

GEOLOGISCHE
PRINZIPIENFRAGEN

VON

E. REYER

MIT 254 TEXTFIGUREN

LEIPZIG
VERLAG VON WILHELM ENGELMANN

1907

Vorwort.

Über Grundfragen und Hypothesen. Die Fragen, welche in Kap. 5 bis 10 erörtert werden, beziehen sich größtenteils auf die Grundlagen unserer Wissenschaft. Ist schon in älteren exakten Disziplinen eine Revision der Annahmen und Hypothesen eingeleitet, so erscheint die Überprüfung unserer jungen Wissenschaft in dieser Beziehung noch dringender. Hilfsvorstellungen, welche mit den beobachteten Erscheinungen nicht stimmen, müssen durch tauglichere ersetzt werden, in offenen Fragen sollen verschiedene Deutungen nebeneinander bestehen — dieser Zustand der Schwankung und der Unsicherheit wird gewiß noch lange herrschen.

Unsere theoretischen Betrachtungen leiden darunter, daß die Grundlagen meist nicht exakt sind, daß wir die Quantitäten nur selten feststellen, einzelne Phänomene nicht isolieren können und daß der Wert des Experimentes von den meisten Fachleuten nicht anerkannt wird.

In vielen Fällen wird ein Phänomen durch das Zusammenwirken mehrerer positiver und negativer Momente bedingt, deren Quantität nicht festgestellt werden kann. (Vulkanische Prozesse, Hebung, Gebirgsbildung, Erosion.)

In anderen Fällen ist der kausale Zusammenhang maskiert, in dem die Wirkung oft lange Zeit, nachdem die Ursache gegeben war, in die Erscheinung tritt. (Auslösung einer Spannung, Eruptionen, welchen erst nach Jahren der Niederbruch folgt etc.)

Eine logische oder mathematische Ableitung ist oft scheinbar überzeugend, enthält aber doch einen Fehler.

In manchen Fällen werden Tatsachen und willkürliche Annahmen vermischt; so ist es u. a. üblich, in den Profilen die wirklichen Aufschlüsse mit den subjektiven Vermutungen in ein Bild zu verschmelzen; richtig wäre es, die Aufschlüsse mit festen Linien, die hypothetischen Ergänzungen aber durch punktierte Linien zu bezeichnen.

In anderen Fällen ist die Ableitung richtig, während die zugrunde liegenden Annahmen anfechtbar erscheinen. Diese Fehlerquelle wird oft nicht erkannt, weil die Annahme herkömmlich ist und demnach zur Kritik nicht auffordert. Ist die grundlegende Annahme so einfach, daß sie sich »von selbst versteht«, so wird sie selbst in exakten Wissenschaften oft verschwiegen und entgeht demnach der Kritik. In diese Kategorie gehört das Axiom »das Einfache ist natürlich«, tatsächlich entspricht aber das Einfache nur unserem Denken, es ist unserem Verstand gemäß, aber es harmoniert durchaus nicht mit der Natur (vgl. Reyer, Über das Einfache, Zeitschr. f. wissensch. Philos. 1907).

Ein Prozeß verläuft auf kurze Strecke monoton, wir stellen ihn graphisch als gerade Linie dar, bezeichnen diesen Verlauf als gesetzmäßig und setzen diesen durch die gerade Linie symbolisierten Verlauf im Gedanken weit über die Grenzen der Erfahrung fort, was unzulässig ist (Erfahrungen und Hypothesen bezüglich der Wirkung von Temperatur und Druck). Eine Erweiterung der Erfahrung zeigt, daß die gerade Linie in unserer graphischen Darstellung tatsächlich nur ein Stück einer Kurve ist, daß die Kurve im weiteren Verlauf einen Bruch aufweist usf. Unsere Regeln und Gesetze sind immer nur annähernd und innerhalb gewisser Grenzen richtig. Wir greifen einfache Typen heraus, welche wir als gesetzmäßig bezeichnen; erweist sich der weitere Verlauf als kompliziert, so sprechen wir von Ausnahmen, Abweichungen, Störungen. In der Natur ist aber jede derartige Abweichung ebenso gesetzmäßig, wie jener einfache Fall, den wir hervorgehoben und als

gesetzmäßig bezeichnet haben. Nicht die Natur, sondern nur unser Denkprozeß wird durch diese sog. »Abweichungen« gestört.

Durch die vorliegende Betrachtung wird der Wert der einfachen Auffassungen und Hilfsvorstellungen nicht herabgesetzt, sondern nur richtig gestellt. Wir müssen einfache Typen, Hilfsvorstellungen, Gesetze aufstellen, wir müssen isolieren und abstrahieren, da uns ein gleichzeitiges Erfassen der unermesslichen Partitur der Erscheinungs-Welt unmöglich ist. Auch der Wert der Hypothesen wird durch die kritische Untersuchung nicht vermindert; wir können solche Hilfswerkzeuge nicht entbehren, weil sie erst Zusammenhang und Bedeutung in die Mannigfaltigkeit bringen und unser Interesse vertiefen.

Nachdem bis in die ersten Dezennien des vorigen Jahrhunderts phantastische Hypothesen unserer jungen Wissenschaft einen eigentümlichen Zauber verliehen hatten, folgte eine heilsame Reaktion, welche Beobachtung und exakte Beschreibung forderte; in den letzten Dezennien aber gewinnt neben dieser Richtung auch die Zusammenfassung und theoretische Erforschung an Boden.

Meine Experimente und die Untersuchung über Gebirgsbildung wurden von wenigen beachtet, von den meisten abgelehnt, woraus ich schließen mußte, daß meine Arbeit vergeblich gewesen sei. Ohne von der Irrigkeit meiner Anschauungen überzeugt zu sein, verließ ich dieses Feld und erfüllte eine soziale Pflicht, indem ich mithalf, die Volksbildung in unserer Heimat zu heben. In den letzten Jahren aber wuchs in mir die Ueberzeugung heran, daß meine geologischen Arbeiten früher oder später der Wissenschaft doch förderlich sein werden und ich beschloß, die vorliegenden Untersuchungen zu veröffentlichen.

Da ich die betretenen Wege vielfach verlasse, erwarte ich zunächst Widerspruch und Ablehnung. Ich bin mir dessen bewußt, daß der Pfadfinder manchen Irrweg gehen und daß

er zum Schluß auf viele vergebene Mühen zurückblicken wird. In dem einen oder anderen Falle bewährt sich aber der neue Pfad und wird in späterer Zeit eine brauchbare Bahn.

Meine früheren Darstellungen waren breit, weil ich im einzelnen Fall die Wege und Irrwege der Forschung verfolgte und einen Überblick über die Literatur gab. Die vorliegende Schrift ist von solchem Ballast befreit, ich zitiere nicht, weil die guten Repertorien unserer Tage jedem Forscher einen hinreichenden Überblick gewähren.

Weidling bei Wien, im Mai 1907.

E. Reyer.

Inhalt.

	Seite
I. Das Meer. Einleitung	I
Erosion 2. — Zirkulation der gelösten Stoffe 3. — Wandlungen des Meeres und der Atmosphäre 3.	
II. Flußlauf und Erosion	5
Arten der Erosion, mitwirkende Agentien 6. — Erosions-Transport 7. — Massenbewegungen der Alluvien und trigonometrische Aufnahmen 8. — Massenbewegung und Besitzgrenzen 12. — Niederschlags- und Erosionstypen 14. — Verlegung der Wasserläufe 16. — Ruptur und Erosion 17. — Subterrane Erosion 18. — Verwandlung der subterranean in normale Flußläufe 20. — Überwindung tektonischer Hindernisse 22. — Erosion in Verwerfungs- und Faltegebirgen 23. — Potentielle und faktische Höhe 24. — Phasen der Erosion 24.	
III. Technische Eingriffe.	30
Nivellierung infolge der Verlegung der Wasserläufe, der Kampf gegen geologische Prozesse 33. — Kanäle 35. — Konkurrenz der Frachtkanäle mit den Bahnen 37. — Entwässerungs-Methoden 37. — Das Wasserrecht; technische und soziale Fragen 39.	
IV. Quellen und Grundwasser.	42
Grundwasser und Meer 45. — Spaltquellen 47. — Schlammquellen 47. — Änderung der Steigquellen 47. — Verwitterung und Auslaugung 48. — Der Zug des Wassers im Gestein bewirkt Entmischung und Ausscheidung 50.	
V. Eruption und Intrusion. Einleitung	52
Geschwindigkeiten der vulkanischen Vorgänge 53. — Alter der Vulkane 54. — Formen der Gänge 55. — Projektil-Erosion 56. — Bruchsysteme 56. — Senkungsfelder 57. — Ein vulkanischer Ausbruch wird oft verursacht durch die vorletzte Eruption 58. — Gesetzmäßige Förderung des Magmas 58. — Zustand in der Tiefe 59. — Geringe Tiefe des Eruptionsherdes 60. —	

Differenzierung des Magmas 61. — Dichtezunahme 62. — Intrusion; relatives Alter der Nachschübe und der angelagerten Sedimente 63. — Hangendkontakt, Änderung der thermischen Verhältnisse 65. — Lakkolithe 65. — Submarine Ergüsse 68. — Intrusives Wachstum mit oder ohne Durchbruch 69. — Variable Beziehungen der Massenergüsse zu den Sedimenten 71. — Granitische Massen unter den Vulkanen 72. — Bewegung der Massen auf geneigter Basis 73. — Die Punktwege 74. — Aufrichtung und Überschiebung 74. — Die Randzone 76. — Massenbafter, einheitliche Förderungen, deren Ursache 77. — Synthetische Ergüsse 77. — Alter der Granite, rezente Granite 78. — Gegensatz meiner Anschauung gegen die herrschende Vorstellung 80. — Reine Intrusion in Sedimente; Lagergänge sind subterrane Ergüsse in schwimmenden Schichten 81. — Verschiedene Deutung einer Eruptivmasse, Trugschlüsse 84. — Bathyskopie 86. — Kosmische Eruptionen 87. — Zyklus der Entwicklung 90.

VI. Eruptivtypen: Islands Vulkane; Massenergüsse der Alpen 90

Paläozoische und mesozoische Eruptionen im alpinen Bruchfeld 94. — Die spätere Gestaltung der Alpen ist durch paläozoische Rupturen vorgezeichnet 98. — Flankenergüsse der Granit-Massifs wechsellagern mit mesozoischen Sedimenten 100. — Alte und junge Rupturen 103. — Der Engadin ist ein Grabenbruch, welcher bis in die jüngste Zeit lebendig erhalten wird 103. — Senkung der mit Sedimenten wechsellagernden Granitergüsse gegen das Bruchfeld verursacht durch den Vorgang der Eruption 107. — Wassertiefe und Erstarrung des Magmas (Hebung und Senkung) 108. — Zeitliche und räumliche Differenzierung der Facies, Metamorphismus, junge Gneisse, tuffogene Sedimente 109.

VII. Rupturen und plastische Umformung 114

Gehänge-Brüche 114. — Bruchgrenze 115. — Rupturen in Pressungsgebieten 120. — Ursachen der Verwerfungen 122. — Thermische Kontraste und Bruchsysteme 123. — Füllung der Grabenbrüche 124. — Dauer der Prozesse; Ursache und Wirkung 124. — Alter der Rupturen 126. — Böschung und Scherwinkel 128. — Umformungsreihen: 1. Wirkung der Gravitation, Böschung 128. — 2. Wirkung des horizontalen Druckes 130. — 3. Wirkung vertikaler Spannung 130. — 4. Massenbewegungen 131. — 5. Umformungs-Varianten in Faltengebirgen 131. — Diskordanz infolge von Deformation 133. — Bewegung durch plastische Massen 136. — Verhältnis von Oberfläche und Inhalt 136. —

Bewegung plastischer Massen ineinander 137. — Seebeben werden z. T. verursacht durch rupturale Deformierung der Erdkruste 139.

VIII. Gebirgsbildung 140

Die Kontraktionshypothese ist mit den beobachteten Erscheinungen nicht vereinbar 140. — Die Gleitfaltung wird durch thermale Schwellung vorbereitet 142. — Bedeutung durchwässerter Gleit-Schichten 142. — Der thermale Auftrieb ist chronisch, die Auslösung der Spannung durch die Gravitation erfolgt hingegen akut 143. — Die Faltung ist eine Begleiterscheinung der Strömung 147. — Depression der Faltungszone, Senkung des Hinterlandes 148. — Das Wesentliche und die Varianten der Faltgebirge 150. — Parallelismus und Divergenz der Gebirgszüge 151. — Andere Ursachen der Faltung und Überschiebung, Intrusion 152. — Granitmassifs und Gleitfaltung 153. — Der Gegensatz meiner Auffassung gegen die Kontraktionshypothese 154. — Ruhige Zonen und Regionen in Faltgebirgen 156. — Das magmatische Problem 156. — Isostasie, Störungen durch Gravitation und thermale Wandlung; Trugschlüsse 157. — Gleichgewicht in plastischen Systemen 159. — Das Alter der Gebirge, rezente Gebirgsbildung 163. — Gebirgstypen, synthetische Gebirge 164. — Zwei gegensätzliche Prinzipien: Differenzierung und Ausgleich 166. — Postkurrenz 166. — Zyklus der Gebirgsbildung 166. — Amplitude der vertikalen Bewegungen 168.

IX. Hebung und Senkung; Deformationen von großer horizontaler Ausdehnung 170

Deformation des Meeres und der Kruste, deren Ursachen 171. — Kompensation der positiven und negativen Deformationselemente, graphische Addition 172. — Eiszeit und Deformation der Kruste 172. — Flachgebiete, Wechselregionen und labile Zonen 172. — Relative Konstanz der Meere 173. — Schwierigkeiten der Rekonstruktion 175. — Tiefsedimente und Eruptionen in marinen Wannen 176. — Hebung und Senkung weiter Gebiete, Transgression 177. — Kosmische Ursachen der Deformation und des Klimawechsels 177. — Kondensation und Erstarrung in der Tiefe als Ursache ausgedehnter Deformationen 177. — Gegensatz der thermalen Prozesse in marinen und kontinentalen Feldern 179. — Pressungs- und Streckungsgebiete 180. — Einfluß der Eruptionen 182. — Änderung der Rotation, ruckweise Deformation des Erdkörpers und mächtige Flutbewegungen des Meeres 183. — Kritische, revolutionäre Epochen 183.

	Seite
X. Erstarren eines Weltkörpers, Zyklus der kosmischen Wandlungen	184
Tiefe der Kondensation und Erstarrung 185. — Umfang der Strömungen 186. — Gesonderte Strömungen in verschiedenen Tiefenzonen 187. — Trägheit der starren Gasmassen in der Tiefe 187. — Temperaturzunahme 188. — Eruptionen aus magmatischen und überkrusteten Weltkörpern, typische Eruptionsformen 188. — Stadien der Abkühlung 189. — Dauer der Abkühlung 191. — Vereinigung und Entfremdung der Stoffe im Weltraum, Kollisionen, Meteoriten, aufleuchtende Gestirne 194. — Verteilung der Substanz im Weltraum 196. — Begrenztheit der kosmischen Systeme höherer Ordnung 197. — Unbegrenztheit der Wandlungen und des Lebens 201.	

I. Das Meer.

Einleitung. Das bewegliche, vielgestaltige Gebilde steigt in Dünsten auf, um in fernen Gebieten wieder niederzusenken als Schnee oder Regen. Rastlos rieselt und rauscht es durch Schluchten und Täler, es dringt befruchtend in den Boden, in die Tiefen der Erde, und bewirkt dort unsichtbare, mächtige Wandlungen. Es schafft Leben und es vernichtet, es breitet Schichten in die Ebene, es löst und feilt, es zerstört die festen Gesteine, trägt die Gebirge ab, es führt die Trümmer durch die Täler und schiebt Sand und Schlamm hinaus in die Ebenen und bis zum fernen Meer. Weißschäumend jagen die Wogen vom Sturm erregt, donnernde Brandung kämpft gegen das Land. Die Erd feste wird zerstört, während unter dem Gewässer neue Gebilde sich schichten, das ungeborene Land der Zukunft.

Eilende Wolken, starres Firmmeer, wandernde Fluten, endlos brandendes Weltmeer — eine Welt von Werden und Vergehen erschließt sich vor unseren Augen. —

Stundenlang versenkt sich das zentnerschwere Senkblei im Meer, ein halber Tag vergeht, bis es wieder aufgewunden ist. Um den Golf von Mexiko mit Wasser zu füllen, müßte der Mississippi durch vier Jahrtausende seine Wassermassen in diese flache Schale füllen. Die Regenmengen, welche jährlich auf die Erde fallen, würden im Verlauf von 15 Jahrtausenden jene Depressionen füllen, welche vom Meer beherrscht werden. Mit der Erdmasse verglichen, erscheint aber das Meer doch nur als ein dünnes Flüssigkeits-Häutchen, welches die Depressionen des mächtigen Balles bedeckt. Das Meerwasser bildet kaum den

tausendsten Teil des gesamten Erdkörpers, es könnte durch die Poren der Gesteine aufgenommen werden, es könnte zur Hydratbildung verwendet werden und dies wird auch in fernerer Zeit sein Ziel und Ende sein.

Die Tiefen des Meeres sind kalt und lichtlos, arm an Lebewesen, nur zu oberst (bis 100 m) liegen warme durchleuchtete Gewässer; diese strömenden Wasserblätter bringen Wärme und Leben bis zu den polaren Regionen. In den seichten Meeren, längs der Küsten, entfaltet sich reiches organisches Leben.

Meeres-Erosion. Vielgestaltig sind die Beziehungen zwischen Land und Meer: Hier Flachküsten mit Sandbänken und Lagunen, dort steil abfallendes Gebirge, hier stürmt die Brandung (mit einem Druck von mehreren Tonnen pro m²), so daß die mächtigsten Bauwerke sich in ihren Fugen lockern, die Felsen werden unterwaschen, die Klüfte ausgeweitet, die Massen stürzen und rollen mit der Brandung über den flachen Küstenstreifen der Tiefe zu. Mit Sand und Steinen beladen stürmen die Wogen gegen die Felsen, die Steine hämmern, der Sand feilt die harten Erdfesten und bewältigt die Gebirge.

Wo das Land sich den weiten marinen Wannenzusenkt, da greift das Meer in der geschilderten Weise, langsam und unwiderstehlich erobernd, tief ins Land hinein, es sägt landein sanft ansteigende Flächen und lagert den Schutt als weithin ziehende mächtige Schichtengebilde, welche in späteren Epochen wieder Festland werden.

In früheren geologischen Epochen stand der Mond der Erde näher, die Erde rotierte rascher, die Fluten waren ungleich mächtiger und häufiger als in unseren Tagen. Da auch die Luftströmungen intensiver waren, war die erodierende Gewalt des Meeres größer; mächtige Detritusschichten bildeten sich in kurzer Zeit (die Mächtigkeit der archaischen und paläozoischen Schichten darf deshalb nicht schlechtweg als chronologischer Maßstab benutzt werden).

Zirkulation der gelösten Stoffe. Eine Tonne Seewasser liefert 37 kg Salz, 5 kg Magnesiumsalze und 1,3 kg Kalksalze (meist Gips). Ein Meer von 1000 m Tiefe würde eingedampft eine haustiefe Schichte Kochsalz, aber nur eine halbmeterige Schichte von Kalksalzen ergeben.

Während geringe Mengen des Salzes hier und dort in abgedämmten Buchten eingedampft und dem marinen Vorrat entzogen werden, wird der Kalk fort und fort von den Organismen aufgebraucht und gefesselt. Unter der Voraussetzung, daß auch der Gips von den Organismen ganz konsumiert werden könnte, würde das Meer eine nur wenige Meter dicke Schichte organogenen Kalkes liefern, während der Kalk tatsächlich einen namhaften Teil der mächtigen Schichtsysteme bildet. Das Meer könnte solche Massen aus seinem Kalkvorrat nicht liefern, es würde durch die Wirkung der Organismen verarmen, wenn ihm nicht durch die Flüsse jährlich etwa eine Milliarde Tonnen Kalk neuerlich zugeführt würden. Im Verlaufe von 700 000 Jahren würden die Flüsse dem Meer etwa soviel Kalk zutragen, als derzeit im Meer gelöst ist.

Das Meer verhält sich in diesem Falle wie eine Kasse, durch welche fortwährend bedeutende Geldmengen laufen, während der ständige Vorrat sich in engen Grenzen hält. (Analogie mit dem Silikatvorrat.) Eine hohe Anreicherung des Meeres mit Kalksalzen wird durch die organische Tätigkeit verhindert, während das Kochsalz sich im Meer immer mehr anreichert.

Wandlungen des Meeres und der Atmosphäre. Wir können annehmen, daß die Meere ursprünglich viel ärmer an Salzen waren. Auch in anderen Beziehungen ergeben sich Gegensätze, wenn man entfernte Zeiten vergleicht. In der Urzeit war, der hohen Temperatur gemäß, das Wasser Bestandteil der Atmosphäre. Die Meere waren anfänglich unbedeutend und räumlich beschränkt, die Erdkruste war dünner, die Eruptionen waren häufiger und gewaltiger, es wurden bedeutendere Massen saurer

Dämpfe (Cl H , SO^2) gefördert und es konnten sich dem entsprechend überhaupt keine Kalksedimente bilden. Die CO^2 gehörte der Luft an und wurde noch nicht durch kalkabscheidende Organismen gefesselt, es konnten demnach in der Urzeit nur kieselscheidende Organismen bestehen, die Kalkzeit folgte erst mit dem Fallen der Temperatur und mit der Lichtung der Atmosphäre. —

Wandlungen der Atmosphäre gehen Hand in Hand mit den Veränderungen des Meeres. Heute stellt das Luftmeer eine zarte Sphäre dar, welche, auf die Dichte des Wassers gebracht, nur eine Schichte von 10 m Höhe bilden würde. Gegen die Höhe tritt progressive Verdünnung ein, bei 6000 m liegt schon die Hälfte der Atmosphäre unter uns, die obere Hälfte aber reicht deutlich nachweisbar nur etwa 200 km weit (Aufleuchten der Meteore). In früherer Zeit war die Temperatur der Kruste so hoch, daß das Wasser in der Atmosphäre enthalten war. Das Luft- und Dampfmeer lastete in jener Zeit auf der Erdoberfläche mit einem Druck von etwa 300 Atm. Unter diesen Umständen mußten die geförderten Eruptivmassen granitische Textur annehmen; intensive Gesteins-Metamorphosen vollzogen sich unter dem gewaltigen Druck, unter dem Einfluß der hohen Temperatur und unter der Einwirkung saurer Dämpfe. Die Atmosphäre war also ursprünglich etwa 300mal so dicht, weil sie damals noch alles Wasser in sich aufnahm, welches später als Meer niederfiel. Die Luft enthielt außerdem saure Dämpfe und mindestens 10mal soviel Kohlensäure, als sie heute aufweist. Das organische Leben hat seitdem den größten Teil der CO^2 in Form von Kohlenlagern an die Erdkruste gefesselt. Endlich ist noch eine wichtige Änderung zu beachten: die Atmosphäre mußte ursprünglich all jenen Stickstoff enthalten haben, welcher in späterer Zeit (gleichfalls durch die Organismen) gefesselt wurde. Fig. 1 veranschaulicht die Wandlungen der Atmosphäre: zur Linken: Anfangszustand, es beginnt die Wasserkondensation, zur Rechten

erscheint das Wasser niedergeschlagen, O und N herrschen, Cl H und SO² sind verschwunden, CO² ist vermindert (oberste dunkle Linie).

Blicken wir in die Zukunft, so sehen wir zunächst, der Abkühlung entsprechend, einen weitergehenden Niederschlag des Wassers sich vollziehen, die Atmosphäre wird dünner und heller, die Strahlung gegen den Weltraum wird bedeutungsvoll. Immer mehr Wasser wird zur Hydratbildung verwendet und in den Poren der Gesteine aufgenommen.

Cl H, SO², CO²

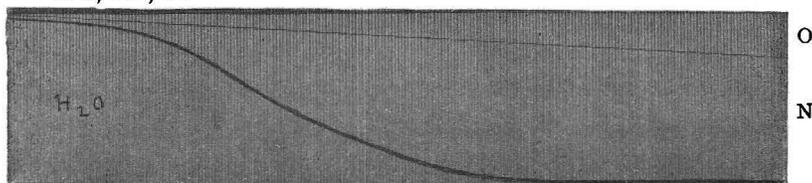


Fig. 1.

Das ewige Weltmeer mit seinen endlos erneuten Wogen rauscht aus der Urzeit durch unsre Gegenwart hinüber in die Zukunft; in fernen Zeiten aber muß auch dies „ewige“ Wogen gleich allem werdenden wieder verschwinden. Das organische Leben erlischt, der Erdball hat sein wunderbares Werden vollendet. —

II. Flußlauf, Erosion und Absatz; Bewegung der Alluvien.

Die Eruptionen schütten Gebirge auf, durch thermale Vorgänge und durch Intrusion werden bald schmale Zonen, bald weit ausgedehnte Gebiete der Erdkruste aufgetrieben. Infolge dieser Vorgänge würde ein flaches Relief mit vielen abflußlosen Niederungen ausgebildet. Durch die Sonne werden aber die Gewässer gehoben, sie rieseln und strömen, sie schieben den Schutt, sie lockern und lösen die festen Gesteine, sie füllen die Niederungen

und würden das Land in absehbarer Zeit ausebnen, wenn nicht immer von neuem Gebirge aufgebaut und aufgetrieben würden. Hebung und Nivellierung haben seit Beginn der Krustenbildung einander bekämpft und sie werden fortwirken, bis der thermische Ausgleich und die Reabsorption des Wassers erfolgt sein wird. In späteren Epochen werden die vulkanischen Aufschüttungen, die Auftreibungen und die erodierenden Mächte immer schwächer, das Wechselspiel ermattet, das Leben verarmt und erlischt.

Arten der Erosion, mitwirkende Agentien. Die Bewältigung der festen Gesteine durch das Wasser wird zumeist durch Verwitterung und Temperaturwechsel vorbereitet. Es ist aber unzweifelhaft, daß die Erosion (im weiteren Sinne) auch feste, schwer lösliche Felsmassen zerstört. Das Wasser allein hätte allerdings nicht die Macht, derartige Massen in absehbarer Zeit zu bewältigen, in solchen Fällen greifen vielmehr zwei andere Agentien ein:

1. führen die Wasserläufe Gesteinstrümmen und Sand mit, sie schieben diese Partikel über den festen Grund und schleifen und feilen die Felsen. Das ist jener Erosionstypus, welcher seine Analogie hat in der schleifenden Wirkung der Gletscher.

2. In anderen Fällen finden die Gewässer ihren Weg in durchlässigen Schichten, welche unter einer festen Platte liegen (Tufflage unter einem Lavastrom u. a.), sie räumen aus; die hangende Schichte, welche nicht mehr gestützt ist, bricht nieder, der Bach räumt die Trümmer aus und schafft sich so eine von steilen Bruchrändern begrenzte Rinne (Klamm). In diesem Falle hat die eigentliche Erosion wenig Anteil gehabt, die Wirkung wurde im Wesentlichen erzielt durch die Gravitation.

3. In jung aufgestauten Gebirgen und bei jung aufgeschütteten Vulkanen werden durch die Erosion tiefe Furchen mit steilen Gehängen geschaffen, die steile Böschung kann sich nicht halten, es erfolgen Bergstürze und Schlipfe, welche die Erosion wirksam unterstützen.

Die Erosion wird immer durch die Gravitation gefördert, während aber in den ersteren Fällen die Erosion im engeren Sinne wirkt, bereitet die Erosion in den Fällen 2 und 3 das Gebiet nur vor, um die weitere Arbeit der Gravitation zu überlassen. Ist diese vollzogen, so greift allerdings das Wasser wieder ein, indem es den Schutt ausräumt.

Erosions-Transport. Die Stoßkraft ist proportional der sich bewegenden Masse; doch wird ein Teil der Energie verbraucht durch die Wandreibung. Je flacher das Bett, je geringer die Wassermasse, umso geringer wird die Stoßkraft. Als entscheidender Faktor tritt hinzu das Gefälle. Bäche transportieren bei normalem Wasserstand einige % Trübes, überdies schieben und rollen sie größeres Material am Boden fort. Bei Hochwasser steigert sich der Prozentsatz der Trübung gewaltig (Übergang zum Typus-Schlammstrom).

Die festen Partikel, welche die Bäche und Flüsse fördern, werden dem Flachland zugeführt, die feine Trübung der Ströme aber baut das Delta und weithin reichende submarine Schlamm-lagen.

Das Nildelta besteht aus einer 10 m dicken Schlammlage, etwa 300 km³ Nilschlamm wurden im Laufe von 10 Jahrtausenden im Gebiete des Deltas abgelagert. Da der Nil jährlich etwa 60 Millionen m³ Schlamm mit sich führt, folgt, daß etwa die Hälfte dieser Massen zur submarinen Ablagerung gelangen dürfte. In anderen Fällen wird der größere Teil der Trübung submarin abgesetzt, und nur etwa ein Drittel zur Verlandung verwendet.

Die submarine Ablagerung ist eine Vorläuferin der Delta-bildung; sobald die submarinen Massen über dem Meeresspiegel aufragen, erhalten sie den Namen Delta. Das Auftauchen eines Deltas setzt stationäres Niveau oder Hebung voraus. Senkt sich das Gebiet, so ist eine Verlandung nur möglich, wenn die Anschwemmung rascher vor sich geht als die Senkung.

Das Anwachsen des Deltas ist von den angeführten Bedingungen abhängig. Liegen die submarinen Ablagerungen nahe dem Wasserspiegel, so kann die Verlandung sehr rasch vorgehen (Delta des Terek im Kaspisee). Auch wenn der Fluß durch lange Zeit an einer bestimmten Stelle des Deltas mündet, kann die Verlandung lokal rasch vorschreiten, während die übrigen Regionen des Deltas stationär bleiben (Po, Mississippi). Endlich ist zu beachten, daß das Delta immer langsamer anwächst, je größer es wird und daß die sichtbare Verschiebung zum Stillstand kommt, sobald der flache Uferstreifen verlandet und die Steilböschung des Meeresbodens erreicht ist.

In reich besiedelten Gebieten wird die Anschwemmung bedeutungsvoll für die Geschieke der Städte; Hafenstädte liegen nach Verlauf einiger Jahrhunderte tief im Inland, während ein breiter Küstenstrich der Kultur gewonnen erscheint.



Fig. 2.



Fig. 3.

Massenbewegungen der Alluvien und trigonometrische Aufnahmen. Das Delta-Material rückt mit steiler Böschung gegen das Meer vor; an der Böschung ereignen sich Schlammschlipfe, außerdem ist der ganze Körper des Alluviums von Grundwasser durchsetzt und demnach geneigt, der Belastung durch neuerliche Aufschüttungen nachzugeben. Es vollziehen sich (bald nahe der Mündung, bald tief im Inland) Senkungen, welche begleitet werden von einem gleitenden Vorrücken des Deltas (Experiment). In Fig. 2 ist die Böschung des Deltas in der Weise vorgerückt, wie die dunkle Einzeichnung anzeigt. Die Böschung ist infolge der Massenbewegung unter den Meeresspiegel gesunken, der sichtbare Abschluß des Deltas liegt jetzt bei x.

In Fig. 3 ist das Ende des Deltas gegen links vorgertickt, während im Inland bei x eine Senkung erfolgte, welche durch das submarine Vorrücken des Materiales z kompensiert wird (Massenbewegung, Erdbeben, Muldenbildung im Mississippi — Alluvium). Die Depressionen werden natürlich immer wieder durch Alluvion ausgefüllt.

Infolge dieser komplizierten Vorgänge, welche man als Senkungsschub bezeichnen kann, versinken die ursprünglich an der Oberfläche abgelagerten Massen in immer größere Tiefe. Das Vorkommen rezenter Ablagerungen in verschiedenen Horizonten des Alluviums tief unter dem Seespiegel wird meist als Beweis einer Senkung der betreffenden Küste angesehen, doch handelt es sich hier offenbar in vielen Fällen nur um einen lokalen Senkungsschub, welcher ganz unabhängig von der Bewegung der Erdkruste verläuft.

Während diese Bewegungen des Alluviums ruckweise vor sich gehen, vollziehen sich neben ihnen minutiöse Umlagerungen, welche stetige, säkulare Massenbewegungen im Alluvium bedingen. Reflexion und Experiment belehren uns, daß in einer langsam strömenden, von Grundwasser durchzogenen Alluvialmasse fortwährend Partikel in der Richtung talab (niemals bergan) transportiert werden. Es entstehen hier und dort Defekte, welche das Sinken und Vorrücken größerer Partikel ermöglichen. Dazu kommen endlich metamorphe Prozesse und allgemeine Verdichtung (vgl. Penck, Morphologie, S. 509).

All diese Vorgänge (Metamorphismus, Zusammensitzen, strömendes Grundwasser und Gleitsenkung) bewirken eine langsame Verschiebung der Massen; die Alluvien vollziehen demnach eine säkulare Wanderung im Sinne der Böschung, talab. Alle Bestandteile des Alluviums strömen gegen das Meer: der Fluß wandert rasch, das Grundwasser sickert langsam, das Alluvium endlich strömt (für den kurzen Zeitraum menschlicher Beobachtung) kaum merklich vorwärts; da die Verschiebung aber immer

in derselben Richtung erfolgt, muß sie im Verlaufe der Zeit eine beträchtliche Größe erreichen.

Da die Massen in einem festen Bett liegen, müssen sie infolge der Wandreibung am Rand sowie an der Basis die geringste, in den höheren und inneren Partien hingegen eine raschere Bewegung aufweisen. Der durch vier weiße Punkte begrenzte graue Landstreifen (Fig. 4) deformiert sich bogenförmig, wie die weißen Strichlinien anzeigen (siehe unten).

Man wird einwenden, daß diese Betrachtung im Widerspruche stehe mit der Erfahrung, welche lehre, daß die Grenzen des Grundbesitzes, die kulturellen Anlagen, Gebäude usw. stationär sind. Vor allem sei es undenkbar, daß die Städte, welche auf der Alluvialebene stehen, samt dieser Ebene gegen das Meer wandern sollten.

Es ist zu entgegnen, daß namhafte Massenbewegungen in Alluvien nachgewiesen sind und daß säkuläre Wanderungen durchaus nicht eine Zerrüttung der kulturellen Werke bewirken müssen. Wenn keine namhafte relative Verschiebung benachbarter Teile stattfindet, kann das Gefüge eines Baues sehr wohl standhalten. Selbst bei rasch sich vollziehenden Schlipfen bleiben mitunter Gebäude erhalten, sie schwimmen auf dem gleitenden Erdreich wie auf einem Floß.

Es ist ferner zu beachten, daß die Häuser meist nur wenige Generationen überdauern und daß die alten Bauten tatsächlich Senkungen und Risse aufweisen, was in vielen Fällen zur Restaurierung oder Abtragung der alten Bauwerke geführt hat. Der Zustand der wenigen alten Bauten, welche heute noch existieren, widerspricht also durchaus nicht der Annahme, daß die Alluvien von säkulären Strömungen beherrscht sind.

Es erübrigt noch ein Einwand: Da trigonometrische Aufnahmen schon in alter Zeit durchgeführt wurden, müßten solche Ortsänderungen längst aufgefallen sein. Dagegen ist folgendes zu beachten:

Die relative Entfernung und Lage benachbarter Orte ist in älteren Karten oft mit annehmbarer Richtigkeit wiedergegeben; kleine Fehler, welche sich summieren, bewirken aber bekanntlich in den alten Karten verzerrte Darstellungen weiter Gebiete. Trifft dies bei großen Teilen der festen Erdkruste zu, so befreit es sich, daß säkulare Wandlungen der Alluvien durch Vergleich alter und neuer Karten schwer nachzuweisen sein werden, weil die Aufnahmefehler der alten Karten oft beträchtlicher sind, als die tatsächlichen Bodenänderungen. Wenn derartige Differenzen bestehen, so werden sie gewiß immer nur auf Fehler der alten Aufnahmen zurückgeführt.

Wenn man nicht die einzelnen Ortschaften eines Alluvialgebietes vergleicht, sondern deren Lage im Verhältnis zu festen Punkten der Erdkruste (benachbarte Gebirgsorte) untersucht, kann

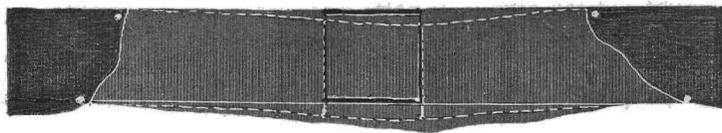


Fig. 4.

immerhin der Vergleich alter und neuer Karten einen Aufschluß geben: wenn in vielen Fällen eine übereinstimmende Verschiebung der Orte in der Richtung gegen das Meer nachgewiesen wird, kann man diese Verschiebung kaum durch Aufnahmefehler erklären, sondern man wird wohl die säkulare Wanderung der Alluvien als Tatsache anerkennen.

Wenn in Fig. 4 die auf festem Gebirg stehenden Orte (vier weiße Punkte) zum Vergleich herangezogen werden, mag sich im einzelnen Fall ergeben, daß das eingezeichnete Quadrat im Laufe der Zeit so weiter rückt, wie die weißen Strichlinien in der Figur anzeigen. In diesem Fall beträgt die Entfernung der vier Orte in der Ebene (eine Seite des Quadrates) 5 km, der ganze quadratische Komplex ist im zentralen Teile des Deltas

um 1 km gegen das Meer vorgerückt, während die relative Entfernung der vier Orte sich im Laufe der Zeit kaum merklich geändert hat. Die Verschiebung der Massen in den zentralen Teilen des Alluvialstromes kann also beträchtlich sein, während die relative Verschiebung benachbarter Orte geringfügig ist. Dieser letztere Umstand maskiert den Vorgang.

Wir werden uns demnach an die Vorstellung gewöhnen müssen, daß die Alluvien langsam wandernde Schutt- und Schlammströme sind, wie wir uns ja längst in die Vorstellung eingelebt haben, daß bis in die jüngsten Zeiten gewaltige gefaltete Schichtmassen säkulare Bewegungen ausführen. Nach meiner Ansicht wird auch im letzteren Falle der gleitende Schub durch die Gravitation bewirkt und wir kämen demnach zu dem Ergebnis, daß weite Gebiete der Erdoberfläche (Alluvien sowie Faltgebirge) horizontale Verschiebungen erleiden und säkulare Wanderungen ausführen, welche unter unseren Augen unmerklich vor sich gehen. Die Nivellierung der Erdkruste wird nicht nur durch die Erosion bewirkt; in hohem Maße beteiligen sich an dieser Funktion auch die Massenbewegungen aller Gebilde, welche labil sind. Erosion und Massenbewegung nivellieren die Erde, beide Erscheinungen aber werden durch die Gravitation bedingt.

Massenbewegung und Besitzgrenzen. Die Besitzgrenze, schwarze Vertikale rechts in Fig. 5, 6, 7, sei fix (Grundgebirg). Die alluvialen Massen gleiten langsam gegen das Bachbett vor. Die Größe des Grundbesitzes (weiße Punkte 1—x und x—z) ist wenig alteriert, während die Lage des betreffenden Landstriches sich doch verschoben hat. Die gegen das Bachbett vorgeschobene Masse wird erodiert, das Alluvium rückt nach, endlich verschwindet der Grundbesitz x—z vollständig. Rekonstruiert man nun, von der fixen schwarzen Marke ausgehend, die alten Grenzen und versetzt man die verschobenen Grenzsteine an die alten Stellen, so erhält der Grundbesitzer 1—x nach

Aussage des Geometers wieder seinen ursprünglichen »Platz«, während seine Hütte und sein Weingarten nun tatsächlich dem Nachbar zufällt. Seine Ortsbegrenzung ist rekonstruiert, während seine wirklichen Grundwerte samt dem Alluvium weitergewandert sind. Die rechtliche Entscheidung mag in solchen Fällen formal richtig sein, während in Wahrheit chronische Entwertungen (bzw. unberechtigter Wertzuwachs) nachzuweisen sind.

Noch schwieriger ist die Entscheidung, wenn in weiten, wandernden Gebieten kein anstehendes Grundgebirg vorkommt.



Fig. 5.



Fig. 8.



Fig. 6.



Fig. 9.



Fig. 7.

(Delta xx Fig. 8, 9 vgl. Fig. 4.) Wenn in einem solchen Falle das ganze Land von der Massenbewegung ergriffen erscheint, wenn alle Punkte der Oberfläche langsam wandern, ist eine Rückversetzung der Grenzen und Ortschaften an ihre ursprünglichen geographischen Orte ausgeschlossen. Man muß sich in die veränderten Verhältnisse finden, was ja auch leicht ist, weil die relativen Verschiebungen selbst in langen Zeiten gering sind. Die in der Fig. 8 abgegrenzte Fläche hat sich deformiert und ist gewandert, wie die weißen Strichlinien in Fig. 9 zeigen. Das bedeutet einen Landgewinn; dazu kommt der durch den Fluß abgesetzte Alluvialstreifen z in Fig. 9, welcher dem Meer abgewonnen wurde. Der Staat hat in diesem Falle an Fläche

gewonnen, den Privatbesitzern aber ist die Noniusverschiebung ihrer Gründe gleichgültig.

Die geschilderten Verwicklungen können bei junger Gebirgsbildung in großem Stil eintreten und für die Gestaltung der Staaten bedeutungsvoll werden. Es sei in Fig. 9 nicht ein unbedeutender, sondern ein ausgedehnter Schichtkomplex in Bewegung (Gleitfaltung, Gebirgsbildung), die Grenzen zweier Staaten verlaufen nach der weißen Strichlinie. Sind die Punkte x, x fix, so dehnt sich die Oberfläche des Staates aus. Man wird in diesem Falle kaum wie in Fig. 5, 6, 7 die ursprünglichen Grenzen herstellen, sondern wird die veränderten räumlichen Verhältnisse gelten lassen, was nicht schwer fällt, da die Verschiebungen erst im Verlaufe langer Zeiten ins Gewicht fallen.

Entscheidend ist in all diesen Fällen, daß die oberflächlichen Schichten, welche die Wanderung ausführen, den eigentlichen Besitztum in sich begreifen, während die Änderung der geographischen Lage für den Besitzer gleichgültig ist. Daß wir es in diesen Fällen aber tatsächlich mit einem Konflikt geodätischer und geologischer Tatsachen zu tun haben, welcher die Rechtsprechung erschwert, erkennt man, sobald man annimmt, daß in Fig. 5 S. 13 im festen Grundgebirg unterhalb xz wertvolle Mineralien vorkommen. Diese gehören nach strenger Logik dem Besitzer oder dem Staate $x-z$, während sie demselben zum Teil entzogen werden und dem vordrängenden Streifen $1-x$ zufallen, sobald man die wandernden Grenzen der obersten Schichten gelten läßt.

Niederschlags- und Erosionstypen. Bei geringem Niederschlag wird das Relief im wesentlichen durch Aufschüttung, Hebung, Senkung und Windtransport bedingt. Es bilden sich keine kontinuierlichen Flußläufe; die Auslaugungsprodukte bleiben in den Depressionen als salziges Grundwasser bzw. Salzseen (Wüsten, s. Penck, Verhandlg. d. Geographentages 1883).

Starker Niederschlag bedingt die Ausbildung kontinuierlicher

Flußläufe, wobei der Rhythmus der Niederschläge maßgebend ist: verteilt sich der Regen über das Jahr, so bildet sich eine Pflanzendecke, welche die Erosion verzögert; konzentriert sich der Niederschlag auf eine kurze Zeit, während sonst Trockenheit herrschte, so tritt die Vegetation zurück, die Gewässer greifen während der Regenzeit mit voller Gewalt in die losen Massen (Wüstengebiete mit kontinuierlichen Erosionsrinnen).

Ist das Gebirg alt und durch die Erosion abgetragen, so häufen sich die Alluvien auch im Gebirg; immer beschränkter werden die Züge anstehenden Gesteines, welche aus dem Alluvium aufragen.

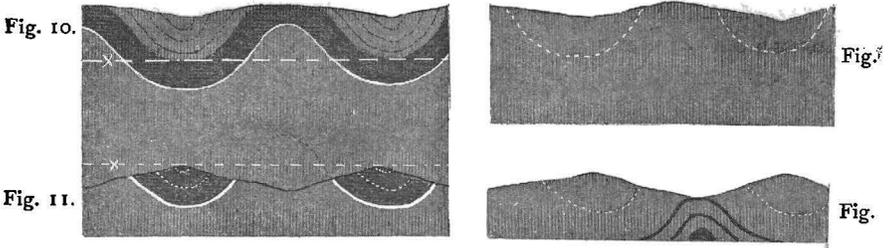
Ist die Hebung noch nicht erloschen, so werden nach jeder ruckweisen Bewegung des Gebirges die abgelagerten Schuttmassen teilweise ausgeräumt, es bildet sich ein Terrassenrelief. Dieser Typus entsteht außerdem ganz allgemein ohne Rücksicht auf Hebung, wo flachgelagerte Schichten von verschiedener Festigkeit erodiert werden (Lavadecken und Tuffe, Sedimente von verschiedener Festigkeit). Die verschiedenen Stufen werden durch Vegetation, Schneedecke, Wasserfälle usw. hervorgehoben.

Die Erscheinungen verwickeln sich in dem Maße, als die Lagerung wechsellagernd ist. Der Vulkan wird von Radialtälern durchfurcht, das lose Tuffzentrum wird abgetragen, während die peripherisch angeordneten Lavaströme als Platten und Kuppen aufragen.

Das Faltegebirg wird zunächst in der Richtung der Faltenzüge erodiert, die Falten werden ausgefüllt, hier und dort bricht sich ein Fluß quer gegen die Faltung eine Bahn (siehe subterrane Erosion), neben den Synklinen werden auch die durch Aufbrüche gelockerten Antiklinen zum Teil von Wasserläufen eingenommen.

In Fig. 10 sind die dunklen Schichten hart, die Flüsse folgen den weichen Sedimenten der Synklinen und die harten Antiklinen bilden Rücken. Schreitet die Erosion vor bis zum

Horizont x, so trifft sie hier harte Synklinen, welche nun für längere Zeit das Relief bestimmen (Fig. 11). Die Synklinäler haben sich in Antiklinäler verwandelt. (Relief Fig. 12 verwandelt sich in Fig. 13.)



Im Verlauf der Erosion verlieren aber diese tektonischen Gebilde ihre Bedeutung und das Relief wird schließlich nur noch bestimmt durch die festen Schichten, welche als Höhenzüge aufragen, während die weichen Schichten ohne Rücksicht auf ihr Alter und ihre tektonische Stellung durch die Erosion bewältigt werden (Herrschaft der Isoklinäler in den Apallachen und anderen alten Faltengebirgen).



Fig. 14.

Fig. 15.

Verlegung der Wasserläufe. Jeder Fluß hat das Bestreben seinen Lauf fortwährend zu verschieben; auf einer Seite kolkt die Strömung aus, während am entgegengesetzten Ufer Detritus abgesetzt wird. Ferner ist die Neigung der Schichten wichtig, insbesondere wenn die Basis hart ist (Fig. 14). Ist das Gefälle auf einer Seite des Gebirges steiler und ist der Abfall tiefer (Fig. 15), so siegen die Erosionsrinnen dieser Seite, die Wasserscheide wird in der Richtung x verlegt. Ist die

strömende Wassermenge auf einer Seite des Höhenzuges größer, so schiebt diese Seite, die Wasserscheide wird in der Richtung gegen das regenarme Gebiet verschoben. Unter übrigens gleichen Verhältnissen schiebt der Fluß im weichen Gestein über den Konkurrenten, dessen Bett im harten Fels verläuft (vgl. Fig. 16 und 17, wo die dunklen Schichten hart sind).

Ruptur und Erosion. Seit Voigt und Kant wurde hervorgehoben, daß die Erosion in vielen Fällen durch Brüche unterstützt werde. Durch lange Zeit wurde den Rupturen ein übermäßiger Einfluß eingeräumt; dann folgte eine Reaktion, man ließ nur allenfalls die Antiklinaufbrüche gelten und meinte, die Erosion kümmere sich nicht um Rupturen. Beide Ansichten haben teilweise recht. Ein Blick auf Norwegens geologische Karte zeigt, wie Flußläufe, Seen und Küstenlinien wesentlich



Fig. 16.



Fig. 17.

durch Rupturen bedingt werden. Beachtenswert ist, daß selbst in tief erodierten oder abradierten Regionen das Relief von unbedeutenden Verwerfungen beeinflusst wird. Man sollte glauben, daß die Erosion, wenn nicht durch Abtragung, so doch durch Füllung der Depressionen einen Ausgleich schaffen und dann unabhängig von Rupturen ihren Weg gehen müßte. Daß dies nicht immer zutrifft und daß selbst ohne alluviale Ablagerung unbedeutende Verwerfungen für die Flußläufe maßgebend bleiben, beweist, daß im betreffenden Gebiete die Verwerfungen lebendig, d. i. in historischer Zeit aktiv sind und daß der Betrag der Verwerfung in der Zeiteinheit größer ist als der Betrag der Erosion. Bleibt dagegen der Betrag der Verwerfung hinter der Erosion zurück, so wird sich das Relief unabhängig von der

Verwerfung gestalten. In solchen Fällen treten selbst tausendmetrige Verwerfungen im Relief nicht hervor.

Subterrane Erosion. Sekundäre Diskordanz. Wir können in der Natur wie im Experiment die Wirkung der subterranean Erosion überall verfolgen, wo durchlässiges Material im Horizont des Grundwassers herrscht oder auf einer undurchlässigen Basis ruht. Das Grundwasser hat seine eigenen Gerinne und zersetzt und löst die liegenden und umgebenden Gesteine. Das subterrane Gerinne wird tiefer und die hangenden Sedimente müssen sich, falls sie plastisch oder lose sind, der Vertiefung Zug um Zug anpassen, wodurch in vielen Fällen sekundäre Diskordanzen bewirkt werden (Fig. 18, 19).

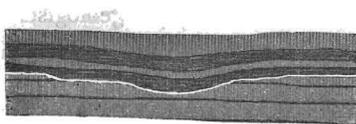


Fig. 18.

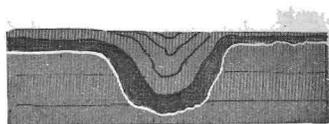


Fig. 19.

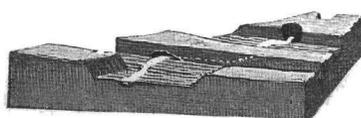


Fig. 20.

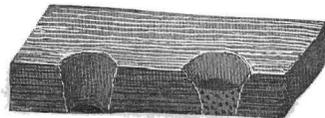


Fig. 21.

Verwickelter gestalten sich die Verhältnisse, wenn die hangenden Gesteine kompakt und von Rissen oder Hohlräumen durchsetzt sind. Im klüftigen Kalkstein versinken die Tagewässer teilweise oder vollständig und haben ihren unterirdischen Verlauf im Körper der betreffenden Kalkschichte oder sie benutzen die undurchlässigen Schichten, welche das Liegende des Kalkgebirges bilden. In diesem Falle wird die subterrane Erosion durch die Löslichkeit des Gesteines unterstützt. Sauglöcher und Schächte führen das Tagwasser zu einem verwickelten System von Höhlen, welche zum Teil durch die Ausweitung von Schicht-

fugen und Klüften (Schicht- und Klufthöhlen) bedingt sind. In solchen Fällen wird zunächst gelöst, dann bricht das Dachgestein nieder, der Detritus wird weiter gelöst und vom Grundwasser ausgeräumt. In manchen Fällen geht schließlich der Bruch zu Tag aus Fig. 20. Der Bruchschlot bleibt bald mit Trümmerwerk erfüllt (Längsschnitte durch experimentell nachgeahmte Dolinenserien Fig. 22, 23), bald erscheint das Trümmerwerk gelöst und ausgeräumt und man sieht durch den freien Schacht hinab bis zum Grundwasser (gefüllte und geräumte Einbrüche Fig. 20 und 21). Oft ist die Oberfläche des Kalkes so reichlich



Fig. 22.



Fig. 23.

von Klüften und Löchern durchsetzt, daß selbst heftige Niederschläge rasch versinken; in anderen Fällen muß ein Teil der Gewässer während der regenreichen Zeit seinen Weg oberflächlich suchen, es bildet sich ein Relief mit kontinuierlichen Flußläufen neben dem subterranean System (siehe Grundwasser).

Wo das Grundwasser tief liegt, verrät sich dessen Verlauf in der Regel nicht an der Oberfläche. Je näher hingegen der Grundwasserspiegel der Tagesoberfläche liegt, desto häufiger trifft man auf Sauglöcher, Einbrüche und Narben (Karstlandschaft).

Mitunter werden die Gesteine oberhalb eines seicht gelegenen subterranean Laufes auf größere Strecken gelöst, durch Einbrüche

zerstört und das subterrane Gerinne wird stückweise in einen offenen Flußlauf verwandelt.

In Experiment Fig. 24 ist der subterrane Lauf hell verzeichnet, während der offene Flußlauf durch (schwarze) Schluchtwände begrenzt erscheint (vgl. Profil Fig. 25). In Experiment Fig. 26 und Profil Fig. 27 beginnt der offene Flußlauf eben erst in der Richtung des subterranean Gerinnes xx rückläufig das Terrain zu zerstören.

Wie die normale Erosion so durchläuft auch die subterrane Erosion ihre Phasen. Man trifft Höhlenkomplexe, welche in ver-

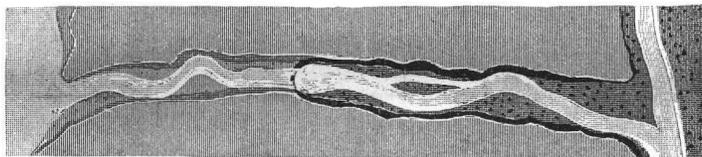


Fig. 24.



Fig. 25.

schiedenen Horizonten liegen. Gesimse und durch Lösung erzeugte Hohlkehlen zeigen den temporären Wechsel des Wasserstandes an (Ursachen: Verminderung des Abflusses, Verwerfung, Lösung, Schutträumung usw.).

Verwandlung der subterranean in normale Flußläufe. In jung gestörten Regionen werden die alten Brüche lebendig erhalten und neue treten hinzu; die oberflächliche, normale Erosion tritt zurück, die subterrane Erosion dominiert, wenn das Material sich eignet. Bei seichter Grundlage des Grundwassers kann während dieser Epoche eine Ergänzung und Fusion beider Flußlaufsysteme erzielt werden (vgl. Penck, Morphologie).

Lag der Grundwasserspiegel tief, so wird eine solche Fusion in der Regel nicht erreicht; die tektonischen Bewegungen beruhigen sich, das Gebirg wird stationär, die Sauglöcher verstopfen sich, immer mehr Wasser bleibt an der Oberfläche; das subterrane Flußsystem verarmt und versiegt, die normale Erosion dominiert und schafft kontinuierliche Erosionsgerinne. So ergeben sich divergente Entwicklungen, welche wesentlich bedingt werden durch die Phasen der tektonischen Bewegung, durch die Art der Gesteine und durch die Tiefenlage des Grundwassers. Einerseits normale, andererseits subterrane Erosion; zwischendurch



Fig. 26.



Fig. 27.

ein Stadium, in welchem sich beide Flußsysteme selbständig nebeneinander ausbilden. Bei seichter Lage des Grundwassers und bei anhaltender Dislokation erfolgt die Fusion beider Systeme.

Die subterrane Erosion hat eine besondere Bedeutung für die Entstehung der Quertäler in Kalkgebirgen. Die Gewässer folgen in diesen Gebirgen zunächst den Depressionen, bilden Synklinseen und finden da und dort, wo ein Faltenzug niedertaucht, quer über denselben einen Abfluß. Die Zahl der Quertäler wäre aber gewiß gering, wenn nicht Rupturen, welche die Antiklinen durchqueren, den Gewässern zunächst einen unter-

irdischen Abfluß gestatteten. Im Verlaufe der Zeit können sich diese subterranean Gerinne in normale Quertäler verwandeln.

Flußläufe überwinden tektonische Hemmungen. Nicht nur die subterranean Erosion ermöglicht den Gewässern entgegenstehende Barren zu durchbrechen; die Erosion kann auch Zug um Zug während der Erhebung einer Barre (Verwerfung, Antikline) dieses aufsteigende Hindernis überwinden, falls die Erosion in der Zeiteinheit intensiver ist als die Hebung. Die Depression vor einer Barre mag mit jungen Sedimenten ausgefüllt sein (Fig. 28) oder die jungen Sedimente überkleiden gleichermaßen Depression und Barre (Fig. 29). Der Fluß vertieft in diesem



Fig. 28.



Fig. 29.

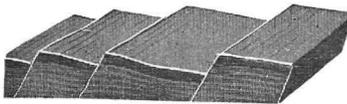


Fig. 30.

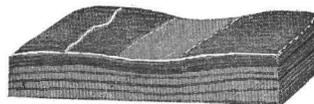


Fig. 31.

Falle sein Bett und durchsägt die Barre (weiße Strichlinie = spätere Lage des Flußbettes). Wenn die tektonische Bewegung in der Zeiteinheit rascher vorgeht als die Erosion, muß sich die letztere akkommodieren; in jungen Verwerfungs- und Faltungsgebieten halten sich die Flußläufe auf weite Strecken an Brüche und Faltenzüge. In Fig. 30 bestimmen die Verwerfungsstufen das Relief, die Flußläufe halten sich auf lange Strecken und für lange Zeit an die Störungslinien, in Fig. 31 wird der weiß eingezeichnete Flußlauf zur Linken, sobald die in der Figur ange deutete Stauung des Terrains erfolgt, in die sich bildende Synklone abgleiten und von ihr dirigiert. Im Verlaufe langer Zeiträume beruhigen sich aber die tektonischen Bewegungen, nun geht die Erosion rascher vor als die Verwerfung bzw. Faltung

und führt die Modellierung des Reliefs selbständiger durch; an Stelle der tektonischen Elemente treten andere Momente: Festigkeit und Löslichkeit der Gesteine, Niederschlag, Gefälle u. a. Nur solange die tektonischen Bewegungen anhalten und nur solange sie rascher vorgehen als die Erosion, treten die Verwerfungen und Faltenzüge im Relief hervor; über tote Verwerfungen oder Faltungen gehen die Flußläufe zur Tagesordnung über.

In Verwerfungs- und Faltegebirgen ist das Gefälle in der Richtung des Streichens meist geringer als in der Richtung quer gegen das Streichen. Wenn der Fluß auch anfänglich vielfach durch Längsbarren (Antiklinen oder Verwerfungsstufen) gezwungen wurde, zwischen diesen Barren mit geringem Gefälle hinzuziehen und das Meer auf großem Umwege zu erstreben, erzwingen sich die Flüsse in niederschlagsreichen Gebieten im Laufe der Zeit immer mehr Abzüge und Ausgänge quer durch das Gebirg, sie suchen kürzere Wege und stärkeres Gefälle.

Während in Gebieten mit geringem Niederschlag langgestreckte Barren der Erosion trotzen, werden die Hochzüge und Faltegebirge in regenreichen Regionen zumeist durch Quertäler zerschnitten und schließlich in isolierte Abschnitte aufgelöst. Der ursprüngliche Bau wird in solchen Fällen allerdings aus der geologischen Karte ersichtlich, während die geographische Karte den tektonischen Typus nicht verrät. Andererseits sehen wir auch häufig, daß harte undurchlässige Gesteinszüge bis in die letzten Stadien der Erosion erhalten bleiben und die Flüsse auf lange Strecken zwingen, sich der tektonischen Grundlage zu fügen (Isoklinaltäler der Apallachen).

Das Problem verwickelt sich, indem Gebirge nicht nur beiderseits verschiedene Gefälle, sondern auch verschiedene Niederschläge aufweisen. Bei Gebirgen, welche der Küste folgen, sind die gegen das Meer gerichteten Läufe meist steiler und diese Seite erhält gleichzeitig mehr Niederschläge als die Landseite.

Die Erosion arbeitet auf der Meereseite stärker und die Wasserscheide wird demgemäß in der Regel landeinwärts rücken. In Fig. 32 empfängt die marine Seite zur Rechten der gefalteten Massen mehr Niederschläge; die Wasserscheide wird gegen x verschoben (Fig. 33). Die Sierra Nevada Cal. zeigt abnorme Verhältnisse (Typus Fig. 34), die steilen Abfälle schauen gegen die hochgelegene Ebene von Nevada; trotzdem sind sie für die Erosion belanglos, weil die Niederschläge, sowie die Niveaudifferenz auf der Meereseite (zur Rechten der Figur) viel bedeutender sind.

Potentielle und faktische Höhe, Phasen der Erosion. Ein Vulkan wächst anfangs rasch, je gewaltiger aber der Berg



Fig. 32.



Fig. 33.



Fig. 34.

wird, desto seltener erfolgen Ausbrüche, endlich gewinnt die Erosion das Übergewicht. Wenn der Vulkan, abgesehen von der Erosion, in tausend Jahren um 100 m aufgeschüttet würde, während der Gipfel in der gleichen Zeit durch die Erosion um 120 m abgetragen wird, schwindet der Vulkan tatsächlich trotz der anhaltenden Aufschüttung. Endlich erlischt der Vulkan und die Erosion nivelliert nun rasch die losen zentralen Tuffmassen.

Wenn wir in der schematischen Fig. 35 die Zeiten auf die Horizontale, die Höhen aber in vertikaler Richtung auftragen, ergibt sich die Wachstumskurve 1—z'; die Oszillationen entsprechen dem Wechsel von Aufschüttung und Erosion. Der Vulkan würde die Höhe z' erreichen, wenn der Untergrund

stabil wäre und wenn nicht die Erosion wirkte. Die Anwachs-kurve reduziert sich infolge der Erosion von $1-z'$ auf $1-z$. Die Kurve zx veranschaulicht die Abtragung nach dem Erlöschen des Vulkanes. Die Kurve $1-z$, welche den Gang der Aufschüttung darstellt, muß noch weiter korrigiert werden, indem man die mit der Aufschüttung kausal verbundene Senkung des Untergrundes (Fig. 36) in Anschlag bringt. Die weiße Strichlinie veranschaulicht die Senkung der ursprünglich horizontalen Basis $1-x$ Fig. 35. Da all diese \pm Größen variabel sind, wird das Resultat mannigfaltig.



Fig. 35.



Fig. 36.

Das Problem wird noch weiter verwickelt, indem die Resistenz der Erdkruste innerhalb weiter Grenzen schwankt. Namhafte Spannungen können sich durch lange Zeit erhalten oder sie werden auf benachbarte Gebiete abgeleitet.

Gäbe es keine Erosion und Einsenkung, so wäre der Vulkan 3000 m hoch; 1000 m wurden durch die Erosion abgetragen (z , Fig. 35), um 1000 m versank der Vulkan in der plastischen Erdkruste (z in Fig. 36), es verbleibt schließlich eine faktische Höhe von 1000 m.

Eine weitere Verwicklung ergibt sich, wenn man die thermalen Beziehungen berücksichtigt. Während und nach erfolgter Aufschüttung tritt die thermale Schwellung in Wirksamkeit, sie kann durch lange Zeit einen Teil der Erosionsabtragung kom-

pensieren. Ist der Vulkan aber erloschen und wird er tief erodiert, so tritt zu der Erosionsabtragung noch weiter eine Senkung infolge der Erosionsabkühlung. Die Kurve 12x (Fig. 37) zeigt uns, nachdem die Aufschüttung lange angehalten, eine namhafte Thermalintumeszenz bei z und danach zwischen z und x eine merkliche Abkühlungssenkung an. Die Mitte der Fig. 37 (bei z) stellt den Abschluß der vulkanischen Tätigkeit dar. Die Höhe sinkt nun, bis die Basis des Vulkanes bloßgelegt wird, die Basis liegt aber infolge Substanzverlustes 1000 m unter dem ursprünglichen Niveau. Die thermale Schwellung wäre in der Mitte der Figur bei z am stärksten, sie kann vorübergehend die Senkung durch Substanzverlust überbieten (Aufsteigen der untersten Kurve bei z), später kommt die Abkühlungssenkung zur



Fig. 37.

Geltung. Unter den vorgeführten Momenten ist die Aufschüttung positiv, die Senkung durch Substanzverlust und Belastung, sowie die Erosion sind negative Größen, der Wärmestrom endlich, welcher von der Tiefe zu der Oberfläche geht, hat anfangs positiven Wert, später folgt die Abkühlungssenkung.

Analog gestaltet sich auch das Verhältnis der Erosion zu Intrusivmassen. Wenn eine solche Masse (Fig. 38) von einer Kruste und festen Sedimenten bedeckt ist, so werden die Sedimente, sobald die Antikline aufbricht, seitlich abgeschoben, wie Fig. 39, 40 zeigen. Die plastischen Massen schieben die Sedimente steil ab. Ein Luftsattel z' hat nie existiert, die Antikline hat niemals die Höhenlage z' eingenommen, sondern steigt während des Prozesses nur bis z. Die Intrusivmasse (Lakkolith) ist niemals 4000 m hoch aufgestiegen, sondern nur 2000 m;

die Granitmasse ist aber tatsächlich doch 3000 m mächtig, weil die Unterlage des Granites 1000 m unter den ursprünglichen Horizont abgesunken ist (N in Fig. 40).

Führt man nun die Betrachtung über den Verlauf der Erosion, der Thermalschwellung und darauf folgenden Senkung in dieses Problem ein, so erhält man Kurven, welche etwa jenen der Fig. 36, 37 entsprechen.

Dieselbe Erscheinung stellt sich ein, wenn ein Sedimentkomplex sich aufwölbt. Die Antikline platzt und nun wandern die Punkte flach auseinander. Der Luftsattel hat auch in diesem Falle nicht existiert. Die faktische Höhe eines Gebirgs kann



Fig. 38.

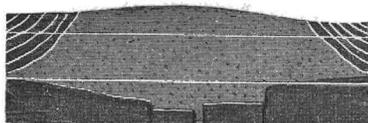


Fig. 39.

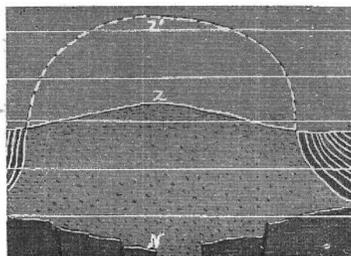


Fig. 40.

aus diesem Grunde weit hinter der Höhe zurückbleiben, welche man aus der Luftsattelkonstruktion ableitet.

Das Anwachsen und Schwinden der Gebirge vollzieht sich demnach wechsellvoll. Die Erosion wirkt von Anfang an, sie wächst mit der Hebung; die Gebirge werden während des Anwachsens in geometrischer Progression abgetragen. Lange bevor die Aufstauung vollendet ist, werden sie bereits niedriger, weil in den letzten Stadien die Auftreibung durch die Erosion überwogen wird.

Während die Gebirge in der Regel wohl rascher anwachsen als die Vulkane, werden sie durch die Erosion langsamer be-

wältigt. Diese Gegensätze sind in Fig. 41 (im Gegensatz zu Fig. 37) dargestellt. z'' ist die potentielle Höhe des Gebirges, welche erreicht würde, wenn die Erosion nicht während der Hebung eingriffe. z' würde erreicht, wenn nicht der Grund unter der Belastung sänke, z endlich ist die faktische Maximalhöhe. zx veranschaulicht die Abtragung, welche relativ langsam verläuft. Bei den Intrusivmassen tritt noch ein negatives Moment hinzu: die Senkung infolge von Substanzverlust.

Der Prozeß der Erosion ist intensiv, solange auf kleinem Raum starke Niveaudifferenzen bestehen (junge Gebirge und Vulkane); er beruhigt sich im weiteren Verlaufe. Während in Gebieten eines jungen Vulkanes (insbesondere in den Tropen) enorme

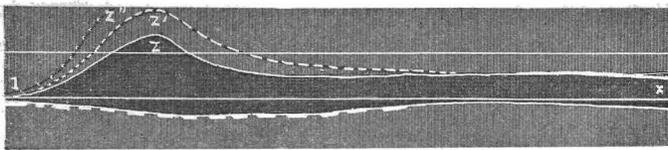


Fig. 41.

Abtragungen in relativ kurzer Zeit sich vollziehen, wird das Gebiet der großen südasiatischen Flüsse im Laufe von 5000 bis 6000 Jahren um einen Meter abgetragen (Mississippi = 16 Jahrtausende, Themse = 32). In Flachländern mit harten Gesteinen ist die Abtragung minimal.

Zum Schlusse bleiben von den hochaufragenden Gebirgen nur mehr einzelne harte Kämme oder Stufen erhalten; in den letzten Stadien dürfte unter Umständen (bei Kalkgebirgen) die subterrane Erosion und Lösung höhere Werte aufweisen als die subaerile Erosion.

In der weiteren Folge tritt infolge der Erosionskühlung Senkung des abgetragenen Gebietes ein. Das hohe Relief verwandelt sich in tiefes Land; wo einst das Gebirge aufragte,

herrscht eine Depression, welche von Eruptivmassen oder von Sedimenten erfüllt werden mag. Das Meer würde infolge der anhaltenden Einschwemmung und Sedimentierung im Laufe der Zeit seichter, zu gleicher Zeit würde es etwas ansteigen, doch hat diese Betrachtung wenig Bedeutung, weil die tektonischen Bewegungen der Erdkruste sowie die Förderung von Eruptivmassen fortwährende Niveauschwankungen bedingen, welche enorm sind im Vergleich mit den nivellierenden Tendenzen.

Es ist endlich auch zu beachten, daß die das Relief bildenden Gewalten Schwankungen unterliegen. Perioden großer Aktivität und verschärften Reliefs wechseln mit Perioden relativer Ruhe und progressiver Abtragung.

Die Erde hätte unter Voraussetzung einer exakt konzentrischen Verteilung der Massen eine monotone Kruste, welche von einer dünnen Wasserschicht verdeckt wäre und dieser Zustand wäre stationär; eine Differenzierung mariner und terrester Gebiete würde nicht stattfinden. Die ursprünglichen stofflichen Differenzen haben aber regionale Differenzierung der thermischen Zustände und mithin fortwährende Deformationen der Erde zur Folge. Bei konzentrischer Anordnung der Stoffe wäre die Erdkruste gleichmäßig von vielen Eruptionsherden besetzt und diese würden das Meeresniveau nur wenig überragen. Die Unregelmäßigkeit der stofflichen Anordnungen, welche den Kontrast zwischen Hoch- und Tiefschollen bedingt, hat auch eine Konzentration der vulkanischen Prozesse, insbesondere im Grenzgebiet zwischen den Hochschollen und den abgesunkenen marinen Schollen zur Folge. Diese strichweise Differenzierung und Häufung ermöglicht aber auch lokal enormes Anschwellen der sedimentären Facies.

Das fallende Tagwasser, das lösende Grundwasser, die abradierenden Meereswogen gestalten das Relief, sind aber in großen Gebieten nicht imstande, die gewaltigen Massen zu nivellieren. Nur einzelne ruhige Schollen des Festlandes tragen das

Gepräge des ruhigen Alters: flaches Relief, geringe und stetige Erosion, unbedeutende thermische Reaktion.

In fernen Zeiten wird die Zahl dieser toten Schollen vorherrschen, die Erde wird alt und ruhig, sie fällt der Nivellierung anheim; schließlich schwinden die fließenden Gewässer und die Meere infolge der Reabsorption.

III. Technische Eingriffe: Trinkwasser, Kanäle, Überschwemmung, Bewässerung und Entwässerung.

Da die Ansiedlungen nicht immer an genießbarem Wasser liegen, wurden die Menschen bereits im frühen Altertum darauf angewiesen, das Grundwasser zu verwerten oder Trinkwasser den Ansiedlungen zuzuführen. Unter der 10 m dicken Schlamm-
schichte des Nildeltas liegt grober, von Grundwasser durchtränkter Sand, in welchem etwa 50 000 Brunnen niedergehen (dazu kommen im oberen Niltal noch etwa 100 000 Brunnen). Diese Brunnen des Deltas repräsentieren also eine Schachtlänge von 500 km. Außerdem bestehen, aus den ältesten Zeiten stammend, in Ägypten, Mesopotamien, Indien, China Wasserleitungen. In Rom wurden in den letzten drei Jahrhunderten v. Chr. Wasserleitungen gebaut, welche 20 bis 100 km lang waren. Die Gesamtlänge der römischen Wasserleitungen ist = 440 km. Die gesamte Wasserlieferung schwankt zwischen 100 000 und 300 000 kbm pro Tag. Während diese großartigen Wasserwerke im Altertum meist nur für die Hauptstadt oder für einzelne Besitzungen durchgeführt wurden, verwenden in unsern Tagen die meisten namhaften Kulturstädte bedeutende Mittel, um die Bevölkerung mit Nutz- und Trinkwasser zu versorgen, eine Kulturarbeit, welche allerdings erst in der Mitte des 19. Jahrhunderts als soziale Pflicht erkannt wurde. In Paris wurden noch in den vierziger Jahren pro Kopf nur 7 Liter Wasser gekauft, während in großen englischen Städten bereits die zehnfache

Menge durch Wasserleitungen geliefert wurde (30 Liter für persönlichen Gebrauch, 40 für Straßen, Industrien usw.). Später hat sich der Wasserverbrauch der großen Städte noch bedeutend gehoben.

Hochwasser tritt je nach den klimatischen Verhältnissen in verschiedenen Typen auf: im Oberlauf des Flusses stauen sich die Wassermassen, falls das Tal eng ist, 10 bis 20 m hoch an, während das Wasser sich im Flachland ausbreitet und demgemäß meist nur einige Meter hoch steigt. Das Tiefland erscheint im Falle der Überschwemmung als weiter See, aus welchem nur einzelne Dächer und Baumwipfel aufragen; die Bewohner flüchten sich auf Dämme, auf Fluchthügel oder mittels Booten. Trotzdem werden in Gebieten mit ungenügenden technischen Vorkehrungen während einer Überschwemmung 50 000, selbst 200 000 Menschen hingerafft (China). Der Verlust an Werten beziffert sich in solchen Fällen an 10 bis 50 Millionen; überdies treten nach der Überschwemmung verheerende Seuchen auf.

Flußregulierungen wurden in den ältesten Zeiten mit wechselndem Glück durchgeführt; einen sicheren Erfolg haben sie erst, seitdem man eingehende Vorstudien über Relief, Wassermenge usw. durchführt. Das Wasser wird bei Tiefstand so zusammengehalten, daß die Schifffahrt möglich bleibt, außerdem werden im Flachland parallel dem Flußlauf Dämme aufgeschüttet, welche das normale Hochwasser fassen. Ereignet sich im Lauf einer Generation einmal eine Hochflut, welche die Norm weit übertrifft, so mag dies eine Mal das Überwasser über die Ebenen sich ergießen, es verlohnt sich meistens nicht die Schutzbauten so auszuführen, daß sie selbst einer säkulären Katastrophe gewachsen sind.

Während diese Naturgewalten in unserer Zeit zumeist gebändigert erscheinen, haben die älteren Kulturvölker in dieser Beziehung weniger Einsicht und vor allem weniger organisato-

rische Begabung gezeigt. Die Wälder wurden verwüstet, die Gewässer stürzten rasch den Niederungen zu, die Überschwemmungen wurden verheerender. Kahle Gebirge, verwüstete Ebenen, kurze Überflutung, lange Dürre — diese Kontraste treten uns noch heute in weiten Gebieten rückständiger Staaten entgegen (Mittelmeerländer u. a.).

In unserer Zeit werden die alten Fehler vermieden und enorme Summen für Flußregulierung aufgewendet (Frankreich verwendete in den letzten Dezennien eine Milliarde für diesen Zweck). Selbstverständlich setzt aber die Herstellung eines idealen Zustandes die Arbeit von Generationen voraus; in Staaten mit entwaldeten, kahlen Gebirgen ist eine Heilung dieses Übels überhaupt ausgeschlossen. Wo in den Gebirgen noch Humus existiert, hat die Aufforstung günstig gewirkt, man schafft Stau-strecken und Sammelreservoirs, welche das Wasser zurückhalten und andererseits Entlastungskanäle, welche einen Teil des Hochwassers aufnehmen. Wo die Anlage eines ausreichenden Hochwasserprofils zu hoch kommt, beschränkt man sich auf Überflußdämme, welche bei außerordentlichem Hochwasser überflutet werden.

Die angewandten Methoden werden je nach dem Relief, dem Grundwert und je nach den ökonomischen Interessen wechseln. Wo reiche Gründe an das Flußbett grenzen, werden die Anrainer mit Erfolg gegen die Überflußdämme Stellung nehmen, Sammelbecken werden nur bei günstigem Relief und geringem Bodenwert zu empfehlen sein usf.

Wenn die Schifffahrt im betreffenden Gebiet wichtig ist, wird die Herstellung eines kontinuierlichen Laufes angestrebt. Kommt es vorwiegend auf Bewässerung und auf Verwertung der Wasserkraft an, so empfiehlt es sich, den Lauf in Stufen zu teilen.

In diesen und anderen Fällen der Interessenkollision ereignen sich natürlich oft Fehlgriffe und Irreführungen. Das kurzwehrende, aber intensive Interesse einer gutorganisierten Gruppe

mächtiger Produzenten mag die Aufmerksamkeit (die öffentliche Meinung) gewinnen, während auf der anderen Seite lang anhaltende, momentan aber nicht so sehr ins Gewicht fallende, Produktionen nicht beachtet werden. Der Staat müßte hier auf Grund verlässlicher Berechnung entscheiden. Er sollte, wo die private Organisation versagt, eingreifen. Jedenfalls muß er die Flußregulierung beherrschen, weil hier nur ein systematisches Vorgehen Erfolg verspricht; doch ist zu beachten, daß ein Regulierungsplan nicht immer starr verfolgt werden darf. Abgesehen von Irrtümern ereignen sich oft im Laufe weniger Generationen entscheidende ökonomische Verschiebungen, wodurch die Aufgabe alteriert wird; geänderte ökonomische Verhältnisse bedingen meist auch eine Änderung des technischen Problems.

Aufspeicherung des Wassers. Teiche wurden von den alten Kulturvölkern angelegt, um einen Vorrat für die trockene Zeit zu haben; gleichzeitig wurde durch diese Sammelbecken ein Teil des Hochwassers zurückgehalten und mithin die Hochflut gemindert. Der Mörissee, welcher um 2300 vor Christi angelegt wurde, ist die größte Leistung auf diesem Gebiete. In Madras, Indien, bestanden zur Zeit der Besetzung des Landes durch die Engländer 50 000 Teiche; viele derselben fassen einige Millionen kbm (der Scholaporeteich hat einen Abschlußdamm von 3,8 km, ist bis 20 m tief und faßt nahezu einen halben km³). So gewaltige Leistungen wurden in der alten Zeit mit den primitivsten Methoden durchgeführt, die Neuzeit reicht mit ihren Leistungen nicht heran.

Nivellierung infolge der Verlegung der Wasserläufe.

Der Kampf gegen geologische Prozesse.

Die Wasserregulierung greift hemmend in den Verlauf geologischer Prozesse ein. Man wird in solchen Fällen untersuchen müssen, ob nicht der Techniker im Verlaufe längerer Perioden mit seinen Maßnahmen unterliegen muß.

Wo ein Bach in ein Haupttal mündet, verliert er, dem geringeren Gefäll entsprechend, Kraft, er häuft Gerölle und Sand in Form eines Schuttkegels auf. So oft ein Rinnsal verschlämmt ist, bahnt sich der Bach seitlich an einer niederen Stelle des Kegels einen neuen Weg, welcher solange benutzt wird, bis auch er durch Aufschüttung ungangbar wird; so pendelt der Bach im Laufe der Zeit hin und her, und durch diesen Vorgang wird die gleichmäßige Gestalt des Kegels bedingt. Analog verhalten sich auch die Flüsse, wenn sie im Unterlauf die mitgeführten Sedimente nicht bewältigen können; auch in diesem Fall wird nach einiger Zeit das erhöhte Bett verlassen und in der benachbarten Niederung ein neues Bett eröffnet.

Wie der Schuttkegel durch das Pendeln des Bachlaufes ausgeglichen wird und ein gleichmäßiges Gefälle erhält, so haben auch die Flüsse (wo die Kultur nicht hemmend eingreift) die Tendenz sukzessive das ganze Tiefland pendelnd zu überschwemmen, wodurch das alluviale Feld zu einer seewärts sanft geneigten Ebene ausgestaltet wird.

Wenn die umliegenden Gebiete besiedelt sind, haben die Anwohner das Bestreben, den Fluß durch Dämme in seinem alten Bett gefesselt zu erhalten und das Bett erhöht sich demgemäß immer mehr (das Bett des Tagliamento liegt in dessen Unterlauf 5 bis 9 m über der Ebene). Daß diese Schutzbauten in vielen Fällen versagen und daß die Flüsse oft durchbrechen, lehrt die Geschichte der betreffenden Landschaften (Po-Ebene).

Der Hoangho hat in historischer Zeit sein Bett oftmals verlegt. Trotz der Schutzdämme pendelt er zwischen 40 und 34 Grad hin und her. 1851 brach er gegen N durch, 1887 fließt er gegen Süden, 1889 wird er durch neue Schutzbauten gezwungen wieder gegen N zu wandern. Offenbar ist unter gewissen Umständen die Fixierung des Laufes auf die Dauer unerreichbar. Mit der Zeit wird infolge der Erhöhung des Flußbettes ein unhaltbarer Zustand erreicht und endlich muß das Gemeinwesen

sich entschließen, dem Fluß in der durch lange Zeit verschonten Kulturebene ein neues Bett anzuweisen (Expropriation und Besiedelung des verlassenen Hochbettes). Der geologische Prozeß wurde durch die technischen Gegenarbeiten tatsächlich nur verzögert, nicht aber aufgehalten.

Analog dürfte es sich mit der Verbauung der Wildbäche durch Talsperren verhalten. Diese werden sich bewähren, solange es sich um kleine Zeiträume und einige Mill. m³ Schutt handelt. Wenn das Profil aber infolge der anhaltenden Erhöhung der Talsperre immer höher ansteigt und wenn im Verlaufe langer Epochen viele km³ Schutt im Gebirg zurückgehalten wurden, wird die Arbeit schließlich so schwierig und kostspielig, daß der Schutz der Niederungen diese Opfer nicht mehr verlohnt. In absehbarer Zeit wird man der Natur doch ihren Lauf lassen müssen und man mag von Glück sagen, wenn nicht die vernachlässigten und verfallenen Talsperren einmal der Wucht einer Hochflut weichen und unermeßlichen Schaden bewirken (Muren). Man kann meines Erachtens das Gesetz, daß ein zerfallendes Gebirg seine Stoffe weithin in der Ebene ausbreiten muß, nicht ungestraft bekämpfen.

Kanäle. In Ägypten, Süditalien, Spanien fällt der Gegensatz zwischen kahlen Bergen und reicher Kulturebene auf. Nur wo die Bewässerung hinreicht, werden reiche Ernten erzielt, alles übrige Land ist wüst. Die Ebenen der alten orientalischen Staaten waren durch ihr Klima und durch den Reichtum der Hochwasser an befruchtendem Schlamm seit jeher auf Bewässerung angewiesen; sie haben bereits vor Jahrtausenden gewaltige Anlagen geschaffen und behalten noch heute auf diesem Gebiete die Führung. Indien besitzt etwa 30 000 km Kanäle (Jumna-kanal = 500 km). Vom Orient wurde das Bewässerungssystem nach Italien gebracht, von hier erhielt Südfrankreich den Impuls, während die wichtigsten Kanäle in Spanien durch die Sarazenen ins Leben gerufen wurden. .

Die Geschichte dieser großen Kulturwerke ist reich an Wechselfällen: unzähliges Mißlingen, Unterbrechung der Arbeiten infolge von Krieg und Seuchen, Mangel an Arbeitskraft — endlich kommt eine ruhige Zeit, in welcher die richtigen Menschen das Werk wieder aufnehmen. Die großen Kanäle haben, ebenso wie die großen Dome des Mittelalters, Jahrhunderte zu ihrer Vollendung gebraucht (der Gotakanal in Schweden wurde 1516 begonnen, im 17. Jahrhundert weitergeführt und erst 1810—32 mit einem Aufwand von 50 Mill. Mark vollendet).

In manchen Gebieten (Mesopotamien) sind die großen Werke der alten Zeit infolge anhaltender Kriege verfallen und das Land ist verarmt, während in Italien trotz der verheerenden Kriege eine anhaltende Entwicklung von der Römerzeit bis in unsere Tage führt.

In Südfrankreich wurden einige Kanäle durch die Römer gebaut, die große Epoche des Kanalbaues fällt aber in das 17. und 18. Jahrhundert; derzeit sind etwa 3% des französischen Bodens bewässert. Im Jahre 1870 besaß das Land 4000 km Staats- und 1000 km Privatkanäle. 1000 m³ (= 1 Million Liter, das ist eine hausgroße Kufe) Wasser pro Sekunde sättigt 2—300000 Hektar. 16 solche hausgroße Kufen pro Sekunde werden in Frankreich für die Bewässerung verbraucht, sie versorgen 50 Mill. Hektar (in trockenen Gebieten mit durchlässigem Boden rechnet man ein Sek.-Liter pro ha, während unter günstigen Verhältnissen 2—4 ha befriedigt werden). Der Bodenwert wird in Frankreich durch die Bewässerung angeblich um mehrere Milliarden gesteigert, eine Verzinsung des Anlagekapitals von 10 bis 20% ist hier wie in Indien keine Seltenheit.

In den letzten Dezennien wurden in den trockenen Gebieten von West-Amerika und Australien mächtige Reservoirs und Kanäle gebaut (die Dürre des Jahres 1877 hatte den Schafbesitz Australiens von 45 auf 36 Millionen vermindert).

Die Grenzen, welche in diesen neuen Ländern der Bewässerung gezogen sind, dürften auch in der ferneren Zukunft enge sein. 90% der Ebenen und fast alle Gebirgsländer jener Regionen des fernen Westens bleiben für alle Zeit tot und für die Kultur ziemlich wertlos; artesische Brunnen sind zu teuer, auch fördern sie in weiten Gebieten nur salziges Wasser, welches für die Bewässerung unbrauchbar ist. Nur wo genügendes Flußwasser zur Verfügung steht, kann ein angrenzendes wüstes Land bewässert werden. Da diese Voraussetzung in den meisten Wüstengebieten fehlt, folgt, daß dieselben wohl für alle Zukunft wertloses, ja schädliches (den Verkehr störendes) Land bleiben werden.

Frachtkanäle. Während die Bewässerungskanäle den ältesten Epochen angehören, sind die Frachtkanäle zumeist junge Schöpfungen. In Frankreich und in Amerika spielten dieselben zu Anfang des 19. Jahrhunderts eine hervorragende Rolle; in beiden Ländern wurde in den Jahren 1820—30 je eine halbe Milliarde Mark in Kanälen investiert. In der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts gewann die Bahnfracht die Oberhand über die billige aber langsame und durch Vereisung unterbrochene Kanalfracht.

Während die Inlandkanäle um jene Zeit als veraltete Anlagen betrachtet wurden, tauchte die alte Idee der interozeanen Kanäle wieder auf. Der Suezkanal, welcher 160 km lang ist, hatte in der ersten Anlage eine Sohlenbreite von 22 m und eine Tiefe von 8 m. Hundert Millionen m³ (d. i. der zehnte Teil eines km³) sollten nach dem Voranschlag bewältigt werden.

Entwässerung. Wie die Bewässerung, so reicht auch die Entwässerung in sagenhafte Zeit zurück. Wo genügendes Gefälle verfügbar war, wurden Abzugskanäle angelegt. Bei ungenügendem Gefälle kann das Gebiet (falls die Verdunstung bedeutender ist als Niederschlag und Zufluß) trocken gelegt werden, indem man es abdämmt. Wo der Niederschlag überwiegt und

Abzugskanäle nicht wirksam sind, können zwei Methoden angewendet werden: in Italien wird seit den Römerzeiten die Entsumpfung (der pontinischen Sümpfe und der Maremmen) durch Erhöhung des Bodens erzielt; man führt das trübe Überschwemmungswasser in die abgedämmten Niederungen, der Schlammabsatz erhöht den Boden. In Holland hingegen pumpt man die abgedämmten Niederungen aus. Im Jahre 1452 wurden Windmühlpumpen eingeführt, zu Ende des 19. Jahrhunderts wurden diese Maschinen durch die Dampfpumpen verdrängt; derzeit arbeiten 500 Dampfmaschinen mit 20000 Pferdekräften. Im Gebiet von Haarlem allein müssen jährlich 400 Millionen kbm (= 0,4 km³) Wasser 4 m hoch gehoben werden.

Das ganze holländische Alluvium ist in historischer Zeit Zug um Zug gesunken. Drei Viertel des Zuidersee war zur Römerzeit noch Land, im 4. Jahrhundert, dann wieder im 12. und 13. vollzogen sich namhafte Senkungen. Im Ganzen berechnet man den Verlust seit den Römerzeiten = 5800 km², wiedergewonnen wurden 3600, definitiver Verlust = 2200 km². Das nördliche Land liegt derzeit unter dem Seespiegel und wird gegen die Fluten durch mächtige Dammbauten verteidigt, doch scheint es unmöglich, den alten Stand wieder herzustellen, da die Senkung anhält. Mehrere Milliarden Mark wurden in Schutzbauten investiert und trotzdem hat der Staat in den letzten drei Jahrhunderten 6% seiner Oberfläche verloren.

Tatsächlich gehören die Entwässerungsarbeiten zu den kostspieligsten Unternehmungen und es begreift sich, daß auch in reichen Kulturstaaten weite versumpfte oder überschwemmte Gebiete derzeit noch brach liegen (die Vereinigten Staaten haben 400 000 km² Sumpfland).

Unter allen Umständen muß man, um zwecklose Ausgaben zu vermeiden, untersuchen, ob der betreffende Landstrich sich hebt oder senkt; im ersteren Fall legt sich das Land von selbst trocken, im letzteren Fall können die Entwässerungsarbeiten bei

namhafter Senkung illusorisch sein. Bei alluvialen Küsten muß insbesondere auch das Phänomen der Gleitsenkung berücksichtigt werden.

Das Wasserrecht; technische und soziale Fragen. Je nach der Kulturstufe und je nach der Macht der Interessenten wird sich das Wasserrecht verschieden entwickeln. Der Anrainer hat das Recht, vom Wasserlauf eine gewisse Menge zur Bewässerung zu verwenden, bei Anlagen, welche die im Unterland lebenden Besitzer beeinflussen, muß deren Einwilligung erwirkt werden. Der Uferschutz, welcher ursprünglich vom Anrainer besorgt wurde, wird bei höherer Kultur vom Staat übernommen; der Anrainer, welcher von der Anlage Nutzen hat, leistet einen gewissen Beitrag.

Entsumpfung wird manchmal durch die Interessenten besorgt, meist aber übernimmt der Staat diese Arbeiten und fordert von den Interessenten Beiträge, soweit sie von der Melioration Nutzen ziehen. Bewässerungs- und Schiffkanäle werden durch die Interessenten, durch Gesellschaften oder durch den Staat durchgeführt. Während in Amerika das meiste der privaten Unternehmung überlassen bleibt, wird die Wassertechnik in Frankreich fast ausschließlich vom Staat geleitet.

Wie die Staaten sich je nach ihrer Kulturstufe spezifisch verschieden verhalten, so vollziehen sich natürlich auch in einem bestimmten Staate langsame Wandlungen des Wasserrechtes, wenn die kulturellen Verhältnisse sich ändern. Während in süd-europäischen Staaten in der alten Zeit landwirtschaftliche Anlagen in erster Reihe standen, änderten sich die Verhältnisse in dem Maße, als Handel und Industrie an Bedeutung gewannen. Zunächst wurde die Wasserversorgung der großen Städte als hochberechtigt anerkannt, in der Ära der Schiffkanäle wurden wiederholt die Interessen der Landwirtschaft untergeordnet, in industriellen Bezirken rücken die Wasserkraftanlagen an die erste Stelle, in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts

erobern sich die Eisenbahnen den ersten Platz, in Zukunft dürften Elektrizitätswerke an die erste Stelle rücken.

Das Recht akkommodiert sich den geänderten ökonomischen Verhältnissen oft erst nach Dezennien. Besonders schwierig wird es den herrschenden ökonomischen Interessen, ihren Rang gesetzlich durchzusetzen, wenn die Verfassung anderen Klassen der Gesellschaft die Herrschaft sichert. In Staaten, in welchen die Großgrundbesitzer herrschen, werden die Industriellen lange kämpfen müssen, um ein ihrer ökonomischen Macht und ihrem Interesse entsprechendes Recht durchzusetzen. Das Recht ist in solchen Gemeinwesen oft nichts weiter, als ein kodifiziertes Unrecht und erst tiefgreifende soziale Umwälzungen, welche die Verfassung erschüttern, können rationelle Gesetze erwirken.

In der Regel erfolgt die Verschiebung der kulturellen und der hierdurch bedingten Machtverhältnisse in dem oben ange-deuteten Sinn: die Industrie gewinnt gegen den Ackerbau. Es kommt aber auch selbst in unserer Zeit vor, daß eine Machtverschiebung im umgekehrten Sinn Platz greift. Ein lehrreiches Beispiel bietet Kalifornien, wo in den 60er und 70er Jahren der Bergbau das herrschende Interesse war, während der Ackerbau sich eben erst entfaltete. Die Flüsse brachten infolge der hydraulischen Goldgewinnung doppelt soviel Schutt und Schlamm in die Ebene, als sie vordem Erosionsmaterial gefördert hatten. Die reichen Kulturen im Flachland wurden verwüstet und keine Klage hatte Erfolg. In den 80er Jahren endlich bildete sich jene mächtige Genossenschaft der Farmer, welche einen Riesenprozeß gegen die Montanisten durchführte und schließlich gewann. Das oberste Gericht entschied nach Anhörung der Sachverständigen: die Montanisten dürfen nur dann arbeiten, wenn sie die gewaltigen Schuttmassen der Goldwäschen durch Talsperren zurückhalten. Die Bergleute berechneten die Kosten dieser Anlagen und verließen ihre noch unerschöpften Anlagen, da es sich zeigte, daß die Arbeit unter diesen Bedingungen nicht mehr

rentieren würde. Die nachhaltige ökonomische Macht der Landwirtschaft hat in diesem Falle über die reiche, aber kurzlebige Industrie den Sieg davongetragen.

Das Wasserrecht paßt sich wie jedes andere Recht nur langsam den geänderten Verhältnissen an, weil meist Juristen und nicht Fachleute und Praktiker das entscheidende Wort sprechen. Besondere Aufmerksamkeit verdient in dieser Beziehung das Grundwasser und die Verwertung des Gefälles. Bis in die neueste Zeit wurde nur ein verschwindender Teil der Wasserkraft der Gebirge mechanisch und ökonomisch verwertet; das Zeitalter der Elektrizität wird diese Kräfte in Anspruch nehmen und dieselben den industriellen Bezirken zuführen. Fremde Kapitalisten werden sich die Kraftvorräte unserer Gebirge aneignen und die Gebirgsbewohner werden leer ausgehen; es fragt sich, ob nicht der Staat präventiv eingreifen und den Bewohnern des Gebirges einen Teil des Nutzens gesetzlich sichern sollte.

Während die Gebirge reich sind an Gefällen, werden sie in bezug auf Nachhaltigkeit der Wasserkraft übertroffen durch die Wasserfälle des Mittellandes. Der Niagarafall wurde in jüngster Zeit zum Teil technisch verwertet; die öffentliche Meinung widersetzte sich, der Staat legte ein Veto ein. Es ist aber fraglich, ob ein derartiges ästhetisches Urteil imstande sein wird, die technische Verwertung des Wasserfalles auf die Dauer aufzuhalten. Es wird wohl schließlich ein Vergleich zustande kommen: Wie man wegen der enormen Kosten große Springbrunnen nur zu gewissen Zeiten laufen läßt, so wird eben auch der Niagara schließlich nur Sonntags seine Pracht zeigen, während er an Wochentagen seine Millionen Pferdekräfte in den Dienst der Industrie stellen wird.

IV. Quellen und Grundwasser; der Zug des Wassers im Gestein.

Kleine Quellen liefern etwa pro Sekunde 1 Liter (im Laufe eines Tages ca. 100 km); mächtige Quellen haben einen meter-tiefen Abflußkanal, die Vauchusequelle, welche aus mehreren hundert Spalten hervortritt, fördert im Frühjahr bis zu 20 000 l = 20 km pro Sekunde. Wenn man das kubische einstöckige Haus von 10 m Seitenlänge als Maßeinheit wählt, kann man sagen, daß eine riesige Quelle pro Tag 1000 hausgroße Kufen fördert.

Wie das Wasser während des Regens auf der Erdoberfläche hinrieselt, sich in stärkere Läufe sammelt oder in Mulden stagniert, so hat es auch ein zweites unterirdisches Reich; es durchtränkt loses oder klüftiges Material und dringt bis zu undurchlässigen Massen, auf welchen es entweder ruht oder über welche



Fig. 42.

es langsam weiter strömt. Wo es, durch den Bau des Grundes gezwungen, zu Tag quillt, da bildet es eine Quelle. Hat der undurchlässige Grund die Gestalt einer Mulde, so sammelt sich das Grundwasser und bildet einen unterirdischen See, welcher seinen Überfluß je nach der Gestaltung des Grundes wieder als Tagwasser abgeben kann. Das unterirdische Wasser strömt langsam, wenn das durchlässige Gestein wenige Bewegungsräume zur Verfügung stellt; wo das Wasser in einer unterirdischen Talenge sich drängt, wo der Querschnitt der Spalten und Poren und wo das Gefälle namhaft ist, da beschleunigt sich der unterirdische Wasserlauf.

Man kann den Zusammenhang zwischen Tag- und Grundwasser in vielen Hochgebirgstälern Schritt für Schritt verfolgen: das Grundwasser bricht bei x (Fig. 42) aus dem Schutt hervor,

rieselt bis v als Bach, verschwindet wieder, wo das Gefälle sich vermindert, und bricht dann wieder als Quelle hervor. Andere Fälle: in Fig. 43 sinkt das Wasser in die durchlässige Schicht und bricht bei x zu Tag. Fig. 44: am linken Gehänge brechen Quellen hervor, das rechte Gehänge ist wasserarm.

Fig. 45: die (hellen) durchlässigen Kalke lassen das Wasser absinken, die (dunklen) Grundschichten leiten das Wasser ab; das Antiklinal ist wasserarm.

Fig. 46: klüftiges Gestein bildet ein quellenloses Plato (Jura, Karst), mächtige Quellen brechen zur Linken an der Basis des



Fig. 43.



Fig. 44.



Fig. 45.

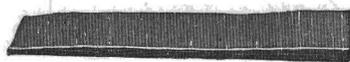


Fig. 46.



Fig. 47.



Fig. 48.

Kalkes hervor. In der Mulde (Fig. 48) sammelt sich ein Untergrundsee.

Experiment Fig. 47: (Glasplatten gestatten Profileinblick) man läßt von links gegen rechts durch groben Sand oder Porzellan-kügelchen hellblau gefärbtes Wasser rieseln und beobachtet, wie das Gefälle des Grundwasserspiegels abhängig ist von der Porosität des Materials.

Die Gestalt des Grundwasserbodens (undurchlässiges Material) ist entscheidend für die Anlage und Ergiebigkeit der Brunnen: das Wasser sammelt sich in einer undurchlässigen subterranean

Mulde (Fig. 48) als subterranean See. Transparentmodell (Fig. 49): trifft der Schacht unterhalb des weißen Punktes auf einen unterirdischen Flußlauf, so fördert er viel Wasser, ein benachbarter Brunnen (weiß punktierte Linie), welcher die Wasserscheide trifft, gibt kein Wasser. Ähnliche Gegensätze in Fig. 50: der Brunnen I kann reichlich Wasser geben, falls er gerade ein unterirdisches Rinnsal trifft, II liefert jedenfalls namhafte Mengen.

Die Grundwasserblätter des Hochlandes senken sich gegen das Flußtal. Wenn nach anhaltender Trockenheit der Grundwasserspiegel in der Ebene sinkt, kann es unter Umständen durch

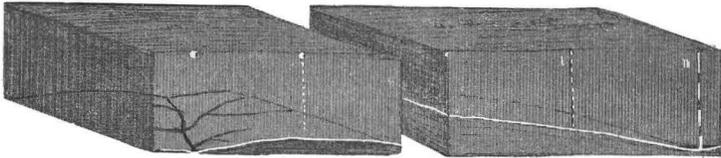


Fig. 49.

Fig. 50.



Fig. 51.



Fig. 52.

das hochstehende Wasser des Flusses ersetzt werden. In diesem Falle senkt sich der Grundwasserspiegel vom Fluß gegen die Ebene.

Da die Bewegung des Grundwassers abhängig ist von der Porosität der Gesteine, begreift es sich, daß eine lokale Änderung des Wasserstandes, falls der Grund sehr kompakt ist, erst nach Tagen oder Monaten in benachbarten Gebieten merklich wird. In grobem Geröll senkt sich der Wasserspiegel kaum merklich gegen den Brunnen, selbst wenn stark gepumpt wird. Bei wenig durchlässigem Material sinkt der Wasserspiegel im Brunnen (punktierte Linie Fig. 52) tief unter das allgemeine Grundwasserniveau (in den tiefen Kreidebrunnen von London senkt sich das Wasser, wenn stark gepumpt wird, um 6 m).

Bergwerke erschließen oft verwickelte Verhältnisse. Man dringt durch trockenes Gebiet in ein überflutetes und trifft darunter wieder eine trockene Region. In Fig. 51 liegen zwei Grundwasserblätter untereinander. Zu oberst durchlässiges Gestein, auf der darunterfolgenden undurchlässigen (hellen) Mulde ruht ein Grundwassersee. Wenn das Bergwerk in dieser Region umgeht, muß es fortwährend gewaltige Massen von Grundwasser auspumpen, wodurch der Abbau unrentabel wird. Treibt man durch die undurchlässige Mulde einen Schacht in ein tieferes durchlässiges Schichtsystem, so fließt der obere Grundwasserspiegel dem unteren Grundwasserspiegel zu, und das Bergwerk ist lebensfähig.

Grundwasser und Meer. Das Grundwasser senkt sich in der Regel sanft gegen das Meer, welches von gutverdichteten Schichten vorwiegend Flußwasser und wenig Grundwasser empfängt, während durchlässiges Land oft eine überwiegende Menge von Grundwasser an das Meer abgibt. Die Rinnsale des Karst sind oft trocken, während zahlreiche Süßwasseradern in geringer Tiefe unter dem Seespiegel emporquellen.

In regenarmen Gebieten kann sich der Fall ereignen, daß das Grundwasser so tief sinkt, daß das Meer (zum mindesten während der Flut) landein dringt. In der Regel allerdings dringt das süße Grundwasser gegen das salzige Meerwasser vor; die Brunnen am Strand zeigen demgemäß einen unbedeutenden Salzgehalt. Sinkt der Grundwasserspiegel während einer trockenen Periode, so hat das Meerwasser allerdings die Tendenz, landein vorzudringen, die Diffusion durch das poröse Gestein hat aber zur Folge, daß der größte Teil des Salzes im Uferstrich zurück gehalten wird. Eine Koralleninsel gleicht also einem mit Regenwasser durchtränkten Schwamm, dessen Kruste im Kontakt mit dem Meer nur wenig Salz aufnimmt. Auf solchen Inseln trifft man überall, bis nahe an den Strand, in der Tiefe trinkbares Wasser.

Das Grundwasser, welches die Gesteine langsam durchdringt, hat vielfach Gelegenheit, Stoffe zu lösen, weshalb es viel reicher an mineralischen Bestandteilen ist, als das Flußwasser, selbst der geringfügige Salzgehalt des Flußwassers dürfte großenteils zuzitendem Grundwasser zu verdanken sein.

Die gelösten Stoffe werden in vielen Fällen wieder abgelagert (Verkittung, Metamorphose). Außerdem hat das Wasser aber auch das Bestreben, poröse Gesteine mechanisch zu verstopfen. Schlammiges Wasser dringt nur wenige Zentimeter tief in feinen Sand ein (Schlinggruben, Sandfilter), weiterhin fließt das Wasser klar.

Neu angelegte Dämme und Teiche lassen einen großen Teil des Wassers versickern, leitet man aber schlammiges Wasser zu, so werden die Poren verdichtet und der Sickerverlust wird gering. In frisch aufgehäuften Tuffmassen versinkt das Wasser, weshalb die Grundbesitzer nach einem starken Tuffausbruch das Land durch längere Zeit nicht bebauen können. Nach Jahren verdichtet sich der Schutt, die Bäche rieseln wieder oberflächlich, und die Kultur kann sich ausbreiten. Land, welches aus dem Meer auftaucht, wird gleichzeitig verdichtet und ausgesüßt. Wäre das Grundwasser nur auf die ursprünglich wasserdichten Schichten angewiesen, so würde ein großer Teil der Niederschläge versinken. Die Schlammdichtung, welche weite, ursprünglich permeable Gebiete trifft, ermöglicht es den Niederschlägen oberflächlich abzufließen. Die Intensität der Erosion wird demnach durch die Schlammdichtung mitbedingt.

Die Verhältnisse des Grundwassers zum abfließenden Wasser und zur Verdunstung lassen sich nicht genau feststellen, weil man nicht ermitteln kann, wieviel Grundwasser den Flüssen und wieviel direkt dem Meer zusitzt. Man muß sich mit Typen begnügen. Typus 1: steile Insel mit gedichtetem Boden und raschem Abfluß; 60 % Fluß-, 20 % Grundwasser, 20 % Verdunstung. Typus 2 (sehr verbreitet): 40 : 20 : 40. Typus 3: zerklüftetes

Kalkplateau; 20% des Wassers bewegt sich an der Oberfläche, ebensoviel verdunstet, 60% sickert als Grundwasser dem Meere zu.

Spaltquellen und artesische Brunnen. Die Kluftquellen liefern viel weniger Wasser als die Schichtquellen, dagegen sind die Spaltquellen ausgezeichnet durch höhere Temperatur und Mineralgehalt. Die artesischen Brunnen gehören zu diesem Typus, sie liefern meist Nutzwasser; in trockenen Gebieten (Algier, W.-Amerika), dienen tausende dieser künstlichen Steigquellen der Bewässerung. In China bestehen seit alter Zeit artesische Brunnen, welche mehrere 100 m tief sind und Salzwasser, sowie brennbare Gase liefern. Europa und Amerika besitzen artesische Brunnen erst seit 1830 (der Brunnen von Grenelle lieferte anfangs täglich 3000 m³). Die erbohrten Brunnen liefern, dem Wasserdruck entsprechend, anfänglich mitunter einen stark aufsteigenden Strahl, in dem Maß als die Vorräte in der Tiefe sich erschöpfen, vermindert sich aber die Höhe und die Ergiebigkeit, das Brunnenniveau sinkt bedeutend, wenn der Zufluß geringer ist als der Verbrauch (der Brunnen von Passy lieferte 1861—62 täglich 17000, in späterer Zeit nur mehr 6500 m³).

In Algier, wo artesische Brunnen seit 1855 der Bewässerung dienen, bestehen derzeit etwa 700 Brunnen, welche zusammen etwa 2000 ha bewässern. Auch in Kolorado, Kalifornien, Utah werden artesische Brunnen zur Bewässerung verwendet, doch kostet ein Brunnen bei 200 m Tiefe bereits 5000 Mark, tiefere Brunnen rentieren sich nicht mehr. Von diesen Fällen abgesehen werden die artesischen Brunnen wegen ihrer hohen Kosten meist nur benutzt, um Trink- oder Nutzwasser, Salz, Petroleum, Gas usw. zu gewinnen.

Schlammquellen, Änderung der Steigquellen. In vielen Gebieten dringen schlammige Massen aus tiefen Spalten empor, das Wasser ist meist salzig und mit Gasen durchsetzt,

wodurch Erscheinungen verursacht werden, welche an vulkanische Ausbrüche erinnern. Die Schlammquellen werden gespeist durch schlammige Zwischenschichten, sie fördern Gesteinspartikel und Minerale, welche in jener Tiefe anstehen, und lagern an der Erdoberfläche mächtige Schlammsschichten und Kegel ab, welche sich von den Gesteinen der Umgebung wesentlich unterscheiden (exotische Facies). Durch die Förderung dieser Massen muß (ebenso wie durch vulkanische Eruptionen) in der Tiefe ein Massendefekt verursacht werden, welcher zu Brüchen und Senkungen führt (Erdbeben). Im kleineren Maße gilt das überhaupt für alle Quellen, welche mineralische Stoffe (zumeist gelöst) aus der Tiefe heraufbringen.

Bewegungen der Erdkruste beeinflussen die Art und Menge der Wasserförderungen, sobald der Wassergang selbst in Mitleidenschaft gezogen wird. Die Spaltweitungen werden verändert, es sitzt mehr oder weniger Tagwasser zu, in anderen Fällen tritt Trübung ein, welche aufhört, sobald die neugebildeten Zerreibsel ausgewaschen sind. Ein Jahr nach dem Ausbruch des Skaptar (SO-Island) traten starke Niederbrüche ein, wodurch sämtliche Thermen alteriert wurden.

Tiefe Thermen werden durch junge Dislokationen infolge des Zutritts von Tagwasser kühler und salzärmer, umgekehrt kann aber ein salzführendes Gebiet, in welchem die alten Wasserwege ausgelaugt sind, salzigeres Wasser liefern, sobald noch unausgelaugte Partien durch junge Brüche erschlossen werden.

Verwitterung und Auslaugung. Die durch Klüfte und Bohrlöcher den Gewässern zugänglich gemachten Salzlager werden ausgelaugt, doch bleiben die Quellen in diesen und anderen Fällen weit entfernt von der Sättigung. Das Wasser löst 36% Na Cl, während das Meer nur 3% und die Salzquellen in den meisten Fällen noch weniger enthalten.

Ein ausgiebiger Salzbrunnen liefert jährlich 100 000 t Salz, genug für 10 Millionen Menschen. Wenn ein km³ Meerwasser

abgedampft würde, bliebe eine 20 m dicke Salzschiechte; ein solches Quantum gewinnt und verbraucht die ganze Menschheit im Laufe eines Jahres. Eine ungleich größere Menge Salz wird aber fort und fort ausgelaugt und strömt unbenützt den Flüssen und dem Meere zu.

Der Kalk gehört auch in die Klasse der leichtlöslichen Stoffe, kohlenensäurehaltiges Wasser löst 2—3 Promille Kalk. Mehr als die Hälfte aller im Flußwasser gelösten Stoffe besteht aus Kalk, doch sind die natürlichen Gewässer weit entfernt von der Sättigung. Die Flüsse führen, selbst wenn sie durch Kalkgebirge strömen, selten mehr als 0,1 Promille (100 g p. Tonne). Trotz dieses geringen Kalkgehaltes würde der Kalk, welchen der Rhein jährlich dem Meere zuführt, genügen um einige 100 Milliarden Austerschalen aufzubauen.

Alle Kalkgebirge unterliegen der chronischen Auslaugung (Karrenfelder, Höhlen), das Volum der Kalkschichten und der Kalkgebirge schwindet im Verlaufe langer Zeiträume, während die Silikatgebirge wenig ausgelaugt werden; es folgt hieraus, daß die relative Kalkmenge in alten Formationen heute viel geringer sein muß, als zur Zeit der Ablagerung.

Häufig werden gelöste Substanzen als Kitt abgelagert; lose Massen werden selbst unter Wasser zementiert, in anderen Fällen erfolgt eine Auslaugung und Lockerung des Gefüges der Silikatgesteine, welche oft bis in Tiefen von 10 und selbst 100 m in lehmige Massen verwandelt erscheinen. In solchen Fällen werden zumeist die Alkalien durch CO^2 ausgelaugt, die nunmehr alkalischen Gewässer greifen dann die übrige Gesteinsmasse an.

Ein Teil der wässrigen Wandlungen geht in kompaktem Gestein äußerst langsam vor sich, während auf den zahllosen Klüften, welche die Gesteine durchziehen, eine lebhaftere Zirkulation und Zersetzung sich vollzieht. Die Auslaugungsprodukte werden dem Meer zugeführt, wo sie zum Teil von Organismen gefesselt oder in anderer Weise neuen Schichtgesteinen einverleibt werden.

Der Zug des Wassers im Gestein. Jene lebhaften Strömungen und Zersetzungen, welche man an Thermen beobachtet, bilden eine Ausnahme; selbst in mächtigen Gangspalten kann das Wasser stagnieren, wenn die Wände einander hier oder dort nahe kommen (Spaltverengung). Die Umwandlungen in solchen stagnierenden Gebieten sind geringfügig, noch langsamer dürften Bewegungen und Zersetzungen in porösen, bergfeuchten Gesteinen vor sich gehen. Nur nahe der Erdoberfläche herrscht unter dem Einflusse der Verdunstung ein lebhafter Zug der Feuchtigkeit, indem an Stelle der verdunsteten Partien immer neue Flüssigkeiten aus der Tiefe nachgesogen werden. Die Pflanze zieht in dieser Weise die Säfte aus dem Boden durch den Stamm in die Blätter. Stellt man eine Blume oder einen Zweig in Wasser,

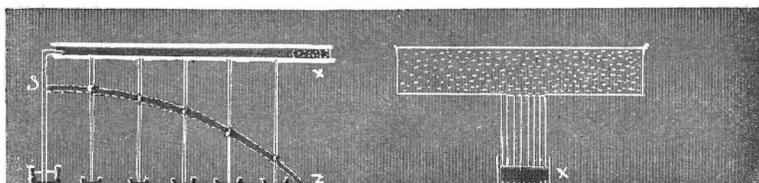


Fig. 53.

Fig. 54.

fällt man einen Baum und stellt man die Schnittfläche in eine Salzlösung, so wird die Lösung in gleicher Weise aufgesogen. Stellt man einen wasserdicht gefaßten Klotz eines porösen Gesteines in eine Salzlösung, so kann man den durch die oberflächliche Verdunstung bewirkten Zug der Salzlösung verfolgen. In der Druse x in Fig. 54 sammelt sich konzentrierte Lösung, endlich scheidet sich das Salz aus. An die große Röhre (Fig. 53) sind mehrere Glasröhren angeschweißt, die große Röhre ist mit feuchtem Lehm gefüllt und mit einem Gipspfropf x verschlossen. Die Steigröhren enthalten Wasser, die Röhre S taucht in Salzlösung, die übrigen Röhren in Quecksilber. Der Zug des Wassers wird veranschaulicht durch das Ansteigen des Quecksilbers in den

Röhren (punktierte Kurve sz; dieses Experiment führte ich vor etwa 30 Jahren im Laboratorium Ludwig aus).

Abgesehen von der Verdunstung und vom Zug der Gewässer durch die Gesteinsporen vollziehen sich schon infolge der Diffusion Sonderungen. Taucht man einen Streifen Fließpapier in eine farbige Lösung, so sieht man, wie die Farbe langsam aufsteigt, während das Wasser voraneilt und einen hellen, feuchten Streifen oberhalb der langsam aufsteigenden Farbe bildet. So hat bereits Marsigli 1725 beobachtet, daß Seewasser durch Erde und Sand filtriert, einen großen Teil seines Salzgehaltes verliert (Brunnen unmittelbar am Seegestade, siehe oben).

Eine Kalklösung, in Sand aufbewahrt, ist nach einem Jahr nur halb so reich an Kalk, Ziegelpulver wirkt noch intensiver. Graham hat 1850 die Diffusion von Salzlösungen untersucht, und Becquerel hat gezeigt, daß mitunter aus Lösungen von Metallsalzen infolge der Diffusion durch Kapillaren oder Haarspalten Metalle abgeschieden werden (Compt. Rend. 1867 II 57, vgl. 1874 p. 82, 1876 I, 1884 Vol. 98 p. 675).

Die chemischen Prozesse werden in diesen Fällen wesentlich befördert durch den kapillaren Druck, welcher im unmittelbaren Kontakt mit der Gesteinsoberfläche bis zu 100 Atm. beträgt (Bunsen, Ann. Phys. Vol. 20, 24, 29. Ostwald, Mol. Physik I, 787).

Der Zug der Gewässer im Gestein bewirkt also Entmischung und chemische Wandlung. Verdünnte Lösungen eilen voraus, konzentrierte Lösungen bleiben zurück, aus ihnen scheiden sich feste Stoffe ab. Die Ausscheidung der Kristalle in Gängen und Drusen ist nicht eine Folge der Verdunstung, die Konzentration und Ausscheidung vollzieht sich, obwohl die Verdunstung in diesen geschlossenen Räumen stille steht, infolge diffuser Wanderung. Durch die erwähnten Wandlungen erhalten die Gesteine fort und fort neue Eigenschaften; vor allem sind die volumetrischen Wandlungen zu beachten. Lockere Massen werden in kristalline Gesteine umgewandelt, wodurch eine starke Vulm-

verminderung bedingt ist. Salz- und Kalklager werden ausgelugt, wodurch ein Schwinden und Sinken der Erdkruste verursacht wird. Wenn man beachtet, wieviel Kalk und Salz jährlich von den Flüssen weggeführt wird, kommt man zu der Überzeugung, daß das Schwinden und Sinken der obersten Teile unserer Erdkruste im Verlaufe langer Zeiträume namhaft sein muß.

Während die Abkühlungsschrumpfung der tieferen Partien Pressungen in der Kruste bewirkt, verursacht die Metamorphose zumeist Spannungen in der Kruste (s. Kap. IX).

V. Eruption und Intrusion.

Einleitung. Die Imprägnation des Magma ist variabel, bald fließt es ruhig aus, bald zerstäubt es und demgemäß sind die



Fig. 55.



Fig. 56.

meisten Vulkane aus wechselnden Tuff- und Stromlagen aufgebaut. Stromvulkane (Mauna Loa) mit zentral-radialer Anordnung der Massen sind selten (Fig. 56 Dingja, Island). Die Stromvulkane haben viel flachere Gehänge als die Tuffvulkane (Fig. 55).

War der Andrang der stark imprägnierten Massen heftig, so entsteht ein flach schalenförmiger Explosionskrater; bei höherer Spannung reicht die Zerstörung der Gesteine in größere Tiefe, immer aber entsteht ein flach schalenförmiges Explosionsfeld. Da die großen Krater (mit 10 bis 20 km Durchmesser) mit steilen Abstürzen gegen die Tiefe führen, können sie nicht durch Explosion entstanden sein. Die Randbrüche, welche bei diesen

Kratern, sowie bei den Bergwerkseinbrüchen auftreten, zeigen, daß die Ausweitungen des Kraters tatsächlich auf chronische Bruchvorgänge zurückzuführen sind.

Während die Lavamassen eines Ausbruches meist nur einige % eines km^3 betragen, werden in der Regel viel bedeutendere Tuffmassen gefördert. Große Ströme haben ein Volum von einigen km^3 , während eine mächtige Tufferuption 20 und selbst über 100 km^3 Tuff fördert (Krakatau, Tomboro).

Bei großen Ausbrüchen breitet sich der Tuff auf einer Fläche aus, die so groß ist wie Mitteleuropa. Da der Gipfel aus losem Material besteht, wird er bald nach dem Erlöschen des Vulkanes erodiert und es bleibt dann nur eine sanft gegen das Eruptionszentrum anschwellende Tuffschichte. Die Vulkane sind noch weniger als die Faltegebirge befähigt, für längere Zeiträume im Relief hervorzutreten, wenn sie nicht aktiv sind, d. h. wenn sie nicht anhaltend erhöht werden.

Geschwindigkeiten der vulkanischen Prozesse. Dünneflüssige Lava kann nahe dem Gipfel mehrere m pro Sek., mithin so rasch wie eine Stromschnelle oder ein Trabfahrer, sich bewegen. In der Ebene angelangt, wandert der von einem Schollenpanzer umgebene Strom so langsam, daß man die Bewegung kaum bemerkt. Die Tuffe werden je nach der Dampfspannung mit verschiedener Geschwindigkeit gefördert; während ein schnelles Pferd oder ein langsamer Bahnzug 20—40 m pro Sek. leisten, schießt das Projektil eines älteren Gewehres mit der Schnelligkeit des Schalles (300 m, also 3mal so rasch als ein Schnellzug). Moderne Kanonen erzielen 500 m, bei heftigen vulkanischen Explosionen ergeben sich aber Anfangsgeschwindigkeiten von 1000 m pro Sekunde.

Die höchste Ballonfahrt sowie die höchsten Wolken reichen weit über 10 km, so hoch fliegen auch die Tuffmassen bei starken Ausbrüchen. Größere vulkanische Projektile erreichen aber selbst 60 bis 80 km.

Die Höhe der Vulkane wird vom Geologen mit Bezug auf die Basis der Eruptivmassen gemessen, während der Geograph die Seehöhe angibt. Im Sinne des Geographen ist II in Fig. 57 ein hoher Vulkan, weil er 6 km über den Meeresspiegel aufragt. Der Geologe aber konstatiert, daß dieser Vulkan sich nur 3000 m über die sedimentäre Basis erhebt, während der Vulkan I viel mächtiger ist, weil er auf dem mehrere 1000 m tiefen Seegrund aufsitzt, und überdies 2000 m über den Seespiegel aufragt. In der Tat dürften sich die gewaltigsten Vulkane in den tiefen ozeanischen Wannen aufbauen, während Festlandvulkane selten mehr als 3000 bis 4000 m über die Basis aufragen.

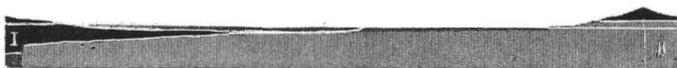


Fig. 57.



Fig. 58.

Alter der Vulkane. Den Vulkanen wird gemeinlich ein jugendliches Alter zugeschrieben. Wenn man im Erosionstal x (Fig. 58) pliozäne Fossilien findet, wird der Vulkan in diese Zeit verwiesen, was gewiß nicht richtig ist. In größeren Tiefen folgen ältere Schichten, welche uns unzugänglich sind; die tiefsten Partien können ganz wohl alterziär oder selbst mesozoisch sein. Endlich findet man in der Tiefe der Vulkane nicht selten Massengesteine, welche eine domförmige Gestalt haben, deren Achse mit der Achse des aufsitzenden Vulkanes zusammenfällt. In solchen Fällen wurden nach meiner Ansicht in alter Zeit am Meeresboden Massenergüsse gefördert, als im Laufe der Zeit das Gebiet verlandete, baute sich über dem Massenerguß ein Vulkan

auf (andere Autoren halten die tiefen Massen für den intrusiven Kern des Vulkanes).

Das Anwachsen der Vulkane geht infolge der anhaltenden Erosion und der Senkung des Untergrundes langsam vor sich, es ist deshalb wahrscheinlich, daß Vulkane von mehreren 1000 m Mächtigkeit zu ihrem Aufbau mindestens solange Zeiten beanspruchen, wie gleich starke Sedimentkomplexe. Die Anhäufung von Sedimenten in Geosynklinen geht gewiß viel rascher vor sich, da die Erosion hier nicht eingreift.

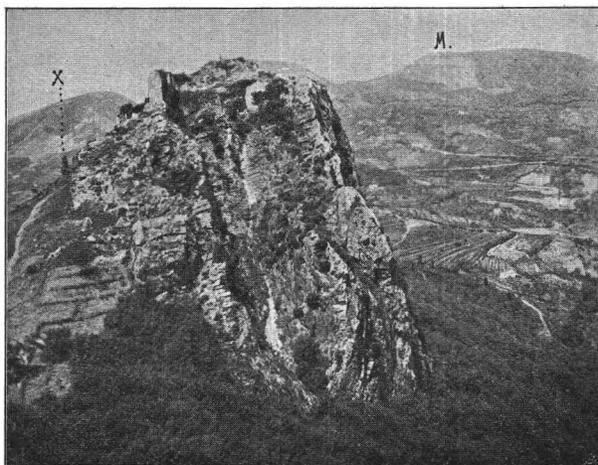


Fig. 59. Gang Pendise.

(M = Monte Madonna. X = Kontakt mit den durchbrochenen Tuffmassen.)

Die Gänge haben verschiedene Formen; selten ragen sie wie der Gang Pendise (Fig. 59) wie gewaltige massive Mauern, meist schauen nur einzelne Blockserien aus den umgebenden Gesteinen hervor. In harten Gesteinen (kristallinen Schiefen usw.) erscheinen hingegen leicht verwitterbare Ganggesteine als Rinnen. —

Da das Material im engen Gebiet der Spalte erstarrt, wachsen die Gänge während der Förderung bis auf einen Förderungsschlot

zu (Fig. 60). Wo dieser Schlot an der Oberfläche mündet, baut sich der Vulkan auf; die längere Achse des Kraters entspricht dem Streichen des Eruptionsganges, verrät uns also die Tektonik der von vulkanischem Material bedeckten Erdkruste (elliptische Einzeichnung in Fig. 60, siehe Bathyskopie).

Außer dem Erstarrungsvorgang ist auch die Förderung des Explosionsmaterials maßgebend für die Ausgestaltung des Ganges. Da die Ejekte den Schlot mit großer Schnelligkeit durchmessen, bewirken sie eine intensive Projektilerosion. Der schmale Bruch (Fig. 61) hat eine unbedeutende Weitung, welche durch

Fig. 60.

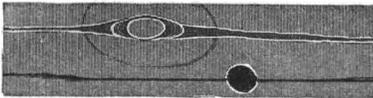


Fig. 61.

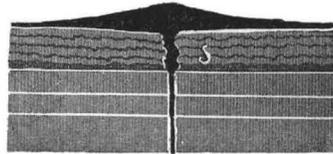


Fig. 62.

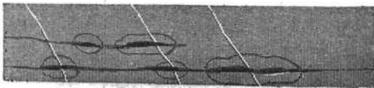


Fig. 63.



Fig. 64.

die Projektile im Laufe der Zeit zu einem röhrenförmigen Schlot ausgefeilt oder ausgeschossen wird (schwarzer Kreis).

Wenn über tiefen harten Schichten schlammige oder sandige Lagen (s. Fig. 64) folgen, wird der Gang, sobald das Magma in dieses weiche Material eindringt, sich in einen rundlichen Zapfen verwandeln. Während wir in den unteren Schichten einen mauerförmigen Gang antreffen, ändert sich diese Gestaltung im weichen Nebengestein sofort.

Im Gebiet der Vulkane trifft man Ruptursysteme, doch scheinen nicht immer die Längsverwerfungen und Grabenbrüche, auf welchen die Vulkanzüge aufsitzen, auch für die Förderung

des Magmas maßgebend zu sein. Mitunter scheint die Kreuzung der Längsbrüche mit Querspalten entscheidend, in anderen Fällen dringt das Material nur aus den Querspalten hervor. (Die lange Achse des elliptischen Kraters zeigt das Streichen der Eruptionsspalte an.) Es kommt offenbar darauf an, ob eine Bruchrichtung der Erdkruste mit Spannung oder mit Pressung zusammenfällt; aus den gepreßten Brüchen dringt keine Magma, während die klaffenden Spannungsrupturen dem Magma den Austritt ermöglichen. In Fig. 63 sind die Längsbrüche (und deren Kreuzung mit Querbrüchen), in Fig. 64 hingegen sind die Querbrüche allein entscheidend.

Man versuchte den Stand der Lava im Krater als Wirkung des Magmadruckes zu deuten, wichtiger dürfte die Imprägnation

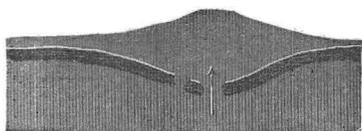


Fig. 65.



Fig. 66.

der Massen sein. Gasreiche Lava bläht sich infolge der Gasausscheidungen und wird demnach viel höher steigen, als eine kompakte Lava (im Kilauea steht die Lava anhaltend bei 2000 m, im benachbarten Mauna Loa hingegen bei 5000 m).

Senkungsfelder. Ausgedehnte Grabenbrüche mögen der Eruption in manchen Fällen vorangehen, sicher bilden sich diese Brüche infolge der Eruptionen und des Substanzverlustes weiter aus (Fig. 65). Wenn man in Fig. 66 (mittels einer von einer Röhre umgebenen archimedischen Schraube) plastisches Material aufreibt, so daß es die (dunkle) Sedimentkruste durchbricht und sich über derselben abgelagert, senkt sich die Kruste in dem Maß, als das Material aus der Tiefe gefördert und zur Überlagerung gebracht wird. Die Vulkane sitzen nicht auf einer flachen Basis, ihr

Material reicht immer auch in das Senkungsfeld hinab. Die sinkende Unterlage wird in Schollen aufgelöst, nahe dem Schlot werden sie weiter zertrümmert, durch die Eruptionen eingeschmolzen oder zu Tag gefördert.

Ein vulkanischer Ausbruch wird in vielen Fällen verursacht durch die vorletzte Eruption. Die Umformung großer Massen infolge von Spannung beansprucht lange Zeit. Einbrüche in Bergwerken bereiten sich oft durch viele Jahre vor; das sind Tatsachen, welche für den Vorgang der Eruption bedeutungsvoll sind. Nach einem Ausbruch herrscht oft durch längere Zeit Ruhe, dann melden sich Beben, welche oft lange anhalten, endlich erfolgt ein neuer Ausbruch. Es mag sein, daß Spannungen ausgelöst werden, welche in keinem Zusammenhang

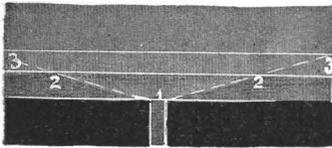


Fig. 67.

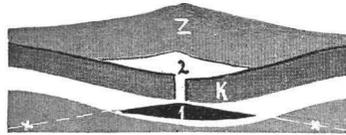


Fig. 68.

stehen mit dem vulkanischen Prozeß, näher liegt es aber anzunehmen, daß viele dieser Erdbeben nichts anderes sind als die Folge der früheren Eruption. Der Massendefekt, welcher durch die Förderung bedingt ist, verursacht Senkungen und Rupturen. Erreichen die Brüche endlich die Erdoberfläche, so dringt das Magma durch die neu aufgerissenen Wunden empor.

Die Förderung des Magmas erfolgt in gesetzmäßiger Weise. Wenn in Fig. 67 verschieden gefärbte plastische Schichten bei 1 nach unten abfließen, kommt durchaus nicht zuerst die ganze Lage 2—2 zur Förderung, sondern es bildet sich eine Böschung, 1, 2, 3, und nur was innerhalb dieser Grenzböschung liegt, kommt ins Fließen. Es wird also der Körper 1, 2, 3 abfließen, dann schmiegt sich die Masse 2, 2, 3, 3 nach usw. Kehrt

man das Experiment um und läßt man das plastische Material von unten nach oben dringen (Fig. 68, K = Erdkruste), so erläutert das Experiment die Eruptionsfolge. Von der Böschung und von der Mächtigkeit der Magmaschichten hängt die Reihenfolge der Eruptionen ab. Ist das Magma ungleich gemischt, (schlierig), so wird in vorliegendem Fall zuerst etwas weißes Magma gefördert und bei 2 abgelagert, der Massendefekt 1 wird vom nachdringenden grauen Magma x in statu nascendi ersetzt, dann folgt eine langanhaltende Förderung von grauen Lagen z. Der flache unterirdische Magmakegel xix wird gefördert und als Vulkan aufgeschüttet. Man kann so gleichzeitig den schlierigen Aufbau des Magmas in der Tiefe, die Senkung der Erdkruste und die Sukzession der geförderten Massen experimentell darstellen. Nach den Gleitflächen xix wird zuerst helles; dann dunkles Material gefördert und an der Erdoberfläche gehäuft, während die Kruste K sich stetig senkt.

Zustand in der Tiefe. In jenen großen Tiefen, welche für die Eruptionen nicht in Betracht kommen (einige 100 km unter der Erdoberfläche) herrscht eine Temperatur, bei welcher die Substanzen nur im gasförmigen Zustand bestehen können (s. Günther Iber. Geogr. Ges. München 1892). Die Hauptmasse des Erdkörpers dürfte im wesentlichen aus Eisengas bestehen, im Zentrum mögen die schwersten Metalle in größerer Menge — gleichfalls in gasförmigem Zustand — angehäuft sein. Dem Druck entsprechend werden die Moleküle so nahe gedrängt sein, daß ein pseudo-rigider Zustand herrscht. Oberhalb dieses dichten, starren Gasballes folgen Regionen, in welchen sich die Substanzen im kritischen Zustand befinden d. h. bei welchen sich Liquidum und Dampf in jedem Verhältnis mischen. Darüber folgt erst die Zone, in welcher flüssige und feste Aggregation herrschen. Da der Schmelzpunkt der Substanzen durch Druck hinaufgerückt wird und da die thermischen Stufen in dieser namhaften Tiefe groß sind, wird das eruptionsfähige Magma unmittelbar unter der Kruste

tatsächlich starr sein. Die Rupturen, welche vor der Eruption eintreten, vermindern den Druck, es tritt partielle Erweichung ein und das Magma dringt durch die Risse empor. Die Magmazone geht (ebenso wie die tieferen Zonen) allmählich über in die Krustenzone. Eine scharfe Grenze existiert nicht.

Geringe Tiefe des Eruptionsherdes. Vier Momente sprechen dafür, daß die Eruptionen aus geringer Tiefe stammen:

1. Wenn die Ruptur rasch erfolgt, kann sie ziemlich tief in die starre Magmazone reichen und es wird in diesem Falle leichtflüssiges Material rasch empor dringen. Setzt der Riß langsam gegen die Tiefe nieder, so kann er schon in jenem Gebiete, welches unter anderen Umständen die Rolle der Kruste spielt, Deformationen einleiten, welche unter dem gewaltigen Druck von einer bedeutenden Erhitzung begleitet werden. Die Krustensubstanz, welche in dieser Tiefe etwa dieselbe Zusammensetzung hat, wie das Magma, wird plastisch und kommt zur Förderung. Während im ersten Falle aus einer Tiefe von etwa 40 km Material, welches ursprünglich eine Temperatur von 1200 Grad hatte, gefördert werden mag, kann in anderen Fällen das eruptive Material aus Tiefen von 30 oder 20 km befördert werden, nachdem es infolge der Deformation um einige 100 Grad erhitzt worden war.

2. Ferner spricht für eine geringe Tiefe des Eruptionsherdes die Tatsache, daß eine geringe Beimengung lösender Liquida (H_2O , CO_2) den Schmelzpunkt des Magmas bedeutend herabsetzt. Wenn wir bei trockener Glut, in unseren Schmelzöfen, gewisse Silikate bei 1100—1300 Grad schmelzen, so dürfen wir diese Erfahrung durchaus nicht auf das Magma übertragen, in welchem dieselben Silikate bei Gegenwart von Wasser gewiß bei viel tieferer Temperatur beweglich bleiben. -

3. Wird nicht das ganze Magma geschmolzen gefördert, sondern viele Silikate von hohem Schmelzpunkt kommen in und mit einer leicht schmelzbaren Silikatpaste fertig gebildet herauf, sie stammen deshalb gewiß nicht aus sehr großer Tiefe.

4. Quellen aus Rissen der Lavaströme dunkelrot glühende Lavamassen hervor, matte Glut entspricht aber Temperaturen von 600—700 Grad, hell kirschrote Glut entspricht 800—1000 Grad. Bei so niederen Temperaturen ist also die Lava tatsächlich noch plastisch und eruptionsfähig.

Tritt eine solche Umformung der Lava an der Erdoberfläche (wo das Wasser doch größtenteils entwichen ist) bei so niedriger Temperatur ein, so wird das Magma sich in der Tiefe gewiß bei noch tieferer Temperatur deformieren und es ist demnach wohl möglich, daß das Magma mitunter aus Tiefen von 30 oder 20 km stammt.

Differenzierung des Magmas. In erstarrenden Mischungen beobachtet man häufig Entmischung, Saigerung, Diffusion (Soret, Iddings, Teal, Löwenson-Lessing, Vogt u. a.), so erklären sich gewisse Differenzierungen in beschränkten Massen, Erzanreicherungen in Kontakt usw. Es ist aber gewiß nicht zulässig, den Gegensatz zwischen basischem und kieselsäurereichem Magma durch Zerfallung eines ursprünglich gleichartig gemischten Magmas abzuleiten. 1. weil die Massen in der Tiefe unter hohem Druck pseudo-rigid und zu regionalen Entmischungen nicht geeignet sind, 2. weil es ein logisch unzulässiges Spiel ist, eine ursprüngliche Gleichförmigkeit anzunehmen, während wir im wesentlichen zwei gegensätzliche Magmen (mit quantitativ zurücktretenden Übergangsreihen) kennen, 3. weil die ursprünglich gleichmäßige Mischung, welche wir theoretisch konstruieren, im Kosmos überhaupt nicht vorkommt. Das Gesetz der Diffusion ist nur innerhalb enger Grenzen gültig; wenn wir große kosmische Massen beobachten, finden oder erschließen wir stets (bei der Sonne wie bei der Erde) eine Sonderung verschiedener Assoziationen, wobei die dichten Massen zentral, die weniger dichten peripherisch gelagert sind.

Ich halte aus diesen Gründen daran fest, daß der Erdkern nicht von einem ursprünglich homogenen Silikatmagma umgeben

war, sondern daß seit jeher über dem Eisenkern eine basische Sphäre und darüber eine kieselreiche Sphäre lag. Beide Zonen sind durch schlierige Übergänge verbunden.

Durch die große Phase der eruptiven Tätigkeit wird die Reihenfolge der Gesteine umgekehrt. In der ältesten Zeit, solange die Kruste dünner war, kam vorwiegend Granit zur Förderung. In dem Maße als die Erstarrung gegen die Tiefe fortschreitet, wird immer mehr basisches Material gefördert. Es folgen also von der Tiefe gegen die Oberfläche: dunkles, dann helles Magma, über der Erdkruste hingegen zuerst helles, darüber dunkles Eruptivmaterial.

Dichtezunahme. Die Pendelbeobachtungen belehren uns, daß die Erdkruste in den Hochgebieten im allgemeinen weniger dicht ist, als in den marinen Depressionen. Ferner steht fest, daß die zentralen Massen unseres Planeten eine hohe Dichte haben müssen (siehe oben).

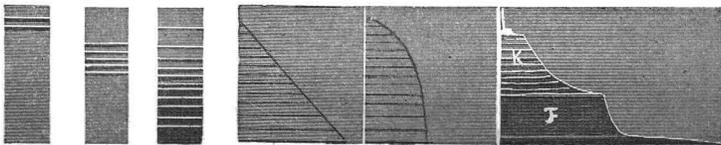


Fig. 69. Fig. 70. Fig. 71.

Fig. 72.

Fig. 73.

Fig. 74.

Die Schwerebestimmungen liefern aber (gleich den Bauschanalysen) nur eine Mittelzahl, sie besagen nichts über das quantitative Verhältnis der verschiedenen dichten Zonen. Wenn in den Fig. 69—71 die verschiedene Dichte durch Dicke und Nähe der Striche bezeichnet wird, kann man eine große Zahl von Varianten ersinnen, welche für das Pendel denselben Effekt haben. Die wahrscheinliche Anordnung und die quantitative Bedeutung der einzelnen Massen kann nur aus geologischen und astronomischen Beobachtungen und Schlüssen abgeleitet werden. Eine gleichmäßige Progression der Dichte, wie Fig. 72 veranschaulicht,

ist ausgeschlossen, der Wahrheit näher kommt Fig. 73, welche in den oberen Teilen eine rasche Zunahme, dann aber ziemlich stationäre Dichte darstellt. In der Natur kommen aber solche gleichmäßige Übergänge nicht vor, sondern wir sind gezwungen anzunehmen, daß gewisse Gesellungen ziemlich stationär sind und massenhaft auftreten und daß eine solche Masse mit der nächstfolgenden Schicht durch eine quantitativ unbedeutende Übergangzone verbunden ist. Besser dürfte also die Kurve Fig. 74 den natürlichen Verhältnissen entsprechen: zu oberst Atmosphäre, dann Wasser, dann kieselreiche Gesteine K, dann das schwere eisenreiche Magma, dann die Eisensphäre F, endlich ein Kern von Edelmetallen. (Dichtezunahme vom Meer bis zum Zentrum etwa = 1 : 2 : 3 : 8 usw.)

In der chemischen Zusammensetzung zeigt sich die folgende Progression: In der Atmosphäre vorwiegend Stickstoff, in der Hydrosphäre herrscht der Sauerstoff vor. In der Kruste sowie im Magma sind zwar die meisten Stoffe oxydiert, doch tritt der Sauerstoff in dieser Zone bereits zurück; im Eisenmagma endlich dürfte der Sauerstoff verschwinden.

Intrusion; relatives Alter der Nachschübe und der angelagerten Sedimente. Die meisten Eruptivmassen, welche Intrusionsphänomene zeigen, waren nach meiner Ansicht ursprünglich Ergüsse. Eigentlich ist jeder Gang durch Intrusion entstanden, der Sprachgebrauch beschränkt aber den Namen auf ein Eindringen des Magmas, welches benachbarte kompakte Massen selbsttätig disloziert. Die Granitmassen senden häufig Apophysen in die benachbarten Sedimente und diese Erscheinung hat seit jeher zu der Annahme gedrängt, der Granit sei in präexistente Sedimente eingedrungen. Man sagt „die Granitmasse hat die Apophyse (Fig. 75) in die Sedimente gesendet und ist folglich jünger als die Sedimente“. Dieser Schluß ist scheinbar klar und so zwingend, daß er tatsächlich ohne Widerspruch angenommen wird, was allerdings kein Beweis für die Richtigkeit des Schlusses ist, da

bekanntlich viele wissenschaftliche Anschauungen durch lange Zeit einstimmig als Wahrheiten betrachtet wurden, bis sie umgestoßen wurden. Wenn jemand im Falle der Fig. 75 die Behauptung wagen würde, daß die Sedimente jünger sind als der Granit, würde die Majorität der Fachleute gewiß seine normale Denkfähigkeit in Zweifel ziehen. Und doch können und müssen wir zugestehen, daß die Sedimente in vielen Fällen jünger sind als die Hauptmasse der betreffenden Intrusivmassen. Das Experiment liefert den Beweis. Auf dem Meerboden Fig. 76 wird die Eruptivmasse 2 ergossen, es bildet sich eine Erstarrungskruste. Sedimente 3 lagern sich über den Erguß. Der Erguß ist in



Fig. 75.



Fig. 76.



Fig. 77.



Fig. 78.

den tiefen Teilen nicht erstarrt, er wird durch helle Nachschübe lebendig erhalten und schwillt langsam an. Die weißen Nachschübe breiten sich aus (Fig. 77), sie sind ebenso wie die Sedimente 3 jünger, als die zuerst gefördertten Massen 2.

Die Nachschübe halten an, (weiße Masse 5 in Fig. 77, 78), gleichzeitig werden anhaltend Sedimente abgelagert, welche jünger sind als die Sedimente 3. Die jüngsten Nachschübe, welche keinen Platz haben, sprengen endlich die Kruste und die Sedimente und es bildet sich die Intrusion 4.

Wären die früher gefördertten (grauen) Ergußmassen 2 in Fig. 78 schon starr, so würde der weiße Nachschub 5 direkt als

Apophyse durchbrechen. Da die Massen 2 in Fig. 78 aber bis zur äußersten weißen Partie bei 3—4 noch plastisch sind, wird nur die oberste weiße Partie (unterhalb 3—4) durch die in der Tiefe nachdringende Masse 5 zur Intrusion getrieben. Es ergibt sich also, daß die Eruptivmassen 2 in Fig. 76 älter sind als die überlagernden Sedimente und daß sie doch in einer späteren Zeit „veranlaßt“ werden, die jungen Sedimente bei 4 zu durchbrechen.

Wenn man die begrifflichen Einheiten „Intrusivmasse“ und „Sediment“ einander gegenüberstellt, so erfolgt sicher jener Trugschluß, welcher heute die geologische Literatur beherrscht und welcher lautet: „die Intrusion ist jünger als das durchbrochene Sediment“. Löst man aber die begriffliche Einheit in chronologische Reihen auf (und färbt man das Magma lagenweise, wodurch die sukzessive Intrusion klar verfolgt werden kann), so kommt man zu der richtigen Auffassung, welche Fig. 72 veranschaulicht.

Jeder Lavastrom kann Intrusion und Hangendkontakt verursachen. Wenn wir über die Erstarrungskruste eines lebendigen Lavastromes schreiten, bewegen sich unter uns die Nachschübe langsam vorwärts, sie sind jünger als der Schollenpanzer, auf welchem wir gehen; sie sprengen diese Kruste und dringen vor unseren Augen durch die Risse der alten Erstarrungskruste. Vor unseren Augen spielt sich hier eine Intrusion ab. Ist der Lavastrom mit Sedimenten (Tuff) bedeckt, so beobachten wir auch die Intrusion in diese hangenden Sedimente, und doch sind in diesem Falle die äußeren Teile des Lavastromes unzweifelhaft älter als die Sedimente, während andererseits die Nachschübe jünger sind als die Kruste. Die Analogie mit den Granitintrusionen ist vollständig. Die Lava ist im geschilderten Beispiel zum Teil älter, zum Teil aber auch jünger als die hangenden Sedimente. Durch diese Erkenntnis wird der herrschende Trugschluß umgestoßen.

Den Vorgang des Hangendkontaktes kann man experimentell verfolgen: man läßt heiße Massen (Harz, Paraffin usw.) unter

einer Wasserdecke hervortreten, es bildet sich eine Erstarrungskruste; darüber sieben wir Sedimente und streuen Wachsblättchen ein. Der (submarine) Erguß wird durch Nachschübe lebendig erhalten, während man gleichzeitig Sedimente aufstret. Die Oberfläche der Sedimente bleibt kühl, während die Sedimente in der Tiefe sich immer mehr erwärmen, bis die Wachsblättchen schmelzen. Z in Profil Fig. 79 ist die ursprüngliche Oberfläche des Ergusses, wir zeichnen die Temperaturkurve ein. In Fig. 80 werden junge Sedimente ZZ' abgelagert; statt der Oberfläche Z treffen wir jetzt die Oberfläche Z' . Die normale Jahrestemperatur herrscht jetzt an der Oberfläche Z' ; die horizontale Entfernung der beiden Kurven zeigt die Temperaturzunahme in verschiedenen

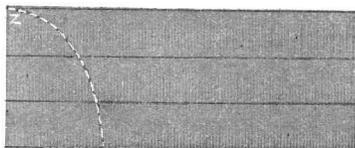


Fig. 79.

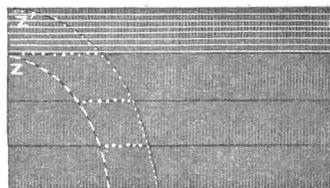


Fig. 80.

Tiefen. Bei hinreichender Dicke der Sedimente ZZ' können diese an ihrer Basis einer feuchten Gluthitze ausgesetzt sein und werden demgemäß umgewandelt. In dieser Weise erklärt sich die Durchwärmung und Metamorphose der aufgelagerten Sedimente.

Wir haben bei Santorin gesehen, wie submarine Massenergüsse durch viele Jahre in der Tiefe glühend bleiben, wie sie durch neue Nachschübe über die Meeresoberfläche aufgetrieben werden, wie an ihrer kühlen Oberfläche (oberhalb der Erstarrungskruste) lebende Konchilien haften. Das sind lebendige Beispiele von intrusiver Auftreibung, welche vor unseren Augen sich vollziehen. Wenn in einem solchen Fall die Sedimente anwachsen, werden die tieferen Partien metamorphosiert.

Die Logik fordert, daß man immer die einfachste, durch die Beobachtung unterstützte Erklärungsweise einführe. Da nun die Intrusionen nachweislich auch an gewöhnliche Lavaergüsse gebunden sind, wird man wohl die neue Erklärung annehmen müssen; nur wenn diese Erklärung nicht ausreicht, wird man eine Genesis der Intrusivmassen annehmen dürfen, welche komplizierter ist und deren Verlauf wir in der Natur nicht beobachten können. Aber auch in diesem Falle wird man sich auf analoge Experimente stützen müssen.

Gilbert hat die Massifs mit Hangendkontakt und Apophysen als Lakkolithe bezeichnet und man hat diese Gebilde auf Grund des vorgeführten Trugschlusses regelmäßig als jüngere Intrusions-

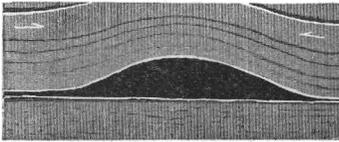


Fig. 81.

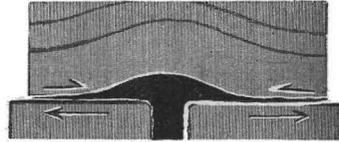


Fig. 82.

massen bezeichnet. Einige Autoren nehmen an, die Hangensedimente seien zusammengeschoben und von der Unterlage abgestaut worden, das aufdringende Magma habe die Stauhöhlung benützt und ausgefüllt (Fig. 81). Diese Erklärung scheint mir unglücklich; ein Sediment kann nicht eine weitausgedehnte schwebende Wölbung bilden ohne niederzubrechen; meint man aber, das Magma sei eben in statu nascendi eingedrungen, so wird die Sache nicht besser, man müßte dann noch weiter annehmen, daß die Auffaltung und Intrusion immer Schritt halten, also zu allen Zeiten quantitativ gleichwertig sind, was absurd ist, da zwischen beiden Phänomenen kein kausaler Zusammenhang besteht. Immerhin könnte man sich aber diese Phantasie gefallen lassen, wenn die liegenden Schichten kontinuierlich wären. Diese sind aber von den Eruptivmassen durchbrochen, besitzen

eine Spalte, waren also gezerrt, während die nächstfolgenden Schichten gepreßt gewesen sein sollen (Schema Fig. 82). Das ist ein mechanisches Paradoxon, welches von den Verfechtern dieser Anschauung nicht beachtet wurde. Ich lehne deshalb die Lakkolithvorstellung entschieden ab und erkläre (von bekannten Erscheinungen ausgehend) derartige Bildungen als ursprüngliche Ergüsse. Wer eine verwickeltere Genesis behauptet, muß erst beweisen, daß die einfache Ergußhypothese im einzelnen Fall nicht ausreicht. Auf Grund dieser Darlegung bespreche ich die Genesis jener Granitmassifs, welche ich einfach als modifizierte Magmaergüsse auf dem Meeresboden betrachte.

Submarine Ergüsse. Zunächst ist es klar, daß die Massen sich je nach der Zähigkeit bald als Decken ausbreiten, bald steil kuppig aufbauen können.

Fig. 83.

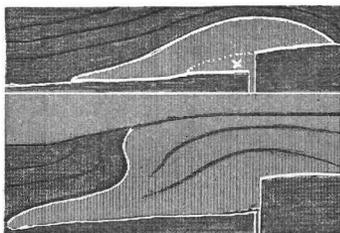


Fig. 84.

Bei mäßiger Wassertiefe zerstäubt das Magma teilweise und es entstehen submarine Vulkane (mit geschichteten Tuffen); geht der Prozeß in größerer Wassertiefe vor sich, herrschen die Ergüsse vor.

Auf flachem Boden breiten sich die Massen aus, wie Fig. 83,

84 zeigt: Verwerfungen haben zunächst einseitige Ausbildung der Ergüsse und Anlehnung an den hohen Verwerfungsflügel zur Folge, x in Fig. 83. Wird viel Material gefördert, so wird in diesem Fall wie bei den Vulkanen auch der hohe Verwerfungsflügel und schließlich das ganze Bruchfeld bedeckt und verhüllt.

Waren die submarinen Ergüsse von Sedimenten bedeckt und erfolgen Nachschübe, so tritt in vielen Fällen Sprengung der sedimentären Hülle und Intrusion ein (vgl. Fig 78): bei starkem Nachschub werden die Sedimente seitlich abgeschoben und steil aufgerichtet (Fig. 84).

Die submarinen Ergüsse werden von Sedimenten bedeckt,

während sie anhaltend infolge intrusiver Nachschübe anwachsen. Die Beschaffenheit des Magmas und der Sedimente entscheidet die Entwicklungsrichtung und zwar: a) Intrusives Wachstum ohne Durchbruch (analog dem Wachstum eines Baumstammes), b) Intrusion mit Durchbruch.

Sind die Nachschübe ebenso konsistent oder zäher als die erste Förderung, so wachsen sie knospenartig in der erstgeförderten Masse an, sind sie dünnflüssiger, so können sie durchbrechen. Sind die bedeckenden Sedimente schlammig, so wird die Decke überall gezerzt (und ausgewalzt), sie akkomodiert sich der anwachsenden Intrusivmasse, die Wunden und Risse werden fort und fort durch junge Sedimentpartikel gedeckt und ausgeheilt.



Fig. 85.

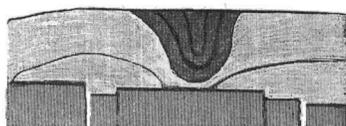


Fig. 86.

Sind die Sedimente gehärtet (metamorphosiert), so kommt es zu tiefklaffenden Zerreisungen, durch welche weiche intrusive Nachschübe (s. oben) zu Tag treten können (vgl. Fig. 78).

Im ersten Fall vollzieht sich also ein plastisches konkordantes Anwachsen. Der zweite Typus zeichnet sich aus durch Diskordanz und Durchbruch. Kurzlebige Intrusivmassen von geringen Dimensionen zeigen oft den ersten Typus, während mächtige Intrusivmassen, welche sich im Verlaufe langer Zeiträume ausbilden, in der Regel dem zweiten Typus angehören.

Bei starkem Nachschub werden die Sedimente, falls die älteren Ergußmassen noch plastisch sind, seitlich abgeschoben und steil aufgerichtet (Fig. 85, 86).

Das Relief kann in diesem Falle flach bleiben wie Fig. 85 zeigt (s. Erosion).

Wurde das Material aus mehreren parallelen Spalten gefördert, so bilden sich mehrere Eruptivzüge mit eingeklemmten Sedimenten (Fig. 85, 86). Da der Vorgang sich ruckweise vollzieht, werden die Sedimente oft lokale Diskordanzen aufweisen.

Bald dominieren die Sedimente, bald herrschen die Granitmassen, bald sind die Sedimente in langen Zügen eingeschaltet, bald erscheinen sie nur als Mulden, Keile u. dgl. eingeklemmt. Der Kohlen- und Erzbergbau hat die verwickelten Beziehungen zwischen Granit und angelagerten Sedimenten bis in große Tiefen aufgeschlossen (Bassin de Brassac, Creuzot, Lake Superior u. a.).

Hält die Sedimentierung durch lange Zeit Schritt mit der Förderung des Magmas, so bauen sich beide Facies säulenförmig nebeneinander auf.

Abgesehen von den Nachschüben können auch Erschütterungen allein genügen, um Verschiebungen, steile Aufrichtung und Überschiebung der Sedimente zu bewirken; wird der plastische Magmafladen (Fig. 84) von einem Erdbeben (Verwerfung) getroffen, so kann sich die steile Böschung nicht mehr halten, es erfolgt eine Massenbewegung, Aufrichtung und schließlich Überschiebung der Sedimente.

Bleibt die Sedimentierung hinter der Förderung des Magmas zurück, so wird die Böschung immer steiler und es kommt manchmal zu einem Auseinandersetzen des plastischen Eruptivfladens samt der sedimentären Decke, wobei die Sedimente zerreißen und sich stauen. Wenn die bedeckenden Sedimente dem Druck in der Tiefe widerstehen, kommt es nur in den oberen Partien zu einer Aufstauung oder Überschiebung.

Dringen in diesem Stadium dünnflüssige Nachschübe empor, so bilden diese (vom Gipfel oder von den Flanken abfließende) Ergüsse, welche mit den jüngsten Sedimenten wechsellagern. (Reyer, Experimente 1892, Heft 2 S. 38). So entstehen jene Granitfladen, welche durch Apophysen im Hangenden mit plattenförmigen Granitmassen zusammenhängen, die ihrerseits zwischen

den angelagerten Schiefen eingebettet erscheinen. (Solche Lager werden nach der herrschenden Anschauung als Lagergänge gedeutet.) Da die Flankenergüsse an den steilen Gehängen dünn sind, ist ihr Zusammenhang mit dem Massif selten erhalten.

In den Niederungen breiten sich die Ergüsse aus, sie können sich gegenseitig überlappen und verzahnen wie die Photographie des Mulatgehanges, Predazzo Fig. 87 zeigt (Kontakt = weiße Strichlinie). Ich stelle mir vor, daß im Profil (Fig. 88) zuerst Granit I gefördert wurde, von links her kam ein Melaphyrerguß II, zur

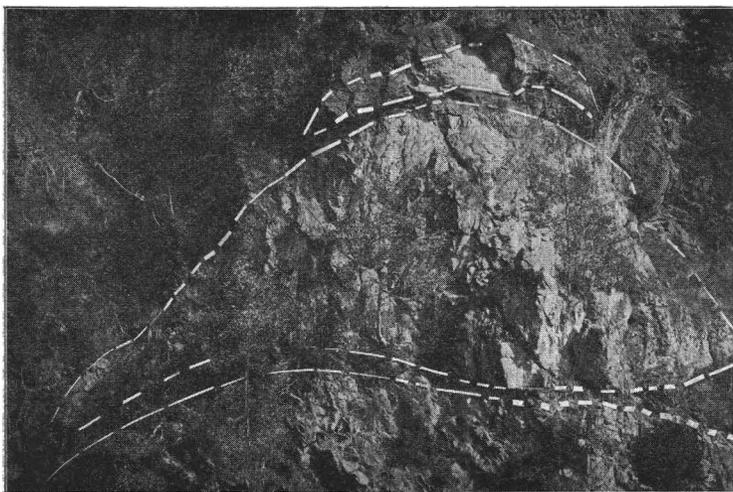


Fig. 87. Granit und Melaphyr, Predazzo.

Rechten erfolgten Granitnachschiebe I_1 , welche wieder von Melaphyrnachschieben II_1 überlappt wurden usw. Es ergibt sich das Profilrelief (Fig. 89), welches die räumlichen Beziehungen veranschaulicht. Predazzo kann nach meiner Meinung aus diesem Grunde nicht als Kraterfüllung bezeichnet werden, sondern ist ein von Ergüssen erfülltes Bruchfeld.

Die submarinen Bruch- und Ergußfelder der Granite dürften dieselben Gestaltungen aufweisen, wie die vulkanischen Bruch-

felder. Wir wissen, daß viele Bruchfelder (insbesondere auf der Grenze zwischen Festland und Meer) durch lange Zeiträume vom Magma durchbrochen wurden. Es kommt aber auch vor, daß weit ausgedehnte terrestrische oder marine Schollengebiete durch lange Zeiträume von klaffenden Rissen durchsetzt dem Magma an vielen Stellen den Ausbruch gestatten. In Island und in weiten Gebieten des atlantischen Meeres wurden seit dem älteren Tertiär Basalte gefördert; die japanischen Rupturen gestatten dem Magma seit dem Paläozoischen emporzudringen. Im letzteren Fall erfolgten die Eruptionen in früheren Zeiten submarin, die granitische Textur der paläozoischen Ergüsse zeigt, daß das Meer in jenen Zeiten tief war. In späteren Zeiten wird das Meer



Fig. 88.

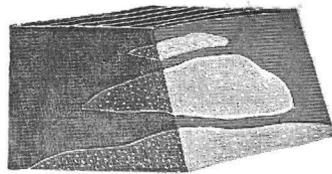


Fig. 89.

seicht, es tritt Verlandung ein, und über den granitischen Massenergüssen folgen porphyrische Massen, zuletzt vulkanische Förderungen.

In vielen Fällen trifft man unter tief erodierten Vulkanen granitische Massenergüsse, deren Achse zusammenfällt mit jener des jungen Vulkanes. Die Verhältnisse zeigen uns an, daß die tiefen Senkungsfelder im Laufe der Zeit verlandet sind. Profil Fig. 90 veranschaulicht den Vorgang. Zuerst erfolgt ein Graniterguß, welcher von den Sedimenten II überlagert wird. Dann folgt ein jüngerer Nachschub punktiert II, es erfolgen Flankenergüsse (x), welche von jüngeren Sedimenten III überlagert werden. Das Gebiet verlandet, es werden vulkanische Massen gefördert. Die jüngsten Nachschübe III bilden eine

granitische Knospe innerhalb des noch plastischen alten granitischen Fladens I—II und diese alten sowie die jungen granitischen Massen bilden mit den jüngeren vulkanischen Gipfelmassen III eine genetische und tektonische Einheit; die jüngsten granitischen Nachschübe in der Tiefe hängen durch Übergänge zusammen mit den aufgelockerten trachytischen und liparitischen Ergüssen, welche von der Oberfläche der Vulkane bei III x abfließen. Wenn die granitischen Massen in der Tiefe noch plastisch sind, können sie unterhalb der Basis des Vulkans aufschwellen und den Vulkan auftreiben (durch Intrusion gehobene Krater). Man ist an diese aus alter Zeit stammende Vorstellung nicht gewöhnt, sie erscheint fremdartig, die Logik der Tatsachen zwingt uns aber zu diesem Gedankengang.

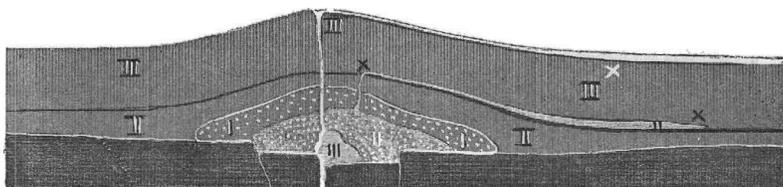


Fig. 90.

Bisher haben wir eine ebene Basis angenommen; bei geneigter Basis erfolgen strömende Bewegungen. Bei Vulkanen überrollen die Ströme, weil die Erstarrungskruste sich an den Gesteinen der Erdoberfläche reibt, so daß die (im Schollenpanzer eingeschlossenen) vordrängenden Massen ihre schollige Oberfläche begraben und über diese begrabene Kruste sich hinwälzen. Bei submarinen Ergüssen, welche sich auf schlammigem Boden bewegen, werden die Massen mit Vorliebe eine gleitende Bewegung ausführen. Lassen wir auf ebener Basis einen Magmafladen auftauchen und anwachsen, so bewegen sich bestimmte Marken der Oberfläche zentrifugal nach beiden Seiten schräg aufsteigend (Fig. 91). Je zäher das Material, desto steiler verlaufen die

Punktwege x, 1, 2 (Fig. 92). Mannigfaltiger sind die Punktwege bei geneigter Basis: Der submarine Fladen (Fig. 93) taucht auf, strömt gegen die Tiefe, die Kuppe steigt über das Wasser empor, zugleich bewegt sie sich aber gegen links. Nachdem das flache Gebiet x in Fig. 94 überwunden ist, tritt eine stärkere Strömung ein und die Aufstauung entladet sich (weiße Strichlinie in Fig. 95). Ein Punkt rechts in Fig. 96 drängt anhaltend gegen links, er steigt auf, dann sinkt er wieder, steigt und sinkt abermals, nachdem das Magma die flache Stufe x (Fig. 95) überwunden hat. Staut sich das Magma wiederholt auf, so ergibt

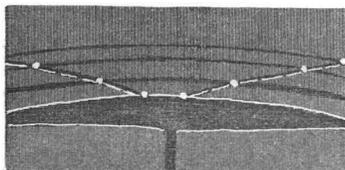


Fig. 91.

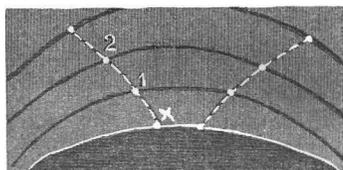


Fig. 92.



Fig. 93.



Fig. 94.

sich ein mehrfach schlängelnder Punktweg. Experimentvarianten Fig. 97, 98. So erklären sich die merkwürdigen Erscheinungen, welche Schmidt gelegentlich der lange anhaltenden Santorineruptionen beobachtet und vermessen hat.

Waren die Massenergüsse von mächtigen Sedimenten bedeckt und erfolgen Nachschübe, so erfolgt schließlich eine Aufrichtung (und Überschiebung) der Sedimente im Sinne des Gehänges, also in der Richtung gegen die Depression (Fig. 84 S. 68). Wir können in diesem Falle aus dem Verlauf der Überschiebung die tiefverborgene tektonische Grundlage erschließen. Erfolgt eine

beiderseitige symmetrische Überschiebung (Gotthard, Mont Blanc), so wird man eine flache Lagerung der Basis und Gleichgewicht der aufquellenden Massen erschließen.

Die horizontale Ausdehnung der Granitmassifs dürfte durch die erste Förderung bestimmt werden. Tritt nach einiger Zeit eine ruhige Phase ein, so erstarrt das Ende des Ergusses (Stromstirn oder Fuß). Erfolgt Sedimentierung und neuerlicher Nachschub, welche einander die Wage halten, so bleibt die erste Anlage erhalten; geht die eruptive Förderung rascher vor, so breiten sich die Massen in den oberen Horizonten weiter aus; verringert sich die eruptive Förderung, so dehnt sich das Sedimentgebiet aus, in dem Maß als sich die Eruptivfacies einschränkt.

In den meisten Fällen bleiben die benachbarten Massifs mit ihrem „toten Fuß“ isoliert und getrennt durch Sedimente. Erfolgt dagegen die Förderung gleich anfangs massenhaft, so fließen die (aus verschiedenen Spalten geförderten) Massen in eins zusammen, sie verschweißen sich und bilden eine gewaltige weitausgebreitete polysynthetische Granitdecke.

Da die Förderung an verschiedenen Stellen eines Ganges variiert, werden an einer Stelle mehr, an einer anderen Stelle weniger Ergußmassen gefördert, die Granitzüge werden breiter und schmaler, an einer Stelle tritt Überschiebung ein, während weiterhin die Sedimente flach über den Granit lagern (wind-schiefe Kontaktflächen der Granitmassifs).

Die aus benachbarten Spalten geförderten Massen können sich



Fig. 95.



Fig. 96.



Fig. 97.



Fig. 98.

in einem Gebiete fusionieren, während sie in einem anderen Gebiet durch Sediment getrennt erscheinen. Das Ergebnis ist, daß sich hier und dort steile Sedimentmulden zwischen die Granitmassen einklemmen (Aufblick Fig. 99 und Profil Fig. 100), während im benachbarten Gebiet einheitliche kontinuierliche Granitmassen auftreten.

Das Streichen der im Granit eingeklemmten Mulden verläuft in derselben Richtung, wie die Eruptionsgänge (bez. Rupturen der Erdkruste), überdies gelingt es oft, in solchen ausgedehnten Granitgebieten auf Grund der schlierigen Struktur einzelne Quellkuppen nachzuweisen, deren Verlauf uns gleichfalls die verborgenen Brüche der Erdkruste verraten (Typus Karlsbad-Neudegg) vgl. Fig. 83—86.

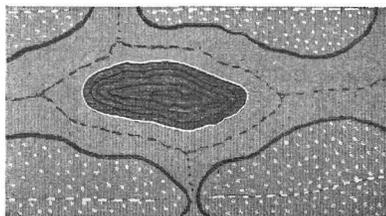


Fig. 99.

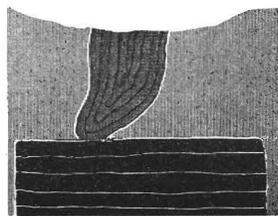
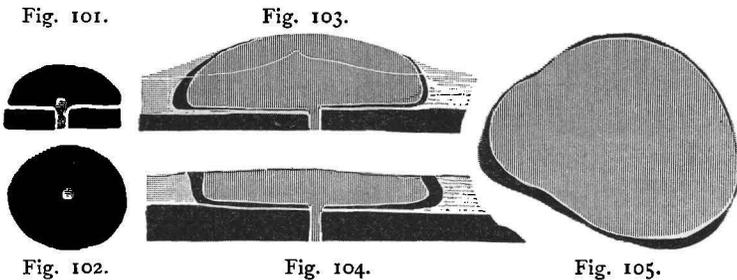


Fig. 100.

Die Randzone. Wird anhaltend gleichartiges Magma gefördert, so bildet sich ein monotones Granitmassif, wechselt der mineralische Charakter, so bilden sich Randzonen. Ursprünglich erfolgte basische Förderung (Profil Fig. 101 und Horizontalschnitt Fig. 102), es erfolgen helle Nachschübe, es entsteht ein ausgedehnter, von Schiefer ummantelter Granitfladen (Fig. 103, weiße Linie = Erosionsprofil); Variante (Fig. 104) mit steil abgeschobener Randzone, Horizontalprojektion (Fig. 105). Der dunkle Fladen sei ursprünglich 1,5 km hoch gewesen, Durchmesser = 5 km, Inhalt = 20 km³. Der Nachschub ist erfolgt, die dunklen Massen werden durch die hellen Nachschübe in

einen Ring von einigen 100 m Breite umgewandelt, welcher 20 km³ Material enthält, während die jungen hellen Granitnachschiebe das Zentrum beherrschen (vgl. Reyer, Experimente, Heft 2 p. 16f.). Diese Randzone ist oft sehr wechselvoll, weil die ursprünglich mannigfaltigen Förderungen in schmale Zonen zusammengedrängt und blattförmig ausgewalzt erscheinen und weil viele Partien durch die Auswalzung schiefrige Textur annehmen. Diese schiefrige Textur erschwert es, die ursprüngliche Grenze zwischen Eruptivmassen und Sedimenten festzustellen.

Massenhafte Förderungen. Die Erscheinungen der Granitmassifs entsprechen den Entwicklungsphasen der submarinen Ergüsse. Die granitische Struktur entspricht der



Förderung in namhafter Tiefe; außerdem unterscheiden sich die Granitmassifs von den terresteren Ergüssen in der Regel durch das massenhafte, einheitliche Auftreten der betreffenden Eruptivgesteine. Während die Lavaströme intermittierend gefördert werden, rasch erstarren und gesonderte Ergüsse liefern, werden die Granitmassen meist anhaltend gefördert; die Nachschübe treffen den Hauptkörper noch plastisch und können sich in und mit ihm intrusiv ausbreiten (wie bei einer Knospe sind die innersten Teile des Granitmassifs am jüngsten).

Diese Gegensätze entsprechen einer höheren Plastizität des granitischen Magmas, welche ihrerseits verursacht ist durch die Zurückhaltung der Liquida.

Alter der Granite. Ein Massif tritt oft mit verschiedenartigen Gesteinen in Berührung. Abgesehen von der Verwerfung des Untergrundes sind diesbezüglich wichtig die Erscheinungen des Überquellens und der Überschiebung. Das Massif (Fig. 106) ist von dunklen Sedimenten überlagert, es erfolgt Nachschub, Aufquellen des Gipfels und Flankenerguß x, Fig. 107, (oder Überschiebung). Nun lagern sich junge helle Sedimente ab. Die eingeschalteten alten Sedimente (x) sind oft nicht aufgeschlossen und nun beobachtet man, daß der Granit auf einer Seite an dunkle paläozoische Schichten herantritt, während er an einer anderen Stelle helle mesozoische Kalke aufgerichtet hat (Adamello, Disgrazia u. a.). Ich betone an dieser Stelle nochmals, daß eine Granitmasse, welche mehrere 1000 m mächtig ist, zu ihrer Anhäufung gewiß solange Zeiten beansprucht, wie

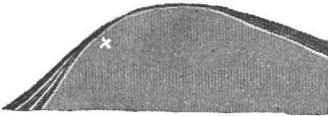


Fig. 106.



Fig. 107.

die Ablagerung eines mehrere 1000 m mächtigen Sedimentkomplexes und daß demnach derartige eruptive Einheiten als zeitliche Äquivalente mehrerer Formationen zu deuten sind. Gesteht man dies zu, so ergeben sich die beobachteten mannigfaltigen Beziehungen als Folgen des historischen Wachstums, während die althergebrachte kataklismatische Intrusionshypothese in diesen und anderen Fällen zu phantastischen und unhaltbaren Vorstellungen führt.

Ursprünglich hielt man die Granite für alte Gesteine, später wurden mesozoische, endlich auch einige eozäne Granite nachgewiesen. Fig. 108 zeigt eine mächtige Granitmasse von Enfola, Elba, welche mit ein- und ausspringenden Winkeln an die eozänen gequetschten und gekneteten Schiefer mit abgerundeten Schollen

von Sandstein grenzt (weiße Striche bezeichnen den Kontakt).
Fig. 109 zeigt zur Linken einen starken Granitgang, nebenan



Fig. 108. Eozäner Granit. Enfola, Elba.

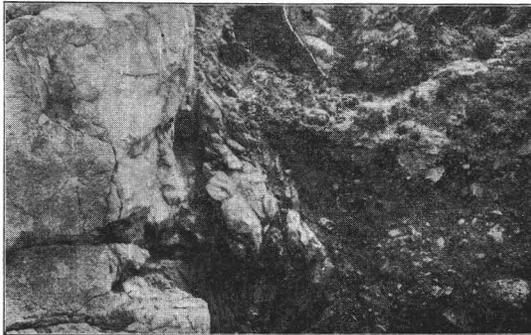


Fig. 109. Elba. X Granitlinse.

(oben bei X) eine linsenförmige Granitmasse. Auch hier erscheinen die größeren kompakten Sedimentschollen abgerundet und mit dem dunklen tertiären Schiefer verknüpft.

Rezente Granite sind unbekannt, was wohl erklärlich ist, wenn man die genetischen Verhältnisse berücksichtigt. Der Granit ist eben eine Tieffacies, welche erst infolge bedeutender Erhebungen uns vor Augen gebracht wird. Da nun bedeutende Hebungen auch namhafte Zeiträume beanspruchen, begreift es sich, daß die Granite der jüngsten Epochen (ebenso wie die jüngsten Tiefsedimente) derzeit noch in der Tiefe verborgen sind.

Gegensatz gegen die herrschende Anschauung. Es wird behauptet 1. daß „der“ Granit, welcher anlagernde Sedimente durchbricht, jünger sei, als die durchbrochenen Sedimente. 2. daß im Falle des Hangendkontaktes „das“ Eruptivgestein jünger sei als die umgewandelten Schichten. Diese Logik ist scheinbar so zwingend, daß die Sätze bisher ohne Debatte angenommen wurden, sie sind Dogmen der Geologie geworden. Ich habe den logischen Fehler nachgewiesen: tatsächlich ist in diesen Fällen nur ein Teil des Granites jünger, während ein großer Teil der Ergußmassen älter ist, als das betreffende Sediment. Sobald man diesen Fehler ausgeschieden hat, fällt auch die Ungeheuerlichkeit weg, welche darin liegt, daß man 3. eine einheitliche kataklismatische Förderung der riesigen Granitmassen annahm.

Ich behaupte hingegen eine chronische Förderung, welche durch Formationen anhalten kann, wobei die älteren Massen durch Nachschübe dauernd plastisch erhalten werden. Daß solch gewaltige Ablagerungen von plastischem Magma in geringer Tiefe unter der kühlen Kruste durch lange Zeiträume lebendig bleiben können, ist auf den ersten Blick befremdlich, doch ist diese Vorstellung erklärbar und verständlich, während die altherrschende kataklismatische Vorstellung nur haltbar war, solange sie als Axiom oder Dogma behandelt wurde. Entschließt man sich dies Axiom kritisch zu behandeln, so zerfällt es und man muß eine neue Grundlage suchen. Als neue Grundlage stelle ich aber

den Satz auf: Der Granit wird im wesentlichen so gefördert wie die Lava. Die Entstehungstiefe bedingt nur die Ausbildung gewisser typischer Eigenschaften der granitischen Massenergüsse.

Reine Intrusion in Sedimente; Lagergänge. Die besprochenen Intrusionserscheinungen sind nach meiner Ansicht ursprünglich an Tiefseeergüsse gebunden. Daneben gibt es aber unzweifelhaft auch echte Intrusionen, bei welchen die eingedrungene Eruptivmasse tatsächlich im ganzen jünger ist, als das durchsetzte Sediment. Dahin gehören die Lagergänge, deren Entstehung man durch das Experiment erklären kann. Diese

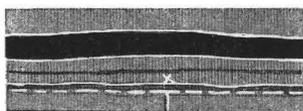


Fig. 110.

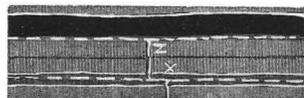


Fig. 111.

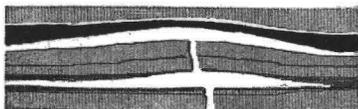


Fig. 112.

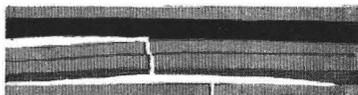


Fig. 113.

Lagergänge sind nach meiner Ansicht ausschließlich an durchwässerte, schlammige Schichten (sog. schwimmendes Gebirg) gebunden. Wenn das Magma durch die Gangspalte bis x (Fig. 110) gedrungen ist und hier eine schlammige Zwischenlage trifft, breitet es sich in derselben aus. Ist das verfügbare Feld erschöpft, so kann es durch die nächsten harten Schichten wieder als normaler Gang empordringen (xz, Fig. 111), in der nächsten schwimmenden Schichte z kann es sich wieder als Lagergang ausbreiten; in Experiment Fig. 112, 113 kann das Magma schließlich auch zum Durchbruch und zum oberflächlichen Erguß kommen. In den Parallelprofilen Fig. 114—117 (Experiment)

sieht man nebeneinander verschiedene Typen: Fig. 114, zwei scheinbar isolierte Lagergänge, welche hinter der Schnittfläche miteinander zusammenhängen, wie Profil Fig. 115 zeigt. In Profil Fig. 116 und Parallelprofil Fig. 117 sehen wir, daß das Magma auch bis an die Oberfläche gedrungen ist, doch ist der Zusammenhang der Ergüsse mit den tiefer gelegenen Lagergängen in beiden Profilen nicht ersichtlich.

Liegen die Schichten horizontal, so ist die Ausbreitung des Magmas begrenzt, weil sie abhängt vom Böschungswinkel des Materials. Der Lagergang nimmt, der Plastizität entsprechend, eine flach oder steilfladenförmige Gestalt an. Ist das Maximum

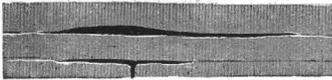


Fig. 114.



Fig. 115.



Fig. 116.



Fig. 117.

der Böschung erreicht, so bricht das Magma durch das zerreißende Hangendgewölbe und kommt eventuell zum Erguß (Decke).

Wenn man diesen Gesichtspunkt verfolgt, findet man, daß der Lagergang nur dann eine große Ausdehnung erreichen kann, wenn die Schichten geneigt sind; entspricht die Neigung der Schichten der Böschung des Magmas, so kann der Lagergang auf große Entfernungen sich erstrecken (Fig. 118). Ist die Neigung der Schichten größer als die Böschung des Magmas, so verdickte sich das Ende des Lagerganges (Fig. 119).

Das Magma kann unter diesen Bedingungen ebenso wie ein Lavastrom (von einem Erstarrungspanzer umgeben) im schwim-

menden Gebirg weithin fließen und es kann demnach schlechtweg als subterraneaner Magmastrom bezeichnet werden.

Das Magma nimmt nur dann eine blattförmige Gestalt an, wenn das schwimmende Gebirg gleichmäßig schlammig ist. Hat der Schlamm verschiedene Konsistenz, so wird die Intrusion vielgestaltig, weil das Magma den Gebieten geringsten Widerstandes folgt (siehe magmastatisches Gleichgewicht).

Während das Magma sich unregelmäßig, aber doch im großen ganzen blattförmig ausbreitet, wenn die schwimmenden Schichten zwischen kompakten Schichten liegen, treten verwickelte Verhältnisse ein, wenn die schlammigen Massen zu oberst liegen (schlammiger Meeresboden): Ist der Schlamm weich, so breitet

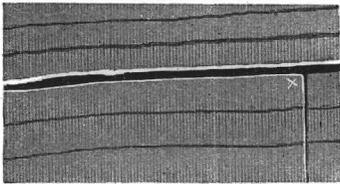


Fig. 118.

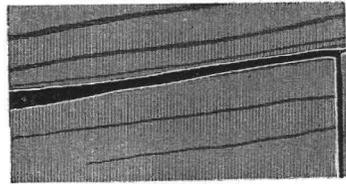


Fig. 119.

sich der Granit stromartig innerhalb und unterhalb des Schlammes aus, er schiebt ihn ab, und wird vom Schlamm bedeckt. Hier verschwimmen die Begriffe Intrusion und Erguß. Ist der Schlamm zähe, so dringt das Magma nicht als Gang, sondern als unregelmäßiger Zapfen empor und breitet sich in der Höhe aus (vgl. Reyer, Experimente 1892, Heft 2, p. 36, 41—44 — Subtrusion). Einige unter dem Namen Lakkolithen zusammengefaßten Phänomene dürften echte Intrusionen dieser Art sein (vgl. Crass, Russell u. a.), während die meisten nach meiner Ansicht ursprünglich normale submarine Ergüsse waren.

Bohrungen und Bergwerke zeigen uns, daß schwimmende Schichten in allen Formationen vorkommen. Wir müssen demnach annehmen, daß auch in unseren Tagen unter unseren

Vulkanen und in den marinen Bruchfeldern Lagergänge und echte Intrusionen in alten ebensowohl wie in jungen Schichten vorkommen. Genügt die Tiefe, so erstarren die Massen granitisch (rezente Granite unter unseren Vulkanen).

Diese Betrachtung lehrt uns, daß wir bei den Intrusionen und Lagergängen in alten Schichten jederzeit die Frage stellen müssen, ob diese Gebilde nicht vielleicht zusammenhängen mit jungen vulkanischen Prozessen, welche sich im betreffenden Gebiet abgespielt haben. Die chemische Analogie zwischen tiefer Intrusion und oberflächlicher Lava, die Übereinstimmung der akzessorischen Minerale, endlich das Durchgreifen der Intrusionen bis in die höchsten Horizonte wird in manchen Fällen Aufschluß geben.

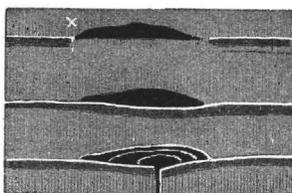


Fig. 120 bis 122.

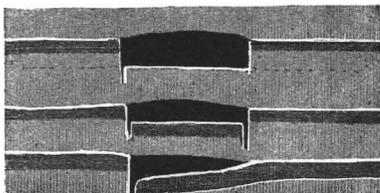


Fig. 123 bis 125.

Verschiedene Deutungen eines Aufschlusses; Trugschlüsse, Bathyskopie. Die Trugschlüsse bezüglich des Alters einer Eruptivmasse wurden oben besprochen. Es erübrigt eine zweite Reihe von Fehlerquellen zu beachten:

Wenn man eine begrenzte Eruptivmasse antrifft, fragt es sich, welche genetische und tektonische Bedeutung diesem Gebilde zukommt. Trifft man bei x Fig. 120 Kontakt, (es kann aber auch eine mit einem Gang zusammenhängende Decke sein) so schließt man auf einen Gang, trifft man keinen Kontakt, so kann es der Rest eines ursprünglich ausgedehnten Ergusses sein (Fig. 121). In herkömmlicher Weise wird in solchen Fällen im Profil ein Gang eingezeichnet, aus welchem angeblich die betreffende kuppige Masse stammen soll, was gewiß in den meisten Fällen unrichtig

ist. Der Zusammenhang eines Ganges mit der Kuppe kann nur erschlossen werden aus der zwiebel förmigen Struktur der anstehenden kuppigen Masse (Fig. 122). Überhaupt ist in allen Fällen die schlierige Struktur, die Abkühlungsklüftung und die Bankung zu untersuchen, sie geben Aufschluß über die tektonische Bedeutung einer Eruptivmasse, auch wenn diese durch die Erosion tief zerstört ist.

Die fragliche flachkuppige Eruptivmasse kann dem Bruchzapfen (Neck) eines Vulkanes angehören, es mag der Rest einer Decke sein, wir können es mit einem Grabenbruch zu tun haben, welcher in statu nascendi von aufquellendem Magma gefüllt



Fig. 126.



Fig. 127.



Fig. 128.



Fig. 129.

wurde und zwar kann das Magma aus einer oder aus beiden Verwerfungsspalten emporgedrungen sein (Fig. 123, 124), möglicherweise ist es der Rest einer Decke, welche längs der Verwerfung mit einem Gang zusammenhängt (Fig. 125).

In all diesen Fällen hängt die Verwerfung ursprünglich und kausal mit dem Eruptionsvorgang zusammen. Die Verwerfung war „warm“, es existiert eine Wechselwirkung zwischen Magma und Wandgestein (Kontakt, Einschlüsse). Trifft dies nicht zu, so haben wir es möglicherweise mit einer Decke zu tun (Fig. 126), welche in später Zeit zugleich mit den unterlagernden Sedimenten von „kalten“ Verwerfungen getroffen wurde (Fig. 127). Die Decke ist im Grabenbruch erhalten, während sie auf den hohen

Flügeln erodiert wurde (Fig. 128, 129). Dieser Gegensatz von synchroner, heißer Verwerfung und posthumer, kalter Verwerfung ist beachtenswert.

Wenn andere Anzeichen fehlen, können wir mitunter aus der Gestalt der Eruptivmassen einen Schluß ziehen, insbesondere ist zu beachten der geradlinige Verlauf der Gesteinsgrenze. Dieser kann bedingt sein durch eine kalte posthume Verwerfung, es ist aber auch möglich, daß die Granitmassen auf dieser Verwerfung heraufgestiegen sind (siehe oben).

Bathyskopie. Wir haben gesehen, daß die lange Achse des elliptischen Kraters sowie einer Granitkuppe anzeigt, daß die in der Tiefe bestehenden Eruptionsspalten in dieser Richtung streichen. Die oberflächliche Form gestattet also einen Rückschluß auf die tektonische Grundlage.

Die Überschiebung eines Granitmassifs zeigt uns nicht nur, in welcher Richtung der Eruptionsgang streicht, sondern auch nach welcher Richtung das verborgene Bruchfeld sich senkt (s. Fig. 85). Wir erhalten in dieser Weise Aufschluß über Tiefen, welche uns nicht zugänglich sind.

Wir haben mehrere Trugschlüsse kennen gelernt und kommen zur Erkenntnis, daß gerade die in die Tiefe durchgreifenden Gebilde schwer zu rekonstruieren sind. Profile müßten in vielen Fällen eine vertikale Ausdehnung von mehreren 1000 m haben, solche Aufschlüsse werden aber durch die Erosion nicht geboten. Wir sind in solchen Fällen darauf angewiesen, verschiedene Profile analoger Gebilde, welche verschiedenen Erosionsstadien angehören, ergänzend zu einem einheitlichen Profilbild zusammenzufügen, ein Vorgang, welcher Fehlerquellen bedingt.

An einer Stelle treffen wir einen jungen Vulkan, an einer anderen Stelle eine Gangmasse, deren Beziehung zu anderen vulkanischen Gebilden desselben Gebietes zweifelhaft ist. Hier treffen wir ein Granitmassif, welches bis zur Talsohle reicht, und wir fragen umsonst, wie tief die Granitmassen gehen und

wie ihre Unterlage aussehen mag. Dort sehen wir eine gangförmige Granitmasse verbunden mit einem die Sedimente flach übergreifenden Eruptivlappen; vielleicht ist dies der Rest eines vordem mächtigen Granitmassifs. Wir können solche Profile willkürlich ergänzen, können aber in vielen Fällen eine andere Deutung nicht widerlegen.

Wir haben oben die Ausbildung mächtiger Granitdecken mit eingesenkten Schieferzonen besprochen und gezeigt, wie man aus dem Verlauf der Schieferzonen und einzelner Granitkuppen, welche in der riesigen Decke aufragen, auf den Verlauf der tiefen Brüche und mithin auf die Tektonik dieses, vom Granit vollständig bedeckten Gebietes der Erdkruste schließen kann.

Kosmische Eruptionen. Alle Weltkörper, deren Oberfläche wir beobachten können, zeigen irreguläre Anordnung und unregelmäßige Verteilung der Prozesse. Die Sonneneruptionen sind unregelmäßig verteilt, die nächsten Planeten und der Mond zeigen ebenso wie die Erde eine irreguläre Ausbildung der Oberfläche. Diese ungleiche Verteilung der Formen und Prozesse zwingt zu dem Schluß, daß die kosmischen Körper durchaus nicht aus homogenen, rein zentral angeordneten Schalen von verschiedener Dichte bestehen, sondern daß die Mischung variiert. So ungleich gemischte Körper müssen lokal verschiedene Oberflächentemperatur, Tension usw. aufweisen und die Eruptionen nehmen demgemäß lokal verschiedenen Verlauf. Die einzelnen Schollen differenzieren sich, es bilden sich Niveaudifferenzen aus, welche auf der Erde zur Ausbildung des Festlandes, zur Ausbildung von Lebewesen mit Lungenatmung und zu einer reichen geographischen Entwicklung führen.

Wie beim Eintrocknen von Lehm oder beim Abkühlen eines Lavastromes Kontraktionssphären sich bilden (Fig. 130), deren Durchmesser vom Charakter der Substanz und vom Verlauf des Prozesses abhängt, so grenzen sich auch bei den Strömungsprozessen, welche die Abkühlung begleiten, die Wirkungssphären

gegeneinander ab (Fig. 131). Dasselbe gilt auch für die Abkühlungs-, Kondensations- und Eruptionssphären einer Gaskugel. Während die Eruptionerscheinungen in Körpern, welche von einer Erstarrungskruste bedeckt sind, immer an bestimmte Rupturflächen (Verwerfungen) gebunden erscheinen, sind die Strömungen und Eruptionen in Gasen, Flüssigkeiten und breiigen Substanzen immer axial angeordnet (Strömungs- und Eruptionsbatterien mit wabenförmiger Anordnung Fig. 132).

Wenn wir eine Flüssigkeit in einer Wanne gleichmäßig erwärmen, entstehen zahlreiche steil aufsteigende Strömungen und Wirbel, welche die Fläche ziemlich gleichmäßig bedecken. Ist die „flüssige Lage“ verschieden dick, was wir erreichen, wenn wir die Wanne etwas neigen, oder variiert die Konsistenz des

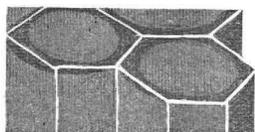


Fig. 130.



Fig. 131.

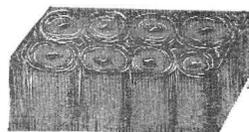


Fig. 132.

Materials, so verschiebt sich die Anordnung der Strömungssäulen gesetzmäßig (Fig. 133). Variiert das Material und die Imprägnation des Magmas, so resultiert eine unregelmäßige Verteilung der Wirbel, sowie der Eruptionsschlote und eine differente Ausbildung der Kruste (Eruptionen der Sonne und des Mondes).

Geht das Material an einer Stelle oberflächlich rasch in den starren Zustand über, so bildet sich eine einheitliche Erstarrungskruste, welche hier und dort von Spratzschlünden durchsetzt sein mag. Ist dagegen das erstarrende Material aus Stoffen von verschiedenem Schmelzpunkt gemischt, so gehen die Massen langsam vom breiförmigen in den festen Zustand über, und es können sich viel größere Spratzschlünde bilden. Je mehr das flüssige Bindemittel zurücktritt, und je größer die Tiefe ist, bis

zu welcher dieser breiförmige Zustand herrscht, desto größere Dimensionen erhält jeder einzelne Spratzpfuhl. Das Material, welches zwischen diesen Strömungsgebieten ruht, erstarrt, und wenn schließlich das Material des Kochpfuhles auch in den starren Zustand übergeht, ergibt sich ein Relief gleich jenem des Mondes (Fig. 134—136).

Brechen in einem zähen Material Gase aus geringer Tiefe hervor, so bildet sich ein kleiner Spratznapf, reicht die Strömung tief, so wächst der Durchmesser des Pfuhles. Zwischen der Tiefe des Ausbruches und dem Durchmesser des Pfuhles besteht



Fig. 133.



Fig. 134.

Fig. 135.

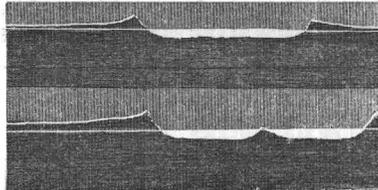


Fig. 136.

eine Wechselbeziehung. Jedenfalls verdanken die großen Mondkrater ihre Ausbildung mächtigen und tiefgreifenden Abscheidungsvorgängen in zäh breiförmigem Material.

Da die Gravitation auf dem Mond unbedeutend ist, konnten die Massen sich steil aufbauen, während Massen von derselben Konsistenz auf der Erde der stärkeren Gravitation gemäß ein flacheres Relief annehmen müßten.

Brechen Gase und Eruptivmassen nach vollzogener Erstarrung der Oberfläche durch, so muß ein Riss entstehen, auf welchem reihenweise Krater auftreten. Die irreguläre Verteilung der Eruptionsschlote entspricht also einem früheren Stadium der

breiigen Erstarrung, die Vulkanreihen gehören der späteren Krustenepoche an (Fig. 134).

Zyklus der Entwicklung. Der Erdkörper stand zur Zeit der Krustenbildung, als das Meer noch nicht aus der Atmosphäre niedergeschlagen war, unter einem Druck von etwa 300 Atm. Die Kruste, welche aus den leichtesten Silikaten bestand, gestattete den darunterliegenden Massen leichten Durchbruch, welcher infolge des hohen Gasdruckes zu keinerlei explosiven Prozessen führen konnte; es wurden in aller Ruhe mächtige Granitergüsse gefördert. In dem Maß als die Kruste dicker wurde, kamen auch basischere Massen zur Förderung, sie dominieren in den jüngeren Epochen. Die Wassermassen der Atmosphäre wurden kondensiert und sammelten sich als stetig anwachsende Meere, in deren Tiefen nach wie vor in Ruhe Tiefenergüsse erfolgten, während am Land, dem geringen Luftdruck entsprechend, sich explosive Prozesse abspielten. Die vulkanischen Ausbrüche am Land wurden im Verlaufe der Zeit in dem Maß, als die Kruste mächtiger und die Atmosphäre dünner wurde, seltener, dafür aber tumultuarisch.

Im weiteren Verlauf werden die Eruptionen abnehmen und es muß die Zeit kommen, in welcher das Magma nicht mehr zum Durchbruche gelangt.

VI. Eruptivtypen: Islands Vulkane; Massenergüsse der Alpen.

Island ist ein Eruptivgebiet, welches im wesentlichen aus Basaltströmen aufgebaut ist. Untergeordnet sind Tuffanhäufungen, welche meist als langgestreckte Rücken auftreten und durch ihren Parallelismus anzeigen, daß die Erdkruste in diesem Gebiet von zahlreichen tiefen Parallelrupturen durchsetzt ist.

In manchen Gebieten halten die Eruptionen heute noch an. Das größte aktive Gebiet reicht von der Nordküste gegen das

Zentrum der Insel. Hier treffen wir im höheren Horizont ein miozänes Basaltsystem 1 in Fig. 137. Die angrenzende in der Figur dargestellte Scholle ist abgesunken und erscheint zum Teil von präglazialen (2), zum Teil von rezenten Basaltströmen bedeckt.

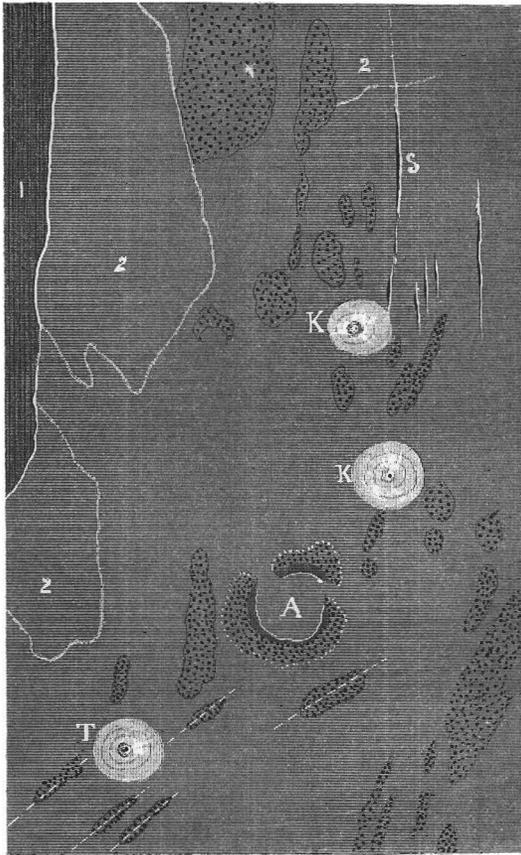


Fig. 137.

Hier treffen wir langgezogene Tuffrücken (punktiert), daneben gewaltige klaffende Spalten (S), welche in jüngster Zeit gebildet wurden und aus welchen bisher nur unbedeutende Massen ge-

fördert wurden. Die Tuffrücken und Spalten streichen in N, parallel der großen Verwerfung, welche das junge Bruchfeld von der hochanstehenden miozänen Scholle 1 trennt. Gegen das Innere der Insel kommen die Bruchrichtungen NNO und NO zur Herrschaft und die letztere Bruchrichtung hält quer durch die Insel an bis zum Heklasystem an der Südküste.

Außer den langen Tuffrücken bemerkt man einen großen Bruchkrater A in Fig. 137 (Askja) und drei hell eingezeichnete runde Stromvulkane (K, K, T = Kallotta, Karling, Trölla), welche (gleich dem mächtigen Mauna Loa) nur aus basischen Ergüssen aufgebaut sind und sich mit Böschungen von wenigen Graden aus der Ebene erheben.

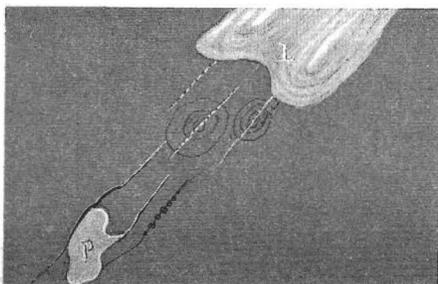


Fig. 138.

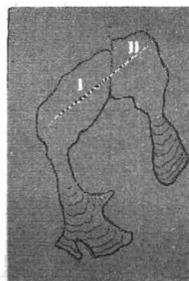


Fig. 139.

Einige der mächtigsten vulkanischen Anhäufungen sind von flach schildförmigen Firnmassen überkrustet, so der Skaptargletscher im Osten und der Longgletscher L Fig. 138 im Westen der Insel. In der Fortsetzung des letzteren Gebietes herrscht ein Grabenbruch, welcher bei P (Fig. 138) von einem See bedeckt erscheint; auch hier ereigneten sich in jüngster Zeit Ausbrüche. Die Rupturen dieses Gebietes streichen gegen NO. Diese Richtung herrscht auch im SO der Insel. Hier brachen im Süden des Skaptargletschers zuerst aus der Ruptur I, später aus der Fortsetzung dieses Bruches II in Fig. 139 Eruptionsmassen hervor. Die

Lava füllte zunächst die Niederungen und trat dann in das Tal ein, welches gegen die Südküste verläuft. Das Wasser wurde abgedämmt, das Flußbett lag trocken; statt des Flusses wanderte ein riesiger Lavaschwall durch das Tal hinaus zur Südküste. Nachdem der Erguß I jene Form angenommen, welche die Figur zeigt, begann dasselbe Spiel nochmals im NO bei II und es bildete sich demgemäß ein hufeisenförmiger Zwillingserguß. I ist 80 km, II hingegen 50 km lang. Der Inhalt der Ergüsse beträgt zirka 18 km³, während die riesigsten Vulkanströme, welche aus anderen Gebieten bekannt sind, doch nur 1—3 km³ Material enthalten. Die Lavamassen dieses gigantischen Ergusses würden genügen, um ein Gebiet von der Größe des Königreiches Sachsen mannshoch zu bedecken.

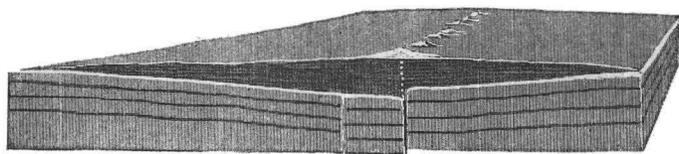


Fig. 140.

Auf dieser Ergußmasse sitzt eine Serie von kleinen¹ Tuffkratern (Lakiskrater), welche durch ihren Verlauf (I, II in Fig. 139) die Richtung der tief verborgenen Eruptionsspalte verraten. Diese Kegel sind nur sekundäre Spratzkegel; nicht aus diesen Kegeln floß der Strom ab, sondern die deckenförmigen Ergüsse quollen aus der Tiefe empor, sie wallten und spratzten und bauten an der Oberfläche der Decke eine Reihe unbedeutender Tuffkegel auf. Die schematische Fig. 140 veranschaulicht diese Beziehungen. Analoge Verhältnisse weist der Jorullo auf, auch der einheitliche flach fladenförmige Lavaerguß Rangitoto, Neu-Seeland, mit seinen kleinen aufsitzenden Tuffkegeln gehört diesem Typus an usf. (Großer, Maoriland).

Der Gegensatz solcher Gebilde zu den eigentlichen Vulkanen ist klar; die äußere Gestaltung variiert eben, je nachdem die Lava- oder die Tuffacies vorherrscht. In der Regel zerstäubt ein beträchtlicher Teil des Magmas und es entsteht ein typischer Vulkan, im Falle der Fig. 140 hingegen liegt eigentlich nur ein deckenförmiger Erguß vor. Die unbedeutenden Spratzkegel werden durch die Erosion bald zerstört und dann wird sich diese Decke nicht mehr unterscheiden von allen übrigen Deckenergüssen dieses Gebietes.

Die beiden vorgeführten morphologischen Typen erscheinen durch Übergänge verbunden. Erfolgen in Fig. 141 stark imprägnierte Nachschübe, so wird der helle Tuffvulkan oberhalb

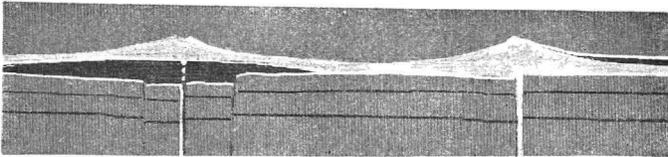


Fig. 141.

Fig. 142.

der dunklen Massenergüsse immer größer (Typus Jorullo), endlich erscheint die Decke ganz unter dem Vulkan begraben. Andererseits ist es gewiß auch möglich, daß ein typischer Tuffvulkan (Fig. 142) im Laufe der Zeit ganz von Massenförderungen überdeckt und verhüllt wird. (Vgl. die wichtigen Aufnahmen über Islands Vulkane: Thoroddsen, Islands Vulkan Historie 1882, speziell über N. Island Sven. Akad. 1888. Helland Lakis Kratere 1886).

Massenergüsse und Granitmassifs der Alpen. In den Alpen treffen wir die wichtigsten Typen der Masseneruptionen: paläozoische und mesozoische deckenförmige Ergüsse und andererseits Granite, welche zumeist als Massife mit intrusiven Nachschüben auftreten. In mehreren Gebieten treffen wir auch

in der Nachbarschaft dieser Granitmassife deckenförmige Granitmassen, welche nach der älteren Anschauung als Lagergänge gedeutet werden, während ich sie als echte Ergüsse deute.

Durch die Granite erscheinen paläozoische und mesozoische Sedimente aufgerichtet, in welchem Falle man annimmt, die Intrusion des Granites falle in die Zeit der jüngsten Aufrichtung; ich betrachte hingegen diese Massife als Ergüsse, welche gefördert wurden, bevor die ältesten überlagernden Schichten abgesetzt waren und welche durch intrusive Nachschübe lebendig erhalten wurden, bis sie mehrere 1000 m mächtig waren. Daß diese Massen eine große vertikale Mächtigkeit haben, ist unbestritten, die Gipfelregion ist tief erodiert, während andererseits in den Tälern nirgends die liegenden Sedimente zu Tage treten.

Will man nicht für die Granite eine gigantische, durch keine Analogie unterstützte Entstehungsart annehmen, sondern hält man sich an die uns zugänglichen analogen Phänomene, so muß man wohl annehmen, daß der Granit ebenso wie die Lava aus Gängen gefördert wurde. Unter dieser Voraussetzung muß man aber auch behaupten, daß so gewaltige Anhäufungen mindestens ebenso lange Bildungszeiten beanspruchen, wie Sedimentkomplexe von gleicher Mächtigkeit. Waren die oberen paläozoischen und die nächstfolgenden mesozoischen Sedimente in einem Gebiete 4 km mächtig, so nehme ich an, daß Granitmassen von gleicher Mächtigkeit, welche in diesem Gebiete mit den Sedimenten vikarieren, als äquivalente Eruptivfacies zu deuten seien und daß die Eruptionen neben der Sedimentierung hergehend mit ihrer Entwicklung vom Paläozoischen bis ins Mesozoische hineinreichen.

Da die große Achse der Massife dem Streichen der Alpen entspricht, ist zu folgern, daß seit dem Paläozoischen große Brüche bestanden, welche die künftige Gestaltung der Alpen vorzeichnen. Da aus diesen Rupturen gewaltige Eruptivmassen gefördert wurden, mußte die Kruste sich stetig senken, da weiter

die Senkungsfelder nur lokal von aufsteigendem Eruptivmaterial erfüllt wurden, blieb in den übrigen Gebieten des Senkungsfeldes Raum und Gelegenheit für ein machtvolles Anwachsen der Sedimente. So häuften sich hier neben den Eruptivmassen gewaltige Detritusmassen und organogene Sedimentkomplexe, während zur selben Zeit in stationären außeralpinen Gebieten eine unbedeutende Sedimentierung erfolgte (Gegensatz der dürftigen deutschen Trias gegen die reiche und mächtige Entfaltung der Trias in der alpinen Geosyncline. Vgl. E. von Mojsisovics, Dolomitriffe: Diener, Hörnes, F. Sueß, Uhlig, Bau Österreichs 1903, p. 589f.)



Fig. 143.

Ich gebe im folgenden einige typische Bilder der Massenergüsse im Gebiete des Engadin. Im Süden treffen wir das riesige Granitmassif der Disgrazia, welches im Norden gegen das Engadin die paläozoischen Schiefer aufstellt, während es im Süden die Triaskalke aufrichtet. Nach meiner Ansicht wären diese Ergüsse im Paläozoischen angewachsen, und wenigstens im südlichen Gebiete durch Nachschübe bis in die Trias lebendig erhalten worden. Das Granitmassif hat ein terrasiertes Relief, wie die schematische Fig. 143 veranschaulicht (Profil im Vordergrund punktiert = Granit), die einzelnen Terrassen stürzen wie Wasserfälle gegen das tiefere Niveau ab. Mancher wird geneigt sein, diese Formen auf glaziale Einwirkung zurückzuführen, während ich vermute, daß die ursprüngliche Anordnung der

Ergußmassen dies Relief vorgeschrieben hat. Wenn ein terrasierter Eruptivfladen (Fig. 144) erodiert wird, so greift die Erosion die natürlichen Steilabfälle stärker an, während die flachen Stufen erhalten bleiben, es stellt sich das Relief II (Fig. 145) her, geht die Abtragung weiter, so verflachen sich endlich die Formen, wie die Profile III und IV (a, b) veranschaulichen.

Außer diesen mächtigen geschlossenen Massifs treffen wir in den Westalpen auch deckenförmige Granitmassen, deren Genesis zu erörtern ist. Ich greife zwei Gebiete des Engadin heraus, welche ich anfangs der 80er Jahre begangen habe (die Arbeit konnte nicht abgeschlossen werden, weil ich chronisch erkrankte).

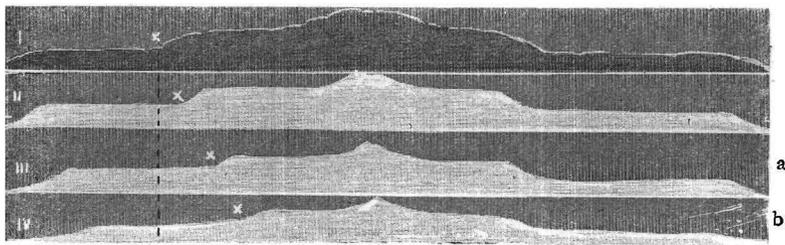


Fig. 144, 145.

Als Basis treffen wir im Engadin einen 1500 bis 2000 m mächtigen Komplex paläozoischer grüner Schiefer mit eingeschalteten basischen (meist serpentinierten) Ergüssen, darüber folgen metamorphe Kalkschiefer, welche C. Diener mit der Kalkphyllitgruppe parallelisiert, dann folgt in beschränktem Gebiete Verucano und Rauchwacke, dann Plattenkalke oder Schiefer mit eingeschalteten Kalklagern, welche der Trias zugewiesen werden.

In dem jüngsten paläozoischen und in dem folgenden mesozoischen Komplex treffen wir eingeschaltet Granite in Form von Lagern oder steilbuckligen Linsen. Die obersten Granitergüsse bilden ausgedehnte Decken, welche heute trotz Erosion und Senkung 3000 bis 4000 m aufragen. Der ganze Komplex von den Kalkschiefern bis zu den Granitgipfeln ist 1200 bis 2000 m

mächtig. Charakteristisch für den oberen Teil des Komplexes ist, daß sowohl die Kalke als auch die Granite rasch anschwellen und auskeilen, so daß die Verfolgung eines bestimmten Horizontes oder einer Verwerfung schwierig ist.

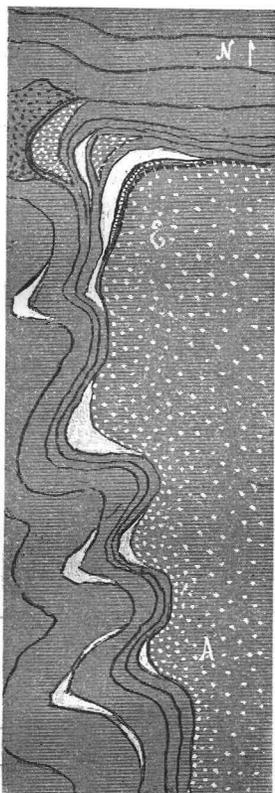


Fig. 146. Piz Err.

Fig. 146 ist eine Kartenskizze des Errgebietes nördlich vom Julierpaß. E = Piz Err (Granit punktiert, Kalk weiß), südlich folgt Flix-Agnelli (A), weiterhin gegen Süden (Karte Fig. 147) treffen wir das Gebiet M, P = Materdell, Polaschin (Granit weißpunktiert), E = ältere Kalke des Emat, B = mesozoischer Kalk des Bardell, südlich vom Bardell weiße Strichlinie = Julierverwerfung, östlich vom Emat Granite von Valletta V und Piz Julier. Weißschwarze Striche im NO sind Gänge.

Diese Kärtchen werden ergänzt durch Profile im Anhang: Fig. 148 NW-Profil, E = Piz Err, C = Castellins. Fig. 149 F, E = Fallota und Piz Err. Fig. 150 Südostprofil A, J = Agnelli und Piz Julier. Fig. 151 ONO-Profil M, P = Materdell, Polaschin (andere Gipfel dieser Granitmasse tragen die Namen Lagrev, Crutscharöl). Fig. 152 SO-Profil, F, A, C, V, P = Flix, Agnelli, Corn-Alv, Valletta und Polaschin. Fig. 153 benachbartes Profil

A, B, P = Agnelli, Bardell, Polaschin. Basis = 2000, weiße Strichlinie = 3000 m. In allen Profilen ist nur die Höhenlage zwischen 2000 und 3000 m dargestellt. Die Photographie Fig. 154 (vgl. Profil Fig. 148, 149) zeigt das Einfallen der Kalk-

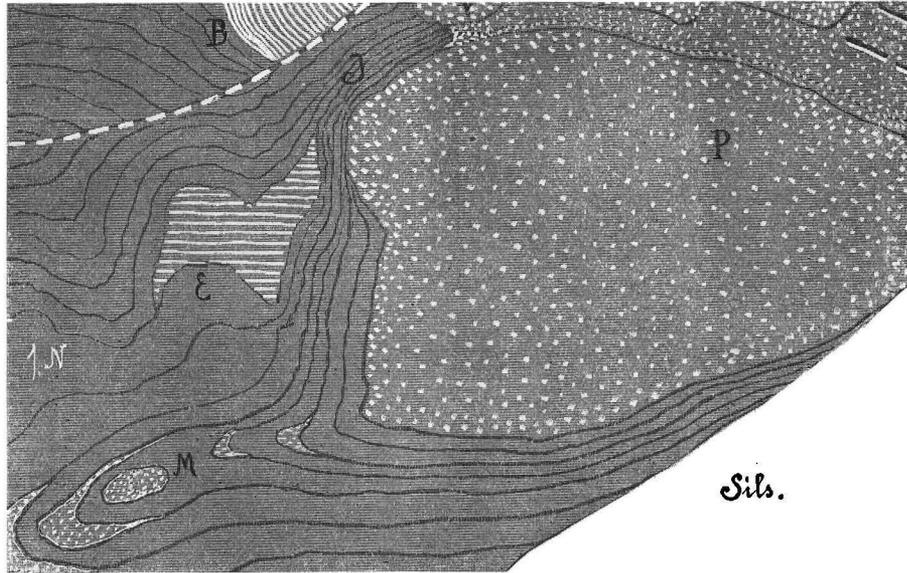


Fig. 147. Maderell-Polaschin, Engadin.

Die Figuren 148—153 befinden sich am Schluß des Buches.

schichten des Castellins unter die Granitmassen des Piz Err, die zwei hellen Quadrate im Vordergrund bezeichnen den Verlauf der Moräne. Photographie Fig. 155 (vgl. Profil Fig. 150) zeigt die Granitmasse G, darüber metamorphe Schiefer S, dann folgt eine mächtige Triaskalkschicht C, überlagert von den aus zwei Ergüssen aufgebauten Granitmassen des Piz Julier = J.



Fig. 154.

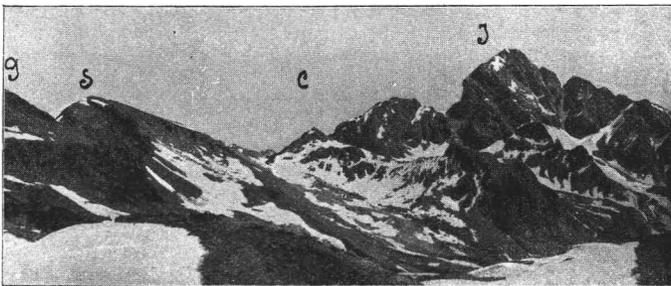


Fig. 155.

Photographie Fig. 156 (vgl. Profil Fig. 151) zeigt die aus zwei Granitergüssen bestehende Masse des Materdell, z bezeichnet die Grenze der zwei Granite, bei x steht ein Mann, zu Füßen des 10 bis 16 m mächtigen Quarzlagerganges, welcher der Basis der Granitmassen folgt. Die Skizze Fig. 157 zeigt die oberen Granitmassen des Materdell und einen in tieferem

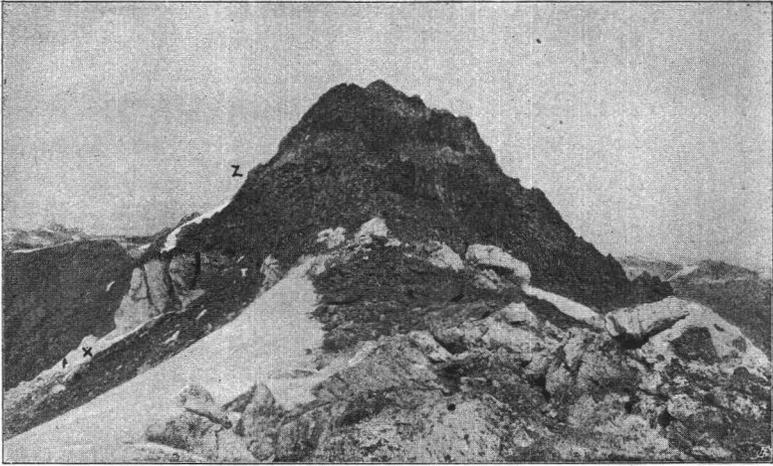


Fig. 156.

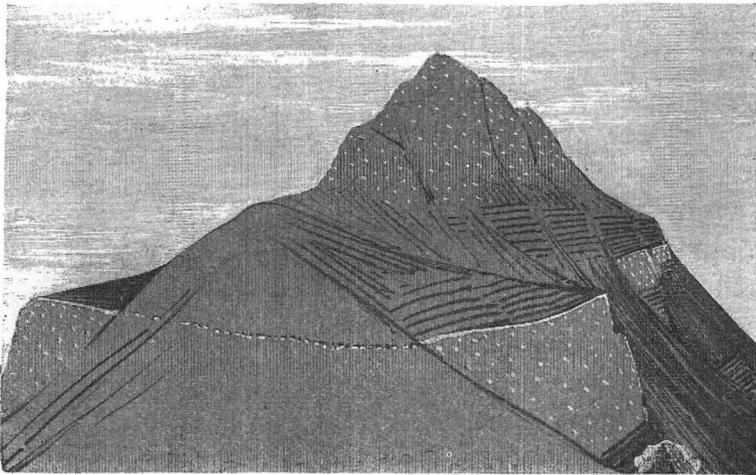


Fig. 157.

Niveau den Sedimenten eingelagerten Graniterguß (punktiert) von der anderen Seite gesehen.

Eine mächtige Verwerfung im Betrage von ca. 1000 m durchsetzt den Julierpaß, das nördliche Gebiet mit den mesozoischen Kalken des Bardell ist abgesunken, während die südliche Stufe Materdell-Polaschin in höherem Horizont ansteht (Profil 152, 153. Der weitere Verlauf dieser Verwerfung wurde nicht festgestellt). Auch die Kalkmassen des Bardell sind von einer Verwerfung durchsetzt.

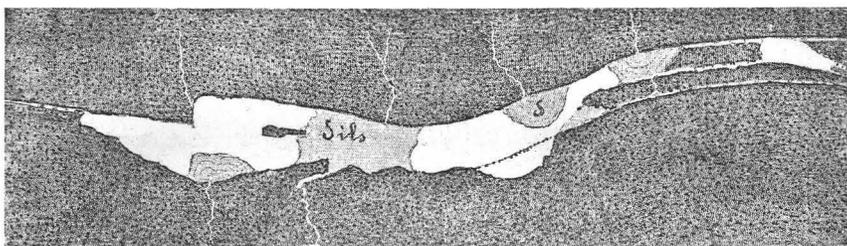


Fig. 158.

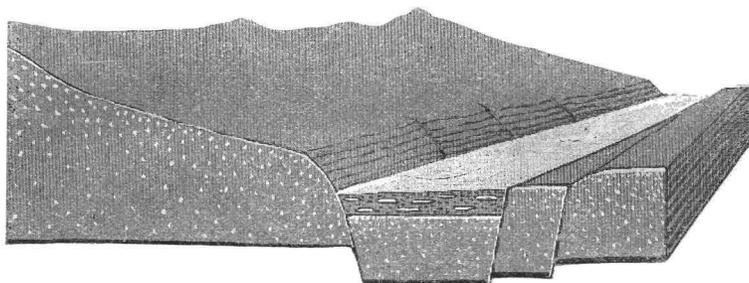


Fig. 159.

Während diese u. a. Verwerfungen alt sind und im Relief nicht hervortreten, erscheint das Engadintal selbst als ein junger Grabenbruch (Kartenskizze Fig. 158). Die paläozoische Basis der südlichen Gehänge erscheint gegen die paläozoischen grünen Schiefer des Nordgehanges (Basis des Materdell) ostwärts verschoben; die Sohlen der Seitenbäche liegen im Nordflügel hoch

über dem Bruchtal, welches zum Teil von Alluvien (grauer Ton der Fig. 158) und Seen (weißer Ton der Fig. 158) ausgeebnet erscheint (Fig. 159 = schematisches Relief).

Die Existenz der Seen und die klaffenden Gehängebrüche der Südseite des Engadin zeigen, daß dieser Grabenbruch jung ist; so flache Seen mit starker Zufuhr von Sedimenten können sich nur erhalten, wenn die Verwerfungen noch lebendig sind (Erdbeben) und wenn das Relief infolgedessen ab und zu wieder ausgetieft wird.

Das Alter und die Lagerung der Granite. Ich habe Kalkschiefer und die darüber folgenden Kalke zusammengefaßt, da es in den meisten Fällen nicht gelingt, die Grenze zwischen dem paläozoischen und mesozoischen Komplex festzustellen. Im Gebiet des Piz Err mag man zweifeln, ob die Kalke unterhalb des Granites schon der Trias angehören; auch im Gebiete des Materdell könnte der größte Teil des Komplexes dem Paläozoischen zuzuweisen sein. Vom Piz Err gegen Süden aber treffen wir Kalke, welche man der Trias zurechnen muß; die mesozoischen Sedimente sind von Granit überlagert. (Durch Überschiebung und Intrusion lassen sich die Erscheinungen nicht erklären.) Am Piz Julier sehen wir gleichfalls die aus zwei Ergüssen aufgebauten Granitmassen über mesozoischem Kalk gelagert (Fig. 150, 155).

Auf Grund der Aufschlüsse vertrete ich die Ansicht, daß die Granitergüsse im oberen Paläozoischen begannen und während der Ablagerung des Mesozoischen anhielten. Das ist keine überraschende Tatsache, da wir ja längst wissen, daß die Granitmassifs der Alpen mehrfach mesozoische Sedimente aufgerichtet haben, also zu dieser Zeit noch lebendig waren. Neu wäre nur, daß eben nicht nur Intrusionen, sondern auch Effusionen vorkommen.

Ich betrat das Gebiet mit der Überzeugung, daß es mir gelingen müsse, Granitgänge in den durchbrochenen Sedimenten

anzutreffen, doch fand ich keinen einzigen Gang, obwohl die Aufschlüsse vortrefflich sind. Man trifft nur einige jüngere Gänge im Granit des Julier oberhalb Silvaplana, an den Ostgehängen des Piz Julier usw. (Siehe Karte Fig. 146.)

Die Durchführung der Eruptivexperimente lehrte, daß bei Massenergüssen häufig Flanken- und Gipfelströme aus der Hauptmasse eines Eruptivkörpers erfolgen können, ohne daß in der Umgebung an irgend einer Stelle ein gangförmiger Durchbruch



Fig. 160.



Fig. 161.



Fig. 162.

stattfindet. Fig. 160 veranschaulicht den Vorgang; das Granitmassif I wird von paläozoischen Sedimenten I überlagert, es erfolgen Nachschübe, das Massif schwillt an, endlich kommen die Granitmassen an einer Stelle der Flanke oder Kuppe (bei x Fig. 161) zum Erguß; dieser (weiße) Erguß II stammt aber nicht aus einem Gang, sondern erscheint nur als zungenförmige Ausstülpung des Massifs. Nun folgen auf beiden Seiten Triassedimente II Fig. 162, es erfolgen Nachschübe, der (weiße) Flankenstrom III wird abgegeben und jüngere Sedimente III werden abgelagert. Das Resultat ist, daß dieses Massif zur Rechten unmittelbar von paläozoischen Sedimenten bedeckt erscheint,

während wir zur Linken eine Wechsellagerung der Granitergüsse mit mesozoischen Ergüssen beobachten. Betrachtet man die rechte Seite, so glaubt man eine einheitliche paläozoische Granitmasse vor sich zu haben, die Untersuchung der linken Profilsseite zeigt aber, daß die ursprünglich paläozoischen Ergüsse durch Nachschübe in diesem Gebiet bis ins Mesozoische lebendig erhalten wurden.

Analoge Gegensätze treffen wir am Adamello und am Disgraziamassif, welche beide im Norden von älteren metamorphen Schiefen bedeckt erscheinen, während sie im Süden mit mesozoischen Sedimenten in lebendige Wechselbeziehung treten.

Wo derartige Einlagerungen von Graniten in Sedimenten beobachtet werden, ist es üblich zu sagen, „der Granit sende Lagergänge in die anstoßenden Sedimente“; da die jüngsten Intrusionen der Trias angehören, wird behauptet, daß die ganzen Granitmassen des betreffenden Gebietes zu dieser Zeit gefördert wurden. Man läßt ohne zwingenden Grund kolossale Massenförderungen in kurzer Frist sich abspielen, obwohl für eine derart stürmische Genesis kein Beweis beigebracht werden kann statt einer langsamen Förderung führt man eine Revolution ein, statt die Vorgänge nach Analogie mit den Eruptionen unserer Vulkane zu erklären, nimmt man für den Granit eine Art der Förderung an, welche nirgends beobachtet werden kann. Ich vertere im Gegensatz zu dieser herrschenden Anschauung die Ansicht, daß die Granite ebenso wie die Laven langsam aus Spalten gefördert werden und verwende die obigen typischen Figuren zur Erläuterung jener verwickelten Verhältnisse, welche wir im Engadin beobachten. Die gewaltige Granitmasse von Bevers (Piz Ott Fig. 163) ist überlagert von jung-paläozoischen bunten Schiefen mit Kalkeinlagerungen, der punktierte Profilschnitt erläutert, wie dieser paläozoische Granit unter die betreffenden Sedimente einschießt. Wenden wir uns hingegen nach Westen (Karte 146 und Profil Fig. 148 f.), so beobachten wir Wechsel-

lagerungen von Granitergüssen nicht nur mit jung-paläozoischen, sondern auch mit Triassedimenten. Die jungen Granite dieses Gebietes hängen aber bestimmt mit den paläozoischen Granitmassen von Bevers zusammen, sie bilden mit ihnen eine formale und genetische Einheit. Das Massif war eben im Osten schon während der Ablagerung der paläozoischen Sedimente der Erstarrung verfallen und war dort abgestorben, während es im Westen durch Nachschübe bis in viel spätere Zeit lebendig erhalten wurde (Analogie mit Adamello, Disgrazia u. a.).

In den jung-paläozoischen Konglomeraten des Piz Neir trifft man Granitbrocken, welche vom alten Beversgranit stammen,

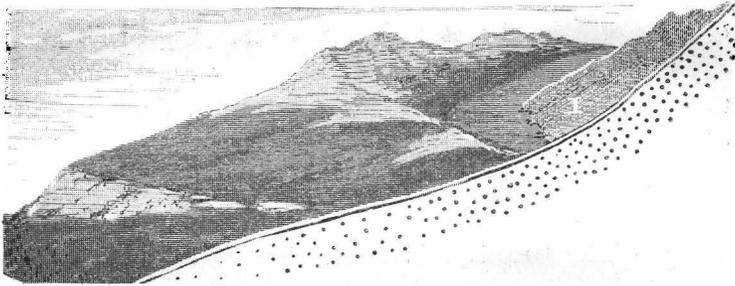


Fig. 163.

während andererseits die Granite im Westen sicher Ergüsse der Trias sind, diese scheinbaren Widersprüche werden durch Fig. 160—162 erläutert und gelöst.

Die Lagerung der jungen Granitergüsse des Gebietes Fig. 148f. ist auffallend, indem durchweg eine Senkung der Schichten samt den eingelagerten Granitmassen in der Richtung gegen Bevers (Ost) nachzuweisen ist. Diese Tatsache befremdet, da man doch erwartet, daß die Flankenergüsse vom Massif wegfallen sollten. Reflexion und Experiment zeigen aber, daß diese Lagerung sekundär, und daß sie als Folge der eruptiven Förderung eintreten muß. Wie die Laven der Vulkane in vielen Fällen gegen das Eruptivzentrum einfallen, obwohl sie ursprünglich sicher (vom

Zentrum abfließend) in umgekehrter Richtung geneigt sein mußten, so wird man wohl auch eine analoge Umkehrung des Fallens in unserem Gebiete verständlich finden. Es wurden eben im Verlaufe langer Zeiträume aus dem Zentrum bedeutende Massen gefördert und demzufolge mußten die dem Eruptionszentrum benachbarten Partien wenigstens streckenweise einsinken. Der Betrag der Einsenkung muß bei den tiefsten Gliedern am stärksten sein (vgl. Reyer, Geologische Experimente 1892 Heft II S. 24). Die schematische Fig. 164 veranschaulicht im Anschluß an Fig. 162 den Senkungsvorgang, welcher die wechsellagernden Granitergüsse und Sedimente des Errgbietes gegen die Tiefe des Senkungsfeldes niederzieht, während zur Rechten der Fig. 164 (im Gebiete von Bevers) eine monotone Granitmasse mit stationärem Gefäll

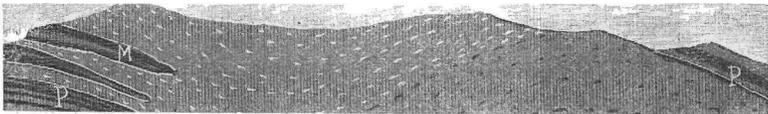


Fig. 164.

sich absenkt und von paläozoischen Schichten bedeckt wird (P = Paläozoisch, M = Mesozoisch).

Die Absenkung gegen das Eruptionszentrum ist eine ganz allgemeine Erscheinung; doch treten Varianten auf, in manchen Fällen erscheint das Bruchfeld in starre Schollen aufgelöst, welche in verschiedene Tiefen versinken, während wir es hier mit einer Flexursenkung zu tun haben, woraus man schließen muß, daß die obersten Komplexe eben zur Zeit der Eruptionen plastisch waren (unter diesem plastischen Komplex dürfte wohl die starre Erdkruste in stufig absitzende Schollen aufgelöst sein). Daß die Absenkung nicht rings um das Bruchfeld, sondern nur im Westen eine so auffallende Rolle spielt, zeigt uns, daß die obersten Komplexe eben nicht überall die gleichen Eigenschaften hatten. Im Osten war der Prozeß früher abgeschlossen, die Eruptions-

massen waren erstarrt, während im Westen noch in späterer Zeit Eruptionen und Senkungen sich abspielten.

Abgesondert vom Eruptionsfeld von Bevers, welches einem NO streichenden Grabenbruch entsprechen dürfte, treffen wir im Süden die Granitmasse Julier-Polaschin, welche einem Kesselbruch entspricht. Nach Analogie mit dem vorigen Falle müßte man annehmen, daß auch hier die westlichen Granitergüsse des Materdellrückens, welche sich gegen das Granitmassif Polaschin neigen, auch tatsächlich mit diesem zusammenhängen; da dies aber nicht nachweisbar ist, habe ich die einzelnen Granitmassen in Profil Fig. 151 als abgeschlossene Körper eingezeichnet.

Das Fallen der mit Eruptivmassen wechselnden Sedimente dreht sich zwischen den beiden beschriebenen Gebieten mannigfach: der Materdellkomplex fällt gegen ONO unter den Polaschingranit, während die Sedimente im Norden des Piz Julier sich gegen SO neigen, weiter gegen Norden senkt sich der Komplex wieder gegen O (Bevers). Zwischen den zwei alten Bruchfeldern etwa im Gebiete der Suvretta dürfte das Gebiet in Bezug auf Absenkung neutral und ungestört sein.

Wassertiefe und Erstarrung des Magmas. Seit dem mittleren Carbon tritt im eurasischen Gebiet vielfach Verlandung ein, welche im Perm das Maximum erreicht (Konglomerate des Veruccano).

Durch die Emersion wurde das Gleichgewicht der Massen gestört, es traten Verrutschungen und Faltungen ein, auch in den Gebieten, welche vom Meer bedeckt waren, konnten submarine Faltungen erfolgen. Jüngere Sedimente lagerten sich bei neuerlicher Submersion nicht nur diskordant über die vordem verlandeten Partien, es konnten auch submarine Diskordanzen in situ eintreten. (Faltung des Carbon vgl. Lory, Baltzer, E. von Mojsisaoovics, Frech, Diener.) Abgesehen von diesen allgemeinen Niveauschwankungen mußte aber auch die Aufstauung der Granitmassifs fortwährend Diskordanzen bewirken.

Während der Hebung zum Schluß des Paläozoischen mochten die Granitmassifs in der Tiefe weiter anwachsen, die Massen, welche durchbrachen, mußten hingegen den Charakter von Porphyren bzw. Laven annehmen. Auf den großen Rupturen mochten sich (zum Teil über den Granitmassifs gelagert) Vulkane aufbauen, welche in der folgenden Zeit der Submersion wieder zerstört wurden (vgl. die Bestandteile der jung-paläozoischen Konglomerate. Selbst an der Basis der Trias treffen wir im Buchensteinerkalk grüne Porphyrtuffe, welche Eruptionen im seichten Meer oder am Land voraussetzen).

Die Entfaltung der Trias entspricht einer progressiven Senkung; in der erweiterten und vertieften marinen Wanne vollziehen sich wieder granitische Ergüsse, die alten Granitmassifs wachsen fort und fort intrusiv an, sie richten die jüngeren Sedimente auf und entsenden Flankenergüsse.

Die neuerliche Submersion mag auf tiefgelegene Ursachen zurückzuführen sein, sicher wurde sie aber auch wesentlich gefördert durch die mächtigen Eruptionen, welche (infolge des Substanzverlustes) eine Senkung der Erdkruste und Vertiefung der marinen Wanne bewirkten.

Verbreitung und Wiederholung einer Facies; metamorphe Vorgänge. Für den Stratigraphen sind konstante, typische Horizonte wichtig. Die weite Verbreitung einer derartigen Facies kann verschiedene Ursachen haben: 1. Gleiche Existenzbedingungen, welche zu einer bestimmten Zeit die Verbreitung gewisser Lebensformen über große Gebiete gestatten, 2. ohne Rücksicht auf das organische Leben kann eine petrographische Facies große Ausdehnung gewinnen, indem die Erosion oder Abrasion Zerstörungsprodukte eines gleichartigen monotonen Grundgebirges (Granit, Gneiss usw.) über große Flächen verschleppt, 3. wenn in großen Gebieten gleichartige Eruptivmassen gefördert werden; diesbezüglich kommt den Tuffen eine besondere Bedeutung zu, da sie bei heftigen Eruptionen über Gebiete

ausgebreitet werden, welche so groß sind wie Mitteleuropa. Liegt der Vulkan im Meer oder nahe demselben, so würden die Sedimente in weitem Umkreis einen bestimmten Habitus annehmen.

Da Eruptionen in den Alpen zu verschiedenen Zeiten eine hervorragende Rolle gespielt haben, liegt die Vermutung nahe, daß gewisse konstante Gesteinscharaktere der Sedimente, deren Provenienz unerklärlich scheint, zum Teil durch eruptive Vorgänge bedingt sind. Es fragt sich nun, wie weit auch granitische Gesteine für den petrographischen Habitus der marinen Sedimente Bedeutung gewinnen können.

Es ist eine bekannte Tatsache, daß basische Eruptivmassen, welche unter dem Meer gefördert wurden, von basischen Schiefen begleitet erscheinen, während der Granit mit quarzreichen Schiefen und mit Gneiss gesellt auftritt. Solche Schiefer sind, wenn das Gebiet während der Eruption vom Meer bedeckt war, gewiß nicht Erosionsprodukte, sie können nur auf einen submarinen Zerfall der betreffenden Eruptivgesteine oder auf explosive Prozesse zurückgeführt werden.

Bei mäßiger Wassertiefe werden die Tuffe jenen der Vulkane gleichen, in größerer Tiefe bewahren die Bestandteile des Tuffes den ursprünglichen granitischen Habitus, in sehr bedeutender Tiefe endlich wird eine Zerstäubung überhaupt nicht stattfinden. Das Granitmagma kann, wie die gleichzeitig abgesetzten Kalksedimente beweisen, auch bei mäßiger Wassertiefe seinen mineralischen Charakter bewahren, während andererseits die Möglichkeit der parziellen Zerstäubung oder grusigen Zerfalles zugegeben werden muß. Es kann also im mäßig tiefen Meere ganz wohl an einer Stelle ein Graniterguß ohne Zerstäubungsprodukte abgelagert werden, während in benachbarten Gebieten Zerstäubung erfolgt. In letzterem Falle wird der Graniterguß begleitet sein von grusigem Granitmaterial, welches weiterhin in Gneiss umgewandelt werden kann.

Bezüglich des Metamorphismus ist zunächst hervorzuheben; daß hier wie in anderen Gebieten Sedimente selbst im Kontakt mit namhaften Granitmassen wenig verändert erscheinen, während nach gewissen Grenzflächen oder innerhalb eines bestimmten Schichtkomplexes starke Wandlungen und Abscheidungen sich vollzogen haben. Der Quarzlagergang unter dem Graniterguß des Materdell (Fig. 156) gehört hierher. Auch im Gebiete des Piz Err erscheinen einzelne sedimentäre Lagen beeinflußt, NW von diesem Gebiete trifft man im paläozoischen Komplex eine mächtige Breccie, welche aus Serpentin- und Marmorbrocken besteht. Man mag in solchen Fällen an Spalten denken, auf welchen überhitzte Lösungen zirkulierten, im Fall des Piz Err und Materdell sind es aber gewisse Schichtflächen, welche dem Wasser das Absinken gegen die Tiefen des Eruptionsfeldes und das Aufsteigen der überhitzten Lösung gestatteten. Wichtiger als diese lokalen Erscheinungen ist aber jenes Phänomen, welches als regionaler Metamorphismus bezeichnet wird.

Wir treffen in den Westalpen außer den alten Gneissen in den obersten Komplexen des Paläozoischen und wohl auch in höheren Horizonten metamorphe Schiefer und jüngere Gneisse (Gastaldi, Lory, Renevier, Taramelli, Heim u. a.). Im Komplex des Materdell oberhalb Sils trifft man Gneisse, welche mit den weniger metamorphosierten Gesteinen in Widerspruch zu stehen scheinen und C. Diener hat nachgewiesen, daß auf der Südseite des Engadin (Corwatsch, Berninagruppe) über den Phylliten mit Kalk-einlagerungen junge Gneisse und Kalkschiefer in bedeutender Mächtigkeit auftreten. Diese jüngeren Gneisse fallen auf, indem sie über oder zwischen wenig metamorphosierten Schichten liegen und lokal zu großer Mächtigkeit anschwellen.

Die Metamorphose dieser Schiefer läßt sich nicht auf angrenzende Granitmassen zurückführen, die Gneisse können auch nicht als Erosionsprodukte gedeutet werden, da das betreffende Gebiet vom Meer bedeckt war. Ich möchte glauben, daß in

solchen Fällen tatsächlich nur die Erklärung bleibt, daß das reichlich imprägnierte granitische Magma eine submarine Desintegration erlitt (unter hohem Wasserdruck wird nicht eine explosive Zerstäubung, sondern wohl nur eine Auflockerung oder ein Zerfall zu Grus stattfinden); da die Massen unter hohem Wasserdruck standen, wurden die granitogenen Minerale dieser zerstäubten Komplexe durch überhitzte Lösungen zementiert und umgewandelt. Ich vertrete also die Ansicht, daß große Massen junger metamorpher Schiefer der Westalpen nicht Erosionspunkte, sondern tuffogene Bildungen sind. Die Provenienz dieser gewaltigen Massen, welche mineralisch mit den gleichzeitig geförderten Eruptivmassen harmonieren, ist wohl nur so in befriedigender Weise zu erklären.

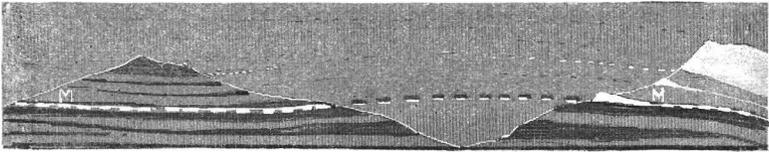


Fig. 165.

Da solche Vorkommnisse nicht an eine bestimmte Zeit, sondern nur an bestimmte genetische Verhältnisse gebunden sind, können sie sich in verschiedenen Gegenden zu verschiedenen Zeiten bilden, wie dies ja auch für die Eruptivmassen gilt. Wie wir beobachten, daß in einem vulkanischen Gebiet Basalte durch das ganze Terziär anhalten, während in einer benachbarten Region vom Miozän an über den Basalten Trachyte folgen, so wird gewiß auch die Reihenfolge der Magmaförderung in den marinen Wannent örtlich und zeitlich verschieden sein; in einer Region treffen wir paläozoische Diorite und zugehörige grüne Schiefer, darüber Granite, welche bis ins Mesozoische reichen. Im benachbarten Gebiet halten die basischen Eruptionen und die grünen Schiefer durch das Paläozoische an und reichen in das Mesozoische hinein.

Meine Anschauung über diese räumliche und zeitliche Differenzierung der Facies wird durch die schematische Fig. 165 dargestellt. Im Westen basische Eruptionen und Grünschiefer, welche vom Paläozoischen bis ins Mesozoische (M) reichen. Im Osten herrscht die grüne Facies nur im unteren Komplex, darüber folgen im Mesozoischen Granite und kieselreiche Schiefer.

Zum Schluß muß noch betont werden, daß der als Bündnerschiefer bezeichnete Komplex die Aufnahmen im nördlich angrenzenden Gebiete wesentlich erschwert. Dieser Komplex er-

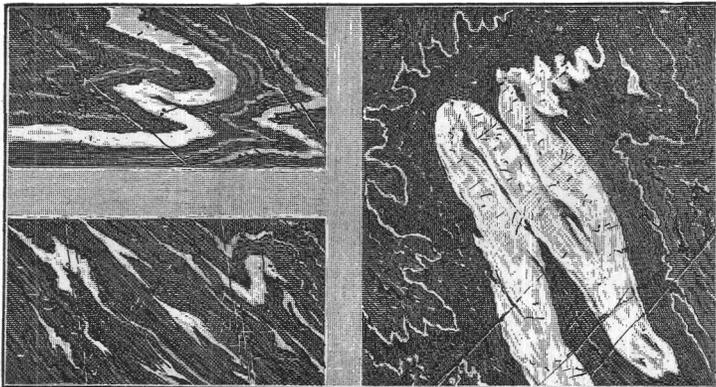


Fig. 166, 167.

Fig. 168.

scheint zonenweise intensiv gefältelt und von Quarzausscheidungen durchsetzt (Fig. 166—168), seine Mächtigkeit mag schwanken zwischen 1000 m und 2000 m. Er ist lokal sicher paläozoisch, während er in entfernteren Gebieten bestimmt als Äquivalent des Flysch bezeichnet wird. Der Nachweis mesozoischer Bündnerschiefer ist strittig. Möglicherweise haben wir es hier mit einer Schlammfacies zu tun, welche in tiefem Meer vom Paläozoischen bis in die jüngste Zeit monoton abgelagert wurde, während in einzelnen Gebieten abweichende Faciesbildungen (Eruptivmassen, Kalke usw.) zur Ablagerung kamen.

Die stratigraphischen Schwierigkeiten, welche seinerzeit Theobalds mühevollen Aufnahmen so sehr behindert haben, liegen darin, 1. daß die Eruptivbildungen und die von ihnen abhängigen Sedimente einer bestimmten Art verschiedenartig sind, 2. daß dieselbe Facies in verschiedenen Horizonten wiederkehren kann, 3. daß eine monotone Facies durch mehrere Formationen reichen kann, 4. daß nicht nur die Eruptivmassen, sondern auch die Sedimente lokal anschwellen, während sie in benachbarten Gebieten fehlen (auskeilen), 5. daß Fossilien in der Nähe der mächtigen Eruptionsfelder nicht auffindbar sind. Aus diesen Gründen wird nicht nur die Feststellung des Alters, sondern auch die Auffindung tektonischer Störungen erschwert. Trotzdem ist das Gebiet von hervorragender Bedeutung für die Lehre vom Bau und der Genesis der Granitmassifs mit ihren Abzweigungen und Derivaten.

VII. Rupturen und plastische Umformung.

Wir besprechen zunächst die rupturelle Umformung, später die plastische, welche eine Äquivalent der ersteren ist. Wenn die Bruchfestigkeit eines Gesteines durch die herrschende Spannung übertroffen wird, bilden sich Risse, welche den Flächen stärkster Beanspruchung folgen. Wir kennen mächtige Verwerfungen, welche in historischer Zeit mit einem Mal eine Sprunghöhe von mehreren Metern erreichen, und weite Landschaften durchsetzen. Auch in Bergwerken werden lebendige Rupturen mehrfach nachgewiesen. In manchen Fällen wird die Tension durch thermische Unterschiede bedingt, welche sich so weit steigern können, daß Brüche erfolgen, in anderen Fällen werden Rupturen durch die Gravitation bewirkt.

Von steilen Gehängen klüften sich scherbenförmige Stücke ab (Fig. 170), welche sich gegen die Niederung absenkten (Fig. 169), oder die Masse stürzt in Trümmer aufgelöst nieder (Bergsturz).

In diesen Fällen neigt sich die Bruchfläche immer in der Richtung gegen die Niederung (Tal, Meer). Je weicher das Material, desto flacher ist dieser natürliche Bruch- oder Scherwinkel (Fig. 171). Da Verwerfungen häufig von Gehängebrüchen begleitet werden, begreift es sich, daß man sehr oft Senkungen, hingegen selten Hebungen konstatieren kann. Wo genaue Aufnahmen vorliegen, wird man allerdings entscheiden können, ob Senkung des einen Flügels oder Hebung des anderen stattfand, oder ob sich beides kombinierte. Da die großen Störungen aber meist in unkultivierten Gebieten vor sich gehen, ist die Deutung rezenter Verwerfungen oft unsicher.



Fig. 169.



Fig. 170.



Fig. 171.

Bruchgrenze; Füllung. So weit die Festigkeit des Materials von der Spannung überboten wird, so weit reicht die Ruptur. In obigen Fällen ist die Erstreckung des scherbenförmigen Bruches gering. Der Bruch endet nahe der Talsohle oder an der Basis des gestörten Schichtkomplexes.

Geht der Bruch in brüchigem oder plastischem Material zu Tag aus, so werden sich die Spalten sofort mit Trümmerwerk und pastosem Material füllen. In hartem Fels erhält sich die Spalte länger; wo die Verwerfungswände lokal weiter auseinander-rücken, bilden sich rundliche Einbrüche (Kesselbrüche). Liegen viele solche klaffende Stellen hintereinander, so resultiert eine

Dolinen- oder Kesselserie. Herrscht längs der ganzen Erstreckung der Ruptur eine namhafte Spannung und Entfernung der Bruchränder, so bildet sich der typische Grabenbruch. Übergänge führen von den Kesselserien zum Grabenbruch.

Diese auffallenden Senkungsformen erhalten sich nicht lange Zeit. Bei submariner Lage werden sie von Sedimenten erfüllt; reichen die Risse bis zum Magma, so werden die Senkungsfelder von Eruptivmassen ausgefüllt. Schließlich werden auch die hohen Verwerfungsstufen von jungen Gebilden überkleidet. Die aktiven Vulkanketten und ebensowohl auch die Granitmassifs stehen über solchen Bruchfeldern, welche meist erst lange nach Abschluß der eruptiven Tätigkeit durch die Erosion aufgeschlossen werden.



Fig. 172.



Fig. 173.

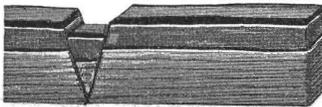


Fig. 174.



Fig. 175.

In Kohlenmulden vollziehen sich gegen unten begrenzte Risse, welche nicht über den betreffenden Schichtkomplex hinausreichen, infolge des Zusammensitzens der Massen, wobei die Brüche gegen die Niederung der Mulde einschließen. Was hier im Kleinen, das gilt gewiß auch im Großen und wir dürfen wohl annehmen, daß die tiefen Brüche, welche die Kontinentalscholle vom marinen Senkungsfeld trennen, gegen den Ozean hin einfallen. Der Fallwinkel wird, der hohen Festigkeit der Erdkruste entsprechend, ziemlich steil sein. Wir hätten uns demnach vorzustellen, daß die großen vulkanischen Gangzüge steil gegen das marine Senkungsfeld einfallen.

Die Kontinente Asien, Amerika dürften mit derartigen Staffelbrüchen gegen das pazifische Senkungsfeld niedersteigen und zwar liegen die großen aktiven Brüche dieser Staffelzone zum Teil unter dem Meer, was man daraus schließen kann, daß die großen Beben, welche die pazifische Küste treffen, vom Seeboden kommen und in der Richtung gegen das Land wandern (Japan).

In kontinuierlichen Körpern (in einem Brett wie in der homogenen Erkruste) sehen wir Verwerfungen nach einer Richtung konstant abnehmen und erlöschen, wodurch die Grenze der Überspannung angezeigt wird.

In der Regel mag Volumverminderung infolge der Verfestigung und Metamorphose eintreten. Diese Streckung oder Raumverminderung hat zur Folge Verwerfungen vom Typus Fig. 173 f.

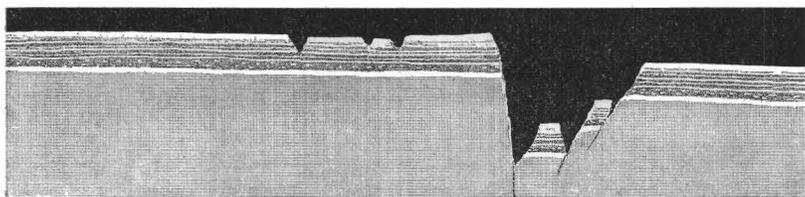


Fig. 176.

Besteht zwischen dem anstehenden und dem absinkenden Flügel eine klaffende Spalte (Fig. 173), so bricht das überhängende Stück *x* ab, es entsteht ein sekundärer Gegenbruch (punktirierte Linie *x* Fig. 173), der Bruchkeil *x* sinkt ein und es bildet sich infolgedessen ein Grabenbruch (Fig. 174). Der Gegenbruch ist seicht, während der Hauptbruch in die Tiefe reicht und in vielen Fällen dem Magma den Austritt gestattet (Fig. 175 Vulkane in Grabenbrüchen).

Experiment Fig. 176 zeigt einen tiefklaffenden Grabenbruch, Fig. 177 einen Flexurbruch, welcher im weiteren Verlauf dem Typus 176 sich nähert. Fig. 178 = Flexurbruch, welcher von

Trümmern erfüllt ist. Fig. 179 = Wechsel von Horst und Graben in der Tiefe (mit plastischen Überkleidungsflexuren in den hangenden Schichten). Die Ausbildung von Grabenbrüchen in geneigten Komplexen wird durch die Experimente Fig. 180—183 veranschaulicht.

Spalten, welche von Detritus, wässrigen Mineralen oder Magma erfüllt sind, beweisen eine erfolgte Schrumpfung. Das massen-

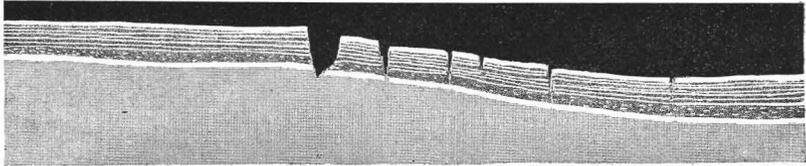


Fig. 177.

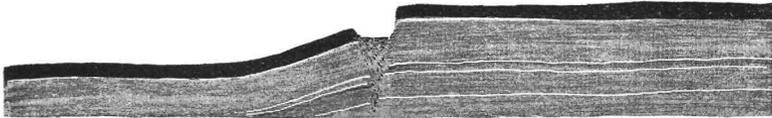


Fig. 178.



Fig. 179.

hafte Auftreten der Gänge zeigt uns an, daß die Schrumpfung in vielen Gängen mehrere Promille, ja einige Prozent betragen hat.

Die Ruptur geht zu Ende, 1. wo in einem kontinuierlichen Körper die Tension nicht mehr ausreicht, den Zusammenhang zu lösen, 2. wo der betreffende Körper an eine andere Substanz grenzt, in welcher keine entsprechende Spannung existiert oder welche sich plastisch deformiert.

Weithin reichende Brüche bewahren meist eine bestimmte Richtung, doch tritt gemeiniglich nicht ein einheitlicher Bruch auf, sondern es besteht ein System paralleler vikarierender Brüche. (Analogie mit den Rissen im Holz). Zwischen solchen benachbarten Rupturen bestehen „Brücken“ (Fig. 184). Bildet sich die

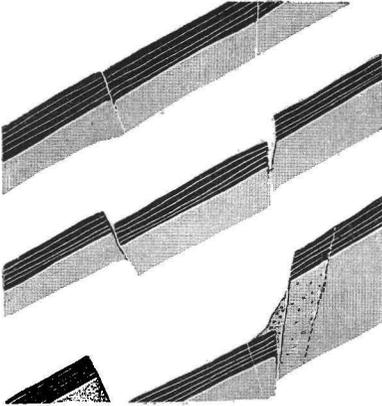


Fig. 180 bis 182.

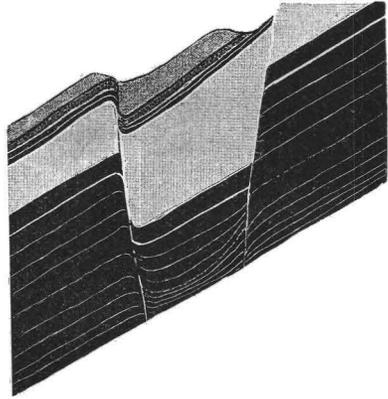


Fig. 183.



Fig. 184.



Fig. 185.

Ruptur weiter aus, tritt eine namhafte Verschiebung ein, so wird die Brücke zerstört (Fig. 185). Die abgetrennten Bruchteile versinken in der Gangspalte und nun besteht nur mehr ein kontinuierlicher Bruch mit ein- und ausspringenden Winkeln (vgl. Reyer, Experimente, 1894 Heft 3 Fig. 1—7). Steile Rupturen können

nur in weichen Massen eine Längserstreckung haben, welche nicht viel größer ist als die vertikale Erstreckung (Fig. 186). In festen Materialien (Erdkruste) muß die Längserstreckung weitaus überwiegen, doch hält sich die Füllmasse natürlich nur an die Weitungen, grauer Ton in Fig. 187.

Gewisse Rupturen der Erdkruste beherrschen so große Gebiete des Planeten, daß sie als kosmische Phänomene bezeichnet werden können. Derartige ausgedehnte Rupturen weisen auf weitverbreitete und tiefgelegene Spannungen, welche in ferne Zeit zurückreichen und durch die ursprünglich heterogene (schlierige) Zusammensetzung des Planeten und thermische Differenzen bedingt sein dürften.

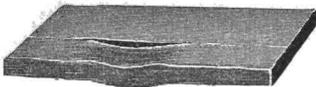


Fig. 186.

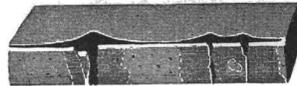


Fig. 187.

Die Füllmasse des Ganges (Detritus, hydatogene Minerale, Magma) hält sich an die Gangweitungen, auch die zirkulierenden Gewässer (Quellen), sowie die hydatogenen Minerale folgen den Weitungen (Erzschlote, Chimneys), die Füllmassen haben die Gestalt von Bändern, deren Dicke gering ist und deren Breite wieder unbedeutend ist im Verhältnis zur Länge oder Tiefe. In anderen Fällen sind sie schlot- und fadenförmig.

Rupturen in Pressungsgebieten. Außer den klaffenden Spalten treffen wir auch geschlossene Rupturen in Pressungsgebieten, welche infolge der Tensionsdifferenz eine gleitende Verschiebung der Massen erleiden (Scherflächen, Clivage). Hierher gehören auch die Faltungen- und Schuppenüberschiebungen. Widersinnige Verwerfungen ereignen sich regelmäßig in Pressungsgebieten (bei Raumverminderung), während die normalen Verwerfungen an Spannungsgebiete gebunden sind.

Da die *Faltgebirge* auf *Schub* zurückzuführen sind, herrschen in diesen *Pressungsrupturen* vor; nur die *Antiklinaufbrüche* und gewisse *Querbrüche* bilden eine *Ausnahme*.

Wie weit und wie tief ein *Bruch* reicht, läßt sich nur selten bestimmen, daß gewisse *Rupturen* die ganze *Erdkruste* durch-

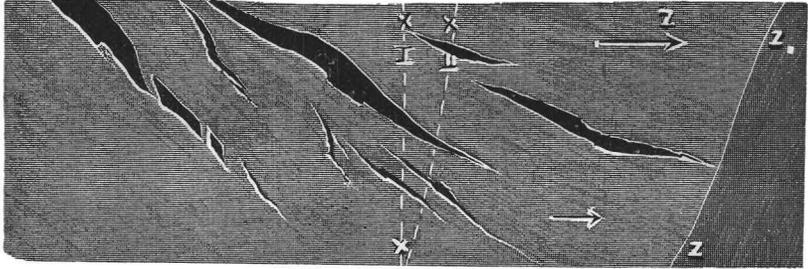


Fig. 188.

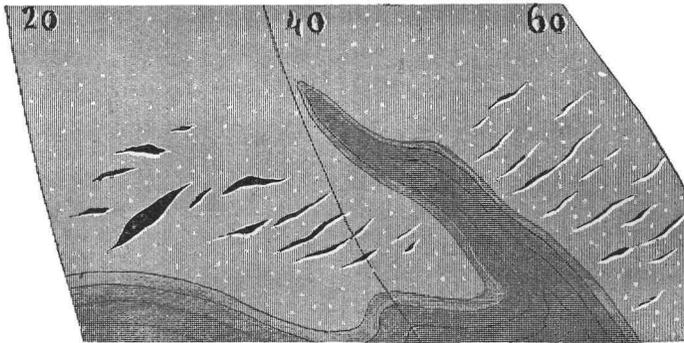


Fig. 189.

setzen, beweisen die *Vulkane*; die großen *Längs- und Querbrüche* der *Faltgebirge* durchsetzen dagegen wohl nur einen Teil des *gefalteten Komplexes*. Auffallend kurze und weit klaffende *Risse* (welche schräg gegen das Gebiet stärkeren *Schubes* streichen) entstehen in *gefalteten Komplexen*, die in einer *Region* rascher

gleiten als im Nachbargebiet (vgl. Reyer, Experimente). In Fig. 188 hat sich der Teilstrich xI nach xII verschoben, bei z herrscht in der Richtung des Pfeiles ein stärkerer Schub. Die Querrisse streichen in NW und WNW. In Fig. 189 haben sich die ursprünglichen Normalquadrate (20—40—60 cm) eines gleitenden Schichtsystemes so deformiert, wie das Bild zeigt, es entstanden in den Antiklinen querlaufende klaffende Risse (die Synklinen sind durch dunkle Isohypsen angezeigt). Während in der Regel die Rupturen in der Richtung der größten Beanspruchung (oder Bewegung) streichen, treten hier langgestreckte Deformationen (Antiklinen) auf, welche von Querbrüchen durchsetzt sind d. h. nach einer Richtung erfolgte plastische, nach der Querrichtung hingegen rupturale Umformung, welche jedoch auf das Gebiet der Antiklinen beschränkt ist. Die Erscheinung, daß ein Zug von Querbrüchen eine Längszone beherrscht, tritt bei Faltegebirgen auf, auch werden Querbruchzüge für das Auftreten von Vulkanserien in manchen Fällen bedeutungsvoll.

Ursachen der Verwerfungen. Die Spannung oder der Druck wird verursacht: 1. durch die Einwirkung der Gravitation, 2. durch thermale Differenzen, 3. durch Metamorphose, Stoffzufuhr oder Abfuhr.

Wenn an einer Stelle Massen abgelagert werden, entsteht zwischen dieser und dem Erosionsgebiet infolge verschiedener Belastung eine Spannung, außerdem wirkt die Thermalschwellung im Gebiet des Absatzes und die Kühlungs-Schrumpfung im Erosionsfeld. Die Verwerfung dürfte in diesen Fällen immer in der Richtung gegen den tieferen Flügel fallen (Fig. 169 S. 115). Werden Eruptivmassen gefördert, so entsteht infolge des Substanzverlustes eine Spannung, es bilden sich muldige Senkungen, elliptische Bruchfelder oder Grabenbrüche.

Daß durch die Verwerfungen in vielen Fällen das Relief des Landes bestimmt wird (Stufen, Verlauf der Täler, Seen und Fjorde), wurde im Kapitel Erosion besprochen. Doch ist zu

beachten, daß selbst gewaltige Verwerfungen im Relief nicht hervortreten, wenn die Erosion rascher vor sich geht, als die Verwerfung, und daß mächtige Senkungsfelder im Relief gleichfalls nicht hervortreten, wenn Ausfüllung mit Sedimenten oder Eruptivmaterial erfolgt.

Thermische Kontraste und Bruchsysteme. Zwischen den Kontinentalschollen und dem marinen Senkungsfeld haben sich schon in alter Zeit Rupturen gebildet, aus welchen Magma gefördert wurde.

Da die thermalen Kontraste in diesen Grenzgebieten anhalten, bleiben die Rupturen und Eruptionen dieser labilen Zone chronisch aktiv.

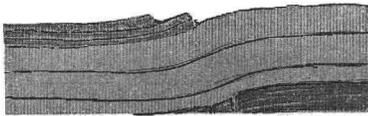


Fig. 190.

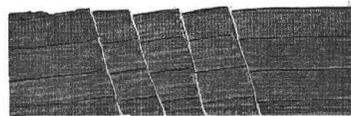


Fig. 191.

Wenn eine Geosyncline aufschwillt und ein Faltschub erfolgt, wird das entblößte Hinterland erodiert und erleidet Kühlungsschrumpfung, es bildet sich hinter dem Faltschub ein Bruch- und Senkungsfeld, in welchem häufig Eruptionen auftreten.

Sind die obersten Schichten in Gebieten thermaler Kontraste plastisch, so setzt sich die Ruptur der Erdkruste im obersten Komplex als Flexur fort (Fig. 190). Wird in diesem Fall der Hochflügel zum Teil erodiert und sind die Sedimente erhärtet, so entwickelt sich infolge der Abkühlungssenkung des hohen Flügels der so häufige Verwerfungstypus Fig. 191 mit gleichsinnigen Einfallen des Schichtkomplexes und mit Verwerfungszügen, welche ebenso streichen, wie die Schichten, während ihr Fallen entgegengesetzt ist.

Wird eine Geosyncline, deren Ränder in gleicher Höhe liegen, durchwärmt und aufgetrieben (Fig. 192), so liegt kein Anlaß zu

einer asymmetrischen Gestaltung oder zur Entstehung eines Faltegebirges vor, sondern der Komplex nimmt nach der Auftreibung einfach die Form einer sanften Antikline an (Typus Uintha).

Wird das Hochgebiet erodiert, so vollzieht sich eine Einsenkung mit symmetrischem axipetalen Einfallen der Verwerfungen und mit antikliner Anordnung der Schichten (Parallelismus und Konvergenz der Verwerfungen, Fig. 193).

Aus den vorgeführten Fällen sehen wir, daß 1. bei Verwerfungen, welche zwischen einem Hoch- und Tiefgebiet sich vollziehen, die Verwerfungen annähernd parallel liegen und gegen das Tiefgebiet einschließen. 2. Bei Graben- und Muldenbrüchen konvergieren die Rupturen gegen die Achse des Bruchgebietes oder gegen das Gebiet stärkster Senkung (Varianten Fig. 172 S. 116).

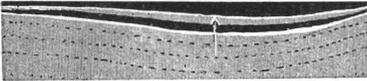


Fig. 192.

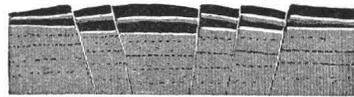


Fig. 193.

Diese Typen können seicht liegen und durch Schrumpfung der Schichten bedingt sein, sie können aber auch durch tiefgreifende thermische Kontraste bewirkt sein und die ganze Erdkruste durchsetzen. Im letzteren Falle wird das Spannungs- und Bruchgebiet oft der Schauplatz intensiver eruptiver Prozesse.

Dauer der Prozesse; Ursache und Wirkung. An Steilgehängen sieht man oft nach lange anhaltendem Regen Rupturen entstehen, welche sich im Laufe der Zeit erweitern und zu Absetzungen, Schlipfen und Stürzen führen.

Wenn in einem Bergwerk Hohlräume (ohne Versatz) gebildet werden, verbreitet sich im Hangenden eine Spannung, welche, wie das Knistern und Krachen zeigt, lokale Brüche erzeugt und schließlich — oft erst nach Jahren — zum Niederbrechen führt.

So müssen wir uns auch vorstellen, daß Spannungen, welche durch thermische Kontraste oder durch andere Ursachen bedingt werden, sich langsam steigern und nach langer Zeit eine Deformation im großen Stile bewirken. Wie das Licht eines aufleuchtenden fernen Sternes uns erst Jahre, nachdem es vom Körper ausgesandt worden, erreicht, so werden die langsam sich häufenden und fortpflanzenden Spannungen in der Erdkruste oft erst lange Zeit, nachdem die Ursache gegeben war, zu einer rupturellen oder plastischen Deformation der obersten Kruste führen.

Die Bruchfelder der Vulkane erfahren, so oft neue Ausbrüche erfolgen, Nachsitzungen. Wenn das Bruchgebiet kürzlich in Anspruch genommen wurde, ist der Zusammenhang der Massen gering und ein neuerlicher Ausbruch kann in relativ kurzer Zeit neue Deformierung bewirken. (Beben, welche oft Wochen oder Monate nach dem Ausbruch eintreten.) Waren die Wunden zum Teil verheilt, so braucht das Niedersitzen längere Zeit. Ich nehme an, daß die Erdbeben, welche einem vulkanischen Ausbruch vorangehen, in vielen Fällen durch die Senkungen verursacht sind, welche von der vorletzten Eruption herrühren.

Man wird im vorliegenden Fall den Massendefekt in der Tiefe natürlich nicht so deuten, als ob in der Tiefe unter dem Druck einer Lavasäule von 30 km Hohlräume entstünden. Es handelt sich nur um eine Auflockerung der Substanzen in der Fördertiefe. Diese Auflockerung schwindet mit der Zeit, und hierdurch wird die Senkung der Kruste bedingt.

Im Gebiet von Saarbrücken, in den Alpen, in Westamerika sind Verwerfungen von 4—6 km nachgewiesen, noch beträchtlicher dürften jene Verwerfungen sein, welche die Kontinentalschollen vom pazifischen Senkungsfeld trennen. Jedenfalls sind Thermalintumeszenz und Abkühlungssenkung, sowie Eruptivprozesse im Stande, Niveaudifferenzen von vielen km zu erzielen. Wenn wir die Tiefe der appalachischen Faltung (mit Korrektur)

abschätzten, kommen wir zu dem Ergebnis, daß all diese Prozesse Niveauänderungen verursachen können, welche im Vergleich zur Dicke der Erdkruste bedeutend sind. Während das Meer nur geringe Niveauschwankungen durchmacht, vollführt die Erdkruste Bewegungen von bedeutender Amplitude.

Alter der Rupturen. Die Reihenfolge der Rupturen kann festgestellt werden, wenn sie einander kreuzen; der Verwerfer ist jünger. Wichtiger ist die stratigraphische Altersbestimmung: wenn das Miozän von Brüchen durchsetzt ist, welche im Pliozän sich nicht fortsetzen, können wir das Alter der Rupturen zeitlich fixieren. Allerdings sind solche Aufschlüsse selten. Wie weit die großen Brüche unserer Erdkruste zeitlich zurückreichen, ist nicht zu bestimmen; von den großen pazifischen Rupturen können wir wohl annehmen, daß sie ins Paläozoische oder selbst ins Azoische zurückreichen und noch heute lebendig sind; die Mehrzahl der Brüche erscheint hingegen zeitlich beschränkt, indem sie gebunden sind an bestimmte Spannungsvorgänge, welche nach einiger Zeit zur Ruhe kommen.

Erleichtert wird die chronologische Einteilung der Gänge durch die Tatsache, daß ein Ruptursystem als Ausdruck einer bestimmten Spannung sich meist durch Parallelismus und gleichartigen Ganginhalt auszeichnet. In Fig. 140 S. 93 sind die parallelen Porphyrgänge (weißpunktiert) gleichaltrig mit den sie begleitenden (dunklen) Kiesgängen; in den Weitungen kam das Magma empor, welches den Kies für die nicht injizierten Spalten lieferte. Ändert sich die Richtung der Spannung nicht, so können durch lange Zeiten immer wieder die alten Brüche aufgerissen und mit mehreren Mineralgenerationen gefüllt werden. Ändert sich die Richtung der Spannung, so werden die alten verheilten Rupturen von jüngeren Bruchsystemen (helle Linien in Fig. 194) schräg durchsetzt. Wir können annehmen, daß die Bildung verschieden orientierter Bruchsysteme zeitlich weit auseinander liegt. Die mineralische Füllmasse der jungen Gänge weicht auch gewöhnlich

wesentlich ab von jener der alten Gänge, weil ja durch die neuen Rupturen neue Gesteinsgebiete erschlossen wurden.

Die Beziehung zu überlagernden Sedimenten ermöglicht in manchen Fällen eine Altersbestimmung: Fig. 194. Die hellen Brüche sind jünger, sie durchbrechen noch die Sedimente I, jedoch ohne dieselben zu verwerfen. Der helle Bruch in Fig. 195 verwirft die Sedimente I. Die dunklen Rupturen waren in beiden Fällen vor der Ablagerung der Sedimente I II bereits erloschen. Die jüngsten (dunklen) Schichten II (Fig. 196) gleichen die Verwerfungsstufe aus und werden von den hellen Rupturen nicht mehr durchsetzt.

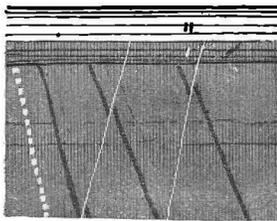


Fig. 194.

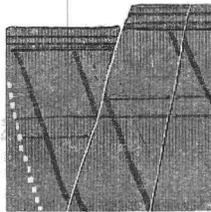


Fig. 195.

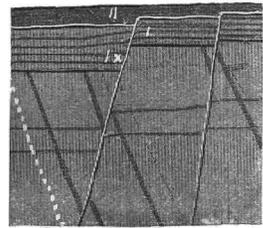


Fig. 196.

In vielen Fällen ist die Lebensdauer oder die Aktivität einer Ruptur, selbst wenn sie die ganze Kruste durchsetzt, gering. Wir wissen, daß oft aus einem tiefen Riss nur eine Eruption erfolgt (Vulkane der Eifel). In anderen Fällen bleibt der tiefe Bruch durch lange Zeiten lebendig.

Alter und Lebensdauer eines Ganges sind also verschiedene Begriffe. Ein Gang im azoischen Schiefer, welcher die überlagernden paläozoischen Schichten nicht durchsetzt, ist vielleicht das Resultat einer einzigen Spannungsauslösung, er ist zwar alt, doch kurzlebig, während andererseits die großen japanischen Verwerfungen, welche vor unseren Augen rezente Bildungen durchsetzen, möglicherweise bis in die ältesten Zeiten zurückgreifen und immer wieder sich beleben.

Wichtig ist die Beziehung zwischen der Bildungszeit eines Ganges und jener der durchsetzten Massen. Wenn eine submarine Verwerfung mit den gleichzeitig sich bildenden Sedimenten oder Eruptivmassen Schritt hält, wenn sie immer wieder aktiv wird, so ist sie als syngenetische oder synchrone Verwerfung zu bezeichnen. Tritt der Riß aber nach Abschluß der betreffenden Formation auf, so ist er posthum. Wenn ein solcher posthumer Eruptionsgang nicht in Beziehung gebracht werden kann zu jüngeren Ergußmassen, bleibt sein Alter meist unbestimmbar.

Böschung und Scherwinkel; plastische und rupp-
turelle Umformung.

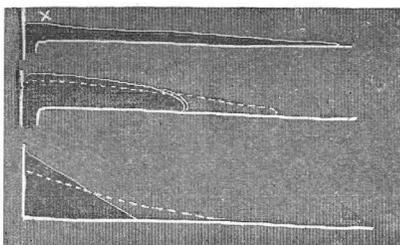


Fig. 197 bis 199.

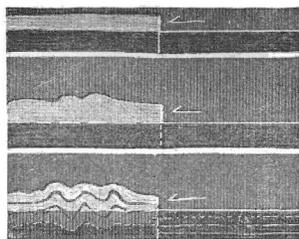


Fig. 200 bis 202.

Erste Umformungsreihe, Wirkung der Gravitation: Übergänge führen von den flüssigen zu den plastischen und starren Massen. Wenn wir schlammiges Wasser aus einer Spalte austreten lassen, breitet sich die Flüssigkeit aus, doch zeigt sie eine leichte Kulminierung, bei x Fig. 197. Je mehr Lehm dem Wasser beigemischt wird, desto steiler wird die Böschung des Ergusses (Fig. 198). Lehnt sich der Erguß nicht an einen Verwerfungsflügel an, sondern erfolgt er in der Ebene, so ergibt sich symmetrische Ausbildung der Ergüsse.

Was für liquide Körper, das gilt analog auch für zertrümmerte oder staubförmige und feste Körper. Zartes Kohlenpulver schwimmt auseinander und bleibt schließlich bei einer Böschung

von wenigen Graden stationär, während grobkörnige Massen Böschungen von 30 und bis über 40 Grad annehmen. (Profil-demonstration in Kisten mit vertikalen Glaswänden, Fig. 199.)

Bei starren, kompakten Körpern können sich sehr steile Böschungen halten, wird die Masse aber hoch aufgetürmt, so daß die tieferen Partien unter der Last (durch die Gravitation) deformiert werden, so treten Gehängebrüche ein, es stellt sich eine kontinuierliche Böschung her (Scherwinkel). Würde ein Berg von Bleiklötzen auf einer starren Basis mehrere 1000 m hoch aufgetürmt, so würden sich die Massen in der Tiefe verschweißen, es würde sich ein kompakter Fladen (analog Fig. 198) bilden, welcher in den oberen Teilen von einer Kruste loser Bleistücke bedeckt wäre. Diese Betrachtung gilt überhaupt für alle starren Massen; es müßten demgemäß alle Gebirge mit ihren harten Zwischenlagen und trotz Verwerfungen und Faltungen im großen ganzen als flache Intumeszenzen mit variabler Böschung aufragen. Die Böschung würde in diesem Falle bedingt durch die Festigkeit der Massen und durch die Gravitation; die scharfe Modellierung des Reliefs wird nur verursacht durch das Eingreifen der Erosion.

Die Böschung ist variabel, sie wird wesentlich beeinflusst durch Erschütterung und Durchtränkung. In dem Maße als eine zähe Lehmmasse vom Regen durchtränkt wird, verwandelt sie sich in einen weichen Brei, welcher eine viel geringere Böschung annimmt, es entstehen Zersitzungen, Schlipfe und Ströme. Trocknet das Material, so wird es steinig und verträgt nun wieder eine viel steilere Böschung. Ebenso wichtig ist die Erschütterung. Jede Ruptur ist von Beben begleitet, und das hat zur Folge, daß die Böschung aller sedimentärer oder eruptiver Massen stets unter der Maximalböschung zurückbleibt. Wenn die plastischen Eruptivmassen (Fig. 198) durch Erschütterung getroffen werden, deformieren sie sich, wie die punktierte Linie zeigt, sie werden niedriger und breiten sich aus. Diese Erscheinung ist insbesondere

wichtig für die Gebirgsbildung; die Böschung des ganzen von durchwässerten Schichten durchsetzten Komplexes mag bei ruhigem Verlauf der Thermalintumeszenz einem Maximum zustreben, das sie jedoch nicht erreicht, weil fortwährend Brüche eintreten, welche das Gebirge zu einer ausgleichenden Gleitfaltung zwingen.

Zweite Umformungsreihe, Wirkung des horizontalen Druckes: Je nach der Plastizität verhält sich eine Masse gegen Druck und Zug spezifisch verschieden. Das weiche Material (Fig. 200) wird durch seitlichen Druck auf die Hälfte zusammengeschoben und zur doppelten Höhe aufgetrieben, zäheres Material (Fig. 201) steigt bucklig auf und zeigt eine oberflächliche Runzelung, ist es schichtweise verschieden gefärbt, so sieht man, wie

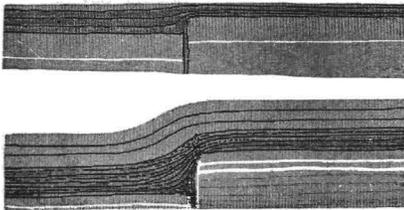


Fig. 203, 204.

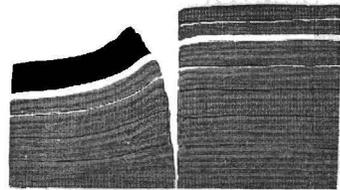


Fig. 205.

die Runzelung in allen Horizonten wiederkehrt und in der Tiefe sich beruhigt (Fig. 202). Ist das Material starr, so wird es infolge des Schubes von schrägen Brüchen durchsetzt, deren Winkel von der Festigkeit abhängt (Aufschiebung, schuppige Überschiebung Fig. 211 S. 134).

Dritte Umformungsreihe, Wirkung vertikaler Spannung: Liegt dünnbreitiges Material über einer Verwerfung des Grundgebirges (Fig. 203), so fließt es gegen das Senkungsfeld, die Verwerfung der Tiefe wird durch eine unbedeutende Böschungstufe an der Oberfläche markiert. Zähes Material gibt eine steilere Böschung (Flexur Fig. 204); gehen die Massen in den festen Zustand über, so stellt sich neben der plastischen auch rupturale Deformation ein (Fig. 205).

Die Gesteine sind nicht, wie die Metalle, an sich plastisch, sie werden durch Druck zu Pulver zermalmt. Erst die Gegenwart von lösenden Flüssigkeiten vermittelt die Lösungsplastizität, welche gegen die Tiefe zunimmt; in größerer Tiefe geht diese plastische Kruste allmählich in das eruptionsfähige Magma über. Rupturen, welche in diese Tiefe reichen, werden die Tendenz haben, bald wieder zuzuwachsen, indem die Bruchflächen sich verschweißen.

Vierte Umformungsreihe; Massenbewegungen: Vom Fließen des Wassers führen Übergänge zur langsamen Bewegung der Schlammströme, noch langsamer strömen die mächtigen Eismassen, welche höchstens 1 m per Tag weiterrücken, während der Fluß dieselbe Strecke in einer Sekunde zurücklegt, also ca. 100000 mal so rasch sich bewegt. Bei größerer Starrheit treten neben der plastischen Umformung auch Zerreibungen ein. Ein Lavastrom, welcher anfänglich so rasch fließen mag wie ein Fluß, bewegt sich im Laufe der Erstarrung immer langsamer, er schreitet endlich pro Tag nur mehr wenige Dezimeter fort; in diesem Stadium tritt bei der Lava ebenso wie bei den Gletschern neben der plastischen Umformung auch die rupturale Deformation ein. Endlich gelangen wir zu den mächtigen Granitmassifs mit angelagerten Sedimenten, welche, sobald die natürliche Böschung erreicht ist (insbesondere unter der Einwirkung von Erdbeben) langsame, mächtige Bewegungen ausführen (sekuläre Strömungen). Bei gewaltigen kosmischen Dimensionen werden selbst hochgradig starre Trümmernmassen in der Tiefe sich plastisch deformieren (und strömen).

Fünfte Umformungsreihe, Faltegebirge: Die durchgeführten Gegensätze zeigen sich auch bei jenem verwickelten Bewegungsvorgang, welcher als Faltung bezeichnet wird. Ist das Material sehr weich, teigig, so bleibt die Oberfläche des Komplexes ziemlich eben, während sich in der Tiefe intensive Faltung mit flacher Neigung der Achsen vollzieht. Die weicheren

Zwischenlagen werden z. T. (in den vorströmenden Sätteln) abgequetscht. Auswalzung und mehrfache Schichtrepetitionen sind auffällig (Experimente Fig. 206 bis 209). Sind einzelne Schichtkomplexe hingegen starr, so werden sie (bei geringer Tiefenlage) zerbrochen und eckig gegeneinander verschoben (Fig. 210). An Stelle der Faltüberschiebung werden Bruchstücke übereinander geschoben (Experiment Fig. 211). Während in Fig. 209 drei (weiße) Antiklinen zusammengepackt werden, schieben sich in Fig. 211 drei weiße Schuppen übereinander (Äquivalenz von Schuppung und faltiger Überschiebung).



Fig. 206.



Fig. 207.

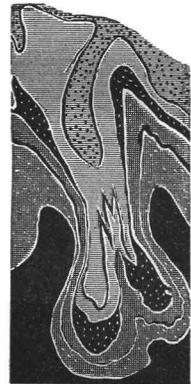


Fig. 208.

Sind die obersten Schichten kompakt, so prägt sich das Faltegebirge in statu nascendi deutlich aus; waren die oberen Schichten sehr plastisch, schlammig, was bei einer Emersion in der Regel zutreffen wird, so schleichen die weichen Massen in die sich abtiefenden Synklinen, die Oberfläche bleibt glatt (verstrichen) und erst nach längerer Zeit werden die Faltungen der tieferen Zonen durch die Erosion aufgeschlossen.

Zu den erläuternden Experimenten bemerke ich, daß für plastische Umformung, Faltung, Flexur Lehm, Ton, Gips (mit Leimzusatz) verwendet wurden, während trockengesiebter sandiger

Lehm, Gips usw. für Rupturexperimente geeignet ist. In letzterem Fall wird das betreffende Stück nach Abschluß des Experimentes durchfeuchtet und dann durch mehrere Wochen langsam getrocknet. Die Massen sind dann so stark zementiert, daß sie sich präparieren lassen.

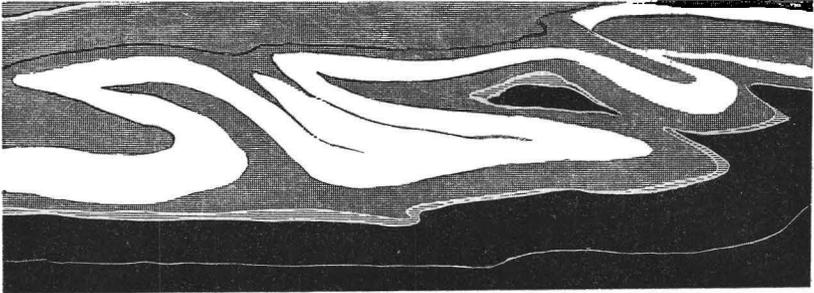


Fig. 209.

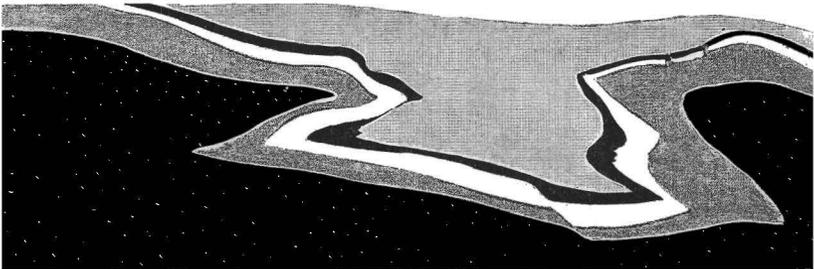


Fig. 210.

Diskordanz infolge von Deformation. Wenn eine ursprüngliche Strukturfläche zerstört wird, lagern sich jüngere Gebilde diskordant ab. Meist wird die Arbeit der Zerstörung durch die Erosion besorgt (Wasser, Luft). Außerdem treten sekundäre Diskordanzen infolge von Deformation ein; die harten Schollen und Klippen dringen diskordant durch die plastischen gefalteten Sedimente, die weichen Massen stoßen an

harten Schichten ab usw. (Uhlig). Wir beobachten aber auch Diskordanzen, welche sich in situ ausbilden: Wenn sich unter dem Wasserspiegel Verwerfungen und Bruchfelder bilden, lagern sich die nächstfolgenden Massen, obwohl sie zeitlich dem Komplex der soeben deformierten Schichten angehören, diskordant ab. Tritt submarin eine langsame plastische Deformation ein, so wird das Relief in einer Weise durch jüngere Massen ausgeglichen, welche weder als reine Diskordanz noch als strenge Konkordanz

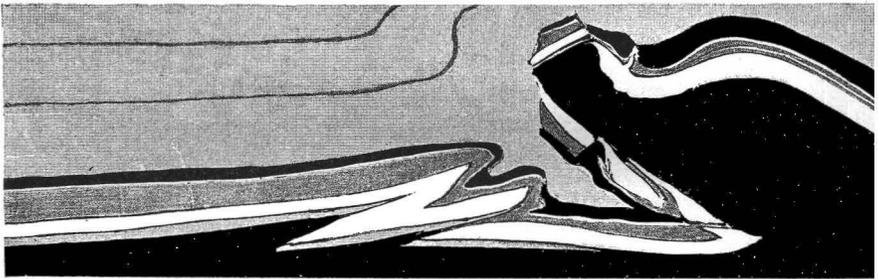


Fig. 211.

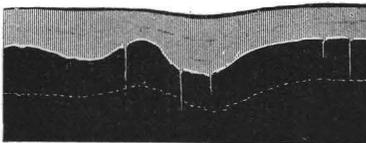


Fig. 212.

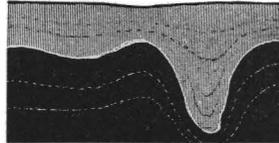


Fig. 213.

bezeichnet werden kann, allenfalls könnte man dies anschmiegende Ausgleichen als Kondiskordanz bezeichnen. In Fig. 212, 213 wurde auf die dunklen unter Wasser abgesetzten Schichten ein seitlicher Druck ausgeübt, während die Sedimentierung anhielt, man sieht, wie die neuen Schichten sich in den Vertiefungen in größerer Mächtigkeit abgelagerten und so einen Ausgleich bewirkten. Die grauen Schichten wurden nicht etwa ursprünglich so steil abgelagert, wie Fig. 213 zeigt, sondern diese steilere Einfaltung

in situ hat sich nur im Verlaufe der Zeit ausgebildet. In Experiment Fig. 214 wurde über der gefalteten Basis während der Faltung der dunkle Lavastrom x (Gips) abgelagert, nach diesem Erguß erfolgte ein neuerlicher Schub, sodaß die ursprünglich ebene Oberfläche von x auch muldig deformiert erscheint; es folgen dann noch zwei helle Lavaergüsse, welche die anhaltende Ein-

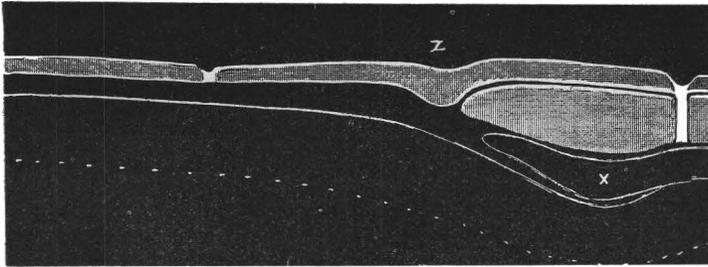


Fig. 214.

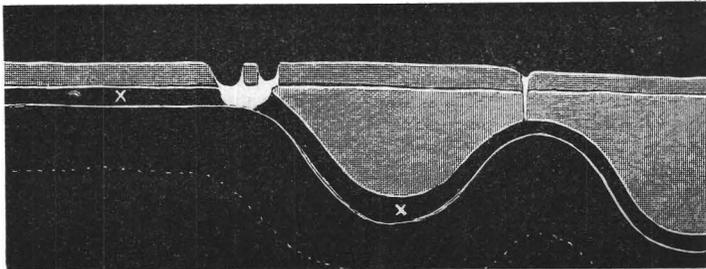


Fig. 215.

senkung immer wieder nivellierten. Der oberste Lavastrom wurde bei z gleichfalls deformiert, solange das Material noch plastisch war; zum Schluß erfolgen (weiße, senkrechte) Rupturen, welche die zwei obersten grauen Massen durchsetzen, während alle anderen Materialien nicht davon affiziert erscheinen. Fig. 215 ist eine Variante des vorigen Falles. Hier wurde der Erguß x abgelagert, als die dunkle Unterlage horizontal war und erst nach-

dem x zäh erstarrt war, erfolgte die Faltung; der untere graue Erguß gleicht die Unebenheiten aus, darüber folgt eine gleichförmige Decke, zum Schluß erfolgen auch hier Risse, welche nur das starre graue Material zertrümmern. Diese Art der Diskordanz hat formal eine gewisse Ähnlichkeit mit der sekundären subterranean Erosionsdiskordanz, welche aber doch einen ganz anderen Vorgang voraussetzt und ein wesentlich verschiedenes Ergebnis liefert (vgl. Fig. 18, 19 S. 18).

Bewegung durch plastische Massen, Verhältnis von Oberfläche und Inhalt. Man kann die verschiedene Flüssigkeit der Massen vergleichen, indem man eine Metallkugel an einem Faden mit Marke (welche sich gegen eine fixe Skala verschiebt) in das Liquidum einsinken läßt. Je zäher die Masse, desto langsamer versinkt die Kugel. Kleine Kugeln versinken bei einer gewissen Konsistenz der Masse überhaupt nicht, wenn nicht die Substanz der Kugel ein viel höheres spezifisches Gewicht hat, als die Paste. Es erklärt sich dies, weil die Oberflächenwirkungen quadratisch wachsen, während der Inhalt kubisch wächst. Blattförmige schwere Körper können von der Luftströmung erfaßt der Wirkung der Gravitation für längere Zeit scheinbar entzogen werden; der Sandwirbel packt größere Gegenstände mit einer Gewalt, welche die Luft allein ohne Sandbeimischung nicht hätte.

In gleicher Weise bleiben Steinpartikel, welche ein dreimal so hohes spezifisches Gewicht haben als das Wasser, in der Flüssigkeit suspendiert und folgen jeder Strömung. Durch massenhafte Beimengung solcher Partikel erhält das Wasser den Charakter eines Teiges, in welchem größere Steine nur langsam sinken. Strömt und wirbelt eine solche Masse, so wird das Niedersinken der größeren Partikel aufgehalten; Schlammströme und Schlammquellen bewältigen in dieser Weise auch große Steintrümmer, welche in vertikaler oder horizontaler Richtung verfrachtet werden können.

So erklärt es sich auch, daß man in einem Lavastrom oder Granitmassif nicht etwa an der Basis die schweren und an der Oberfläche die leichten Krystalle, nach dem spezifischen Gewicht gesondert, antrifft. So erklärt es sich auch, daß die Schollenkruste eines Lavastromes durchaus nicht versinkt, selbst wenn man über sie hinwegschreitet. Die Anschauung, daß die abkühlenden Partien eines liquiden Weltkörpers immer niedersinken und daß die Erstarrung des Weltkörpers aus diesem Grunde in der Tiefe beginnen müsse, kann nicht aufrecht erhalten werden.

Die Bewegung plastischer Massen ineinander, sowie deren Beziehung zu starren Massen ist mannigfaltig (vgl. meine geolog. Experimente).

Während Gase einander nach drei Dimensionen diffus durchdringen, werden feste Massen von Liquiden flächig durchbrochen; im späteren Verlaufe bilden sich innerhalb dieser Injektionsflächen einzelne lineare Förderkanäle aus. Bewegen sich Liquida ineinander, so ergeben sich je nach der Konsistenz und dem spezifischen Gewicht verschiedene Typen. Sind die Liquida leicht beweglich, so steigt das leichte auf, während das schwere niedersinkt. Ein schwerer Nachschub würde sich in einer schlammigen Schichte oder innerhalb einer leichten Eruptivmasse am Boden ausbreiten, wie ein submariner Lavastrom. Herrschen keine namhaften Verschiedenheiten des spezifischen Gewichtes, so entscheidet die Konsistenz der Massen; ist die nachdringende Masse so zähe oder noch zäher als die zuerst geförderte, so breitet sie sich intrusiv (knospenartig) innerhalb der zuerst geförderten aus. Ist sie flüssiger, so folgt sie den Gebieten geringsten Widerstandes d. h. die dünnflüssige Masse bricht durch. Da nun aber in diesem Fall die durchsetzte Masse nicht starr ist, entstehen nicht Bruchflächen, sondern die aufdringenden Massen quellen und spriessen im durchbrochenen Material säulenförmig empor. Die Bewegung der Massen erfolgt in diesen Fällen also nicht flächig, sondern linear oder axial.

Diese Ausführung gilt nicht nur für die Durchdringung zweier Magmen, sondern auch für das Aufquellen des Magmas im Tiefseeschlamm. Im erhärteten Tiefseeschlamm (Metamorphe Schiefer) treffen wir demgemäß nicht selten säulenförmige Granitprossen (Experiment).

Seebeben werden von vielen Forschern auf submarine vulkanische Explosionen zurückgeführt, während ich glaube, daß sie durch submarine Verwerfungen verursacht werden. Gewiß werden, wenn im seichten Meer Gasexplosionen erfolgen, Wasserdome aufgeworfen, wie die Hell-Gate-Sprengung bei New-York (Fig 216) veranschaulicht, auch werden starke Wellenbewegungen eintreten,

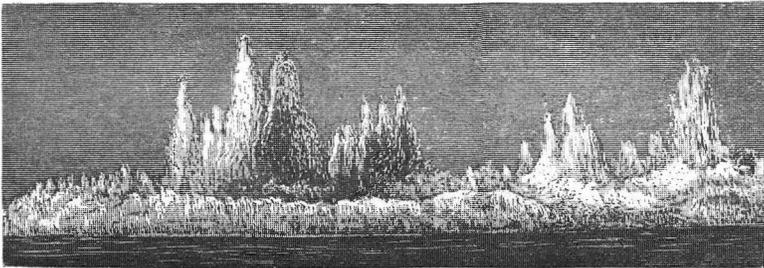


Fig. 216.

doch zeigt sich in solchen Fällen (Krakatau), daß die gleichzeitigen Einbrüche eine besonders intensive Wasserbewegung verursachen. Erfolgen die Eruptionen im tiefen Wasser, so ereignen sich überhaupt keine Explosionen, in diesem Fall erübrigen nur die Einbrüche und Verwerfungen als Ursachen der Wasserbewegung.

Die bedeutendsten Seebeben halten sich an die großen pazifischen Brüche und hängen gewiß mit Bewegungen der marinen Krustenschollen zusammen; dabei entweichen keine Gase, sondern es vollziehen sich nur namhafte Verschiebungen der Wassermassen.

Die Erscheinungen der Seebeben sind charakteristisch: die Schiffe erhalten einen harten Stoß, die Küstenbewohner beobachten einen anhaltenden Rückzug des Meeres, dann wird in der Ferne eine Wasserschwellung sichtbar, mehrere 10 bis 20 m hohe Wellenberge rollen von diesem Gebiet gegen das Ufer und fahren verwüstend über das Gestade. Es folgen später immer kleinere Wogen und endlich beruhigt sich der erregte Ozean. Experiment Fig. 217 veranschaulicht den Vorgang. Wir verwenden zwei Wasserkufen mit Glaswänden, welche durch Kautschukstreifen aneinander gefügt sind. Senkt man den Boden des einen Gefäßes, wie Fig. 218 veranschaulicht, so strömt das Wasser der

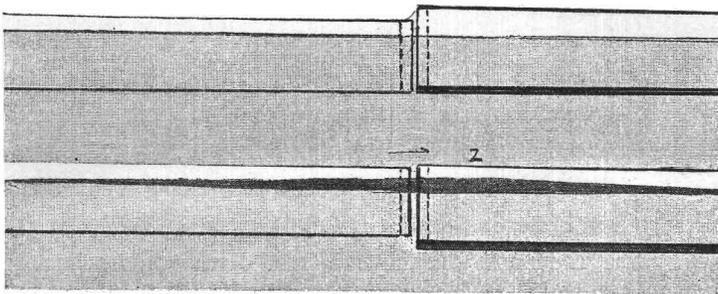


Fig. 217, 218.

Depression zu, es staut sich bei z auf, dann folgt die Reaktion, die Wasserschwellung pendelt aus und überschwemmt das Ufer. Je länger die Wanne, desto mehr Zeit verläuft zwischen dem anfänglichen Rückzug und dem darauf folgenden Wogenschwall.

Aus der Intensität der Bewegung ist man geneigt, auf einen tiefen Aufruhr der Wassermassen zu schließen; das Experiment zeigt aber, daß nur die obersten Partien eine wogende Wanderung ausführen, während die tieferen Wassermassen wie zwei ruhige Säulen sich nebeneinander verschieben (Färbung der Wassersäulen in Fig. 217).

VIII. Gebirgsbildung.

Die Gebirge ragen, wenn man sie mit der ganzen Erdkugel vergleicht, über der Erdoberfläche unbedeutend empor, ihre Höhe beträgt nur selten mehr als ein Promille des Erdradius, zehn namhafte Gebirge würden erst ein Millionstel des Inhaltes der Erde ausmachen.

Wir besprechen im folgenden jene Gebirge, welche im wesentlichen aus Sedimenten bestehen und bei welchen die Faltung eine hervorragende Rolle spielt. Zunächst muß ich gegen die Kontraktionshypothese Stellung nehmen: Die alte Anschauung, daß die Erdkruste sich infolge der Abkühlung runzelt, scheint auf den ersten Blick einfach und hat wohl aus diesem Grunde solange die Herrschaft bewahrt, doch läßt sie sich mit den Beobachtungen nicht vereinbaren und wird anderen Theorien, welche besser arbeiten, weichen müssen. Folgendes sind die wichtigsten Einwendungen:

1. Neben den Faltegebirgen treffen wir häufig Vulkanzonen, diese setzen klaffende Spalten, mithin Spannungen voraus, welche die ganze Erdkruste durchsetzen; ein derartiges Aneinander-grenzen von Pressungs- und Spannungszonen ist aber mechanisch nicht vorstellbar (vgl. Kap. IX: Spannungen und Pressungen in benachbarten Gebieten).

2. Da die Kontraktion intensiv ist und der sogenannte Gewölbedruck die festen Gesteine ohne Rücksicht darauf, ob die Kruste lokal dicker oder dünner ist, leicht deformieren würde, müßte die ganze Erdkruste gerunzelt sein. Tatsächlich aber ist eine solche allgemeine Runzelung seit dem Azoischen nicht eingetreten (Uhlig cit.). Die Vorstellung, daß die Kontraktion ganze Kontinente verschont und nur in bestimmten Zonen zur Auslösung und Massenbewegung führt, ist mechanisch unhaltbar.

3. Die Pressung der Erdkruste reicht angeblich nur bis in die Tiefe von einigen Kilometern, darunter folgt eine Zone der

Spannung. Da nun die Faltung mancher Gebirge (Appalachen) einen großen Teil der Erdkruste in vertikaler Richtung beherrscht, müßte die Faltung tatsächlich auch in Tiefen vor sich gehen können, in welchen keine Pressung herrscht, d. h. die Kontraktion wäre für die Gebirgsbildung nicht nötig.

4. In anderen Fällen beschränkt sich die Faltung auf die obersten Schichten, während die tieferen Komplexe ruhig liegen; hier könnte man an die Wirkung der Kontraktion denken, doch spricht die Überkipfung und Überschiebung, welche in diesen Fällen meist eintritt, viel eher für einen Gleitvorgang.

5. Die Faltgebirge bilden sich in größerer Zahl zu bestimmten Epochen; man müßte annehmen, daß die Kontraktion durch lange Zeit nicht wirkt und dann plötzlich mit großen Beträgen das Versäumte nachholt, was mechanisch nicht begründet werden kann.

6. Die Pressung in einer schrumpfenden Kruste wäre so überwältigend, daß sie jederzeit eine Deformierung bewirken könnte (vgl. Punkt 2). Jedes einzelne Gebirge müßte sich langsam und durch lange Zeit runzeln. Nun kommen allerdings in komplexen (synthetischen) Gebirgen Faltungen in verschiedenen Zeiten vor, doch bleibt die Tatsache bestehen, daß der dominierende Faltenschub sich in relativ kurzer Zeit (kataklismatisch) vollzieht.

7. Die Schichten, aus welchen das Faltgebirge besteht, fehlen häufig in der Niederung (Senkungsfeld) hinter dem Faltgebirge, eine Tatsache, welche sich aus dem Gleiten der Schichten, nicht aber aus der Kontraktionshypothese ableiten läßt.

8. Wäre die Kontraktionshypothese richtig, so müßte man in horizontalen Schichtsystemen Faltungen mit senkrechten Achsen antreffen, was aber nicht zutrifft. Die Falten zeigen meist schräge Stellung, in vielen Fällen selbst intensive und weitreichende Überschiebungen, welche sich nur erklären, wenn man die Gravitation als Ursache einer gleitenden Verschiebung und Faltung anerkennt.

9. Die Gebirgsfaltung tritt zumeist ein, wenn ein mächtiger Schichtkomplex (Geosyncline) aus dem Wasser auftaucht. Solche Schichten müssen von Wasser durchsetzt sein, die schlammigen Zwischenschichten ermöglichen die gleitende Bewegung. Diese Kausalität ist überzeugend, während die Kontraktionslehre nicht imstande ist, zu erklären, warum die Faltung sich nicht ebensogut jederzeit am festen Land vollziehen kann.

In all diesen Beziehungen verläßt uns also die alte Hypothese, welche tatsächlich nur eine bequeme Anschauung ist, die sich aber mit den Tatsachen nicht vereinigen läßt.

An Stelle der Schrumpfhypothese setze ich die Gleitfaltung und behaupte, daß die Deformationen im wesentlichen durch die Gravitation bedingt sind.

Wenn plastische Sedimente sich in geneigter Lagerung befinden (Delta, Strandsedimente), wird, wie das Experiment zeigt, durch Belastung, durch Senkung des Wasserspiegels oder durch Hebung der Sedimente eine gleitende Bewegung eingeleitet, sobald die natürliche Böschung überschritten ist. Diese gleitende Bewegung kombiniert sich (falls die Sedimente lagenweise aus verschiedenem Material aufgebaut sind) mit Faltung, welche sich steigert, sobald die gleitende Bewegung gehemmt wird. Solche Hemmungen erfolgen beim Übergang der geneigten in flache Lagerung, sowie beim Schub gegen einen Horst (Suess).

Die Gleitfaltung wird durch thermale Intumeszenz vorbereitet. Die Gleitfaltung im großen Stil scheint zumeist an Geosynklinen gebunden, das ist an Gebiete, in welchen die Sedimente in großer Mächtigkeit abgelagert wurden. Die Änderung der thermischen Verhältnisse, welche in solchen Gebieten vor sich gehen muß, hat ein Aufschwellen der Massen zur Folge. Diese Emersion führt aber zu gleitenden Verschiebungen.

In Profil Fig. 79 Seite 66 sind die Temperaturen unter der Oberfläche durch die weiße Strichkurve (z = Erdoberfläche) angezeigt; lagert sich ein Schichtkomplex zz' in Fig. 80 über

diesem Gebiete der Erdkruste ab, so wird der Wärmestrom langsam aufsteigen, bis wieder ein konstanter Zustand hergestellt ist. Die dem neuen Wärmezustand entsprechende weiß punktierte Kurve z' (Fig. 80) hat dieselbe Gestalt wie die Kurve in Fig. 79, sie liegt aber in einem höheren Horizont; die weißpunktierten horizontalen Striche veranschaulichen die Temperaturzunahme in jeder einzelnen Schicht.

Diese Durchwärmung, welche im Laufe langer Zeiträume sich durch die ganze Erdkruste und bis in das Magma fortpflanzt, bewirkt eine Hebung des überlagerten Komplexes (Babbage, Herschel). Die Sedimente tauchen, falls sie vordem im seichten Meer abgelagert waren, hoch über den Wasserspiegel auf.

Reade gebührt das Verdienst, die Hypothese Babbage-Herschel in das Problem der Gebirgsbildung eingeführt zu haben. Er verläßt die alte Kontraktionshypothese; die Gebirge erscheinen nicht mehr als Ergebnisse der Schrumpfung (infolge des Temperaturverlustes in der Tiefe), die faltgebirge erheben sich vielmehr nach seiner Ansicht an Stellen der Erdkruste, welche sich durch Wärmeanreicherung auszeichnen. Soweit folge ich dieser Anschauung: in allen weiteren Punkten stehe ich aber mit Reade in Widerspruch (s. Reyer, Gebirgsbildung 1892). Nach Reade würde die Intumeszenz nur die Erdkruste ergreifen und zu geringe Beträge ergeben, während ich behaupte, daß die Durchwärmung und Intumeszenz tief in das Magma reicht und namhafte Beträge erreicht. Reade läßt die Faltung im Gebiete der Aufschwellungen (infolge des Dilatationsdruckes) sich vollziehen, während nach meiner Ansicht die Faltung abseits vom Gebiete der Aufschwellung vor sich geht. Nach Reade wäre die thermale Schwellung die wesentliche und alleinige Ursache der Deformation und demnach müßte sich auch jeder horizontale Schichtkomplex falten können. Ich behaupte dagegen, daß der thermale Auftrieb in horizontalen Schichten eine einfache konvexe Schwellung (Fig. 172 Typus Uintah), aber

durchaus kein *Faltgebirge* erzeugt. Die *geneigte Lage* der Schichten ist eben *essenziell*, sie ist *Voraussetzung* des *einseitigen Faltschubes* (vgl. *Reyer, Ursachen der Gebirgsbildung, 1892*).

Die *Faltung* vollzieht sich *relativ rasch*. Wäre die *Kontraktion* oder die *Thermalintumeszenz* allein *Ursache* der *Faltung*, so müßte dieselbe sich über *lange Zeiträume* verteilen, während sie in der *Tat* *rasch* (*kataklimatisch*) vor sich geht. Diese *Tatsache* erklärt sich nur, wenn man die *Gravitation* als *Ursache* der *Faltung* gelten läßt. Das *Experiment* zeigt, daß der *ganze Sedimentkomplex* sich *langsam* über die *maximale Böschung* heben läßt, ohne daß eine *Deformation* eintritt. Selbst wenn eine *Partie x* (*Fig. 219*) *namhaft* über die *natürliche Böschung*

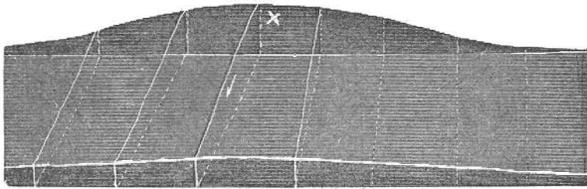


Fig. 219.

auftaucht, kann der betreffende *Streifen* doch nicht *vergleiten*, weil er durch die *benachbarten Massen*, welche noch *träge* unter der *Maximalböschung* ruhen, *zurückgehalten* wird.

Es mögen sich *oberflächlich* hier und dort *unbedeutende Abschürfungen* (*Schlammströme, Rutschungen*) ereignen, die *großen Massen* *kommen* doch erst zum *Schub*, wenn ein *langer Zug* (*eine große Strecke* der *Gebirgsfront*) über die *Maximalböschung* *namhaft* *aufragt*. *Rupturen* (*Erdbeben*) mögen den *Anstoß* zur *vorschreitenden Massenbewegung* geben.

Entscheidend für den *Vorgang* ist es, in welchem *Horizont* die *durchwässerten Gleitschichten* auftreten (*Schlammige, lehmige, schiefrige Zwischenlagen*). Wären die *obersten Schichten* *stark durchwässert*, so könnte der *oberste Horizont* für sich allein

ableiten, lange bevor das Maximum der Auftreibung eingetreten ist. In der Regel aber werden die obersten, hoch über das Wasser aufgetauchten Schichten langsam entwässert (die Bergleute sagen „die Schichten bluten ab“) und die starke Durchwässerung bleibt auf die tieferen Schichten beschränkt. Da die darüberliegenden Schichten durch starke Reibung gehalten werden, kann die Böschung namhaft werden, ohne daß eine Bewegung erfolgt; erst wenn die durchwässerten Grundschichten so hoch aufgetrieben sind, daß der ganze Komplex sich auf der Gleitbasis nicht mehr halten kann, vollzieht sich die Gleitfaltung in einem Zug. Bestehen mehrere durchwässerte Horizonte, so können allerdings auch einzelne Schichtkomplexe sukzessive ableiten (Diskordanzen).

In dieser Weise erklärt sich nach meiner Ansicht der kataklismatische Charakter der Faltung. Man wird nicht an eine sogenannte Revolution denken, die Bewegung mag so langsam vor sich gehen, daß Erosion und Vegetation die Wunden und Verschiebungsrisse immer wieder verwischen und decken, im Sinne des Geologen muß die Bewegung aber doch als eine rasche bezeichnet werden.

In Gebirgen von namhafter Längserstreckung wird selbstverständlich nicht das ganze Gebiet gleichzeitig von der Bewegung ergriffen, sondern einzelne Regionen eilen voran, während in anderen die Auslösung später erfolgt (oligozäne bzw. miozäne Faltung in den West- bzw. Ostalpen; in den Südalpen reicht die Deformation in das Pliozän).

Während die Kontraktionshypothese sowie jene Theorie, welche die Faltung auf Thermalpressung zurückführt (Reade), den raschen Vollzug der Faltung nicht erklären, erscheint er verständlich, ja notwendig, sobald man die Gravitation als Agens einführt.

Der thermale Auftrieb ist zwar chronisch, die Auslösung der Spannung durch die Gravitation erfolgt

hingegen akut. Die Beweglichkeit des abgleitenden Komplexes ist bedingt durch das Auftreten durchwässerter Schichten (schwimmende Schichten). Nun ist zu beachten, daß schlammige Massen (Delta u. a.) ziemlich konsistent sein können, so daß man deren Oberfläche begehen kann; betritt man aber dieselbe Stelle wiederholt, so verändert sich die Konsistenz, der Schlamm wird saftig und lebendig und diese Bewegung kann soweit um sich greifen, daß man schließlich im Schlamm versinkt. Das Experiment zeigt, daß Schichten mit schlammigen Zwischenlagen sich ähnlich verhalten; ruht der Komplex, so kann man ihn (langsam und ruhig) hoch über die normale Böschung heben, ohne daß eine Bewegung eintritt, in Ruhe können bedeutende Spannungen bestehen, ohne daß eine Deformation erfolgt. Sobald man aber die Massen leise erschüttert (wenn man das Basal Brett erzittern läßt, mit einem Violinbogen streicht u. dgl.), kommt Leben in die Massen und das Faultgebirge rückt langsam gegen die Niederung vor.

Wir können hieraus schließen, daß die Faltung auch in der Natur durch Erdbeben begünstigt wird; jede Ruptur kann durch die eintretenden Erschütterungen den Faltschub auslösen (Simultanbeben), die Rupturen sind also wichtige Agentien der Gleitfaltung. Da die Faltung ein Gravitationsphänomen ist, können wir auch behaupten, daß die Rupturen und Erschütterungen in vielen Fällen die Nivellierung der Erdoberfläche vermitteln.

Das Resultat des Faltungsschubes wird wesentlich bedingt 1. durch die Mächtigkeit der schwimmenden Zwischenschichten, 2. durch den Betrag der Hebung. Sind alterziäre Schichten durchwässert, so mögen nur sie im Falle einer Hebung abgleiten, hält die Hebung aber weiter an, so können in der Folge auch tiefere Schichtsysteme, welche von Gleitlagen unterlagert sind, zur Gleitfaltung gezwungen werden. Der Zug löst sich in solchen Fällen zu verschiedenen Zeiten aus und zwingt sukzessive verschieden-altrige Sedimente zur Deformation (sekundäre Diskordanzen).

Die Faltung ist eine Begleiterscheinung der Strömung. Wenn eine homogene, schlammige Masse über eine schiefe Ebene abgleitet, eilen die oberen Teile voraus, während die Schichten an der Gleitbasis eine Verzögerung erfahren. Ein vertikaler Flüssigkeitsfaden deformiert sich schräg konvex in der Richtung der Schubes. Bei homogenem Material und gleichmäßiger Neigung der Unterlage deformieren sich alle Profile in der gleichen Weise (schräg konvex in der Richtung der Strömung). Wechselt das Material oder die Neigung der Basis, so stellen sich lokale Beschleunigungen oder Hemmungen ein und das hat zur Folge, daß das breite Material strichweise an der Oberfläche lokal stärker aufquillt, während es in benachbarten Gebieten gegen die Basis absinkt (Vergleich mit auf- und absteigenden Wirbeln im Fluß). Diese Differenzierung tritt deutlich sichtbar hervor, wenn das Material des Stromes lagenweise verschieden gefärbt, oder wenn der ganze Komplex geschichtet ist. Die Bewegungsdifferenzen sind nahe der Oberfläche groß, sie beruhigen sich nahe der Basis, die Wogen bzw. Falten des strömenden Schichtkomplexes werden in der Tiefe immer flacher.

Die oberflächlichen Massen neigen sich in der Richtung des geringsten Widerstandes; beim Übergang von geneigter in flache Lagerung, sowie beim Andrängen gegen ein festes Vorland treten Überschiebungen ein. Die Achsen der Falten und die Überschiebungsflächen entsprechen den deformierten Normalen (Querprofil), sie verlaufen in der Richtung des Stromes konvex und fallen gegen die Stromrichtung ein. All diese Tatsachen sprechen dafür, daß die Faltung im wesentlichen eine Strömungserscheinung ist, vor allem aber muß die Betrachtung der großartigen flachen Überschiebungen, welche man experimentell so schön nachahmen kann, in der neuen Auffassung bestärken. Die Vertreter der Kontraktionshypothese vermeiden es, diese flachen Überwälzungen und Überschiebungen mechanisch aus der Kontraktion abzuleiten.

Meine Vorstellung der Gleitfaltung wird durch Fig. 220—223 veranschaulicht. Die Schichten in Fig. 220 neigen sich vom Land gegen den Seeboden. Es erfolgt Thermalhebung (Fig. 221). In Fig. 222—223 ist der aus dem Meer aufgetauchte Sedimentkomplex im Sinne der geneigten Grundlage seewärts abgerutscht, es tritt Belastungssenkung bei x ein, das Hinterland hat sich gesenkt und aus den tiefen Rupturen tritt vulkanisches Material zu Tag (Fig. 223).

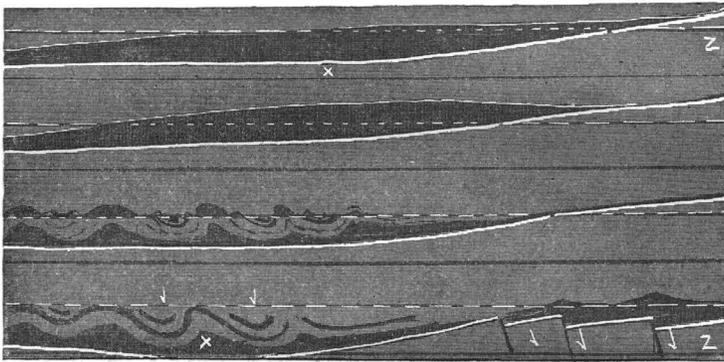


Fig. 220 bis 223.

Depression der Faltungszone; Senkung des Hinterlandes. Es fällt auf, daß die Schichten der Faltgebirge im Gebiete der Stauung (und Überschiebung) nicht höher, sondern in manchen Fällen tiefer liegen als im Vorland, gegen welches der Schub erfolgte (Typus Jura, Appalachen, Fig. 224, 225). Die Gleithypothese würde voraussetzen, daß die Schichten in der Richtung des Schubes immer tiefer liegen müssen; das ist offenbar ein Widerspruch, welcher sich jedoch löst, wenn man den Faltungsvorgang weiter verfolgt. Die vordringenden Massen haben eben dort, wo sie sich am stärksten (etwa von 2000 auf 3000 oder 4000 m) zusammenstauten, durch ihren Druck eine Depression der Unterlage bewirkt, die ursprüngliche

Gleitbasis ist in der Folge gesunken und die Neigung, welche heute der ursprünglichen Lagerung entgegengesetzt verläuft, ist einfach eine sekundäre Erscheinung. Außerdem tritt noch eine andere sekundäre Deformation ein:

Das Gebiet wurde durch das Abgleiten der Sedimente entblößt (und erodiert), es erfolgte eine Kühlungsschrumpfung. Wie im Falle der Fig. 79—80 S. 66 infolge der Bedeckung Temperatursteigerung und Hebung, so tritt im vorliegenden Falle infolge der Entblößung eine Senkung ein. Hinter den Faltegebirgen treten also ebenso wie unter den Vulkanen Senkungen

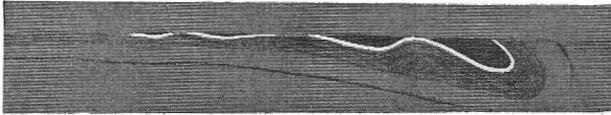


Fig. 224.



Fig. 225.

ein, es bilden sich Bruchfelder (Fig. 175 S. 116). Bei den Vulkanen ist die Senkung verursacht durch Verminderung des Materiales in der Tiefe (Förderung), während die Volumverminderung, welche durch die Bruchfelder hinter den Faltegebirgen angezeigt wird (falls keine Eruptivmassen in diesen Gebieten gefördert wurden), nur auf Energieverlust (Abkühlung) zurückzuführen ist.

Das alte Festland z in Fig. 220 S. 148, welches schon während der Ausbildung der angrenzenden Geosynkline erodiert wurde, erscheint in den letztgeschilderten Stadien infolge der Abkühlung abgesunken und nivelliert (Fig. 223). Was einst hoch aufragte, liegt jetzt tief, was einst in der Geosynkline ruhte, ragt

jetzt als *Faltgebirge*; zwei benachbarte Gebiete der Kruste haben also ihr Relief getauscht.

In vielen Fällen ist deshalb der *Faltschub* vom jetzigen Meer abgewendet (*Appallachen*), während der Schub ursprünglich in der Richtung gegen das damalige Meer (das an der entgegengesetzten Seite lag) erfolgte.

Das Wesentliche und die Varianten der *Faltgebirge*. Wesentlich ist der Schub in der Richtung gegen die Niederung und das spätere Niederbrechen des Hochlandes. Die übrigen Erscheinungen der Gebirgsbildung sind Varianten. Bald bleibt die marine Niederung vor dem *Faltgebirge* vom Meer bedeckt, bald tritt *Verlandung* ein. Im *Bruchgebiet* können sich *Seen* sammeln; bald geht die *Erosions- und Abkühlungssenkung* soweit, daß das ehemalige Hochland unter das Meer versinkt. Die *Flußläufe*, welche ursprünglich in der Richtung des *Faltenschubes* verliefen, können sich gleichfalls umkehren und dem jungen *Senkungsfeld* zuwenden. In vielen Fällen dringen im *Bruchfeld* hinter dem *Faltgebirge* *Eruptivmassen* empor, wodurch das *Senkungsfeld* verdeckt wird. Das sind einige der Varianten.

Das Fehlen der *Schichtserie* des gefalteten Komplexes hinter dem *Faltengebirge* sowie das Auftreten von *Senkungen* hinter dem *Faltenkomplex* erklärt sich ungezwungen aus der *Gleithypothese*, während diese und andere Tatsachen bei Anwendung der älteren Theorie rätselhaft bleiben.

Parallelismus und Krümmung der Gebirge. Es ist auffallend, daß in einem beschränkten Gebiete mitunter mehrere parallele *Gebirgszüge* auftreten, deren Bildung dann meist in dieselbe Epoche fällt. Dieselben *Tensionsrichtungen* durchziehen ein größeres Gebiet der Erdkruste, es entstehen parallele *Rupturen*, über welchen sich *Vulkanzüge* aufbauen oder es erfolgen nach diesen *Rupturen* *Senkungen*. Die parallelen *Senkungsfelder* werden von *Sedimenten* erfüllt und durch *Intumescenz* dieser parallelen *Sedimentstreifen* können im Laufe der Zeit mehrere

Faltgebirge von gleichem Streichen entstehen. Waren die Gleitflächen dieser parallelen Senkungsfelder gleichsinnig, so erfolgt auch das Ableiten nach derselben Richtung und der Steilabfall der parallelen Gebirge hat dann auch dieselbe Orientierung. Wenn ein krummverlaufendes Küstenland dem Meere Sedimente zusendet, werden sich in der Folge gekrümmte Intumeszenzstreifen erheben; die nun erfolgende gleitende Verschiebung bedingt die Entstehung eines konvexen oder konkaven Gebirgszuges (vgl. Reyer, Experimente, 1894 Heft 3 Fig. 65—69).

Divergenz der Gebirgszüge. Wiederholte Faltung. Indem ich auf Suess umfassende Untersuchungen verweise, welche die tieferen Beziehungen der großen Gebirgssysteme beleuchten, beschränke ich mich an dieser Stelle darauf, die genetischen Bedingungen gewisser Gestaltungen zu skizzieren:

Wenn die Tension in der Erdkruste gleichmäßig von W. gegen O. verläuft, wird die Distanz zwischen zwei benachbarten Rupturen gleich bleiben; wenn aber die Tension gegen O sich steigert, werden dort Rupturen in geringerer Distanz platzgreifen. Es resultiert eine Bruchgarbe. Bilden sich im Anschluß an die Bruchgarbe Senkungsfelder, so resultieren infolge der Thermal-Intumeszenz divergente Faltenzüge. Wo die Tension stark ist, wo die Brüche sich nähern, da erfolgt die stärkste Senkung und Sedimentierung, während die Phänomene an Intensität nachlassen in dem Maße, als die Brüche divergieren. Als Basis eines Faltgebirges treffen wir mitunter ein altgefaltetes erodiertes Gebiet, über welchem jüngere Sedimente diskordant abgelagert und in späterer Zeit von einer Faltung bewältigt wurden. Wurde in solchen Fällen das Grundgebirge von der jüngeren Faltung nicht ergriffen, so ist es wohl klar, daß die jüngere Faltung nicht durch Kontraktion der Kruste bedingt sein kann.

Wenn tiefe, sich kreuzende Rupturen ein Intumeszenzfeld beeinflussen oder wenn Gleitebenen von verschiedener Neigung in einem Gebiete aneinandergrenzen, ergeben sich Interferenzen

in den betreffenden Faltgebirgen. Wenn ein gefaltetes Gebiet unter geänderten Verhältnissen von einem anders orientierten Schub getroffen wird, werden die alten Falten deformiert (Refolding).

Andere Ursachen der Faltung und Überschiebung; **Intrusion.** Ähnliche Formen können durch verschiedene Ursachen bewirkt werden. So finden wir auch häufig aufgerichtete Sedimente in einer Beziehung zu Eruptivmassen, welche eine genetische Verbindung beider voraussetzen (siehe Eruptionen Fig. 83—86 S. 68, 69). Wenn sich unter dem Meer ein Erguß bildet, kann derselbe die angelagerten Sedimente aufrichten und seitlich abschieben. Zwischen benachbarten Granitmassifs werden Schieferzonen eingeklemmt (Steilgepackte Komplexe in Norwegen, Brasilien). Mitunter trifft man domförmige Sedimentkomplexe, bei welchen es zweifelhaft erscheint, ob sie durch thermale Schwellung einer Geosyncline oder durch Intrusion einer in der Tiefe verborgenen Masse entstanden seien. Sind die betreffenden Massen elliptisch, so ist die letztere Genesis anzunehmen, weil die Intrusionsmassen in der Regel elliptisch sind (Granulit, Sachsen). Ist die Auftreibung langgestreckt, so ist die erstere Erklärung wahrscheinlich.

War die Basis der submarinen Intrusivmasse geneigt, so hat die aufgetriebene Masse einseitiges Übergewicht, welches zur Überschiebung in der Richtung gegen das Senkungsfeld führt.

Die Überschiebung kann durch das Aufdringen der Intrusivmassen schlechtweg verursacht sein, es kann aber auch sein, daß die Massen infolge thermaler Schwellung der Basis zur Überschiebung gezwungen werden.

In den meisten Fällen ist die Aufrichtung der Sedimente durch Intrusivmassen eine örtlich beschränkte Erscheinung. Es hängt dies damit zusammen, daß die Eruptionsspalten meist soweit voneinander entfernt sind, daß das ergossene Magma sich nicht zu einer einheitlichen synthetischen Riesendecke verschweißt,

sondern sich über den einzelnen Spaltweiten in Form isolierter Ergüsse aufbaut (Profilrelief Fig. 226). Wie die Vulkanrücken zeigen, können aber die Spaltweiten manchmal auf große Strecken hin dem Magma den Austritt gestatten. Es entstehen in diesem Falle langgezogene Eruptivrücken; in der Tiefe des Meeres werden aus derartigen Spalten lange Züge von Granitergüssen gefördert. In diesem Ausnahmefalle werden die abgelagerten Sedimente durch die nachdrängenden Intrusivmassen selbstverständlich auch in langen Faltenzügen abgeschoben

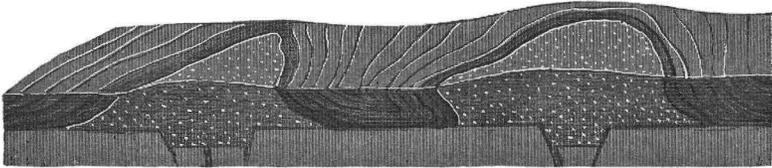


Fig. 226.

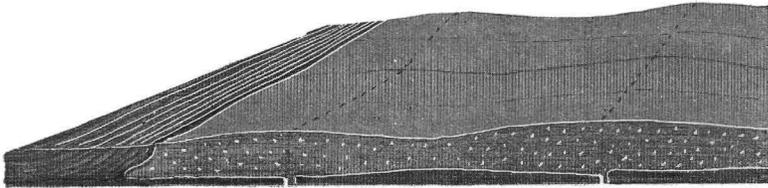


Fig. 227.

(Fig. 227). (Der Verlauf der in der Tiefe verborgenen Eruptivmassen entspricht der Richtung der punktierten Linien.) Die Gravitation bewirkt also in diesem Falle eine zonenförmige Gleitfaltung, welche an jene der gewöhnlichen sedimentären Faltengebirge erinnert, welche sich aber wesentlich unterscheidet, indem nicht gleitende Schlammschichten, sondern plastische Eruptivmassen die Deformation vermittelten bzw. verursachten.

Die Intumescenz kann bis zum Auftrieb der Massen über den Wasserspiegel fortschreiten. Die Emersion wird in diesem Falle

ebenso wie bei der allgemeinen Gebirgsbildung eine intensive Deformation bewirken.

Die Intrusivüberschiebung ist also nach meiner Ansicht gerade so wie die Faltung im wesentlichen durch die Gravitation verursacht. In beiden Fällen sind plastische Massen über den normalen Böschungswinkel aufgestaut worden und gleiten und strömen nun in der Richtung gegen die Niederung. Daß die Sedimente kaltplastisch sind, während die Intrusivmassen glutplastisch sind, erscheint für die Deformation gleichgültig. Wesentlich ist nur der folgende Gegensatz:

Während die Sedimente weite Gebiete beherrschen und demgemäß langgezogene Falten liefern, haben die Eruptivmassen meist elliptisch abgeschlossene Formen und wenn eine Überschiebung erfolgt, bleibt diese meist ein lokales Ereignis.



Fig. 228.

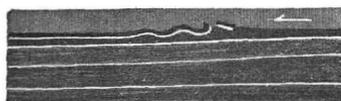


Fig. 229.

Der Gegensatz meiner Auffassung gegen die Kontraktionshypothese ist aus den folgenden schematischen Figuren ersichtlich: Nach der Kontraktionslehre würde sich die ganze Kruste x Fig. 228 runzeln, die ganze Masse xx'' würde auf den Raum $x'x''$ eingeschränkt. In analoger Weise würde die steile Packung der Sedimente zwischen Granitmassifs etwa so gedeutet, wie Fig. 230 anzeigt. (Der Betrag der seitlichen Zusammenschiebung wäre angeblich $= xx'$.)

Meine Anschauung ist durch Fig. 229 (Faltenschub) und Fig. 231 (Intrusionsfaltung) dargestellt, in beiden Fällen wäre die horizontale Ausdehnung des betr. Krustengtbietes ziemlich unverändert. Ich stelle die Kontraktion durchaus nicht in Abrede, behaupte aber, daß sie für den Zeitraum innerhalb dessen die

Faltung 229. oder die Packung 226 vor sich ging, nicht ins Gewicht fällt. Heim schätzt, daß die Erdkruste im Gebiete der Westalpen um 76 km zusammengeschoben wurde. Ich behaupte dagegen, daß die Erdkruste in diesem Gebiete in jüngster Zeit nur um ganz unbedeutende Beträge geschrumpft ist und daß man unterscheiden muß 1. einfache Stauungen infolge der Intrusionen, welche in früheren Zeiten der Alpengeschichte sich vollzogen, 2. ältere paläozoische Faltungen als Folge der Emersion, 3. die terziäre Gleitfaltung, welche die obersten Schichtkomplexe infolge der Emersion ergriffen hat; in all diesen Fällen handelt es sich nach meiner Ansicht nur um oberflächliche Deformation.

Da die meisten Faltegebirge, welche heute hoch aufragen, der jüngsten geologischen Zeit angehören, würden sich enorme Be-

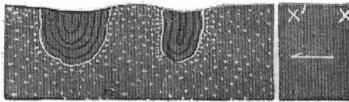


Fig. 230.

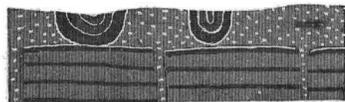


Fig. 231.

träge des Schwindens ergeben, wodurch die Rotation bedeutende Änderungen erleiden müßte. Die Astronomen stellen aber so gewaltige Änderungen in der jüngsten Zeit in Abrede. Die alte Hypothese ist nicht verwendbar zur Erklärung der beobachteten geologischen Phänomene, sie steht auch in Widerspruch mit den astronomischen Erscheinungen, sie ist eine bequeme Vorstellung, welche versagt, sobald man mit ihr arbeiten will.

Wenn die Kontraktion auch nicht hinreicht die jungen Faltungen zu erklären, so könnte sie doch für die ältesten Epochen bedeutungsvoll gewesen sein. Damals dürfte sie im Verein mit der Förderung der gewaltigen Intrusivmassen, welche die azoischen Schichten durchsetzten, die Erde wesentlich beeinflußt haben. Im Archaischen treffen wir jene eigenartigen vielgewundenen Gekrösefaltungen, welche sich wesentlich unterscheiden von den

ruhig streichenden Faltenzügen der späteren Zeit. Da diese Gekrösefaltung in der ältesten Epoche allgemein verbreitet war, dürfte wohl eine generelle Ursache (Kontraktion) zugrunde liegen. (V. Uhlig über Gebirgsbildung. Sitz. Akad. Wien 1904 S. 10.) Wo zahlreiche mächtige Intrusivmassen vorliegen, wäre allerdings der Druck dieser Massen allein genügend, um eine derart komplizierte Gekrösefaltung zu verursachen.

Ruhige Zonen und Regionen kommen in Faltegebirgen häufig vor; ihr Auftreten ist mit der Kontraktionshypothese nicht vereinbar, während die Gleithypothese keine Schwierigkeit ergibt.

1. Zeigt die Basis des Gleitkomplexes überhaupt eine Beruhigung der Faltung.

2. Fehlen in einem Gebiete in der Tiefe die Gleitschichten oder ist die Auftreibung nicht über die maximale Böschung fortgeschritten, so bleibt das betreffende Gebiet eben ruhig, es tritt auch im Falle der Emersion keine Faltung ein.

3. Endlich kann eine Region des gleitenden Komplexes resistent sein, in welchem Fall die betreffende Region wie ein schwimmendes Floß (welches nicht deformiert wird) am Schub teilnimmt, während die angrenzenden Zonen, welche plastischer sind, sich falten (vgl. Reyer, Experimente, Heft I p. 44 Fig. 142, 143, 155—157).

Magmastatische Probleme. Zwei Gedankengänge spielen hier eine hervorragende Rolle. 1. Veränderung des Gleichgewichtes infolge von Belastung oder Entlastung. 2. Wandlung des thermischen Zustandes infolge von Überlagerung oder Abtragung. Es fällt auf, daß man sich in beiden Fällen in logische Gedankenfolgen verirrt, welche zu absurden Resultaten führen.

Die Verteidiger der Isostasie behaupten, daß die Radien des Erdballes im Gleichgewicht stehen. Die Radien des Kontinentes seien länger, weil hier leichtere Massen abgelagert sind als im marinen Senkungsfeld. Durch Sedimentierung und Erosion wird

das Gleichgewicht fortwährend gestört, es tritt Reaktion ein. In der Geosynkline setzen sich Sedimente ab; so oft einige Meter abgesetzt werden, senkt sich der Boden unter der Belastung (in infinitum). Diesem Grundgedanken der Belastungshypothese widersprechen viele Tatsachen, es gibt Gebiete, welche stationär sind und sich unter dem Gewichte von Sedimenten oder Vulkanen durchaus nicht in infinitum senken. Ferner erleiden Gebiete, in welchen die Belastungssenkung durch lange Zeit angehalten hat, scheinbar unvermittelt eine Hebung, welche dann enorme Beträge erreicht.

Bei Erosionsgebieten verfällt man dem entgegengesetzten infiniten Gedankenprozeß: Die Gebiete verlieren durch die Erosion an Material, das Gleichgewicht wird dadurch gestört, die Scholle wird aufgetrieben. Da die Erosion anhält, müßte das Gebiet sich endlos heben. Tatsächlich aber sind Erosionsgebiete durchaus nicht immer Hebungsgebiete, sie versinken vielmehr auch oft unter den Meeresspiegel.

Ein anderer Trugschluß stellt sich ein, wenn man den Thermalprozeß verfolgt. Ein mächtiges Schichtsystem hat sich abgelagert, es erfolgt thermale Auftreibung, diese Auftreibungen werden erodiert, es erfolgt die Abkühlungssenkung und nun kann der Kreislauf neuerlich beginnen (Schaukelbewegung in infinitum).

Während also die Belastungshypothese verleitet, gleichsinnige Bewegungen in Permanenz zu erklären, veranlaßt uns die Thermalhypothese eine endlose Oszillation anzunehmen.

Derartige absurde logische Prozesse, welche den Tatsachen widersprechen, vollziehen sich häufig, wenn man nur ein Agens oder einen einzelnen Vorgang (dessen Quantität nicht bestimmt ist) isoliert, während in der Natur eben mehrere Agentien von verschiedener Quantität nebeneinander herlaufen.

Beide Hypothesen sind gewiß zum Teil berechtigt, beide Agentien kooperieren, sie fördern, hemmen, kompensieren einander.

In einem Senkungsfeld tritt Belastung und Senkung ein, welche kontinuierlich anhält (untere weiße Strichkurve in Fig. 232). Der Zeitverlauf ist nach der Horizontalen, die Niveauänderung nach der Vertikalen verzeichnet. Die Durchwärmung und Expansion (obere weißpunktierte Kurve $x x''$) wird erst in einem späteren Zeitpunkt bei x merklich, steigert sich bis x' , hier kompensiert sich diese Größe mit der Belastungssenkung; die Thermalhebung steigert sich weiter bis x'' , in welchem Zeitpunkt der Betrag der thermalen Hebung doppelt so groß ist als der Betrag der Belastungssenkung. Die graphische Addition ergibt die Kurve Fig. 233: zuerst Senkung (Maximum bei x), dann normales Niveau

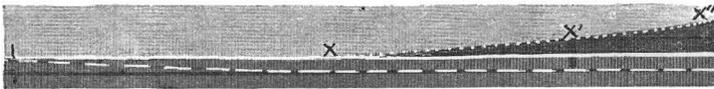


Fig. 232.

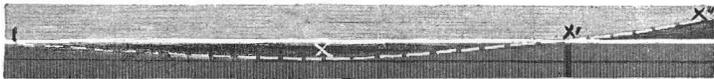


Fig. 233.

x' , schließlich Hebung bis x'' . In diesem Stadium gleiten die Massen ab, das Foldgebirge staut sich.

Im Falle der Vergletscherung fällt mit der Belastung die Abkühlung zusammen, es summieren sich Belastungssenkung und Abkühlungsschrumpfung im gleichen Sinne. Die Abkühlungssenkung setzt später ein und erreicht den höchsten Wert erst nach dem Maximum der Vereisung, denn das Land bleibt ja auch nach dem Maximum noch lange vereist und die Kühlung der Kruste hält auch während des Abschmelzens an.

Die Lehre von den Niveauänderungen leidet an Einseitigkeit und Widerspruch, die einen verfolgen nur das thermale Problem, die anderen sind vom Gedankengang der Isostasie beherrscht,

die einen sehen nur Kontraktion, Pressung, Senkung, andere betrachten alle Umgestaltungen unter dem Gesichtspunkt der Thermalschwellung. Diese Einseitigkeit ist charakteristisch für den Werdegang einer jungen Wissenschaft, welche noch nicht in das exakte Stadium eingetreten ist.

Gleichgewicht in plastischen Systemen. Wir müssen derartige Einseitigkeiten vermeiden und stets das Konkurrieren der verschiedenen Agentien im Auge behalten, außerdem müssen wir aber auch das Gleichgewichtsproblem richtig formulieren, indem wir die verschiedene Konsistenz der Materialien, welche sich am Aufbau der Erdkruste beteiligen, beachten und in Rechnung ziehen.

Wären die Materialien in der Tiefe liquid, so dürfte man allenfalls von einem hydrostatischen Problem sprechen, die meisten Massen sind aber zähe oder starr-plastisch, der Grad der Festigkeit wechselt lokal und demgemäß kann sich ein hydrostatisches Gleichgewicht niemals herstellen.

Ein 10 km mächtiger Komplex, welcher submarin abgelagert wurde, ist gewiß viel plastischer als ein altes Stück der Erdkruste, welches metamorphosiert und wiederholt deformiert wurde, und wenn die zum Teil weichen durchwässerten Schichten der Geosynkline aufgetaucht, deformiert und metamorphosiert sind, werden sie sich in Zukunft mechanisch gewiß anders verhalten, als zur Zeit ihrer Ablagerung.

Das Gebiet x zur Linken der Fig. 220, Seite 148 besteht aus einer alten Scholle, über welcher sich ein Falgebirge staut, während das Gebiet z, von welchem die Sedimente abgeglitten sind, eine relativ dünne und weiche Kruste aufweist und deshalb von der Abkühlungssenkung leichter bewältigt wird. Im Gebiete mit dicken starren Krusten können die Massen selbst bei namhafter Tension im Gleichgewicht bleiben, während im benachbarten Gebiet schon bei geringer Spannung Deformation eintritt.

Die magmastatische Ruhe läßt sich durchaus nicht schlechtweg mit dem hydrostatischen Gleichgewicht parallelisieren, doch wird die erstere Erscheinung verständlich, wenn man hydrostatische Versuche mit Körpern von namhafter Viskosität durchführt.

Füllt man eine Glaswanne mit Scheidewand (Profil Fig. 234) auf einer Seite langsam mit zähem dunklem Schlamm und füllt man dann in die rechte Abteilung Wasser, so kann man beide Seiten in einen Horizont bringen, wie Fig. 234 zeigt, obwohl unter dieser Bedingung beide Schenkel durchaus nicht im Gleichgewicht stehen. Die Spannung bleibt in diesem Falle erhalten und erst, wenn man das Gefäß leise erschüttert, belebt sich der Schlamm, die Schlammfläche sinkt, während die Wasseroberfläche im

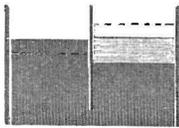


Fig. 234.

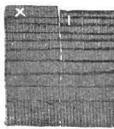


Fig. 235.

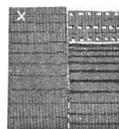


Fig. 236.

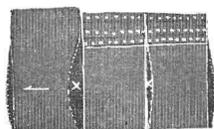


Fig. 237.

anderen Schenkel des Gefäßes bis zur punktierten Linie ansteigt. Trotz der Spannung herrschte durch lange Zeit magmastatische Ruhe; ein Zustand, welcher sich dem hydrostatischen Gleichgewicht nähert, stellte sich erst infolge der anhaltenden Erschütterung ein.

Führt man die variable Plastizität in das Problem der Flügel-Senkung ein, so kommt man zu verschiedenen Umformungsvorstellungen. Nehmen wir an, x Fig. 235 sei die Festlandkruste, I sei ein Senkungsfeld. Beide Gebiete ständen im Gleichgewicht: es erfolgt bei I Ablagerung (weiß punktierte Sedimente) und Senkung, bis der Zustand Fig. 236 hergestellt ist. Das Gleichgewicht kann sich während der Ablagerung dieser mächtigen Massen wohl nur erhalten, indem die Massen unterhalb des

Senkungsfeldes seitlich ausweichen, wie Fig. 237 zeigt; (die Verdrängungsräume x und die Sedimentbelastung kompensieren sich teilweise). Hält man diese Vorstellung fest und verfolgt man den Vorgang der Thermalintumeszenz, so wird es klar, daß die Intumeszenz durchaus nicht nur in vertikaler Richtung (konzentriert) zur Auslösung kommt, wie Reade meint.

Wenn die benachbarten Massen dieselbe Konsistenz haben wie die Gesteine des Senkungsfeldes, so wird sich die thermale Schwellung nach allen drei Dimensionen verteilen; die Auftreibung wird in diesem Fall gering sein, die Flügelsenkung bleibt ziemlich stationär, es kommt nicht zur Aufstauung eines Faltegebirges, weil die schwellenden Massen in statu nascendi seitlich und gegen die Tiefe einen Ausgleich bewirken. Einige der Vorbedingungen der Gebirgsbildung wären allerdings gegeben, da aber die angrenzenden Massen zu wenig resistent sind, bleibt die Hebung stecken (abortive Hebung).

Nur wenn die Krustenteile, welche an die Geosynkline grenzen, resistent sind, löst sich die Expansion zum größten Teil in senkrechter Richtung aus und nur in diesem Fall kann ein Faltegebirge entstehen (falls der Neigungswinkel der Basis, sowie die Durchwässerung der aufgetriebenen Massen hinreicht). Die Hebung, welche schließlich zur Herrschaft kommt, kann in derartigen Gebieten zu verschiedenen Zeiten einsetzen. Sie wird infolge der Plastizität der tiefen Massen wiederholt von Absenkungen unterbrochen — endlich mag doch die große Auftreibung und der Faltungsschub gelingen.

Wirklich beobachten wir in jenen Senkungsfeldern, welche schließlich eine Gebirgsstauung erfuhren, Tatsachen, welche für wiederholte abortive Auftreibungen sprechen. So haben sich in der appalachischen Geosynkline wiederholt während des Paläozoischen Absperrungen von Buchten und partielle Verlandungen vollzogen aber immer wieder versanken die Gebiete unter den Meeresspiegel, bis endlich zum Schluß des Carbon die Hebung

kontinuierlich und siegreich wurde. Ähnliche Verhältnisse treffen wir in anderen Geosynklinen.

Die Ursache des schließlichen Sieges der Auftreibung dürfte zu suchen sein in der Verhärtung der Sedimente, welche sich im Laufe der Zeit vollzieht.

Die Auftreibung der Gebirge erfolgt relativ rasch, nicht weil die Thermalschwellung in kurzer Zeit große Beträge aufweist, sondern weil diese Intumeszenz erst in einem gewissen Zeitpunkt erfolgreich durchgeführt werden kann.

Bisher war es rätselhaft, warum die Flügelsenkung durch lange Zeit anhält und dann plötzlich in eine Hebung übergeht. Der vorgeführte Gedankengang erklärt diese Tatsache.

Der lokale Wechsel der Plastizität dürfte wohl auch lokale Differenzierung einheitlicher Systeme bewirken. Wir sehen, daß Teile eines mächtigen Deckensystemes oder eines Gebirgszuges hoch anstehen, während andere Teile absinken. Diese Differenzierung kann verursacht sein durch thermale Differenzen in der Tiefe, es ist aber auch möglich, daß im ganzen Gebiet eine Spannung entsteht, welche nur dort ausgelöst wird, wo das betreffende Schichtsystem und dessen Unterlage leichter deformierbar sind. Die angrenzenden Partien bleiben (trotz bestehender Spannung) im hohen Horizont erhalten, weil die Festigkeit des Materiales namhaft ist.

Wir können annehmen, daß alle Gebiete der Erdkruste im Laufe der Zeit thermale und Belastungsänderungen durchmachen und daß demgemäß auch die Spannungen und die Neigung zur Deformation sich ändern. Die meisten Gebiete des Festlandes wurden tatsächlich wiederholt deformiert, während andere Teile (russische Tafel, ferner Teile der marinen Wannens) lange stationär bleiben. In diesen stationären Gebieten mag Isostasie herrschen, oder es mögen auch hier Spannungen herrschen, welche aber nicht genügen, um die resistente Kruste zu deformieren.

Das Alter der Gebirge. Rezente Gebirgsbildung. Vulkane werden nach Abschluß der vulkanischen Tätigkeit rasch erodiert, länger widerstehen die Gebirge. Alte Gebirge sind bis auf Narben abgetragen oder richtiger: alte Gebirge im Sinn des Geologen sind keine namhaften Gebirge im Sinne des Geographen; nur jene Vulkane und Faltgebirge, welche bis in die jüngste Zeit aktiv waren, ragen mächtig hervor. Die markantesten Züge des Erdreliefs sind ausnahmslos junge Phänomene.

Da die genannten Prozesse zu allen Zeiten sich vollzogen, muß man schließen, daß die Gebirgsfaltung auch heute vor unseren Augen sich vollzieht und daß hohe Faltgebirge sich nicht nur heute noch heben und horizontal verschieben, sondern daß auch in verschiedenen Gebieten neue Gebirge auftauchen, welche in ferner Zukunft eine namhafte Höhe erreichen werden.

Wir beobachten einerseits rasche, andererseits sekuläre Vorgänge. Erosion und Sedimentierung vollziehen sich langsam, Bergstürze, Ausbrüche und Verwerfungen (Beben) vollziehen sich in kurzer Frist vor unseren Augen. Nur die rezente Gebirgsbildung, das ist die Hebung und horizontale Wanderung großer Gebiete, findet keine Beachtung.

Die Schwierigkeit liegt wohl im folgenden: Wenn sich eine Verwerfung bildet, sieht man das Resultat, auch wenn der Betrag gering ist; plastische Umformungen sind hingegen in geringem Zeitraum kaum merklich, weil die einzelnen Verschiebungen sich über große Gebiete repartieren. Da nun genaue Aufnahmen in solchen Gebieten nicht weit zurückreichen, begreift es sich, daß der Nachweis dieser weitverteilten Änderungen schwer fällt. Weichen die jüngeren Aufnahmen von den älteren ab, so denkt natürlich niemand an eine plastische Deformation der Felsmassen oder an horizontale Wanderung der Landschaften, sondern man behauptet einfach, die alten Aufnahmen seien ungenau gewesen.

Ich glaube dagegen, daß derartige weit ausgebreitete Massenbewegungen mit der Zeit nicht nur in den meisten Gebirgen,

sondern auch in flachen Landschaften, in welchen sich Simultanbeben ereignen, nachgewiesen werden dürften. Nicht nur in den hohen Gebirgen, in welchen der Schwellungsprozeß sich seinem Abschluß nähert, sondern auch in flachen Gebieten mit rezenten Sedimenten wird man Massenbewegungen nachweisen, und zwar dürften diese Flachgebiete, in welchen die Gebirgsbildung eben erst beginnt, bei genügender Neigung der Gleitbasis, in kurzer Zeit beträchtliche Deformationen aufweisen.

Seichte Meere mit starker Sedimentierung bedecken gewiß in vielen Fällen Geosynklinen; dem Kontinent vorgelagerte Inseln mit jungtertiären und rezenten, gehobenen Sedimenten sind vielleicht in manchen Fällen als auftauchende Buckel eines künftigen Falgebirges zu deuten; in diesem Falle wäre ein Fortwandern des Inselzuges in der Richtung gegen das offene Meer zu konstatieren.

Wie die Schlammströme, die Alluvien und Deltas, so vollführen auch mächtige Zonen auftauchender junger Sedimente horizontale Massenbewegungen, strömende Wanderungen, welche schließlich zur Aufstauung eines jungen Falgebirges führen. Diese Massenbewegungen, welche ebenso wie die Erosion durch die Gravitation bedingt werden, bewirken fortwährend einen Ausgleich des Reliefs.

Gebirgstypen. Synthetische Gebirge. Wir unterscheiden 1. Erosionsgebirge, welche durch die Ausweitung der Schluchten in einem Plateauland entstehen; 2. vulkanische Aufschüttungen; 3. Intrusionsgebirge; 4. einfache thermale Auftreibungen (Uıntah), welche infolge späterer Abkühlung niederbrechen können; 5. thermale Auftreibungen geneigter Schichten, welche eine Gleitfaltung erfahren; 6. synthetische Gebirge, welche dadurch entstehen, daß Auftreibungen und Eruptionen zu verschiedenen Zeiten auftreten und schließlich zu einer einheitlichen Erhebung führen.

So treffen wir in den Alpen bereits seit alter Zeit die heutige Längserstreckung angedeutet, die großen Achsen der alten

Granitmassifs fallen mit dem Streichen der Alpen zusammen; paläozoische und mesozoische Schichten sind durch diese Massifs aufgerichtet und demgemäß treffen wir auch seit jenen Zeiten eine zonenweise Aufrichtung der Sedimente, welche den Verlauf des künftigen Gebirges markiert; das junge Relief ist demnach durch die alten Eruptionsrupturen vorbedingt.

Der eruptiven Förderung folgt eine durch den Substanzverlust bedingte Senkung der Erdkruste und es lagern sich in den betreffenden Senkungsfeldern im Laufe der Zeit mächtige Schichtsysteme ab.

Ablagerung und Eruption bewirken wiederholt thermale Aufreibungen, welche lokal zur Verlandung führen. Diese Aufreibungen und die Intrusivhebung verursachen zahlreiche Diskordanzen, örtlich kann es auch zu intensiver Faltung und Überschiebung kommen.

Da die eruptive Förderung sowie die Senkung und die Thermalhebung regional wechseln, werden nicht nur in der Längserstreckung der Geosynkline, sondern auch nach Querbrüchen stratigraphische Gegensätze sich ausbilden.

Abgesehen von diesen verschiedenen Geschicken der Eruptivgebilde und der Sedimente bleibt ein Zug allen Regionen gemein: die Geosynkline wird von mächtigen Gesteinskomplexen bedeckt und endlich tritt eine Zeit ein, in welcher die Resistenz dieses ganzen Krustengebietes genügt, um der Thermalschwellung zum endgültigen Sieg zu verhelfen. Nachdem das Meer durch wiederholte Aufschwellung der Geosynkline eingeschränkt und endlich verdrängt worden ist, vollzieht sich die große, einheitliche, anhaltende Hebung. Die jüngsten plastischen Sedimente gleiten infolge der Emersion dieser ganzen synthetischen Gebirgszone in der Richtung gegen das Meer, es entsteht eine junge gefaltete Vorzone. Diese Vorzone ist einheitlich, während das Innere des Gebirges aus heterogenen Gebilden zusammengefügt ist (Alpen).

Differenz und Ausgleichung; Postkurrenz; Zyklus der Gebirgsbildung. Bestünde die Erde aus exakt konzentrischen Lagen gleichartigen Materials, so würde sie eine von seichem Meere bedeckte Kugel darstellen; da eine solche reguläre Anordnung der Weltkörper nicht existiert, ergeben sich Differenzierungen und Gegensätze des Reliefs, es erfolgt eine ungleiche Kontraktion, die kondensierten Gewässer sammeln sich in den Wannern. Das Land taucht auf und es vollzieht sich eine reiche geographische Entwicklung. Mit der Landbildung war aber auch das Auftreten höherer Organismen (mit Lungen) gegeben und all dies mannigfaltige Werden läßt sich zurückführen auf die (ursprünglich) irreguläre Verteilung der Stoffe in unserem Weltkörper. —

Die Differenzierung ist bedeutungsvoll, andererseits besteht aber auch eine Tendenz zum Ausgleich.

Wenn Lavaströme in einem Gebiete des Kegels dominieren, wird hier das Terrain erhöht und widerstandsfähig, in späterer Zeit müssen die Ergüsse an anderen Stellen abfließen, so daß der Kegel schließlich nach allen Radien überströmt erscheint. In gleicher Weise werden auch Schuttkegel und alluviale Gebiete Zug um Zug ausgeebnet.

Wo immer eine Senkung erfolgt, besteht die Tendenz des Ausgleiches; der hohe Flügel wird erodiert, vulkanische Massen und Sedimente häufen sich im Senkungsfeld. So folgt jeder Differenzierung eine Reaktion, ein Ausgleich.

Ausnahme: Wenn eine submarine Senkung so rasch vorgeht, daß das organische Leben nicht nachkommt, erfolgt (falls nicht Magma empordringt) eine Verödung und Vertiefung des Senkungsgebietes (marine Wannern). —

Das Prinzip des Ausgleiches tritt uns auch bei den synthetischen Gebirgen entgegen; regional vollziehen sich verschiedene Vorgänge (Eruption, Hebung, Senkung), doch streben alle die provinziellen Differenzierungen schließlich einem Ausgleich zu.

Regionen, welche einer benachbarten Entwicklung scheinbar Widerstand geleistet haben, holen in einer späteren Periode das Versäumte nach, wie E. von Mojsisovics gezeigt hat (postkurrente Entwicklung). Schließlich vereinigen sich all die provinziell kontrastierenden Gebiete zu einer einheitlichen Bewegung.

Dieser Vorgang dürfte sich folgendermaßen erklären: Wenn in einem ausgedehnten Körper Spannungen bestehen, führen diese nicht überall gleichzeitig zu Deformationen und Rupturen, sondern die Rupturen zeigen sich zuerst in dem Gebiete höchster Spannung und später folgen die anschließenden Gebiete nach (Vergleich mit einem Brett, in welchem sukzessive Risse entstehen).

Dies sukzessive Auftreten der Rupturen zeigt sich u. a. bei Vulkanreihen, welche nicht mit einem Schlag, sondern nacheinander auftreten und ebenso sukzessiv erlöschen, sodaß man am einen Ende einer Vulkankette bereits tief erodierte Vulkane trifft, während die Erosion in der entgegengesetzten Richtung mehr und mehr zurücktritt, weil hier die vulkanische Tätigkeit länger angehalten hat.

Analog vollziehen sich in der gespannten submarinen Kruste Absenkungen einzelner Teile Zug um Zug. Benachbarte Teile holen das Versäumte nach, sie schließen sich dem Vorgänger an, und so bildet sich im Verlaufe der Zeit aus der differenzierten Vielheit eine Einheit, — zuerst eine lange Geosynkline, in der Folge aber ein weithinziehendes Hochgebirg. —

Auf der Grenze zwischen der marinen Senkung und der kontinentalen Scholle vollziehen sich die mächtigsten Wandlungen (Verwerfung, Beben, Vulkane, Gebirgsstauung); durch die ursprüngliche Ungleichheit der Krustenteile werden Gegensätze der Sedimentierung und Erosion (Hebung, Senkung, Faltung) eingeleitet und in Permanenz erhalten. —

In den ältesten Zeiten konnten die vulkanischen Aufschüttungen und die Gebirgsstauungen keine namhafte Höhe erreichen,

weil die Kruste dünn war und eine namhafte Belastung nicht vertrug, die Auftreibungen und Aufschüttungen versanken größtenteils in statu nascendi. In dem Maß aber, als die Kruste mächtig und resistent wurde, ragen die Aufschüttungen und Auftreibungen immer höher auf.

In früheren Zeiten meinte man, die organischen Sedimente, welche man hoch im Gebirg trifft, seien ein Beweis, daß das Meer zu verschiedenen Zeiten hoch angestiegen sei (Überflutung), heute erscheint es wahrscheinlich, daß das Meer nur geringe Umsetzungen ausführt, während große Gebiete der sog. „Erd feste“ Oszillationen von langer Dauer und gewaltiger Amplitude erfahren.

Allerdings beschränken sich diese mächtigen Schollenbewegungen auf einzelne Streifen der Erdkruste, welche starke Ablagerungen erleben, während große Teile der Erdkruste, sowie ausgedehnte Gebiete der tiefen Meerwannen lange stationär bleiben. —

Der Zustand kräftiger thermischer Reaktion, gewaltiger Erosion und Sedimentierung erscheint jedoch nur als eine begrenzte Lebensphase des Weltkörpers. In dem Maße, als die Abkühlung fortschreitet, wird die Deformierung immer schwieriger, die Erde wird flacher, die Meere werden seichter, die Sedimentierung nimmt ab. Der Prozeß wird träge, schließlich geht der Weltkörper in den starren Zustand über, er wird nivelliert, die Liquida werden resorbiert, das Leben erlischt, das Gestirn ist abgestorben. Ein neuer Lebenszyklus kann nur durch Eingreifen externer Gewalten (Kollision) erweckt werden.

Amplitude der vertikalen Bewegungen. Die thermale Schwellung hebt junge Seichtsee-Sedimente bis zu 10 km (Himalaya); bei alten erodierten Gebirgen (Appalachen) ist die Rekonstruktion nicht verläßlich, jedenfalls ist das Relief und die maximale Höhe hinter dem Betrag zurückgeblieben, welchen die Luftsättel andeuten; auch ist es in manchen Fällen fraglich, ob die erodierten Sedimente im Gebiete der höchsten Auftreibung

tatsächlich so mächtig waren, wie sie zur Seite dieser Gebiete anstehen.

Man muß folgende Fälle unterscheiden: wenn die Auftreibung in Fig. 238, welche 1000 m über dem Meer (x) liegen mag, einer ehemaligen Geosynkline (Fig. 239) entspricht, müßten die Sedimente im Gebiete der Intumeszenz am mächtigsten sein und die Rekonstruktion ergäbe die helle Kurve zz, Fig. 238. Das Gebirg wäre einst 3000 m hoch gewesen; erfolgt dagegen die thermale Hebung schon während der Ablagerung (Fig. 240), so werden die jüngsten Schichten im Gebiete der Auftreibung schwächer und das Gebirg wäre nur 2000 m hoch gewesen (z', Fig. 238).

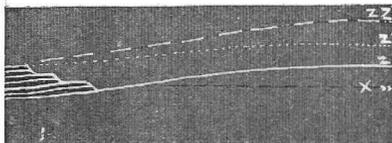


Fig. 238.

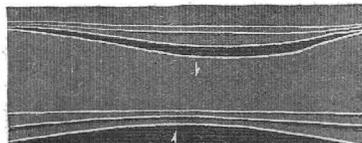


Fig. 239, 240.

Wenn man die paläozoischen Schichten von Sachsen über das Erzgebirg auftürmt, wenn man die Appalachen ohne Korrektur rekonstruiert, wenn man die fehlenden Sedimente auf das Wasatsch-Gebirg aufgelagert denkt, ergeben sich Höhen gleich jenen unserer höchsten Gebirge, doch sind diese Rekonstruktionen nicht verläßlich. Ebenso begeht man Fehler, wenn man die Tiefenlage von Synklinen ausrechnet. Die Mulde von Saarbrücken würde 6 km unter den Meeresspiegel reichen, die Schichten der Ardennen doppelt so tief und die Gesteine des Böhmerwaldes würde man bei Prag in einer Tiefe von 30 km vermuten.

Dagegen ist einzuwenden, daß die Dicke der Schichten auf große Entfernungen sehr variiert und daß die Dicke der Schichten auch sekundär infolge der Faltung verändert wird (Verdickung

und Auswölbung). Endlich ist zu beachten, daß die Amplitude der Falten in der Tiefe kleiner wird. Wenn man die Kohlenmulden rekonstruiert, findet man, in dem Maße als die Aufschlüsse gegen die Tiefe vordringen, immer größere Abweichungen von der Berechnung, weil die Sättel und Mulden in der Tiefe immer flacher werden.

Trotz dieser Korrekturen bleiben aber doch noch Amplituden von gewaltigem Ausmaß; bei kontinuierlichen Senkungsfeldern, welche keine Thermalhebung erlebt haben, ist es wohl denkbar, daß azoische Schichten schließlich bis in die magmatische Zone niedertauchen und dem Magma assimiliert werden.

IX. Hebung, Deformationen von großer horizontaler Ausdehnung.

Strandlinien und Terrassen sind Zeichen der Hebung, während terrestrische Produkte, welche man unter dem Meeresspiegel antrifft, sowie submarine Flußtäler als Beweise für eine erfolgte Senkung angeführt werden.

Energische, ruckweise Senkungen und Hebungen wurden in historischer Zeit in vielen Fällen beobachtet. Außer den ruckweisen Deformationen der Erdkruste (Verwerfungen) vollziehen sich auch sekundäre Umformungen, welche an der Küste leicht nachgewiesen werden können, während der Nachweis im Innland schwierig ist (Goulier).

Die Untersuchung muß vorerst ausscheiden 1. jene geringfügigen Schwankungen des Meeres, welche weite Gebiete der Erdoberfläche gleichmäßig betreffen, 2. oberflächliche Massenbewegungen, Strömung der Alluvien usw.

Zum ersten Punkt ist zu bemerken, daß der Meeresspiegel steigt, wenn der Boden der marinen Wannen sich hebt, wenn dem Meer Sedimente zugeführt werden und wenn reichlicher Niederschlag erfolgt, endlich wird der Wasserspiegel defor-

miert (heraufgezogen), wenn an der Küste bedeutende Massen sich erheben (Vulkane, Hebung, Gebirgsbildung, Vereisung). Andererseits sinkt der Meeresspiegel, sobald der Wannboden sich senkt, wenn Senkung oder Erosion der hohen Küste sich vollzieht, wenn infolge von Änderung des Klimas bedeutende Wassermengen der Atmosphäre dauernd einverleibt werden usw. Allgemeine Versetzungen des Meeres treten bei jeder Deformation des Geoides ein.

Die Amplitude der Meeresschwankung ist nur bedeutend im Falle der Massenvermehrung einer Küste, doch tritt in diesem Falle eine Überschwemmung weiterer Gebiete nicht ein.

In allen anderen Fällen ist die Amplitude der Meeresschwankung unbedeutend, doch genügt sie immerhin, um ausgedehnte Seichtseegebiete dem Lande anzufügen bzw. Tiefländer zu überschwemmen. Bei allgemeiner Submersion des europäischen Gebietes im Betrage von 200 oder 300 m würde der größte Teil der westlichen Kulturländer verschwinden, während ein entsprechender Rückzug des Meeres das Vorrücken unsers Kontinentes weit gegen N und W bewirken würde.

Wir erhalten Aufschluß über die wirklichen Bewegungen der festen Kruste, indem wir zunächst die Höhenlage anstehender Gesteinsmassen (insbesondere nahe der Küste) zu verschiedenen Zeiten feststellen. Ändert sich der Betrag der Verschiebung sprungweise von Ort zu Ort, so hat man es gewiß nicht mit einer Formänderung des Meeres, sondern mit einer Krustenbewegung zu tun. Als Ursachen dieser Deformation sind zu bezeichnen:

Stoffwandlung, Auslaugung, Zusammensitzen, Verdichtung, Metamorphismus, ferner Änderung des thermalen Zustandes und veränderte Belastung. Ich ergänze die Ausführungen des vorhergehenden Abschnittes, indem ich die Deformation ausgedehnter Gebiete betrachte.

Daß bis zu einem gewissen Grade ein magmatisches Gleichgewicht herrscht, wurde geschlossen aus der Tatsache, daß Teile

der Kontinente und des tiefen Meeres ziemlich stabil sind. Es wurde die Senkung der Geosynklinen infolge von Belastung behauptet. Es ist sicher, daß ausgedehnte Luftdruckschwankungen hinreichen, um eine Deformation des Erdkörpers zu bewirken. Diese Tatsache wirft Licht auf das Problem der Geosynklinen, welche immer vom eichten Meer bedeckt waren und sich anhaltend senkten, in dem Maß als Sedimente abgelagert wurden. In dieser Beziehung meinen viele Autoren, die Ablagerung von einigen Metern Material könne nicht Ursache der Senkung sein, vielmehr sei die Senkung eine Voraussetzung der anhaltenden Sedimentierung. Diese Einwendung ist gewiß berechtigt, solange es sich um beschränkte Ablagerungen handelt; ein 100 m hoher Hügel wird die Kruste gewiß nicht deformieren, wenn aber die Ablagerung von einigen m Mächtigkeit auf einem Gebiet von einigen 100 km Durchmesser erfolgt, wird die Erdkruste in diesem Umkreis ebenso sicher deformiert, wie wenn über diesem Gebiet ein Luftdruck von zwei Atmosphären herrschte (3 m Gesteinschichten ca. = 10 m Wasser = 1 Atm.).

Andererseits wird die Wirkung der Belastung durch thermale Agentien alteriert. Beide Agentien wirken bald im selben Sinn, bald kompensieren sie sich, die Sedimentierung drückt die Geosyncline nieder, während die Durchwärmung eine Auftreibung verursacht (graphische Addition).

Eiszeit und Deformation der Kruste. Im Falle der Vereisung wird 1. die Unterlage niedergedrückt, 2. erfolgt Abkühlungssenkung, 3. wird der benachbarte Meeresspiegel heraufgezogen, was einer Submersion gleichkommt. Alle drei Agentien wirken im gleichen Sinn. Es wurde oben (S. 158) versucht, die Verspätung der Submersion zu erklären.

Flachgebiete. Wenn wir die Tiefländer und Seichtseegebiete zusammenfassen, erhalten wir einen Überblick über jene Wechselregionen, welche bei relativ geringen Niveauschwankungen entweder den Kontinenten oder dem Meerareal zu-

wachsen. Profil Fig. 241 veranschaulicht die mittlere Höhe der Kontinentaltafel (ca. 700 m), sowie die mittlere Tiefe der marinen Wanne (ca. 4000 m), 1—x ist das Wechselgebiet.

Außer diesem Flachgebiet sind noch hierher zu rechnen jene Senkungsfelder, welche mächtige Ablagerungen von Sedimenten (oder Magma) aufnehmen und demgemäß zu Schwankungen von großer Amplitude disponiert sind. Diese labilen Zonen liegen entweder am Rand der Kontinente oder sie schalten sich zwischen stabilere Krustenteile ein (mesozoisches eurasisches Mittelmeer Tethys, Suess). Wenn wir diese labilen Zonen, welche in jüngster Zeit herrschten, in einer Karte neben den Wechselregionen einzeichnen, gewinnen wir einen Überblick über

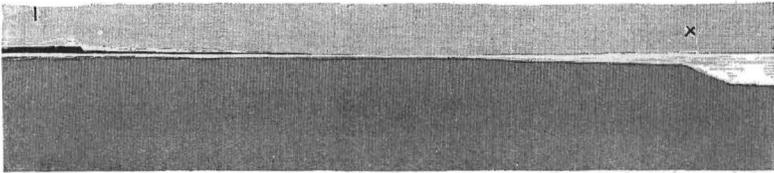


Fig. 241.

jene Flachgebiete, welche in der jüngsten geologischen Epoche partiell und alternierend vom Meer beherrscht wurden.

Relative Konstanz der Meere. Wenn wir von der Wechselregion und von den labilen Zonen absehen, erscheinen gewisse Teile der Kontinente und der tiefen Meerwannen stationär, sofern man nur junge geologische Epochen ins Auge faßt. Je größer die Zeiträume, umso mehr schränkt sich der Begriff „stationär“ ein; die paläozoischen Kontinente und Meere weichen, soweit eine Rekonstruktion möglich ist, durchgehends von der heutigen Verteilung ab.

Die Sedimente bedecken ganze Kontinente. Als diese Sedimente gebildet wurden, lagen die Kontinente anderswo; die Appalachen bestehen aus gewaltigen Detritusmassen, welche in

einer Geosynkline abgelagert wurden, sie stammen aus dem Osten. Im Gebiete des heutigen atlantischen Ozeans bestand noch zum Schluß des Carbon ein ausgedehnter Kontinent, in späterer Zeit versanken die westatlantischen Landmassen. (Noch im Miozän bestand eine ausgedehnte atlantische Landmasse im Osten, welche von Schottland bis zum hohen Norden reichte.) Auch auf der europäischen Seite des atlantischen Meeres wurden in alter Zeit mächtige Gebirge aufgestaut, welche später gegen den Ozean niederbrachen, die Fortsetzung dieses Landes ist unter das Meer versunken. An Stelle des indischen Meeres bestand einst eine Landmasse (Gondwana), im Gebiete des Mittelmeeres ereignen sich in später Zeit Einbrüche u. s. f.

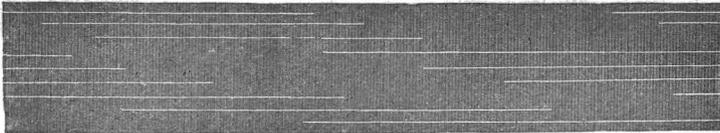


Fig. 242.

Andererseits kennen wir gehobene Tiefseesedimente, woraus folgt, daß nicht bloß die seichte Geosynkline, sondern auch der tiefe Meeresboden verlanden kann.

Während in diesen Fällen Meeresräume sich partiell geändert haben, scheint der große Ozean durch lange Zeiträume stationär, die Koralleninseln und Vulkanzüge zeigen eine bis in unsere Zeit anhaltende Senkung dieser weiten Krustengebiete an, ebenso treffen wir am Festland einzelne Schollen (russische Tafel, Kanada), welche stationär sind.

Eine theoretische Betrachtung scheint für die Konstanz der Kontinente und Meere zu sprechen: die marinen Schollen kühlen sich stetig und müßten demgemäß, wenn nicht lokale Bedeckung und thermale Schwellung erfolgte, stabil sein, bezw. sich immer tiefer senken. Andererseits müßten die kontinentalen Schollen,

welche keine bedeutende Abtragung mehr erleben, im Gleichgewicht stehen mit den dichteren marinen Schollen (Gilbert, Ransom u. a.).

Diese Argumente erklären allerdings nur die beschränkten Fälle, in welchen eine Konstanz wirklich besteht. Meist stehen die Tatsachen im Widerspruch mit der Lehre von der Isostasie. Gleichgewicht herrscht nur in beschränkten Räumen und die Konstanz gilt nur für beschränkte Zeiten.

Schwierigkeit der Rekonstruktion. Denken wir die Erdoberfläche in eine Ebene aufgerollt, so ergibt sich das Verschiebungsschema Fig. 242, in welchem die weißen Striche Meeresablagerungen darstellen. An jeder Stelle der Erdoberfläche

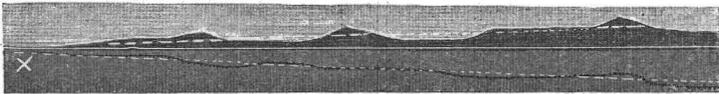


Fig. 243.

treffen wir in diesem Sedimentkomplex Unterbrechungen und Lücken der organischen Entwicklung in vertikaler Richtung.

Wenn wir in gleicher Weise das Isothermen-Sphäroid des Festlandes und des Meeres auf eine Horizontale beziehen (Fig. 243), sehen wir, wie die Gebiete gleicher Temperatur vom Pol gegen den Äquator divergent sich heben bzw. unter das Meer versenken (weiße Strichlinien), was gleichbedeutend ist mit organischer Differenzierung und Isolierung.

Die Verbreitung organischer Typen (mit spezifischer Wanderungs- oder Diffusionsschnelligkeit) beansprucht lange Zeiten; während eine Form die Wanderung beendet hat, sind am Ausgangspunkt die Lebensbedingungen so sehr geändert, daß hier bereits eine neue höhere Etage ins Dasein tritt. Da wir aber die paläontologisch analogen Gebilde parallelisieren, folgt, daß wir einen exakten Aufschluß über tatsächlich gleichzeitige Bildung

und mithin über die gleichzeitige Verteilung von Wasser und Land nicht erhalten können.

Dazu kommt die erwähnte Differenzierung, welche es erschwert, die Tiefseebildungen mit exakt gleichzeitigen Seichtbildungen zu parallelisieren.

Endlich erlangen wir zwar Aufschluß über die ehemalige Verteilung der Meere im Gebiete der heutigen Kontinente, doch entziehen sich unseren Blicken alle alten versunkenen Landmassen, sowie die alten Meerbecken, welche in die Region der heutigen Meere fallen. Hieraus folgt, daß die einschlägigen Rekonstruktionen immer lückenhaft bleiben werden.

Tiefsedimente und Eruptionen der marinen Wannens. Während wir oben die relative Konstanz gewisser Regionen besprachen, betrachten wir im folgenden die Ursachen, welche die Umgestaltung mariner Gebiete herbeiführen. Wir müssen ins Auge fassen die Beziehung zwischen der Zeit und der Amplitude einer Hebung oder Senkung, andererseits den Gegensatz zwischen Seicht- und Tiefbildungen:

Im seichten Meer können sich vulkanische Produkte oder Sedimente in großer Mächtigkeit ablagern (Geosynklinen), es erfolgt dann unter Umständen eine bedeutende thermale Aufschwellung und Verlandung. Im tiefen Meer lagern sich Tiefsedimente ab, es kommt Granit zur Förderung; in beiden Fällen wird lange Zeit vergehen, bis soviel Material abgelagert ist, daß die Durchwärmung eine Aufschwellung bis über den Seesspiegel bewirken kann, deshalb finden wir in den jüngsten Formationen keine Tiefseetone und keinen Granit.

Die Eruptivgebilde bergen in sich einen bedeutenden Temperaturvorrat, sodaß eine namhafte Thermalschwellung selbst während des submarinen Stadiums stattfinden kann. Ist der Meeresspiegel einmal überschritten, so würde die thermale Schwellung und Verlandung rasch vor sich gehen, wenn nicht gerade die massenhafte Förderung von Eruptivmassen eine

Senkung des Untergrundes bewirkte, wodurch die Thermalhebung z. T. kompensiert wird. Die Verlandung einer tiefen Wanne ist immerhin denkbar, doch beansprucht sie bedeutende Zeiträume.

Hebung und Senkung weiter Gebiete, Transgression und Klimawechsel; kosmische Ursachen. Während die vertikal bedeutenden, räumlich aber beschränkten Niveauänderungen der labilen Gebiete erklärlich sind, scheint es dunkel, aus welchem Grunde ausgedehnte Gebiete der Erdoberfläche Wandlungen erfahren und warum insbesondere die thermischen Verhältnisse so sehr schwanken. Für die Sintfluten und Klimaschwankungen haben bereits viele Autoren des 17. und 18. Jahrhunderts astronomische Ursachen gesucht, die letzten Dezennien haben aber erst einige Klarheit gebracht. Es sind folgende Momente zu beachten:

1. Variable Neigung der Erdachse; 2. Wanderung der Erdbahnachse; 3. verschiedene Exzentrizität (Eiszeit); 4. Änderung der Rotation unseres Planeten; 5. verschiedene Wärmestrahlungen der Sonne; 6. Wanderung der Erde durch Welträume von verschiedener Temperatur, bezw. Wanderung durch kosmische Wolken (Partikel oder Gase), wodurch Kollisionswärme erzeugt wird (siehe Kap. X).

1 und 2 sind unbedeutend, die Punkte 3 bis 6 sind für die thermischen Verhältnisse wichtig. Alle angeführten Ursachen scheinen hingegen nicht geeignet, die ausgedehnten Umsetzungen der Meere zu erklären.

Einige Autoren haben darauf hingewiesen, daß die Füllung der Meere mit Sedimenten ein Steigen des Meeresspiegels bewirkt; das ist richtig, doch könnte diese Ursache nur eine stetige, langsame Verschiebung der Strandlinien im selben Sinn erklären, während wir für jene großen Umsetzungen der Meere, welche nachgewiesen sind, andere Ursachen suchen müssen.

Kondensation und Erstarrung in der Tiefe als Ursache der Deformation. Man wird wohl im Fall der

allgemeinen Hebung interne Wandlungen des Erdballes als Ursache der generellen Deformation betrachten müssen. Wir stellen uns vor, daß unterhalb der Erdkruste (durch Übergänge verbunden) die Zone des pseudo-rigiden Magmas folgt und daß weitere Übergänge zum gasförmigen, pseudo-rigiden Gaskern führen. Jedenfalls bestehen in der Tiefe Massen, welche sich verflüssigen und verfestigen können. Bei diesen Vorgängen wird Wärme frei, die überlagernde Kruste wird durchwärmt und hebt sich infolgedessen.

Vollzieht sich der Vorgang unter einem seichten Meer, so wird das Gebiet trocken gelegt; ereignet sich die Kondensation oder Erstarrung unterhalb einer Kontinentalplatte, so vollzieht

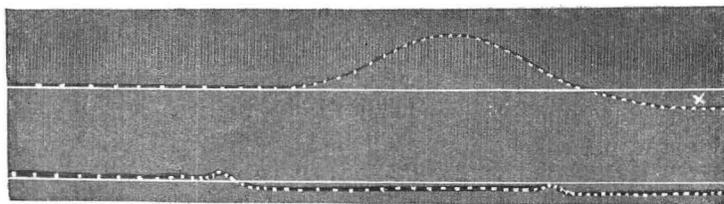


Fig. 244, 245.

sich ein verwickelter Vorgang. Die Abscheidung hat zunächst eine Temperatursteigerung zur Folge (vergl. Fig. 179), das Land hebt sich, der Wärmestrom wird abgeleitet und nun sinkt das Land (x, Fig. 244, weiße Linie = Seespiegel). Außerdem wird die Scholle während der Hochlage erodiert, wodurch Abkühlungssenkung bedingt wird; das kann zur Inundation des Gebietes führen, wenn nicht Isostasie-Auftrieb erfolgt.

Wir müssen uns vorstellen, daß diese Vorgänge lange Zeit in Anspruch nehmen und daß demgemäß die Hebungen und Senkungen etwa so verlaufen, wie die schematische Fig. 245 veranschaulicht (der Zeitverlauf ist in der Richtung gegen rechts notiert).

Diese Kondensations- und Erstarrungsvorgänge scheinen geeignet, die weitausgebreiteten Umformungen der Erde, Um-

setzungen der Meere und zum Teil auch klimatische Wandlungen zu erklären. Während solcher epidemischer Deformationen der Kruste mag auch die vulkanische Tätigkeit besonders intensiv sein.

Daß die thermale Auftreibung und andererseits die Abkühlungssenkung für Gebirgsbildung und vulkanische Vorgänge bedeutungsvoll sind, ist sicher. Das Aufschwellen hat zur Folge Emersion und Gleitfalten, während wahrscheinlich infolge der thermalen Schwellung eine so namhafte Pressung im betreffenden Gebiete der Kruste verursacht wird, daß Eruptionen nicht oder nur untergeordnet platzgreifen können. In der später folgenden Epoche der Abkühlungssenkung dürften Spannungen zur Herrschaft kommen, welche das Austreten des Magmas ermöglichen. Man hätte also bei diesen weitverbreiteten Deformationen, welche durch Ausscheidungen in der Tiefe verursacht sein dürften (gerade so wie im Falle der lokalen Gebirgsbildung), zwei zeitlich getrennte revolutionäre Phasen zu unterscheiden: 1) Emersion und Gleitfaltung und in späterer Zeit 2) Senkung und in manchen Fällen vulkanische Aufschüttung.

Gegensatz der marinen und kontinentalen Felder. Die Abkühlung, Kondensation und Erstarrung in den tieferen Lagen eines Weltkörpers differenziert sich in kontinentalen und marinen Gebieten. Hier wird sie retardiert, dort akzeleriert. Hieraus folgt, daß die Thermalintumeszenz im terresteren und marinen Feld einen verschiedenen Verlauf nehmen muß. Ginge die Thermalintumeszenz auf der ganzen Erdoberfläche gleichzeitig vor sich, so würde keine namhafte Verschiebung zwischen Kontinent und Meer erfolgen. Wenn aber zu einer Zeit der Meerboden aufschwillt und eine Transgression erfolgt, und wenn etwa gleichzeitig als Folge einer längst abgelaufenen Schwellung und darauffolgenden Erosionsphase eine Senkung und ein Niederbrechen weiter Festlandgebiete stattfindet, kann unter Umständen eine revolutionäre (kataklismatische) Umsetzung der Meere eintreten (vgl. Änderung der Rotation S. 183).

Das Schwinden des Landes und die Ausdehnung der Wasseroberfläche würde im vorliegenden Falle für das Klima bedeutungsvoll. Dazu kommt, daß infolge der Ausscheidungen in der Tiefe im Verlaufe der Zeit auch die Temperatur der Erdoberfläche etwas gesteigert wird; der Wassergehalt der Luft steigt, die Meere werden etwas eingeschränkt, die Atmosphäre läßt weniger Sonnenstrahlen durch.

In dieser Weise scheinen die externen thermischen Veränderungen wenigstens zum Teil durch interne thermische Veränderungen unseres Planeten bedingt.

Unter obigen Gesichtspunkt fällt auch die Frage, warum einheitliche, gleichartige Gebilde der Erdkruste partiell verschiedene Geschicke erfahren. Ausgedehnte vulkanische Deckensysteme (Island) bleiben im hohen Niveau stehen, während angrenzende Partien versinken. Einheitlich gebaute Faltengebirge brechen im Streichen plötzlich ab, ein großer Teil des Gebirges verschwindet unter dem Meer (Riasküsten, Suess) oder erscheint von Alluvium begraben. Die Ursache kann kaum in Differenzen des betreffenden Komplexes gesucht werden, sie dürfte vielmehr durch Verschiedenheiten der Unterlage bedingt sein. Wir müssen wohl auch hier an thermale Gegensätze des schlierigen Magmas, vielleicht auch an Differenzen der Kondensation und Verfestigung der tiefen Gassphäre denken.

Pressungs- und Streckungsgebiete. Die Kontraktionshypothese ergibt zu geringe Werte, um die in relativ kurzer Zeit sich vollziehende Faltung mächtiger Komplexe zu erklären. Vor allem aber befremdet, daß die Faltung oft tief reicht, während die Pressung angeblich schon in einer Tiefe von wenigen km aufhört. Man müßte entweder annehmen, daß die Faltung in der Tiefe eben auch ohne Kompression vor sich geht, was absurd ist, oder man muß schließen, daß die Prämissen der Rechnung unrichtig sind. In der Tat sind die Temperaturleitung sowie der molekuläre Zustand in der Tiefe willkürlich eingesetzte

Werte; setzt man andere Werte, so kommt man zu anderen Ergebnissen.

Trotz der Einwendungen wird der Kern der Kontraktionshypothese anerkannt werden müssen: hingegen geht es nicht an, alle Faltungen und Überschiebungen auf dieses Agens zurückzuführen. Die primitive Vorstellung würde dahin gehen, daß durch die Kontraktion eine allgemeine Runzelung oder (falls die Kruste resistent ist) schuppige Überschiebung bewirkt werde. In der Tat findet man aber neben den gepreßten Faltungsgebieten ausgedehnte Räume, in welchen Eruptivmassen zu Tag treten, in welchen also klaffende Spalten und Zerrungen herrschen.

Der Grundfehler dieser Hypothese ist, daß man eben nur ein Phänomen ins Auge faßt ohne die übrigen Faktoren zu beachten, welche lokal der Kontraktion entgegenwirken. Falls diese entgegenwirkenden Mächte überwiegen, kommt der Effekt der Abkühlungspressung natürlich nicht zum Ausdruck. Ein solches Moment ist u. a. der Übergang in den kristallinen Zustand; solche Vorgänge werden in vielen Fällen bedeutungsvoller sein, als die geringfügige Abkühlungspressung, und wo dies stattfindet, ereignet sich eben keine Pressung, sondern es bilden sich im Gegenteil klaffende Spalten. Wir kommen also zum Schluß, daß die Kompression der obersten Lagen (der Kontraktion der tieferen Partien entgegenwirkend) nicht die ganze Oberfläche beherrscht, sondern daß in vielen Regionen Spannungen bestehen, welche klaffende Risse bedingen.

Erläuternde Beispiele: Eine flache Geosynklinae schwillt durch Erwärmung auf, diese Anschwellung ist eine Folge der Pressung in der Tiefe, in den obersten (antiklinal) aufschwellenden Teilen kann aber sehr wohl eine Spannung bestehen, welche klaffende Brüche erzeugt. Faltgebirge sind Pressungsgebiete, doch bilden sich in den obersten Partien der Antiklinen Berstungen und klaffende Rupturen (vgl. Reyer, Experimente, 1894, Heft 3, Fig. 19, 20). Gewölbe sind sicher Pressungsgebiete, jedes

geborstene Gewölbe beweist aber, daß auch in Pressungskörpern Spannungen und Zerrungen wirken. Gletscher sind strömende Massen, welche unter einem namhaften Druck stehen, trotz dieser Pressung treffen wir Flächen hoher Spannung, welche ihren Ausdrück findet in Gletscherspalten; es wirken eben in all diesen Fällen mehrere positive und negative Faktoren, je nach der Größe derselben wird das Resultat bald positiv, bald negativ sein.

So erklärt es sich, daß wir in Faltegebirgen neben den Faltungen vulkanische Risse treffen, im oberflächlichen Pressungsgebiet vollzieht sich die Faltung und Überschiebung, während aus dem benachbarten tiefen Spannungsgebiet Magma austritt.

Einfluß der Eruptionen. Wenn wir annehmen, daß jährlich nur 10 km^3 aus den uns zugänglichen Vulkanen gefördert werden und wenn wir die gewiß viel ausgedehnten und massenhafteren submarinen Ausbrüche mit dem vierfachen Betrag ansetzen, so ergäbe dies in einer Million Jahren einen Substanzverlust von 50 Mill. km^3 . Man sollte denken, daß, wenn ein solches Quantum unterhalb der Erdkruste entfernt und dann oberhalb derselben aufgelagert wird, die Kruste namhaft schrumpfen müßte, wodurch der Effekt der Abkühlungskontraktion (d. i. die Runzelung der Kruste) gesteigert würde. In der Tat strömt aber das Magma nur innerhalb eines beschränkten Umkreises zum Förderschlot und der Massendefekt hat nicht eine allgemeine, sondern nur eine lokale Wirkung, es bilden sich einzelne Senkungsfelder, welche mit Material erfüllt werden. Da die unteren Teile der absitzenden Schollen eingeschmolzen und namhafte Teile der durchbrochenen Kruste vom Magma mitgerissen und gefördert werden, dürfte die Basis des Vulkanes als ein Zerrungsgebiet zu betrachten sein. Hierfür spricht auch der Umstand, daß das Magma in den vulkanischen Zonen durch lange Zeiträume austreten kann, was kaum denkbar wäre, wenn der Eruptionsprozeß in der Erdkruste Pressungen erzeugen würde.

Änderung der Rotation. Die sekuläre Verzögerung der Rotation und Verminderung der Abplattung ist unzweifelhaft (insbesondere ist in dieser Beziehung der Einfluß des Mondes bedeutungsvoll). Sicher erfolgen auch Oszillationen innerhalb dieses kontinuierlichen Prozesses; so oft Partien der Erdmasse sich vom Zentrum entfernen (thermale Schwellung u. a.), erfährt die Rotation eine Verzögerung, der Tag wird länger; kontrahiert sich die Erde, treten Senkungen ein, werden Gebirge abgetragen, werden Erosionsprodukte dem Meer zugeführt, löst sich die Eisddecke und strömen die Gewässer wieder dem Meer zu, so tritt Akzeleration ein, der Tag wird kürzer.

Diese Änderungen sind nicht nur für die Organismen, sondern auch für die Verteilung von Wasser und Land bedeutungsvoll. Beschleunigt sich die Rotation, so stauen sich die Gewässer in den äquatorialen Gebieten höher auf und umgekehrt. Dieser Zustand hält aber nicht lange an, weil die Erdmasse sich den geänderten Verhältnissen im Verlaufe größerer Zeiträume akkommodieren muß.

Da die Erdmasse starr ist, wird sie wachsende Spannungen lange ertragen können; endlich erfolgen ruckweise Umformungen und demgemäß muß auch die Umsetzung der Meere schubweise erfolgen. Die religiöse und weltliche Literatur der alten Kulturvölker hat das Andenken an gewaltige prähistorische Überflutungen erhalten. —

Gewisse kritische oder revolutionäre Epochen der Erdkruste treten augenfällig hervor. Gebirgsbildung und Eruptionen, Umsetzung der Meere, Transgressionen gehen nicht gleichmäßig durch die Erdgeschichte, sondern nehmen oft einen akuten Verlauf, und zwar betreffen gewisse Wandlungen gleichzeitig weit entlegene Gebiete. Als Ursachen dieser kritischen Epochen können in Betracht gezogen werden 1) Kondensation in ausgedehnten subkutanen Gebieten (siehe oben S. 178), 2) Änderung der Rotation. Auffällig ist, daß nicht immer eine tiefgreifende

Wandlung des organischen Lebens durch diese weitreichenden Deformationen und Änderungen der Wasserverteilung bedingt erscheint. —

Für das Klima der Erde ist endlich wichtig die Änderung der Sonnenstrahlung. Molekuläre Vorgänge in den tiefen Lagen der Sonne haben Temperatursteigerung, Aufschwellen der Glutoberfläche und vermehrte Eruptionen zur Folge. Da eine bestimmte Tiefenlage auf weite Strecken annähernd die gleiche Zusammensetzung hat, werden die Prozesse ziemlich gleichzeitig reif und es erfolgt deshalb eine rhythmisch wiederkehrende Aufschwellung. Diese wiederkehrenden Epochen vermehrter Sonnenstrahlung werden für die thermischen Verhältnisse unserer Erde, mithin für die Vegetation und für die Verteilung der Schneemassen bedeutungsvoll.

X. Erstarren eines Weltkörpers; Cyklus der kosmischen Wandlungen.

Die Kondensation und Erstarrung wird an der Oberfläche durch Abkühlung, in der Tiefe aber durch Druck begünstigt, Hopkins meint, daß es sich demnach nicht entscheiden lasse, ob die Erstarrung zuerst an der Oberfläche oder in der Tiefe begonnen habe. Der Prozeß hängt jedenfalls von der Zusammensetzung und Größe des betreffenden Körpers ab. War der Körper sehr klein und homogen, so ist es denkbar, daß die Erstarrung im Zentrum beginnt (helle Punkte in Fig. 246). Bei großen Körpern ist dieses ausgeschlossen, weil die zentralen Teile eine so starke Temperatursteigerung aufweisen, daß dieselben noch lange Zeit nach der Krustenbildung als Gase bestehen müssen, es bildet sich in diesem Falle eine Kondensationschale, welche den Gaskern umschließt (Fig. 247).

Der Vorgang wird verwickelter, wenn der Gasball zonenweise verschieden zusammengesetzt ist; in diesem Falle bilden die

Atmosphärlilien eine äußere Gassphäre, im Zentrum treffen wir Eisengas, dazwischen kondensiert und konsolidiert sich die Silikat- oder Magmazone (Fig. 248).

Gemeiniglich wird behauptet, es müßten sich infolge der Abkühlung Strömungen bilden, welche die äußeren Teile zum Zentrum und die zentralen Partikeln zur Oberfläche führen, doch ist einzuwenden: 1. daß im vorgeführten Falle die Eisenmassen durch ihre höhere Dichte dem Niedersinken der abgekühlten Silikate ein Ziel setzen. 2. Daß die tieferen Gasmassen unter einem bedeutenden Druck stehen, während die Temperaturzunahme in großer Tiefe geringfügig ist. Demgemäß wird sich

Fig. 246.

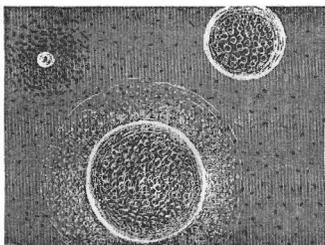


Fig. 247.

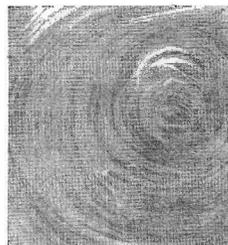


Fig. 248.

Fig. 249.

Fig. 250.

der Eisengaskern etwa so verhalten wie ein starrer Körper. Sollten sich aber langsame Strömungen bilden, so können sich diese doch nur innerhalb des Eisenkernes einerseits und in der Silikathülle andererseits vollziehen. Der Eisenkern bildet den Unterbau, über welchem sich wieder gesonderte Strömungen in der Silikatzone abspielen. Oberhalb dieser Zone werden wir als höchste Etage Strömungen und Wirbel der Atmosphärlilien antreffen.

Wenn viele Schalen von verschiedener Dichte am Aufbau des Weltkörpers teilnehmen, werden sich in jeder Sphäre separate Strömungen bilden, unter der Voraussetzung, daß die abgekühlt niedersinkenden Partikel der oberen Sphäre weniger dicht sind, als die Teile der nächsten Zone.

Der Umfang der Strömungen hängt ab von dem herrschenden Druck und von der Mächtigkeit der betreffenden Zone. In der äußersten Zone werden sich weitreichende rasche Bewegungen vollziehen, während die Strömungen umso kleiner sind, je dichter die Masse ist, je höher der Druck ist und je schwächer die betreffende Lage ist. In namhafter Tiefe weicht die Dichte der Gase (trotz hoher Temperatur) wenig von jener des festen Körpers ab; da die Temperaturzunahme in großer Tiefe gering ist, werden die Strömungen sehr verzögert und endlich verhindert. Ein Gasball, welcher sich abkühlt, erleidet also nicht wie allgemein angenommen wird, infolge durchgreifender Strömungen einen raschen Temperaturverlust, die Hauptmasse des Körpers verhält sich annähernd wie ein starrer Körper, welcher die Wärme nur durch Leitung abgibt. Die Dauer der Kondensation ist also gewiß viel größer, als sie auf Grund unrichtiger Prämissen berechnet wird.

Die Teilung der Strömungen nach Zonen mag sich auch innerhalb einer einzelnen mächtigen Zone wiederholen. Die Silikatzone zerfällt in eine untere basische und in eine obere, leichte, kieselreiche Schale; da der Dichteunterschied beträchtlich ist, mögen in beiden Zonen gesonderte Strömungen sich vollziehen. (Zonenaufbau mit Wirbeln Fig. 249, Wirbel, in welchem aus der tieferen Zone einige Schlieren aufsteigen, Fig. 250.)

Die Oberfläche eines Gasballes, welcher sich kondensiert und dessen Oberfläche von Strömungen und Wirbeln beherrscht wird, mag von der Ferne gesehen jene Struktur aufweisen, welche die Sonnenoberfläche zeigt. Die Granulationen sind auf- und absteigende Strömungsdome und Wirbel, dazwischen treten flammige Schlieren auf (Weidenblätterstruktur).

Zwischen den oberflächlichen Wirbeln brechen hier und dort Gase hervor (Sonneneruptionen), welche ihren Ursprung in größerer Tiefe haben. Durch Wandlung der thermischen Ver-

hältnisse und Änderung der Assoziation werden sie veranlaßt, an den schwächsten Stellen der Wirbelsphäre durchzubrechen.

Jede Strömungszone hat ihre eigentümliche Entwicklung. Die Strömungen sind nicht im Stande, die ursprünglich konzentrische, schlierige Struktur des Balles zu zerstören und eine sekundäre Gleichartigkeit durch Mischung der Substanzen zu erzielen. In jeder Zone erfolgt die Abkühlung allerdings im Anschluß an die angrenzende Zone, doch aber gesondert.

Bei hinreichender Abkühlung erfolgt Kondensation; die liquiden oder starren Partikel sinken nieder, es erfolgen Niederschläge verschiedener Substanzen, analog dem Regen oder Schneefall. Diese Niederschläge sinken in jeder Zone gegen die nächst tiefere und können nun verschiedene Schicksale erleiden. Genügt die Temperatur der tieferen Schale, so werden die Niederschläge verdampft und schließen sich wiederholt den aufsteigenden Strömungen an, reicht die Temperatur nicht hin, so bleibt ein Teil der Niederschläge im flüssigen oder festen Zustand über der tieferen Zone liegen. Dabei kommt es nur darauf an, daß die tiefere Zone dichter ist, ihr Aggregatzustand ist irrelevant. Sinken feste Partikel von der Dichte 2 auf eine Gasschicht von 2.1 , so schwimmen sie eben auf dem Gas und werden von demselben imprägniert. Haben die niedersinkenden starren Partikel dieselbe Dichte wie das Gas der nächsten Zone, so werden sie in demselben suspendiert. In jedem Falle bilden sich also Zonen aus Substanzen, welche ohne Rücksicht auf den Aggregatzustand nach der Dichte geordnet sind. Zwischen den einzelnen Schichten bestehen Übergänge.

Existieren mehrere Stoffe von gleicher Dichte nebeneinander und haben sie eine verschiedene Aggregation, so bildet sich eine gemischte, gasig-flüssige und starre, also pastose Schichte.

Bei der großen Verschiedenheit der magmatischen Zone, welche vom liparitischen Magma bis zum Typus der Meteoriten reicht, müssen wir wohl annehmen, daß sich in der Epoche der

Kondensation viele alternierende schlierige Unterabteilungen und Zwischenzonen bilden. Innerhalb jeder Zone ereignen sich Kondensation und Konsolidation, wobei Wärme frei wird; hierdurch wird das Gleichgewicht gestört und die gasförmigen Bestandteile brechen als aufsteigende Wirbel durch. Die abgekühlten Dämpfe sinken nieder und bilden über dem hellglühenden Ball relativ dunkle Wolken (Flecke), welche langsam wieder durchwärmt und aufgelöst werden und endlich, nach mannigfacher Wanderung, ihrer Dichte entsprechend, eine stationäre Tiefenlage finden.

Die Temperaturzunahme von der Oberfläche gegen das Zentrum eines Weltkörpers wird nach dieser Ableitung nicht so gleichmäßig erfolgen, wie man gemeinlich annimmt. Wäre die ganze Masse ursprünglich homogen und durchaus gleichmäßig erwärmt, vollzögen sich keine Änderungen der Aggregation und keine chemischen Verbindungen, so würde die Wärmezunahme einer sich abkühlenden Kugel durch eine parabolische Kurve dargestellt. Da nun aber keine der obigen vier Voraussetzungen zutrifft, können wir auch eine derart monoton verlaufende Kurve nicht konstruieren. In einzelnen Zonen unterhalb der Kruste können infolge von Kondensation und Assoziation bedeutende Erhitzungen eintreten, in größerer Tiefe mag dann wieder eine etwas niederere Temperatur herrschen. Über den Energievorrat des dissoziierten Erdkernes aber können wir schlechterdings keine Aussage wagen.

Eruptionen aus magmatischen, überkrusteten Weltkörpern. Die Abkühlung des kosmischen Weltkörpers führt dahin, daß die pastose oder magmatische Zone erstarrt. Die Kruste wird wiederholt durchbrochen und teilweise eingeschmolzen. Ihre weiteren Schicksale werden bedingt durch das Verhältnis der festen und der liquiden Bestandteile. Existieren namhafte Mengen von Liquiden neben den festen Partikeln, so bildet sich ein Brei, dessen Zähigkeit stetig zunimmt; in dieser Magmakruste bilden sich pfuhlartige Gebilde, durch welche Gase emporebrechen. Nach

der Erstarrung hat die Oberfläche jenen Typus, welchen der Mond aufweist. (Wären die Mondkrater durch Meteoritensturz entstanden, so müsste man auch Schlaglöcher mit schräger Achse und Streifschußnarben sehen.)

Dominieren die festen Partikel, so bildet sich eine glatte Kruste; Eruptivgebilde müssen in diesem Falle aus Spalten ausbrechen und sind demgemäß in Reihen geordnet (Vulkan-Typus, vgl. kosmische Eruptionen, Seite 87).

Die Kruste wird in den ersten Stadien wiederholt zerbrochen und fällt zum Teil der Einschmelzung anheim, doch darf man sich nicht vorstellen, daß die Krustenteile in diesem Fall tief versinken; wenn auch die erstarrten kristallinen Massen an sich dichter sind, als das darunterfolgende flüssige Material, enthalten sie doch gemeinlich so viele Gasblasen eingeschlossen, daß die porösen, schwammigen Schollen im Ganzen nicht schwerer sind als das Liquidum. Dazu kommt, daß die tieferen Massen nicht flüssig, sondern breiförmig zäh sind und dem Niedersinken einer Scholle Widerstand entgegensetzen.

Solange die Kruste gebrochen und lokal eingeschmolzen wurde, hatte die Abkühlung der oberen Zone noch einen raschen Verlauf, mit der vollständigen Verkrustung verzögert sich die Abkühlung der äußeren Zone wesentlich, doch darf man sich nicht vorstellen, daß der Weltkörper von dieser Zeit an eine geschlossene feste Oberfläche habe. Aus zahlreichen Spalten brechen Eruptivmassen, welche bedeutende Vorräte von Wärme aus der Tiefe emporbringen, außerdem dringt das Wasser durch die Spalten in die Tiefe und wird erwärmt wieder zu Tage gefördert. Diese Quellen des Temperaturverlustes sind auch im späteren Stadium der Abkühlung wirksam.

Kosmische Erfahrungen. Da der Lebenslauf eines Gestirnes im Verhältnis zur Zeit der menschlichen Beobachtung unermesslich ist, können wir diese gewaltige Entwicklung nicht verfolgen, sondern nur erschließen, indem wir die bei verschiedenen

Gestirnen beobachteten Stadien (von der Kondensation bis zur Bildung der Erstarrungskruste) zu einer Entwicklungsreihe aneinanderfügen. Die ersten Stadien von der Weißglut bis zur Rotglut beanspruchen so gewaltige Zeiträume, daß man, solange die Beobachtungsmittel unzureichend waren, meinte, es werde nie gelingen, weitgehende Zustandsänderungen zu konstatieren. Die Erfahrungen der letzten Dezennien haben aber gezeigt, daß in jedem Stadium der Kondensation Wandlungen sich vollziehen, welche unserer Beobachtung zugänglich sind. Die Sonne zeigt ein gewaltiges Wirbeln glühender Gase und Gaseruptionen, periodisch tritt eine höhere Tätigkeit ein und demzufolge variiert die Ausstrahlung. Während in diesem Falle die Änderung des Lichtes so gering ist, daß sie nur auf relativ geringe Entfernung wahrnehmbar ist, sind die späteren Stadien der Kondensation ausgezeichnet durch bedeutende Variation der optischen Erscheinungen. Bei sinkender Temperatur verbinden sich Gase der äußeren Hülle, wodurch ein helles Aufleuchten verursacht wird. Endlich ist auch die Epoche der Krustenbildung, welche wiederholt von Krustenbrüchen und Einschmelzungen unterbrochen wird, weithin wahrnehmbar.

Die variablen Sterne gehören zum Teil hierher. Man unterscheidet: 1. Periodisch variable, welche durch einen dunklen Begleiter (oder durch einen Schwarm) verdunkelt werden. 2. Periodisch variable helle Sterne, welche nach Analogie mit der Sonne durch Eruptionsgase erhellt, durch die abgekühlt niedersinkenden Gase hingegen verdunkelt werden. 3. Abgekühlte rotglühende Gestirne, bei welchen teilweise Verkrustung eingetreten ist oder welche ausgebreitete Eruptionen erfahren. Die Periodizität der optischen Erscheinungen kann durch die Rotation oder durch einen Begleiter (Mond) bedingt sein (Krustenbrüche infolge der Flutwelle). 4. Variabilität ohne Periodizität wird verursacht durch allgemeine Prozesse, welche große Teile der Oberfläche treffen. Wenn die Abkühlung so weit vorgeschritten ist, daß

Verbindung der dissoziierten Gase (O, H) eintreten kann, erfolgt explosives Aufleuchten, worauf wieder Abkühlung und Verdunklung eintritt. 5. Wenn ein Weltkörper mit externen Gasmassen, mit meteorischen Partikelwolken oder mit einem großen Weltkörper kollidiert, erfolgt ein Aufleuchten, welches um so länger anhält, je größer die kollidierenden Massen waren. Typus 3 dürfte bei fernen Gestirnen in vielen Fällen optisch nicht mehr wahrnehmbar sein, weil Krustenbildung und Eruption relativ niedrigere Temperaturen voraussetzen (dunkelste Rotglut = 525° , matte Glut 600 bis 700° , hell kirschrot = 800 bis 1000° , gelblich leuchtende Glut = 1200° , Weißglut = 1500° , Sonnenoberfläche = 6000 bis 10000°).

Überdies ist das Gestirn in diesem fortgeschrittenem Stadium der Erkaltung von einer so mächtigen Dampfhülle ummantelt, daß die Glut, welche durch umfangreiche Schollenbrüche aufgedeckt wird, so sehr gedämpft erscheint, daß man sie in Fixsterndistanz wohl nicht mehr wahrnehmen kann. Dagegen wurden am Jupiter Erscheinungen beobachtet, welche als Krustenbrüche zu deuten sind. In den siebziger Jahren tauchte ein roter Fleck auf, welcher etwa den Flächeninhalt von Europa hatte, die Helligkeit dieses Fleckes nahm durch einige Jahre zu, dann schwand sie wieder langsam. Man sieht in solchen Fällen nicht das Phänomen selbst, sondern nur den Widerschein der Glut in der Dampfhülle, daher die verschwommenen Konturen des Glutfleckes.

Dauer der Abkühlung. Die Geophysiker berechnen die Dauer der Abkühlung unter der Voraussetzung, daß die Erde nach erfolgter Krustenbildung tatsächlich starr war. Die Temperatur der Oberfläche ist eine Funktion der spezifischen Wärme, der Leitung und der Temperaturdifferenz zwischen der Erde und deren Umgebung. Thomson nimmt an, die Krustenbildung habe bei 7000° F begonnen, und schätzt den Zeitraum, welcher seither verflossen, auf 20 bis 400 Millionen Jahre. Fisher setzt

die Krustentemperatur mit 4000° F an und berechnet 33 Mill. Jahre. Setzt man die Anfangstemperatur der Kruste noch niedriger, etwa $= 1000^{\circ}$ C, was gewiß berechtigt ist, so reduziert sich das Resultat so sehr, daß der Geologe, welcher auf Grund der Beobachtung über Sedimentierung und Erosion viel längere Zeiträume in Anspruch nimmt, veranlaßt wird, die Prämissen der Rechnung zu prüfen:

Es ist zunächst einzuwenden, daß die Erde im wesentlichen als verkrusteter Gasball zu bezeichnen ist und daß der Wärmeverrat demnach viel größer sein muß, weil die Gase sich im Laufe der Abkühlung verdichten, verbinden, kondensieren, verfestigen, wobei bedeutende Wärmemengen abgegeben werden. Hierdurch verzögert sich die Abkühlung.

Ferner ist die spezifische Wärme eine fragliche Größe. (Wenn der Prozentsatz des H im Erdkern bedeutend ist, muß man einen andern Wert einsetzen.) Ferner gründet sich das Gesetz der Temperaturzunahme im wesentlichen auf Beobachtung in Bergwerken und Bohrlöchern, welche so abweichende Resultate liefern und eine so minimale Zone berühren, daß wir nicht berechtigt sind, daraufhin eine Wärmekurve zu zeichnen, welche in unzugängliche Tiefen fortgesetzt wird.

Von größter Bedeutung ist endlich das Verhältnis der Atmosphäre zur Kruste. Die heutigen Beziehungen haben ursprünglich sicher nicht bestanden; durch gewaltige Zeiträume war der Erdball nicht vom Meer bedeckt, sondern er war umgeben von einer mächtigen Dampfsphäre, welche die Abkühlung der Kruste sehr verzögerte. Die beschränkten Meere, welche in der nächstfolgenden Zeit unter dem gewaltigen Druck der Dampfsphäre standen, hatten glühendes Wasser, welches der Kruste gegenüber durchaus nicht jene Rolle spielte, wie die ausgedehnten eiskalten Meere unserer Zeit.

Seit Beginn der Krustenbildung vollziehen sich in der tiefen Gasmasse Kondensationen und chemische Verbindungen.

Schubweise dringen stärkere Wärmeströme zur Oberfläche, die Abkühlung geht nicht gleichmäßig vor sich, es zeigt sich vielmehr während der Kondensation und peripherischen Abkühlung durch lange Zeiträume eine Temperatursteigerung in der Tiefe und erst in einem späteren Stadium senkt sich auch die Temperatur in der Tiefe unter wiederholten Schwankungen. Da das Innere der Erde noch heute gasförmig ist, können wir den Gang der Abkühlung nicht berechnen, jedenfalls dürfte das Maximum der Erwärmung in der Tiefe lange nach Beginn der Krustenbildung fallen.

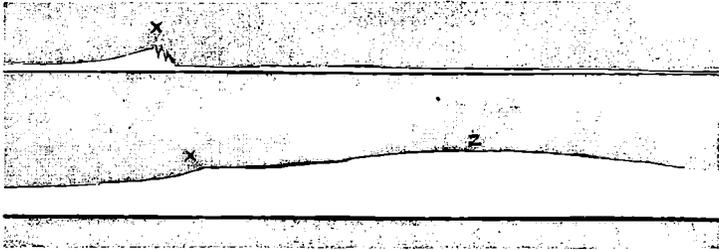


Fig. 251, 252.

Die schematische Fig. 251 zeigt das Ansteigen der Temperaturkurve in jenen oberflächlichen Gebieten, welche sich später als Kruste konsolidieren; Fig. 252 zeigt die entsprechende Zunahme in einer tieferen Region. Bei x Fig. 251 tritt oberflächliche Verkrustung ein, die Oberflächentemperatur stürzt steil ab, die Kruste wird wiederholt durchbrochen und eingeschmolzen, was sich in den vehementen Oszillationen der Kurve ausdrückt. Ist die Kruste definitiv geschlossen, so hält sich die Kurve in tiefem Niveau; die Sonne erhält die Atmosphärlinien noch durch längere Zeit mäßig warm, mit dem Schwinden der Atmosphäre hat die Weltraumkälte freien Zutritt.

Während diese gebrochene Kurve (Fig. 251) für die Oberfläche gilt, schwillt die Thermalkurve für einen tieferen Punkt

infolge der Krustenbildung (bei x Fig. 252) an, die Temperatursteigerung dieser Zone hält noch lange nach erfolgter Krustenbildung an (Kulmination bei z Fig. 252) und dann erfolgt ein langsames Abschwellen der Kurve.

Berücksichtigt man diese geophysischen Momente, so ergibt sich eine viel längere Dauer der Abkühlung, was den geologischen Beobachtungen und Schlußfolgerungen entspricht (s. oben).

Vereinigung und Entfremdung der Stoffe im Weltall. Einige der nächsten Gestirne vollziehen nachweislich zugleich mit unserem Sonnensystem eine bestimmte Wanderung im Weltraum. Wenn auch weitreichende Beziehungen dieser Art für die große Masse der Gestirne unbekannt sind, wenn man also die vereinigende Wirkung ferner Welten durch die Gravitation nicht behaupten kann, so wird doch die absolute Herrschaft der Gravitation in jedem einzelnen System als selbstverständlich angenommen. Daß eine reine Isolierung der einzelnen Herrschaftsgebiete nicht bestehen kann und daß andererseits ein einheitlicher Gravitationswirbel der Weltsysteme nicht existiert, muß man folgern aus der Beziehung unseres Systemes zu den Bahnen der Meteoriten und Kometen. Einzelne Fremdkörper kommen der Sonne oder einem Planeten so nahe, daß sie niederstürzen, eine große Zahl wird dauernd unserem System einverleibt und bewegt sich von da an in elliptischen Bahnen um den beherrschenden Körper. Der Teil des Schwarmes, welcher aber nicht so nahe kam, wird abgelenkt und setzt nun seine Wanderung durch den Weltraum in veränderter Richtung fort. Der Schwarm wird aber auch gleichzeitig deformiert, die nächsten Partikel eilen voran, der Schwarm wird zu einer Linie ausgezogen.

Diese unserem Systeme fremden (exotischen) Partikel (bzw. Moleküle), welche ein selbständiges Dasein im Weltraum führen, haben für das System, welches sie berühren oder kreuzen, eine Bedeutung, welche, falls deren Massen namhaft sind, das durchkreuzte System alterieren. Die Sonnenwärme wird durch

Meteoritenfälle vermehrt, ihre Abkühlung wird durch diese Kollisionen verzögert, die Annexion kosmischer Partikel retardiert die Rotation der Erde und beschleunigt den Mondumlauf, das Klima kann beeinflusst werden, elektrische Phänomene treten auf usf. Sind die Schwärme massenhaft, so kann das Gleichgewicht des durchkreuzten Systemes gestört werden. Große Kollisionen haben gewaltige Wärmeentwicklung zur Folge, sie können selbst zur Glutballung im großen Stile führen (G. Darwin vgl. oben S. 191).

Erscheinungen, welche auf riesige Kollisionen zurückzuführen sind, wurden wiederholt beobachtet. Tych o sah im November 1572 einen (mit freiem Auge sichtbaren) Stern aufleuchten, welcher in den nächsten Jahren erblaßte und erlosch. Der neue Stern von 1901 im Perseus zeigte eine spiralförmige Struktur und vergrößerte sich mit einer Schnelligkeit von ca. 1000 km pro Sekunde. Nach zwei Monaten erfüllte der leuchtende Körper einen Raum, welcher hundertmal so groß war als der unseres Sonnensystemes, in den folgenden Jahren wuchs er zur tausendfachen Größe unseres Systemes an. Man kann in solchen Fällen kaum an interne Ursachen, sondern nur an Kollisionen denken.

Während in diesen Fällen eine Kollision eines massigen Körpers mit einem anderen oder mit einem Schwarm vorliegt, können sich auch zwischen Schwärmen kosmischer Partikel Kollisionen ereignen, wobei sich mannigfache Formen ergeben; bei schräger Kollision würde eine lineare oder spindelförmige Form aufleuchten, während die übrigen Massen der Wolken, welche nicht kollidierten, dunkel blieben. Bewegen sich die flachen kollidierenden Wolken annähernd in einer Ebene, so würde eine weite flächige Glut resultieren. Eine geballte kosmische Wolke mit größeren Kernen, welche gegen eine andere Wolke antriebe, würde eine Deformation erleiden, indem die größeren Partikel voraneilend eine aufglühende parabolische Kollisionssphäre bildeten.

Jedenfalls lassen sich nicht alle leuchtenden Aggregationen als Resultate der Kondensation deuten, in vielen Fällen muß man sie auf Kollisionen kosmischer Wolken zurückführen.

Dieser Annektion oder Kollektion des Stoffes steht gegenüber die Entfremdung oder Emanzipation: Infolge der Kollision treten so gewaltige zentrifugale Bewegungen auf, daß namhafte Massen aus der Anziehungssphäre ausscheiden und sich wieder in den Weltraum zerstreuen. Aber auch konsolidierte Systeme können Teile an den Weltraum abgeben; ist die Masse eines Körpers, welcher sich kondensiert, unbedeutend, so können die explosiven und eruptiven Prozesse so heftig sein, daß die ausgeschleuderten Partikel sich zum Teil emanzipieren und selbständige Bahnen einschlagen. Ein verkrusteter Körper mit komprimiertem Gaskern kann durch einen benachbarten Weltkörper so sehr deformiert werden, daß die Kruste durch die Flutwellen gesprengt wird; auch in diesem Fall erfolgen Emanzipationen.

Bei kleinen Weltkörpern mit geringer Gravitation vollziehen sich Entfremdungen leicht, während große Weltkörper ihr Eigentum stärker fesseln. Die kleinen werden leichter zerstreut und annektiert, die großen sind stabiler. Aber auch für die großen kann die Kollision mit anderen Weltkörpern zu partieller Entfremdung führen.

Wir sehen also, wie zwei einander widerstreitende Prinzipien im Kosmos wirken: Sammlung und Entfremdung. Sie scheinen einen unerschöpflichen Entwicklungsgang zu sichern.

Verteilung des Stoffes im Weltraum. Daß der Stoff im Weltraum ungleich verteilt ist, kann man aus der Lichtverteilung schließen. Wenn ein Beobachter inmitten einer flächig weit ausgebreiteten Wolke leuchtender Gestirne steht (im Zentrum der Fig. 253, S. 199), so wird sich ihm das ferne Lichtmeer als breiter Lichtgürtel auf die „Himmelskugel“ projizieren, während die Menge der Gestirne im übrigen Raum (oberhalb und unterhalb des lichten Ringes) schwindet. Die Erscheinung

der Milchstraße legt es nahe, diese Stoffverteilung anzunehmen (Kant).

Die Menge des Stoffes im Weltraum ist augenscheinlich verschwindend, doch müssen wir beachten, daß wir unter dem Banne eines Trugschlusses stehen: wir sehen nur 1) einige nahe, erloschene Weltkörper in reflektiertem Licht, 2) Gase, welche in äußerster Verdünnung Licht ausstrahlen und 3) Körper, welche glühen; dieser Zustand des Glühens ist aber für jeden Weltkörper nur eine flüchtige Phase, nach der Krustenbildung wird der Weltkörper unsichtbar.

Alle fernen Gestirne, welche wir sehen, befinden sich in dieser flüchtigen Phase des Erglühens, nach dieser Epoche versinken sie in endlose Dunkelheit. Da wir diese Entwicklung an verschiedenen Körpern unseres Systems wahrnehmen, dürfen wir annehmen, daß auch im übrigen Kosmos verschiedene Phasen gleichzeitig nebeneinander existieren; neben den glühenden Gestirnen müssen auch solche bestehen, welche diese Phase abgeschlossen haben. Da nun aber der Zustand des Nichtleuchtens durch unermeßliche Zeiten anhält, während der Zustand der Glut relativ kurz ist, folgt, daß wir die gewaltige Mehrzahl der Weltkörper überhaupt nicht wahrnehmen können. Da auch diese dunklen Weltkörper ihre selbständigen Bahnen verfolgen, und da die Kreuzung solcher Wege mit der Bahn unseres Systems nachgewiesen ist, folgt, daß die Wahrscheinlichkeit der Kollision viel größer ist, als wir annehmen, und diese Wahrscheinlichkeit wächst mit der unermeßlichen verfügbaren Zeit.

Die Geschwindigkeit der kosmischen Vorgänge schwankt innerhalb weiter Grenzen. Die Meteoriten, die Sonne und einige der uns nächsten Gestirne bewegen sich zumeist mit 20—60 km pro Sekunde (Kanonenkugel = 0,5 km, vulkanischer Auswürfling höchstens 1 km pro Sekunde). Bei den Sonnen-eruptionen durchfliegen die Gase in einer Sekunde mehrere 100 km, Kometen erreichen im Perihel 500 km, der räumliche

Fortschritt, welchen man am neuen Stern von 1901 beobachtete, beträgt 1000 km pro Sekunde.

Daß trotz dieser Geschwindigkeiten nur wenige Ortsveränderungen im Gebiete der Sternenwelt nachweisbar sind, erklärt sich aus der großen Entfernung. Das Licht braucht von den nächsten Sternen mehrere Jahre, von den fernen Gestirnen aber Jahrtausende, um zu uns zu gelangen. Der Zustand, welchen wir heute beobachten, entspricht also tatsächlich Erscheinungen und Verhältnissen einer vergangenen Epoche; wo die fernen Gestirne, welche wir sehen, derzeit tatsächlich existieren, ist unbekannt.

Wir sehen ein Gestirn aufleuchten, das bedeutet eine Kollision, welche vor Jahrhunderten oder vor Jahrtausenden stattgefunden hat, tatsächlich ist das Gestirn derzeit wieder unsichtbar geworden, seine vor Jahrhunderten ausgesandten Lichtstrahlen treffen aber heute unser Auge. Für uns leuchtet das ferne Gestirn erst jetzt — nachdem es längst erloschen ist. Je näher das Gestirn, desto jünger sind die optischen Nachrichten, je ferner, desto mehr sind die Nachrichten veraltet; während wir von der Sonne rasch Nachrichten empfangen, stammen die Tagesberichte ferner Gestirne aus unserem Mittelalter, und von den fernsten Gestirnen erhalten wir heute jene Strahlen, welche zur Zeit der alten Ägypter ausgesendet wurden. Das optische Bild des gestirnten Himmels entspricht also durchaus nicht einem momentanen Zustand, sondern wir sehen gleichzeitig Gegenwärtiges und längst Vergangenes. —

Trotz der großen Entfernung ist es in einzelnen Fällen gelungen, Bewegungen der Gestirne nachzuweisen und zwar wandern einige uns nahe Sterne ebenso wie unser Sonnensystem in annähernd gleicher Richtung durch den Weltraum.

Diese Tatsache veranlaßte viele Forscher zur Annahme, die Milchstraße sei ein Bewegungssystem nach Analogie unseres Sonnensystems. Einige dachten an einen riesigen Zentralkörper,

um den sich all diese Gestirne bewegen sollten, Schönfeld vermutete, alle sogenannten Fixsterne bewegten sich in der Ebene der Milchstraße in rechtläufigen Bahnen.

Da wir aber Eigenbewegung tatsächlich nur bei einer verschwindend kleinen Zahl der Sterne nachweisen können, bleibt die Möglichkeit einer anderen Vorstellung frei. Man könnte annehmen, daß die verschiedenen Sternsysteme der Milchstraße als selbständige Strömungen oder Wolkenzüge durch den Weltraum wandern und daß durch Kollisionen solcher Züge in der Ebene der Milchstraße jenes große System leuchtender Weltkörper entstanden sei; damit wäre aber die flächige Anordnung nicht er-

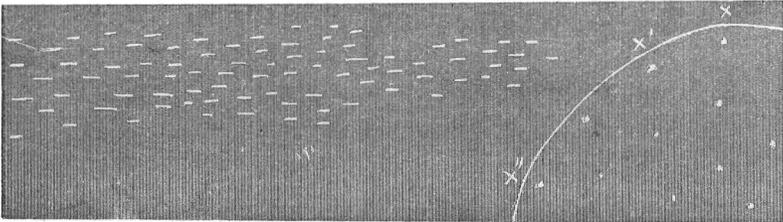


Fig. 253.

Fig. 254.

klärt, sondern nur in ein früheres Stadium zurückversetzt; man müßte in diesen Falle eben eine flächige (oder lineare) Wolke von Weltkörpern annehmen, welche durch die unregelmäßig von Weltkörpern durchzogenen Welträume hinzieht und auf ihrer Wanderung sukzessive Kollisionen und schließlich ein flächiges Aufglühen bewirken würde.

Einfacher ist es wohl, sich vorzustellen, daß selbständig dahinziehende Wolken von Weltkörpern befähigt sind, durch Annexion externe Weltkörper an sich zu fesseln, ohne daß man gezwungen wäre, einen riesigen Zentralkörper anzunehmen. Wenn in Fig. 254 der Körper x einem Partikel der Sternenwolke nahekommt, wird er abgelenkt; er könnte darnach seinen Weg im

Weltraum fortsetzen, doch kommt er bei x^1 wieder einem Körper der Sternwolke nahe, welche ihn anzieht, u. s. f. Das Resultat wäre, daß der Körper unter gewissen Bedingungen um die Wolke (oder auch um einen ringförmig verteilten Schwarm) ohne Zentralkörper liefe. Ein Teil der Eindringlinge würde dauernd gefesselt, während ein anderer Teil von der Peripherie der Sternwolke fort und fort sich emanzipierte. An der Grenze der kosmischen Wolke würde also ein fortwährender Stoffaustausch stattfinden. Im Inneren der Wolke mag hingegen eine Bewegung herrschen wie in einem Mückenschwarm. Einzelne Züge mögen sich im gleichen Sinn bewegen, andere in abweichender Richtung. Das Gleichgewicht würde fortwährend gestört, jeder Moment brächte eine neue Welt von Kompromissen und Resultierenden. Die kosmische Wolke würde sich hier verdichten, dort lösen und doch bliebe dieses wechselvolle Wolkengebilde eine von der Gravitation beherrschte kosmische Einheit. In einer solchen Wolke wären die Bedingungen zu wiederholten Kollisionen gegeben. Die Kollisionen aber erhalten das kosmische System für unermeßliche Zeiträume im Zustand leuchtender Glut.

Über die maximale Ausdehnung einer solchen kosmischen Wolke höherer Ordnung lassen sich nur Vermutungen äußern. Auf Grund anfechtbarer Prämissen wird berechnet, daß das Licht der fernsten Gestirne des Milchstraßensystems etwa 10 Jahrtausende braucht, um uns zu erreichen. Jenseits dieses Gebietes mögen leuchtende Welten existieren, doch erhalten wir keine optische Kunde, weil das Licht durch die im Weltraum zerstreute Materie (Schwärme oder Gase) absorbiert wird. Es bleibt also die Frage offen, ob sich dieses System noch weiter unbegrenzt ausdehnt.

Die Analogie spricht wohl für die Begrenztheit eines solchen Systems. Wir kennen kein anorganisches System, welches nicht begrenzt wäre, alle Wachstums- und Entwicklungserscheinungen

haben ein Maximum, welches sie nicht überschreiten. Möglicherweise wächst die fesselnde Kraft eines solchen Sternsystems nicht unbegrenzt, sondern die kosmische Wolke, welche bis zu einem gewissen Punkt mehr Partikel fesselt, als sie verliert, erfährt im Laufe der Vergrößerung eine Wandlung dieser Beziehungen: Die Abgabe an den Weltraum wird größer, als die werbende Kraft des Systems. Wie ein Weltreich bis zu einer gewissen Größe wachsen kann, endlich aber mehr peripherischen Abfall, als neuen Landgewinn erlebt, so mag auch bei kosmischen Systemen eine analoge Disposition zum Zerfall mit dem Anwachsen über eine bestimmte Grenze hinaus gegeben sein. —

Einzelne Gebiete des Himmels erscheinen lichtlos, woraus manche die Abwesenheit der Gestirne in dieser Richtung erschließen. Das ist gewiß möglich, es können sich aber auch ebensowohl in diesem Gebiete nichtleuchtende kosmische Wolken befinden, die das Licht, welches aus entfernteren Gebieten kommt, absorbieren.

Andererseits bleibt die Frage offen, ob es im Kosmos Gebiete gibt, welche tatsächlich keine Substanz enthalten, ob es einen wirklich leeren Raum gibt, oder ob nur Variationen der Raumerfüllung vorkommen. Wir gelangen schließlich zur Frage, ob jenes hypothetische Medium, welches das Licht und andere Bewegungen vermittelt, überall gleichmäßig verbreitet sei. Nach Analogie müßte man wohl annehmen, daß auch die Verteilung dieses Mediums variabel sei. Es könnten auch Varianten vorkommen, welche durch eine extreme Verminderung bis zum absolut leeren nihilistischen Raum führen würden, durch welchen weder das Licht noch die Gravitation vordringen könnten — ein Raum ohne Stoff und ohne Energie — ein unbegreifliches, rein negatives Gedankengebilde. —

Die Betrachtung über Kollision, Sammlung und Entfremdung der Stoffe ist geeignet, den Glauben an die Selbständigkeit und Einheit der kosmischen Systeme und Zyklen zu erschüttern, sie

befreit uns aber auch von der Vorstellung eines definitiven kosmischen Absterbens und läßt hier wie in der organischen Welt das Ende eines Phänomens als Übergang zu neuem Dasein erscheinen; der individuelle Tod ist immer nur ein Übergang zu neuem Leben.



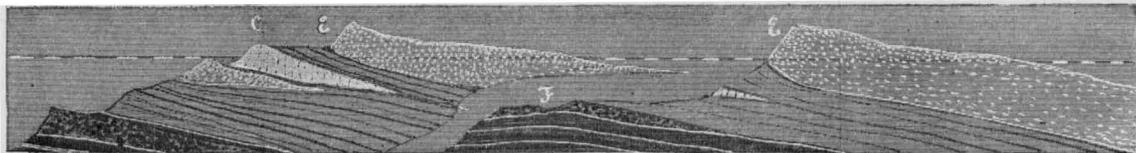


Fig. 148.

Fig. 149.

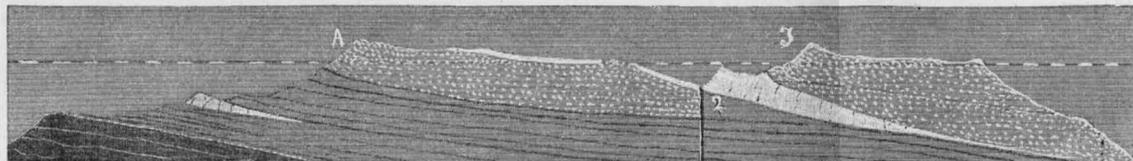


Fig. 150.

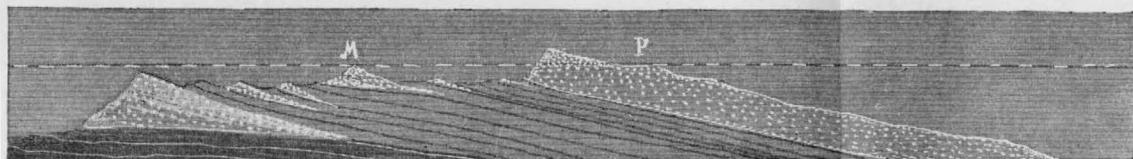


Fig. 151.

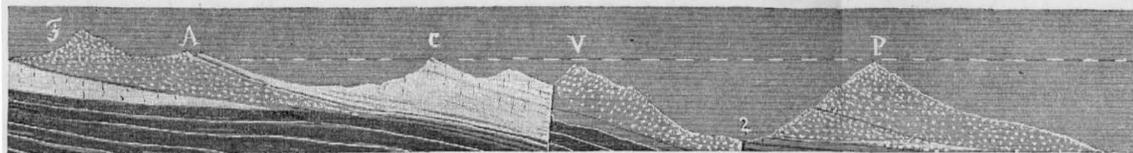


Fig. 152.

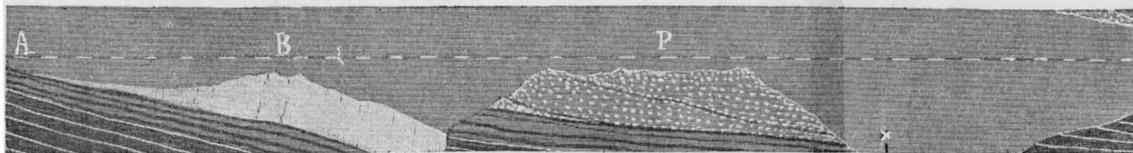


Fig. 153.