



This is a digital copy of a book that was preserved for generations on library shelves before it was carefully scanned by Google as part of a project to make the world's books discoverable online.

It has survived long enough for the copyright to expire and the book to enter the public domain. A public domain book is one that was never subject to copyright or whose legal copyright term has expired. Whether a book is in the public domain may vary country to country. Public domain books are our gateways to the past, representing a wealth of history, culture and knowledge that's often difficult to discover.

Marks, notations and other marginalia present in the original volume will appear in this file - a reminder of this book's long journey from the publisher to a library and finally to you.

### **Usage guidelines**

Google is proud to partner with libraries to digitize public domain materials and make them widely accessible. Public domain books belong to the public and we are merely their custodians. Nevertheless, this work is expensive, so in order to keep providing this resource, we have taken steps to prevent abuse by commercial parties, including placing technical restrictions on automated querying.

We also ask that you:

- + *Make non-commercial use of the files* We designed Google Book Search for use by individuals, and we request that you use these files for personal, non-commercial purposes.
- + *Refrain from automated querying* Do not send automated queries of any sort to Google's system: If you are conducting research on machine translation, optical character recognition or other areas where access to a large amount of text is helpful, please contact us. We encourage the use of public domain materials for these purposes and may be able to help.
- + *Maintain attribution* The Google "watermark" you see on each file is essential for informing people about this project and helping them find additional materials through Google Book Search. Please do not remove it.
- + *Keep it legal* Whatever your use, remember that you are responsible for ensuring that what you are doing is legal. Do not assume that just because we believe a book is in the public domain for users in the United States, that the work is also in the public domain for users in other countries. Whether a book is still in copyright varies from country to country, and we can't offer guidance on whether any specific use of any specific book is allowed. Please do not assume that a book's appearance in Google Book Search means it can be used in any manner anywhere in the world. Copyright infringement liability can be quite severe.

### **About Google Book Search**

Google's mission is to organize the world's information and to make it universally accessible and useful. Google Book Search helps readers discover the world's books while helping authors and publishers reach new audiences. You can search through the full text of this book on the web at <http://books.google.com/>

# GESTEINSKUNDE

Für Studierende der Naturwissenschaft,  
Forstkunde und Landwirtschaft, Bauingenieure,  
Architekten und Bergingenieure

Von

Dr. F. Rinne

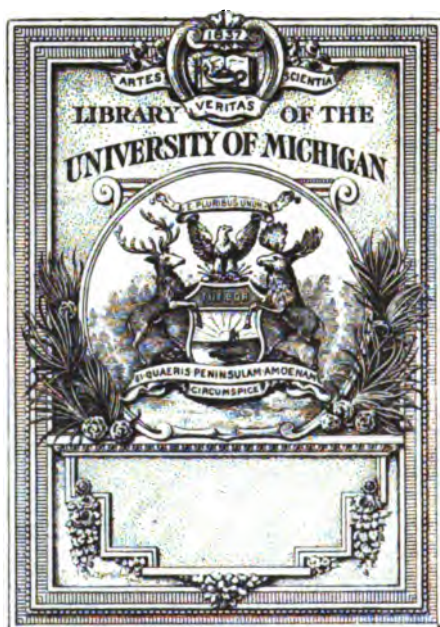
Professor an d. Universität Leipzig  
Geb. Hofrat u. Geh. Reg. Rat

Vierte, vollständig durchgearbeitete Auflage



Mat Mich  
L 635

14 -  
mat



Library

Q L  
431  
.R582  
1914







MAGNETEISENERZ-BERGBAU VON KIIRUNAVAARA (SCHWEDEDEN).

U. G. H.

# GESTEINSKUNDE

Für Studierende der Naturwissenschaft,  
Forstkunde und Landwirtschaft, Bauingenieure,  
Architekten und Bergingenieure

Von

**Dr. F. Rinne**

Professor an der Universität Leipzig  
Geh. Hofrat und Geh. Reg.-Rat

**Vierte, vollständig durchgearbeitete Auflage**  
**Mit 451 Abbildungen im Text**



**LEIPZIG**  
**Dr. Max Jänecke, Verlagsbuchhandlung**  
**1914**



---

**Alle Rechte, namentlich das Recht der Übersetzung  
in andere Sprachen, vorbehalten.**

---

Druck von Ramm & Seemann, Leipzig.

## Begleitwort.

Mente et malleo.

Wie der Titel dieses Werkes besagt, ist es für Studierende der Naturwissenschaft, der Forstkunde und der Landwirtschaft, sowie für Bauingenieure, Architekten und Bergingenieure geschrieben.

Jünger der Naturwissenschaften, eingeschlossen die der Geographie, finden in dem hier zur Verfügung gestellten Werke einen ihren Bedürfnissen, wie ich hoffe, gut angepaßten Überblick über das weite Feld der Petrographie und dabei mancherlei Anregungen auch hinsichtlich der für sie durchaus beachtenswerten praktischen Seite der Gesteinswissenschaft. Weiter glaube ich, daß die vorliegende Gesteinskunde denen, die sich der Forst- oder der Landwirtschaft gewidmet haben, gleichfalls von Nutzen sein wird.

Die Berufstätigkeit der Bauingenieure, Architekten, sowie der Bergingenieure bringt in zahlreichen Fällen die Gewinnung und Verwendung von Gesteinen mit sich, und somit ist für die Genannten eine zweckentsprechende Kenntnis solcher Materialien geboten. Auch diesem Bedürfnisse, das ich durch langjährigen Unterricht an der Technischen Hochschule in Hannover und mancherlei Berührungen mit dem Bergbau eingehend kennen gelernt habe, soll die vorliegende Gesteinskunde entgegenkommen.

Im übrigen ist es der Wunsch des Verfassers, daß das Werk nicht nur Studierenden und Praktikern, deren Fachrichtung eine Bekanntschaft mit den Gesteinen verlangt, die Kenntnis der natürlichen steinernen Materialien in zweckmäßiger Weise vermittele, sondern daß es auch manchem andern Freunde der Natur ein treuer Führer im Reiche der Petrographie sei.

Um die Darstellungen dem verfolgten Zwecke anzupassen, war es angebracht, eine gewisse Beschränkung zu üben, insbesondere einige in der Natur selten vorgefundene Gesteinsgruppen in knapper Weise zu behandeln. Andererseits hat bei der Abfassung des Werks das Bestreben gewaltet, die allgemeine wissenschaftliche Grundlage kräftig heraustreten zu lassen und ein abgerundetes naturwissenschaftliches Bild der Gesteine zu entwerfen.

Dementsprechend wurden die geologischen Verhältnisse, insbesondere die Entstehung und Umänderung der Gesteine, Lagerungsformen und chemische Natur, ferner die Methoden und Ergebnisse der mineralogischen Untersuchung in ergiebigem Maße besprochen.

Um das Verständnis zu erleichtern, habe ich besonders darauf Bedacht genommen, charakteristische Abbildungen in den Text reichlich einzustreuen. Es sind meist Originale. Viele Landschaftsbilder sind nach Photographien gefertigt, die von mir oder meinen Zuhörern auf geologischen Ausflügen in die nahe und ferne Welt hergestellt wurden; andre wurden mir von Fachgenossen freundlichst zur Verfügung gestellt.

Die vorliegende vierte Ausgabe meiner Gesteinskunde ist das Ergebnis einer erneuten gründlichen Durcharbeitung des ganzen Werkes. Seine Tendenz ist die alte geblieben, das oben stehende Begleitwort gibt in der Hinsicht ausführlichen Aufschluß.

Vielorts wurden Änderungen vorgenommen und Zusätze vor allem im Interesse einer wissenschaftlichen Vertiefung gemacht. Dabei leitete den Verfasser insbesondere die Überzeugung, daß die weitergehende Anwendung der physikalischen Chemie von Nutzen sei. Es sind daher einfache Lehren dieser Wissenschaft noch mehr als früher vielen Betrachtungen zugrunde gelegt. Erfreulicherweise wird es dadurch möglich, die rasch vorangeschrittenen petrographischen Erfahrungen mehr und mehr vom allgemeinen Gesichtspunkte aus zu betrachten, ein Umstand, der das Interesse an der Gesteinskunde ganz wesentlich zu steigern vermag. Das Schwergewicht der petrographischen Betrachtungen liegt bei den Eruptivgesteinen; das wird auch in Zukunft so sein. Sehr deutlich hebt es sich aber heraus, daß ein physikalisch-chemisches Studium der wässerigen Bildungen, insbesondere der Ausscheidungssedimente, wie der Salze, von hoher Bedeutung ist für die Erweiterung des petrographischen Gesichtskreises und für die Erkenntnis der in der Gesteinswelt allgemein herrschenden Gesetze. Auch in dem Sinne bringt die vorliegende Auflage manchen Fortschritt petrographischen Wissens zum Ausdruck.

Die vermehrte Erkenntnis des Gesteinsmetamorphismus ist bei der Neubearbeitung des Werkes eingehend gewürdigt.

Weitere Fürsorge erfuhr wieder die Ausstattung des Buches mit neuen lehrhaften Abbildungen und Zeichnungen.

Mögen alle Änderungen, die das Werk erfahren hat, ihm zum Vorteil gereichen, auf daß es seine alten Freunde bewahre und neue hinzugewinne.

Dr. F. Rinne.

# Inhalt.

|  | Seite |
|--|-------|
| Begleitwort . . . . .  | III   |
| I. Allgemeiner Aufbau der Erde . . . . .   | 1     |
| II. Haupteinteilung der Gesteine . . . . .   | 2     |
| III. Allgemeine geologische Erscheinung der Gesteine . . . . .   | 2     |
| 1. Allgemeine geologische Erscheinung der Eruptivgesteine . . . . .  | 2     |
| a) Vorkommnisse unterirdisch erstarrter Gesteine . . . . .   | 5     |
| b) Vorkommnisse erdoberflächlich erstarrter Gesteine . . . . .   | 7     |
| 2. Allgemeine geologische Erscheinung der Sedimentgesteine. . . . .  | 11    |
| 3. Allgemeine geologische Erscheinung der kristallinen Schiefer. . . . .   | 18    |
| IV. Lagerungsstörungen der Gesteine. . . . .   | 20    |
| 1. Entstehung und Vorkommen der Lagerungsstörungen . . . . .   | 20    |
| 2. Lagerungsstörungen von Sedimentgesteinen. . . . .   | 22    |
| 3. Lagerungsstörungen von kristallinen Schiefen und Eruptiv-<br>gesteinen . . . . .  | 30    |
| 4. Streichen und Fallen. (Geologische Kennzeichnung der Lage von Ebenen) . . . . .   | 30    |
| 5. Bedeutung der Lagerungsstörungen . . . . .  | 32    |
| V. Absonderung und Teilbarkeit der Gesteine . . . . .  | 34    |
| 1. Absonderung und Teilbarkeit bei Eruptivgesteinen . . . . .  | 34    |
| 2. Absonderung und Teilbarkeit bei Sedimentgesteinen. . . . .  | 37    |
| 3. Teilbarkeit bei kristallinen Schiefen. . . . .  | 40    |
| VI. Methoden der Gesteinsuntersuchung . . . . .  | 41    |
| 1. Optische Untersuchungen . . . . .   | 41    |
| Dünnschliff 41. Mikroskop 42. a) Untersuchung im gewöhnlichen Lichte 42.<br>b) Untersuchung im linear polarisierten Lichte 44. a) Untersuchung im<br>parallelen, polarisierten Lichte 44. $\beta$ ) Untersuchung im konvergenten,<br>polarisierten Lichte 51. Abbildung von Dünnschliffen 56. Mikroskopische<br>Beobachtung undurchsichtiger Körper 56.  |       |
| 2. Mikrochemische Untersuchungen . . . . .   | 58    |
| 3. Härteprobe . . . . .  | 59    |
| 4. Schmelzprobe . . . . .  | 60    |
| 5. Trennung der Gesteinsgemengteile . . . . .  | 62    |
| a) Trennung nach dem spezifischen Gewichte 62. b) Magnetische Trennung 64.<br>c) Chemische Trennung 64.  |       |
| 6. Feststellung der Mengenverhältnisse der Gesteinsbestandteile . . . . .  | 65    |
| VII. Gemengteile der Gesteine . . . . .  | 66    |
| 1. Allgemeine Verhältnisse . . . . .   | 66    |
| a) Allgemeine chemische Zusammensetzung der Gesteinsgemengteile 66.<br>b) Gestalt der Gemengteile 67. c) Größe der Gemengteile 70. d) Struktur<br>der Gemengteile 71. e) Entstehungsort der Gemengteile 72. f) Art der<br>Gemengteile 73.  |       |
| 2. Die wichtigsten Gemengteile der Gesteine . . . . .  | 73    |
| Quarzgruppe 73. Opal 75. Feldspatgruppe 75. Leuzit 79. Nephelin 80.<br>Melilith 80. Sodalithgruppe 81. Glimmergruppe 81. Chlorit 82. Talk 83. Ser-<br>pentin 83. Glaukonit 83. Kaolin, Ton 83. Augitgruppe 84. Hornblendegruppe<br>86. Olivin 87. Granat 88. Cordierit 88. Andalusit 89. Staurolith 89. Tur-<br>malin 89. Skapolith 90. Topas 90. Epidot 90. Orthit 90. Zoisit 90. Zeolithe 90.<br>Titanit 90. Perowskit 91. Zirkon 91. Rutil 91. Anatas 91. Zinnstein 91. |       |

|  |            |
|--|------------|
| Spinnelle 91. Magnetit 91. Chromeisenerz 92. Eisenglanz 92. Titaneisenerz 92. Korund 92. Eis 92. Brauneisenstein 92. Eisenkies 92. Magnetkies 93. Apatit 93. Kalkspat 93. Magnesit 94. Dolomit 94. Eisenspat 94. Aragonit 94. Strontianit 95. Anhydrit 95. Glauberit 95. Vanthoffit 95. Schwerspat 95. Celestin 95. Gips 95. Polyhalit 96. Kieserit 96. Langbeinit 96. Steinsalz 96. Sylvit 96. Bischofit 96. Carnallit 96. Kainit 96. Flußspat 97. Graphit 97. Diamant 97. Schwefel 97. Eisen 97. |            |
| <b>VIII. Einige besonders technisch wichtige Verhältnisse der Gesteine. . . . .</b>  | <b>97</b>  |
| a) Gewinnbarkeit 98. b) Bearbeitbarkeit und Abnutzungsgrad 99. c) Festigkeit 101. d) Raumgewicht und spezifisches Gewicht 104. e) Wetterbeständigkeit 105. f) Wasserdurchlässigkeit 108. g) Luftdurchlässigkeit 110. h) Wärmeleitfähigkeit, spezifische Wärme und Wärmefestigkeit 111. i) Bruchflächenbeschaffenheit, Farbe und Politurfähigkeit 113. k) Chemische Zusammensetzung 115.  |            |
| <b>IX. Übersicht der Eruptivgesteine . . . . .</b>   | <b>116</b> |
| 1. Allgemeine chemische Zusammensetzung und graphische Darstellung der Analyseergebnisse. . . . .  | 116        |
| 2. Allgemeine Übersicht der Erstarrung von Eruptivgesteins-Schmelzflüssen 118. a) Gesteinsdifferenzierungen 118. b) Gase im Magma 122. c) Erstarrungsfolge 124. Anhang. Nachbildung der Eruptive 133.  |            |
| 3. Art der Bestandteile . . . . .  | 133        |
| 4. Verband der Bestandteile (Gefüge) . . . . .   | 134        |
| Lose Auswurfmassen 135. Blasenraumgefüge 137. Miarolithisches Gefüge 137. Richtungslos körniges Gefüge 138. Ophitisches Gefüge 139. Porphyrisches Gefüge 140. Implikationsgefüge 142. Poikilitisches Gefüge 142. Trachytisches Gefüge 143. Pilotaxitisches Gefüge 143. Hyalopilitisches Gefüge 143. Sphärolithgefüge 143. Perlitgefüge 144. Aschengefüge 144. Flußgefüge 144. Schlieriges Gefüge 145. Protoklasgefüge 147. Kataklasgefüge 147. Brecciengefüge 148.                                 |            |
| 5. Einteilung der Eruptivgesteine . . . . .  | 148        |
| 6. Übersicht der Plutonite . . . . .   | 152        |
| Granit 153. Syenit 159. Eläolithsyenit 161. Leuzitsyenit 162. Diorit 162. Gabbro 163. Peridotit 165. Essexit 167. Theralith 167. Ijolith 167. Bekinkinit 167. Fergusit 167. Missouriit 167.  |            |
| Anhang an die plutonischen Gesteine. . . . .   | 167        |
| a) Plutonitporphyre (Batholithporphyre) 167. b) Schizolithe (Spaltungsgesteine) 168. a) Plutonischizolithe 168. Granulit 168. $\beta$ ) Gang-Schizolithe 169.  |            |
| Kontakterscheinungen bei Plutoniten . . . . .  | 171        |
| a) Exomorphe Kontakterscheinungen 171. b) Endomorphe Kontakterscheinungen 175.   |            |
| Anhang. Apo magmatische Metamorphosen 177. Chlorit-, Serpentin- und Talkbildung 177. Propylitisierung und Grünsteinbildung 177. Sausuritisierung 178. Epidotbildung 178. Kaolinisierung 178. Zeolithbildung 178. Verkieselung 178. Karbonatbildung 178. Erzgänge 179.  |            |
| 7. Übersicht der Vulkanite . . . . .   | 179        |
| Liparit und Quarzporphyr 180. Trachyt und quarzfreier Porphyr 183. Phonolith und Leuzitphonolith, Eläolithporphyr und Leuzitporphyr 185. Andesit und Porphyrit 187. Plagioklasbasalt 189. Diabas 191. Melaphyr 193. Pikrit 193. Alkalibasalte 195. Kontakterscheinungen am Basalt 197.   |            |
| 8. Meteoriten . . . . .  | 198        |
| Anhang. Vergleich des Meteoriseisens mit dem künstlich hergestellten Eisen 202.  |            |
| <b>X. Übersicht der Sedimentgesteine. . . . .</b>  | <b>204</b> |
| 1. Entstehung der Sedimentgesteine . . . . .   | 204        |
| a) Zerstörung von älterm Gesteinsmaterial. . . . .   | 204        |
| Ort und allgemeiner Verlauf der Zerstörung. . . . .  | 204        |
| Zerstörende Wirkungen des Wassers . . . . .  | 205        |
| Lösende Wirkungen des Wassers 206. Chemische Umsetzungen durch Wasser und Lösungen 209. Hydratisierung 209. Tonbildung 209. Laterit- und   |            |

## VII

|   | Seite |
|---|-------|
| Beauxitbildung 210. Baueritisierung 210. Erzhüte 211. Salzhüte 211.   |       |
| Chemische Zusammensetzung wandernden und stehenden Wassers 211.   |       |
| Mechanische Wirkungen durch Wasser 214.   |       |
| Zerstörende Wirkungen des Eises. . . . .  | 216   |
| Zerstörende Wirkungen der bewegten Luft. . . . .  | 218   |
| Zerstörende Wirkungen der Sonnenbestrahlung . . . . .   | 219   |
| Zerstörende Wirkungen von Pflanzen, Tieren und Menschen . . . . .   | 220   |
| b) Fortführung der Zerstörungsprodukte . . . . .  | 223   |
| Schwerkraft und Wasser als Transportmittel . . . . .  | 223   |
| Transport fester Teile 223. Transport gelöster Substanzen 225.  |       |
| Eis als Transportmittel . . . . .   | 225   |
| Wind als Transportmittel. . . . .   | 227   |
| Transport fester Teile 227. Transport gelöster Substanzen 227.  |       |
| Tiere als Transportmittel. . . . .  | 227   |
| c) Ablagerung der Zerstörungsprodukte. . . . .  | 227   |
| Ablagerung durch Wasser verfrachteter Materialien. . . . .  | 228   |
| Ablagerung der im festen Zustande transportierten Teile 228. Ablagerung<br>der in Lösung transportierten Substanzen 231.  |       |
| Ablagerung der durch Eis verfrachteten Materialien . . . . .  | 232   |
| Ablagerung der vom Winde verfrachteten Materialien . . . . .  | 233   |
| d) Diagenese der Sedimentgesteine . . . . .   | 233   |
| 2. Einteilung der Sedimentgesteine . . . . .  | 235   |
| 3. Trümmersedimente. Klastische Sedimente . . . . .   | 235   |
| Lose Trümmersedimente. . . . .  | 235   |
| Gerölle, Kies, Grand, Sand, Schluff 235. Seifen 236. Gletscherablagerun-<br>gen 237. Dünen 238. Ton 240. Schlick, Schlamm 241. Lehm 244. Löß 244.<br>Schwarzerde 245. Laterit 245. Beauxit 245.   |       |
| Anhang. Der Boden (Ackerkrume). . . . .   | 246   |
| Verfestigte Trümmersedimente . . . . .  | 248   |
| Breccie 249. Konglomerat 250. Grauwacke 251. Arkose 251. Sandstein<br>252. Schiefer-ton und Tonschiefer 255.  |       |
| 4. Ausscheidungssedimente . . . . .   | 257   |
| Neptunische Ausscheidungssedimente . . . . .  | 257   |
| Entstehung der Salzlagerstätten 257. Steinsalz 265. Kaliummagnesiumsalze<br>267. Anhydrit 270. Gips 271. Schwerspat 272. Flußspat 272. Kryolith 272.<br>Chilesalpeter 272. Kalkstein 272. Dolomit 282. Magnesit 283. Strontianit<br>284. Mergel 284. Kieselgesteine 285. Quarzit 286. Kieselschiefer 287.<br>Adinole 287. Feuerstein 287. Kieselsinter 288. Kieselgur 288. Polierschiefer<br>288. Phosphorit 288. Schwefel 289. Spateisenstein 290. Magneteisenerz 291.<br>Eisenglanz, Roteisenstein 291. Brauneisenstein 292. Manganerze 293. Sulfi-<br>dische Erze 294. |       |
| Äolische Ausscheidungssedimente. . . . .  | 295   |
| Schnee und Eis 295.   |       |
| 5. Kohlegesteine . . . . .  | 299   |
| Entstehung 299. Faulschlamm 304. Torf 304. Braunkohle 305. Steinkohle<br>und Anthrazit 306. Graphit 308.  |       |
| 6. Anhang. Asphalt 308. Ozokerit 309. Bernstein 309. Erdöl 309. Guano 311.<br>Ortstein 311.   |       |
| XI. Übersicht der kristallinen Schiefer . . . . .   | 312   |
| Entstehung 312. Allgemeine chemische Zusammensetzung 318. Mineral-<br>bestand 318. Gefüge 319. Arten 322. Gneis 322. Glimmerschiefer 324.<br>Quarzschiefer 325. Phyllit 326. Chlorit- und Talkschiefer 326. Silikatische<br>Einlagerungen 327. Hornblendegesteine 327. Augitgesteine 327. Granatfels<br>328. Epidotfels 328. Serpentin 328. Karbonatische Einlagerungen 328.<br>Oxydische Einlagerungen 328. Sulfidische Einlagerungen 328.   |       |
| XII. Register. . . . .  | 329   |



## I. Allgemeiner Aufbau der Erde.

Im Innern unseres Planeten vermutet man einen an Metall reichen Kern, eine Metallosphäre, welche nach außen in die Gesteinskruste, Lithosphäre, übergeht. Diese ist von einer Wasserhülle, Hydrosphäre, lückenhaft bedeckt. Als äußerste, rundum geschlossene Schale des Erdkörpers flutet ein Luftmeer, die Atmosphäre, über Wasser und Land.

Die Gesamterde hat das hohe spezifische Gewicht von 5,527. Die zugängigen Gesteine der Lithosphäre besitzen hingegen eine Eigenschwere von im Mittel nur etwa 2,7, ein Gegensatz, der auf schwere Massen im Erdinnern hinweist.

Das erwähnte Verhältnis wird am einfachsten durch die Annahme eines metallenen, und zwar eisernen Erdkernes erklärt. Man vermutet gerade gediegen Eisen in großer Menge im Erdinnern, weil die Meteoriten vielfach aus diesem Metall bestehen und man auf Grund der Annahme einer stofflichen Gleichmäßigkeit der Sternsysteme folgert, daß die häufigen Bestandmassen der Meteoriten auch am Aufbau der Erde reichlich teilnehmen. Wichert berechnet auf Grund von Erfahrungen über Erdbebenwellen, die durch den Erdkörper hindurchgingen, daß der Metallkern bis 1500 km unter die Erdoberfläche reicht. Der kristalline Mantel der Erde mag 50—100 km stark sein; darunter wird das Material zufolge hoher Wärme sich im amorphen Zustande befinden.

Durch unmittelbare Anschauung ist vom Erdkörper in radialer Richtung außer der Atmosphäre und Hydrosphäre nur sehr wenig mehr als die Oberfläche der Lithosphäre bekannt. Bedeutende natürliche Aufschlüsse, so die Cañons des Coloradoflusses in Nord-Amerika, ferner Schächte und Tiefbohrungen haben gelegentlich den Bau des festen Untergrundes bis auf einige tausend Meter erkennen lassen. Das tiefste Bohrloch, das von Czuchow in Oberschlesien, ist 2240 m, der tiefste Bergbau, derjenige der Kupfergrube Tamarack in Michigan, bis 1830 m niedergebracht. Im Verhältnis zu den Erddimensionen (Durchmesser in der Äquatorebene 12756 km, von Pol zu Pol 12712 km) ist das sehr wenig; es entspricht einem Nadelstich von noch nicht 0,2 mm Tiefe in einen Globus von 1 m Durchmesser. Die stoffliche Natur der Hauptmasse unseres Erdballes ist durch unmittelbare Anschauung nicht erforschbar. Auch ist die physikalische Beschaffenheit der unter der zugängigen Außenzone befindlichen Teile unseres Planeten nicht sicher zu erschließen gewesen. Die Temperatur des Erdkörpers wächst in der Richtung auf sein Inneres, ein Verhältnis, das sich bei Bergwerken und Tunnelbauten öfter störend geltend macht<sup>1)</sup>. Im allgemeinen nimmt man auf etwa 33 m Tiefenzunahme eine Temperaturerhöhung von 1° C an<sup>2)</sup>. Daß das Innere der Erde eine sehr hohe Wärme besitzt, ist eine gesicherte Annahme, aber bis zu

<sup>1)</sup> Im Simplontunnel (Maximum der Gesteinsüberlagerung 2135 m) wurde bis 54° C Gesteinswärme beobachtet.

<sup>2)</sup> Im Bohrloch von Czuchow herrschte bei 2221 m Tiefe eine Temperatur von 83,4° C. Hier ergab sich eine „geothermische Tiefenstufe“ von 31,8 m.



welchem Grade die Temperatur nach dem Erdzentrum hin anwächst, vermag niemand mit Sicherheit zu sagen. Sehr wahrscheinlich befinden sich die innern Massen im übrigen zufolge des auf sie ausgeübten hohen Druckes trotz ihrer hohen Temperatur in einem Zustande großer Starrheit.

## II. Haupteinteilung der Gesteine.

Die Durchforschung der Gesteinsmassen hat dreierlei Material ergeben: 1. Eruptivgesteine, 2. Sedimentgesteine, 3. kristalline Schiefer<sup>1)</sup>.

Die Eruptivgesteine (Durchbruchgesteine) drangen und dringen auch jetzt noch hier und da aus der Erdtiefe als feurig-flüssige Massen (Magmen) empor<sup>2)</sup>. Sie blieben in der Erdkruste stecken (Intrusionen) oder überfluteten Teile der festen Erdoberfläche (Extrusionen), auch wurden sie zum Teil explosionsartig aus vulkanischen Öffnungen herausgeschleudert (Ejektionen). Nunmehr erkaltet, stellen sie Erstarrungsgesteine dar.

Die Sedimentgesteine (Bodensatzgesteine)<sup>3)</sup> sind Absätze aus dem Wasser, auch aus der Luft.

Die kristallinen Schiefer sind durch Umwandlung (Metamorphose) von Sedimenten und Eruptiven entstanden.

## III. Allgemeine geologische Erscheinung der Gesteine.

Die geologische Erscheinung und die Entstehungsart der Gesteine sind eng miteinander verknüpft; die Kenntnis der Bildungsgeschichte eines Gesteins gibt zugleich die Erklärung für die Art seines Auftretens im Erdkörper. Es sind deshalb bei der folgenden Besprechung die geologischen Verhältnisse der Vorkommnisse aus der Entstehungsgeschichte der betreffenden Gesteine abgeleitet.

### 1. Allgemeine geologische Erscheinung der Eruptivgesteine.

Als Ursprungsort der natürlichen feurigen Schmelzflüsse wurde früher ein glutflüssiger Erdkern angesehen. Jetzt nimmt man an, daß in der Erdkruste verstreut Schmelzflußnester lagern und die Eruptionen ihren Ursprung von solchen Magmenresten nehmen. Dafür spricht der stoffliche Gegensatz zwischen manchen benachbarten Vulkanen z. B. auf den Liparischen Inseln; auch schließt der Höhenunterschied des Lavastandes benachbarter Vulkane, wie er mit ca. 300 m zwischen Mauna Loa und Kilauea auf Hawaii beobachtet wird, einen gemeinsamen Herd aus.

Die wesentlichste Ursache für das Emporsteigen der eruptiven Massen sieht man in dem Druck der erkaltenden und sich zusammenziehenden Erdkruste auf in ihr befindliche Magmenmassen. Die Schmelzen werden an den Stellen nach oben gepreßt, wo die Erdschale Falten schlägt oder in Stücke zerbricht.

Dabei hat man in dem Gewichte der absinkenden Gesteinsschollen, die auf unterlagernde Magmen pressen, eine Hilfskraft vermutet, die Eruptivmassen empordrücke. Es ist indes

<sup>1)</sup> Die Namen abkürzend, gebraucht man für <sup>1)</sup> und <sup>2)</sup> auch die Bezeichnungen Eruptive und Sedimente.

<sup>2)</sup> Von Kalkowsky sind sie daher anogene Gesteine benannt.

<sup>3)</sup> Von Kalkowsky katogene Gesteine benannt.

zu vermerken, daß nur im Falle die einsinkenden Gesteine spezifisch schwerer sind als das betreffende Magma, letzteres auf dem höchsten Teile der einbrechenden Massen erscheinen, z. B. also auf der ebenen Erdoberfläche sich ergießen kann. Andernfalls vermögen die Schmelzflüsse nur bis zu geringerer Höhe aufzusteigen, und es käme darauf an, ob solche Niveaus, bis zu denen die Magmen gelangen, von der unebenen Oberfläche stellenweise berührt werden oder nicht. Es ist möglich, daß gelegentlich Fallwirkungen (bei schnellem Einbrechen von Schollen) das Empordringen von Magmen in zerrüttete Zonen begünstigen.

Weiterhin wird angenommen und auch vielfach beobachtet, daß aus den Magmen stürmisch entweichende Gase Schmelzmassen mit sich reißen. Dabei kommen zwei Umstände in Betracht, zunächst der beim Kristallisieren eines gashaltigen Schmelzflusses ansteigende Druck der Dämpfe, deren Entbindung sich wie folgt erklärt. Fortschreitende Kristallisation ist natürlich gleichbedeutend mit Verringerung des flüssigen Teils vom Magma. In diesem noch geschmolzenen Teil konzentriert sich zunächst der Gehalt an gelöstem Gas; schließlich vermag der flüssige Rest aber die Gesamtheit der früher in einer größern Schmelzmenge gebundenen Gase nicht mehr gelöst zu halten: der gesteigerte Dampfdruck schafft sich bei genügender Kraft explosionsartige Auswege. Es kommt zur stürmischen Gasentwicklung und Magmenteile werden mitgerissen. Ein zweiter Umstand, der im Gefolge des soeben erwähnten Ereignisses auftritt, aber auch lediglich durch tektonische Ursachen vor sich gehen kann, ist die Druckentlastung durch Aufreißen von Spalten bzw. Explosionsschlöten. Die Druckverminderung befördert die Entbindung der im Magma gelösten Gase, welche, ähnlich wie beim Öffnen einer Selterswasserflasche die Kohlensäure, entweichen und Schmelzflußteile mitnehmen.

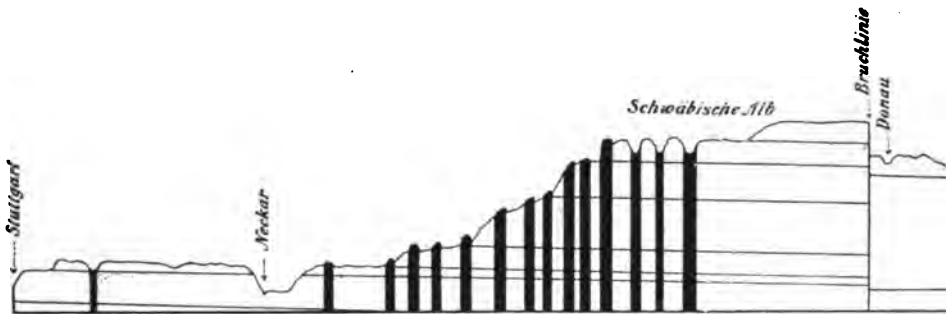


Fig. 1. Schema der schwäbischen Explosionsröhren. Nach Branca. Basalt schwarz.

Auch ist die Auffassung veröffentlicht, daß beim Abkühlen von Magmen oder auch durch Druckentlastung in ihnen Volumvergrößerungen eintreten, die ein Überquellen des Eruptionsherdes und Hinaufdrängen des überschüssigen Schmelzflusses auf die Erdoberfläche veranlassen. Nach Tamman ist in der Hinsicht anzunehmen, daß der Druck in großen Erdtiefen eine Kristallisation unter Volumvermehrung veranlaßt, was ein Emporpressen von Schmelzflüssen mit sich bringen könnte. Beweisende Versuche an Silikaten stehen aber noch aus.

Von den emporbrechenden, feurig-flüssigen Massen nehmen viele an, daß sie sich im allgemeinen nicht ihren Weg selbst bahnen, sondern daß sie eine vorgezeichnete Marschroute verfolgen. Sie benutzen nach dieser Auffassung bei ihrem Emporsteigen vorhandene Spalten und sonstige Hohlräume der Erdkruste. Dafür spricht insbesondere das Zusammenfallen von Vulkanbezirken mit Gebieten, in denen man aus andern Gründen eine innere Zerrüttung voraussetzen darf, so das auffällig häufige Vorkommen von Vulkanen in Küstengegenden, die als Grenzzonen zwischen den Depressionsgebieten der Meere und den Sockeln der Kontinente derartige spaltenreiche Bezirke darstellen werden. Danach hat die Nähe des Meeres an sich mit dem Empordringen der Magmen nichts zu tun.

In manchen Fällen hat eine andere Auffassung Berechtigung. Eigenartige Verhältnisse bieten in der Hinsicht z. B. viele Basaltvorkommnisse in der schwäbischen Alb dar. Dort sind nach den eingehenden Untersuchungen

von Branca Sedimentschichten fast wie ein Sieb (an über hundert Stellen) von senkrecht niedergehenden, bis mehrere

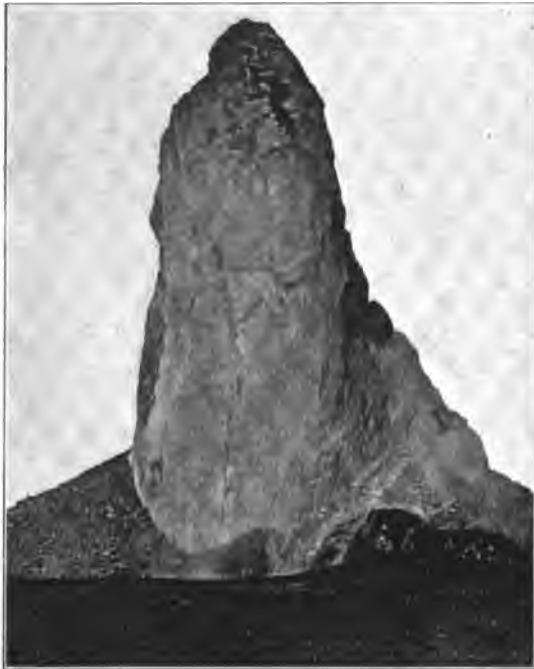


Fig. 2. Der aus dem Kraterschlot emporgedrückte, an 300 m hohe Dom des Mont Pelée, Martinique. Nach Lacroix.

hundert Meter im Durchmesser haltenden Röhren durchsetzt, deren Verteilung keine Beziehung zu Spalten im umgebenden Gestein erkennen läßt (Fig. 1). Man führt diese Schlöte auf die explosive Entbindung von Gasen zurück, die sich aus einem tief liegenden Basaltmagma entwickelten und die überlagernden Gesteinsmassen durchschossen. Die pfropfenförmige Ausfüllung dieser Explosionsröhren besteht aus dem durchbohrten, zerschmetterten Gesteinsmaterial und aus basaltischen, also eruptiven Auswürflingen. Ähnliche Bildungen kommen in andern vulkanischen Gegenden, z. B. nach Bücking in Hessen, nach A. Geikie in Schottland vor (wo man sie necks nennt), und auch die berühmten Diamanten führenden Schlöte von Kimberley in Südafrika sind der nämlichen Entstehung. Ja es ist wahrscheinlich, daß eine solche, nach oben Bahn

schaffende Explosionstätigkeit, die man ja auch bei zeitweilig erloschenen durch Erstarrung der Schlotmassen verstopften Vulkanen, wenn sie ihre Tätigkeit wieder beginnen, beobachtet, eine verbreitete Erscheinung bei Eruptionen war.

Sei in der Hinsicht z. B. an die Explosion des Krakatau (Vulkaninsel zwischen Sumatra und Java) von 1883 erinnert. Eine weitere merkwürdige hierher gehörige Erscheinung war die des Doms vom Mont Pelée auf Martinique, einer gewaltigen Gesteinssäule, die allmählich, offenbar unter dem Druck von Gasen, aus dem Schlot herausgeschoben wurde. Das Ries bei Nördlingen und der Klosterberg im Steinheimer Becken sind nach Branca und Fraas durch in der Tiefe verborgene vulkanische Tätigkeit wie ein Riesenpfropfen bzw. kuppelförmig emporgedrückt; Carbonschichten am Sheep Mountain in Wyoming sind durch Eruptive wie ein runder Schild um 500 m gegen ihre Umgebung gehoben.

In solchen Fällen hätten sich somit Eruptivmassen wenigstens auf eine gewisse Strecke, nämlich im oberen Teile der Erdschale, ihren Weg „selbst“ geschaffen. Man muß dabei annehmen, daß die Dampfspannung der sich entwickelnden Gase einen gewaltigen Druck ausübte und den Widerstand der überlagernden Gesteine örtlich besiegen konnte, sie nach oben wölbte (vergl. Lakkolithe S. 5) ev. faltete und schließlich auch zerschmetterte, ähnlich wie bei einer Kesselexplosion die Kesselwandung an den schwächsten Stellen zersprengt wird.



Fig. 3. Schema für 1) Verbindung von subterranean und Oberflächengesteinen, 2) Stock mit abzweigenden Gängen.

Bei der Gelegenheit seien Versuche Daubrées erwähnt, der durch künstliche Explosionen Gesteinsplatten mit Gasen durchschob, ferner die interessanten Vulkan-Nachahmungen Hochstetters, der unter Wasser bei 2—3 Atm. Druck geschmolzenen und mit Wasser beladenen Schwefel erkalten ließ. Dabei durchbrachen die sich entwickelnden Wasserdämpfe die Erstarrungsdecke, und mitgeführte flüssige Schwefelmassen bauten einen förmlichen Vulkan mit Lavaströmen auf. Ähnlich sieht man es bei erkaltenden Schlacken vom Kupferhüttenprozeß, auch beim sauren Natrium- bzw. Silbervanadinat.

Ein Wegbahnen nach oben durch Einschmelzen und Niedersinken des Hangenden wird gelegentlich von großer Bedeutung sein. Solche eingesunkene Dachschollen beobachtete Salomon am Adamello; auch beim sächsischen Granulitgebirge nimmt man sie an.

Die aus der Tiefe aufsteigenden Magmen können auf ihrem Wege in der Erdkruste stecken bleiben (unterirdisch erstarrte Gesteine, sub-

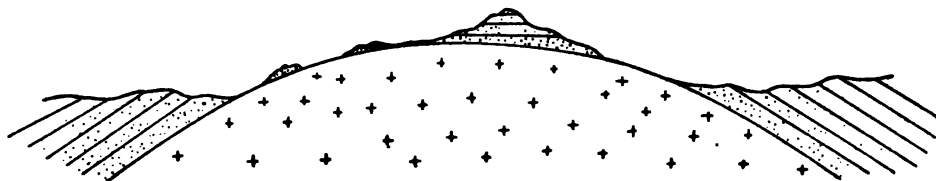


Fig. 4. Schema für die Freilegung eines subterranean Gesteins durch Abtragung der Bedeckung.

terrane Eruptive), oder bis auf die feste Erdoberfläche gelangen (erdoberflächlich erstarrte Gesteine, Oberflächen-Eruptive). Von besondern Fällen abgesehen, sind Oberflächeneruptive mit subterranean Eruptiven in geologischer Verbindung zu denken (vgl. Fig. 3).

Natürlich beziehen sich diese Verhältnisse der Lagerung auf die Entstehungszeit der betreffenden Gesteine. Auf der festen Erdoberfläche ausgebreitetes Eruptionsmaterial kann später überlagert werden, und anderseits hat die Verwitterung oft Gesteine, welche über Eruptivmassen zurzeit der Verfestigung letzterer als Bedeckung ruhten, sie somit verhüllten, fortgeführt und auf die Weise den erstarrten Schmelzfluß bloßgelegt (vgl. Fig. 4, auch Fig. 273, S. 171). Der Brocken im Harz z. B. ist ein solches natürliches Riesenspräparat. Sein Granit ist einst unterirdisch erstarrt und später durch Ab-

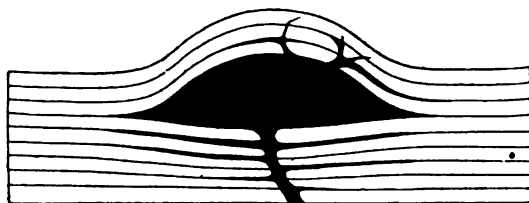


Fig. 5. Schema für einen Lakkolithen mit abzwelgenden Gängen.

deckung der darüber liegenden Gesteinsschichten ans Licht der Sonne gebracht. Reste der einstigen Hülle lagern noch auf den Granitmassen.

Nach der Gestalt der geologischen Körper, welche die Eruptivgesteine darbieten, seien folgende Arten von Vorkommnissen unterschieden.

a) **Vorkommnisse unterirdisch erstarrter Gesteine.** Bei ihnen wird die Gestalt des Gesteinskörpers

von der des Hohlraums bedingt, den die Magmen vorfanden bzw. den sie sich wohl zumeist selbst herstellten und erfüllten.

**Stock.** Stöcke sind große, unregelmäßig gestaltete und unregelmäßig gelagerte Gesteinsmassen. Die umgebenden Sedimente stoßen mit ihrer Schichtung am Eruptivkörper ab. (Fig. 3).

**Lakkolith.** Lakkolithen stellen zwischen Sedimenten gelegene Eruptiv-

gesteinsmassen dar, deren Grenzflächen nach oben uhrglasartig gewölbt, unten mehr eben gestaltet sind (Fig. 5, auch Fig. 4). Die Sedimentschichten schmiegen sich bei ihnen an das Eruptivgestein an.

Wie Stöcke, die meilenlang und -breit sein können, nehmen auch Lakkolithe gelegentlich sehr große Dimensionen an. Man kennt sie z. B. im Staate Utah (Henry Mountains) und vor dem Nordabhang des Kaukasus, auch in den Euganeen und im Böhmischem Mittelgebirge.

Gang. Gänge sind Ausfüllungen von Spalten (Rissen) der Erdkrinde. Bei eruptiven Gangbildungen hat man mithin Ausgüsse mehr oder minder regelmäßig plattenförmiger Räume vor sich.

Die beiden Grenzflächen eines Ganges zum Nebengestein heißen Salbänder. Abzweigungen vom Hauptgange nennt man Nebengänge (Apo-



Fig. 6. Basaltgang, durch Steinbruchbetrieb als Platte herausgearbeitet. Wand, Habichtswald bei Kassel.



Fig. 7. Stielgang; Basalt. Miltersberg, Westerwald.

physen). Zuweilen zersplittert sich ein Gang in eine große Zahl kleinerer, in sog. Trümer.

Die Gänge können natürlich sowohl Eruptivgesteine als auch Sedimente oder kristalline Schiefer durchsetzen. Bei letzteren beiden Gesteinsarten verlaufen sie gelegentlich parallel den Lagen, aus welchen kristalline Schiefer bestehen, bzw. den Schichten, aus welchen Sedimente sich oft zusammensetzen. Derartige Gänge heißen Lagergänge im Gegensatz zu Quergängen. Diese setzen schräg durch Schieferungs- oder Schichtungsflächen hindurch. Nicht selten ist ein Gang eine Strecke lang Lagergang, eine andere Strecke Quergang. Von Stöcken und Lakkolithen gehen oft Gänge ins Nebengestein (Fig. 3 und 5).

Wo die Verwitterung Eruptivgänge auf der Erdoberfläche angeschnitten hat, erscheinen sie narbenartig als Streifen zwischen dem Nebengestein. Zuweilen sind sie aus mildem Gestein durch die Verwitterung förmlich herauspräpariert und ragen wie Mauern aus dem Untergrunde heraus.

Gangartige Massen von sehr großer Breite und verhältnismäßig geringer Längenerstreckung nennt man Gangstöcke.

Stielgänge oder Schlotgänge seien die Ausfüllungen von röhrenförmigen Hohlräumen genannt, wie sie bei manchen Basalten, auch bei Diabasen, nachgewiesen sind (vgl. die Explosionsröhren, Fig. 1, S. 3). Die betreffenden Gesteinskörper erfüllen schlotförmige Kanäle, sind also nicht plattenförmig, sondern mehr oder minder deutlich zylindrisch, oval, elliptisch usw. Indes gibt es Übergänge zu den Gangplatten, auch Verknüpfungen beider Erscheinungen, z. B. insofern eine Gangplatte nach oben in einen Schlotgang ausläuft (Schlote von Kimberley, Süd-Afrika).

Die Emporwölbung der Schichten über Lakkolithen mag außer auf den Dampfdruck der im Magma absorbierten und beim Kristallisieren des Schmelzflusses frei werdenden Gase insofern auch auf tektonische Kräfte zurückzuführen sein, als es sich bei den natürlichen feurigen Schmelzflüssen um Flüssigkeiten handelt, in welchen sich ein Druck allseitig fortpflanzt. Denkt man sich einen solchen (äußeren, nicht im Magma entstandenen) Druck auf eine mit dem Lakkolithen in Verbindung stehende, etwa tiefer oder seitlich gelegene Magmenmasse ausgeübt, so wird er sich in abzweigenden, durch Schmelzfluß ausgefüllten Rissen weithin fortpflanzen, und es werden die in den Spalten befindlichen Magmen durch Übertragung dieses Druckes imstande

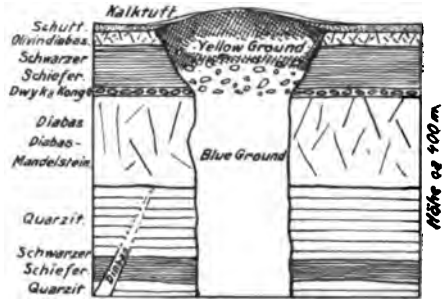


Fig. 8. Schlot von Kimberley (Süd-Afrika).  
Nach Stutzer.



Fig. 9. Schematische Darstellung der Spitze eines Vulkanberges vom Vesuvtypus.

b) Vorkommnisse erdoberflächlich erstarrter Gesteine. Lava heißt man alle auf der Oberfläche der festen Erde fließenden oder einst geflossenen natürlichen Schmelzflüsse, auch wohl das noch im Krater eines Vulkans befindliche Magma.

Lava ist mithin kein bestimmtes Gestein, vielmehr eine Erscheinungsart, die sehr verschiedene Gesteine annehmen.

sein, überlagernde Schichten an schwachen Stellen emporzuwölben und sie bei örtlichen Zerreißen zu injizieren. Die Unterlage des Lakkolithen ist unbeweglich, bleibt also horizontal.

Manche Lagergänge sind wohl in ähnlicher Weise zwischen Schichtflächen gepreßt, also nicht in bereits vorhandene Hohlräume gedrungen (Intrusivlager). Man ersieht, daß Lakkolithe und Lagergänge verwandte Erscheinungen sind.

Bezüglich der Stielgänge sei vermerkt, daß sie entweder Ausfüllungen von Räumen vorstellen, die durch schußartige Explosionen entstanden, oder als Ausguß von Spalten erscheinen, die nur an einzelnen Stellen zwischen den aneinander verschobenen Schollen klafften und sonst durch gegenseitige Berührung der Spaltenwände geschlossen sind.

Ströme nennt man flußartige, also lange und schmale Magmenergüsse, während bei einer Decke eine teppichartige Ausbreitung des Schmelzflusses stattgefunden hat.

Manche Lavaströme bzw. -decken sind auf dem Meeresboden ausgeflossen.

Außer vom Gefälle des Untergrundes hängt die Ausbreitung der Schmelzmassen von ihrer Viskosität ab; die Steifigkeit wächst im allgemeinen mit dem Gehalt an Kieselsäure.



Fig. 10. Lavaström und Auswürflinge. Teneriffa. Behne phot.

Werden Ströme oder Decken von andern Gesteinen eruptiver oder sedimentärer Art verhüllt, so werden sie zu Lagern. Oft findet man sehr viele Lavaergüsse übereinander, so z. B. bei den Basalten Islands, denen über 3000 m Mächtigkeit zugeschrieben wird. Gelegentlich gebraucht man den Namen Lager auch für Eruptivmassen, die zwischen Gesteinsschichten eingedrungen sind (Lagergänge).

Erwähnt seien hier beiläufig die Lavahöhlen bezw. Lavatunnel, die man in manchen Vulkanbezirken, so auf Hawaii, im Inneren der Lavaströme, findet; sie entstehen durch Erkalting der Lavadecke, während darunter der Schmelzfluß sich noch fortbewegt. Fließt in diesem Schlauch mehr ab als zu, so bildet sich ein höhlenartiger Raum und durch streckenweises Einstürzen entstehen natürliche Tunnel.

Zum Schluß sei der Vulkane gedacht. Sie sind zum großen Teil durch Aufschüttung von Magmentteilen entstanden, die bei Explosionen aus den Kratern herausgeschleudert werden. Aus den Schmelzflüssen mit großer Gewalt entweichende Gase reißen Magmentteile mit sich empor, und diese alsbald erkalteten feinen Sande und gröbern Lapilli, Bomben, Fladen häufen sich lagenweise, den verschiedenen Ausbrüchen entsprechend, um die vulkanische Mündung zu nicht selten sehr bedeutenden Bergen an.

Wesentlichen Anteil am Aufbau der Vulkane nehmen fernerhin oft Lavamassen. Sie strömen aus der Krateröffnung an der Spitze des Berges oder aus Spalten, die an seinen Flanken aufreißen. Vielfach ziehen sie sich wie lange Schleppen von den Vulkanabhängen in die niedere Umgebung. Weiterhin ist gelegentlich zu beobachten, daß ein Netzwerk von injizierten Gängen die Aufschüttungsmassen verfestigt. (Vgl. Fig. 3, S. 4.)

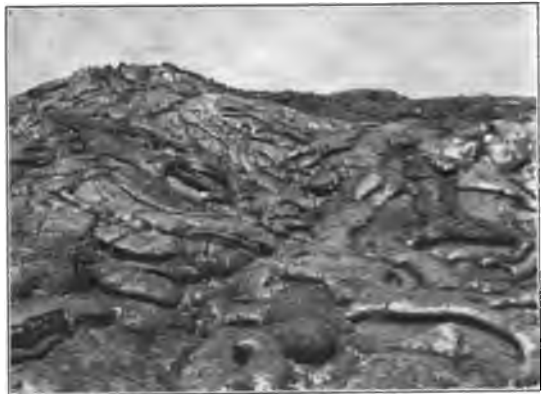


Fig. 11. Lavadecke, Kilauea (Hawaii).

Manche Vulkanberge sind nicht durch Aufschüttung loser Massen in etwaiger Abwechslung mit Lavaausflüssen entstanden, sondern durch Austritt großer Magmenmengen und Anhäufung derselben zu einer „Quell-

kuppe“. Derartiges findet man bei schildförmig gestalteten Basaltbergen Islands, auch auf Hawaii. Kraterförmige Einsenkungen auf solchen „Schildvulkanen“ führt man auf Einstürze in Hohlräume zurück, die sich durch Abfließen von Lava unter bereits erstarrter Decke bildeten.

Man nimmt zumeist an, daß die feuerspeienden Berge auf Spalten stehen, deren Richtung durch reihenförmige Anordnung benachbarter Vulkane gelegentlich angedeutet wird. Solche Spalten mögen sehr wohl infolge der Bewegung der sie begrenzenden Schollen eine Strecke weit geschlossen, an andern Stellen ihres Verlaufs offen sein. An letztern können sich dann durch explosive Tätigkeit Vulkane aufbauen. Bis mehrere hundert Meter tiefe, sich offen weit-hinziehende Spalten, welche gelegentlich in Vulkanreihen auslaufen, sind eine kennzeichnende Erscheinung auf Island (die Eldgja ist 30 km lang).

In Rücksicht auf die erwähnten Explosionsröhren kann weiterhin mit Recht angenommen werden, daß Vulkane sich auch über den Mündungen solcher Schlöte erheben.

Bezüglich der Maare, rundlicher Wasserbecken der Eifel und anderer Gegenden, glaubt man, daß sie die trichterförmigen Erweiterungen von Explosionsröhren darstellen. Die vulkanische Tätigkeit hat sich nach Herstellung der Schlöte gar nicht weiter gezeigt oder nur in geringfügigem Maße (durch Ausschleudern vulkanischer Bomben). Die Maare wie die schwäbischen Stielgänge stellen nach Branca daher gewissermaßen „Vulkanembryonen“ dar.



Fig. 12. Tenggerkrater, Java.



Fig. 13. Mond.

Wohl erhaltene erloschene Vulkane findet man in Europa z. B. in der Eifel und in der Auvergne. Das bekannteste Beispiel für einen tätigen Feuerberg ist der Vesuv, ein Doppelkraterberg. Ein alter Vulkan, Monte Somma, ist nur noch etwa zur Hälfte erhalten; der fehlende Teil ist bei der riesigen Eruption vom Jahre 79 nach Chr., bei der Herculaneum und Pompeji verschüttet wurden, wohl in die Luft gesprengt. Innerhalb des Kraterschlundes hat sich durch Aufschüttung loser Massen, Erguß von Lavaströmen und Gangbildungen der jetzt tätige Vesuv aufgebaut (vgl. Fig. 9, S. 7). Ein typisches Vulkanbild stellt Fig. 12 dar. Die ebene Fläche, in welcher sich verschiedene Krater erheben, ist der etwa eine Quadratmeile große Kraterboden des Tenggervulkans.

Sei an dieser Stelle zum Vergleich auf die augenscheinlich außerordentlich intensive, jetzt erloschene vulkanische Tätigkeit der Mondoberfläche mit ihren gewaltigen Kesseltälern, Rillen usw. hingewiesen.

Die ursprüngliche geologische Form der Vorkommnisse eruptiver Gesteine ist vielfach durch Erosion verändert.

Eruptivstöcke und Lakkolithe sind von ihrer bedeckenden Hülle mehr oder minder vollständig befreit (Fig. 4, S. 5) und oft bis tief in ihr Inneres durch Talbildung erschlossen. Steilstehende Gangbildungen ragen zuweilen wie Mauern aus der Erdoberfläche heraus, wenn sie nämlich der Verwitterung



größern Widerstand leisten als ihr Nebengestein (Fig. 14); im umgekehrten Falle kennzeichnen sie sich als grabenförmige Vertiefungen.

Lavaströme, Decken, Lager sind oft durch Fortführung einzelner Teile in Stücke zerlegt. Man beobachtet dann nur Reste des frühern Vorkommens. So liegt oben auf dem Meißner in Hessen eine an 150 m dicke Basaltplatte als



Fig. 14. Teufelsmauer, Wlachel (Böhmen). Gez. v. Scheumann.

rundum steil abgeschnittener Rest einer Lavadecke (Fig. 15). Viele erloschene Vulkane sind durch Verwitterung mehr oder minder stark zerstört. Manche Vulkankegel sind durch radial nach unten verlaufende und sich verbreiternde Schluchten, die ihre Entstehung abfließendem Wasser verdanken, topfkuchenartig eingekerbt (vgl. Fig. 12), auch wohl seitlich bis zum Kraterschlot durchquert, so daß letzterer zu einem innern Kesseltal (Caldera) geworden ist, aus dem eine Schlucht (Barranco) nach außen führt<sup>1)</sup>. Manche Basalt-

kegel bezeichnen wohl die Stellen früherer feuerspeiender Berge, deren äußerer Mantel losen Materials durch die Verwitterungsprozesse fortgeführt ist, so daß die im Kraterinnern erstarrte Gesteinsmasse, der Kern der Vulkanberge, oder selbst die Ausfüllung des Zufuhrschlots nunmehr bloßgelegt ist. Schließlich deuten nur noch verhältnismäßig niedrige Erhebungen den Platz einst vielleicht erhabener Berge an. Nach Lepsius mag der 770 m hohe Vogelsberg in Hessen den Ätna (3300 m) an Höhe übertroffen haben; er bedeckt eine Grundfläche von 40 Quadratmeilen, der Ätna eine solche von nur 20.

Im übrigen ist zu erwähnen, daß viele Vulkane die ideale Kegelform, wie sie z. B. lange Zeit der Fujiyama in Japan darstellte, im Laufe ihrer Tätigkeit nicht behielten, so wenn es an ihnen zu beträchtlichen Seiten-



Fig. 15. Meißner (Hessen). Basalt (schwarz).

ausbrüchen kam, oder falls teilweise Einstürze infolge gewaltiger Erschütterungen durch Explosionen sich ereigneten. Z. B. ist von dem S. 4 erwähnten Krakatau-Inselberge nur die eine Hälfte erhalten, die andere wurde bei der Explosion vom Jahre 1883 zum Teil zerstäubt, zum Teil sank sie ins Meer. Vgl. auch die Schilderung des Vesuvs S. 9.

Eine zweite Art der Umgestaltung von Vorkommnissen eruptiver Gesteine vollzieht sich bei der Gebirgsbildung. Hierüber ist S. 20 u. f. besonders verhandelt.

<sup>1)</sup> Namen nach typischen Vorkommen auf der Insel Palma, Canaren.

## 2. Allgemeine geologische Erscheinung der Sedimentgesteine.

Wie bei den Eruptivgesteinen ist die geologische Erscheinung der Sedimente mit ihrer Entstehung eng verknüpft. Viele von ihnen sind im Wasser abgelagert (neptunische Sedimente), und zwar stellen unter diesen die klastischen Sedimente den Absatz von Teilen dar, die als feste Körper transportiert wurden und beim Nachlassen der Schleppkraft, etwa beim Einmünden eines Flusses in ein Wasserbecken, niedersanken und sich zu Lagen anhäuften. Andernfalls ist im Wasser gelöstes Material aus ihm ausgeschieden und abgelagert (Ausscheidungssedimente). Es vollzog sich hierbei die Abscheidung entweder unter dem Einfluß physikalischer oder chemischer Verhältnisse ohne Mitwirkung von Organismen, z. B. durch Verdunsten von Salzseen in Wüstengegenden, oder andererseits durch die Lebens-tätigkeit von Tieren, die wie Korallen, Muscheln usw. dem Wasser Bestandteile zum Aufbau von Gehäusen oder innerer Hartteile entnehmen bzw. von Pflanzen, die gelöste Stoffe auf und in sich niederschlagen.

Wie im Wasser, bilden sich Sedimente auch im Medium der Luft (äolische Sedimente). So wird in Wüstengegenden oder sonstigen trocknen Bezirken Sand vom Sturme fortgeführt und oft weit von der Stelle seiner Entstehung abgelagert. Er stellt dann am Orte seines Absatzes ein äolisches, klastisches Sediment dar. Im Hochgebirge und im kalten Norden kristallisiert der gelöste Wasserdampf aus der Atmosphäre reichlich aus und schlägt sich als äolisches Ausscheidungssediment Schnee zu Boden.

Entsprechend ihrer Bildungsart findet man die Sedimente sehr häufig aus Lagen (Schichten) aufgebaut. Jede Schicht entspricht einem Zeitabschnitt des Absatzes und war einmal die Oberfläche der Lithosphäre.

Bei Bodensätzen im Wasser schwebender Teile kommt die Lagenstruktur meist dadurch zum Ausdruck, daß periodenweise verschieden grobes oder stofflich verschiedenes Material abgelagert wird, in einem Seebecken z. B. bei Wasserarmut der einmündenden Flüsse nur Schlamm, hingegen bei großer Wasserfülle und damit gesteigerter Transportfähigkeit der Material zuführenden Flüsse auch Sand oder sogar Gerölle. Indes auch wenn gleichartige Substanzen periodenweise abgesetzt werden, also Ablagerungszeiten und absatzlose Zeiten wechseln, kann im Gestein schichtenförmiger Aufbau heraustreten, z. B. durch Austrocknen und Verhärten oder chemische Veränderung der jeweiligen Absatzoberfläche, die sich dann später im Gestein geltend macht.

Bei Sedimenten, die sich durch Auskristallisieren von Substanzen aus Lösungen bilden, tritt vielfach eine Schichtung durch periodenweisen Niederschlag stofflich verschiedener Materialien heraus (Wechselagerung). In manchen Salzlagerstätten z. B. wechseln in vielfacher Wiederholung Lagen von Steinsalz und Anhydrit miteinander ab.

Die Ursache liegt im Wechsel der Kristallisationsbedingungen, z. B. schwankender Wärme (Ausfall von Steinsalz bei sinkender Temperatur, von Anhydrit, dessen Löslichkeit bei steigender Wärme sinkt, bei erhöhter Temperatur). Im selben Sinne einer rhythmischen Ausscheidung wirkt die pulsierende Übersättigung an einem oder dem andern Stoff der Lösung. Periodische Zuflüsse verursachen den nämlichen Effekt.

Im Falle in ununterbrochener Folge gleichmäßiges Material abgesetzt wird, kann sich im betreffenden Gestein keine Schichtung zeigen. Das trifft

zuweilen bei Anhydrit, ferner bei Korallenbauten zu. Solche Gesteine heißen massig.

Der Abbruch von Fig. 16 zeigt uns einen typischen Aufbau von Sedimentgesteinen. Sie liegen in Schichten, Platten, Lagen, Flötzen (Flözen), bei größerer Dicke Bänke genannt, übereinander. Sehr dünne, meist tonige Lagen zwischen stärkeren nennt man wohl Bestege. Als Mächtigkeit wird die Dicke einer Schicht bzw. einer Schichtenfolge bezeichnet.

Die sehr große Mächtigkeit von Gesteinsfolgen, die ihrem ganzen Charakter nach in flachen Wasserbecken abgelagert sind (Konglomerate, Sandsteine, Salze, Korallenriffe, Kohlen), ist nur bei Annahme einer Senkung des Ablagerungsbodens zu erklären. Nur dann ist Gelegenheit gegeben, daß sich immerfort neues Material auf dem bereits sedimentierten absetzt.



Fig. 16. Sediment. Kalkstein-, Dolomit- und Mergelschichten bei Eschershausen am Ith (Hannover).

Zuweilen sind sie ausgezeichnet plan; oft ist das nicht der Fall. So verursachen vielfach Versteinerungen (Reste von Lebewesen) Unebenheiten. Auf manchen Schichtflächen, besonders von Sandsteinen, auch Tonschiefern, beobachtet man sog. Wellenfurchen, das sind wellenartige, in dem noch lockern Sediment entstandene langgestreckte Erhabenheiten und Vertiefungen, die sich bei der Verfestigung des Materials erhielten. Sie entstehen durch Wirbelbewegungen, die sich in dem fließenden Medium Wasser oder Luft in regelmäßigen Abständen infolge der Reibung des Wassers bzw. der Luft am Boden bilden. Andre Schichten weisen Trockenrisse auf. Sie erscheinen in austrocknenden und dabei stark schrumpfenden tonigen Sedimenten, wie es Fig. 18 zeigt. Manche Vertiefungen sind als Tierfährten (Fußeindrücke, Kriechspuren usw.) zu erkennen. Auch haben wohl Koch-

Die mehr oder minder bedeutende Dicke einer Schicht ist von großer technischer Wichtigkeit. Sie bedingt die Höhe der aus der Gesteinslage gewinnbaren Blöcke; die Abbauwürdigkeit z. B. von Eisenerz- oder Steinkohlenflötzen wird besonders durch ihre Mächtigkeit bestimmt. Ist sie gering, so wird die Gewinnung viel wertloses (taubes) Material mit in den Kauf nehmen müssen, da die Zugängigkeit des Vorkommens durch Menschen eine gewisse Minimalhöhe der Arbeitsorte bedingt. Die Möglichkeit nutzbringenden Abbaues richtet sich natürlich nach dem Werte des zu gewinnenden Materials. Steinkohlenflötze unter 30 cm Mächtigkeit sind im allgemeinen auch bei mäßig tiefer Lagerung nicht mehr abbauwürdig. Hingegen wird das 7 bis 17 cm starke Kupferschieferflötz (mit 2—3% Cu und 5 kg Silber auf 1 t Kupfer) noch gewinnbringend, allerdings mit sehr niedrigen ( $\frac{1}{2}$  m hohen) Bauen gewonnen.

Die obere Grenzfläche einer Schicht heißt ihr Dach, die untere ihre Sohle.

Die Beschaffenheit von Dach und Sohle, also der Schichtflächen, wechselt.

salzkristalle, die aus Salzwasser kristallisierten, Eindrücke und beim spätern Überfluten des Schlammes nach ihrer Auflösung entsprechende Hohlräume im Sediment verursacht. Gewisse rundliche Vertiefungen auf Schichtflächen sieht man als Eindrücke von Regentropfen an, andere als Stellen an denen



Fig. 17. Windwellenfurchen auf Dünen sand. Warnemünde (Mecklenburg). Nach Geinitz.



Fig. 18. Trockenrisse in Ton.

Gasblasen im Schlamm aufstiegen. Alle solche Hohlformen wurden dann von neu sich ablagernden Schlamm- oder von Sandmassen ausgefüllt, so daß nunmehr von den aufeinander folgenden Schichten jeweils die untere das betreffende Negativ, die obere den körperlichen Ausguß vorführt. Umgekehrt ist es, wenn sich Erhabenheiten einer Schicht, z. B. die am Meeresufer öfter in zahlloser Menge zu beobachtenden Wurmexkrementhäufchen nach oben in der sie bedeckenden Ablagerung abdrücken.

Die über einer beliebigen Lage befindliche Gesteinsmasse nennt man ihr Hangendes, die unter ihr lagernde ihr Liegendes.

Ursprüngliche Lagerung der Sedimente. Die Sedimente schmiegen sich bei ihrem Absatz der Unterlage an. Der Meeresboden, auf dem sehr viele sedimentäre Gesteine abgelagert wurden, ist und war wohl auch in frühern geologischen Zeitaltern im allgemeinen eben oder sehr wenig geneigt. Demgemäß bildeten die marinen Absätze zumeist horizontale Schichten, die sich konkordant (parallel) übereinander absetzten.

Gelegentlich findet sich ursprünglich geneigte Schichtenstellung, z. B. bei Schnee auf Bergabhängen oder dort, wo vulkanische Aschen um Ausbruchsstellen bzw. beim Zurückfallen in den vulkanischen Schlot sich mit ihrem natürlichen Böschungswinkel ablagern, auch wo Flüsse ihre Gerölle, Sande usw. in steilrandige Wasserbecken schwemmen, oder wo der Wind Sand zu Dünen zusammenträgt, deren Abfall an der Leeseite (Windschattenseite) gegen  $30^\circ$ , an der Luvseite (Windseite) ca.  $5^\circ$  beträgt.



Fig. 19. Schrägschichtung. Diluviale Ablagerungen bei Oker (Harz).

Mit diesen schräg gelagerten Bildungen hängt die bei Geröllen, Sanden, auch Sandsteinen oft zu beobachtende sog. Schrägschichtung zusammen (Fig. 19). Diagonalschichtung kommt zustande, wenn Schuttkegel, Sandbänke oder Dünen von flach geneigten oder horizontalen Schichten überlagert werden.

Die seitliche Verbreitung einer Schicht, das ist ihr Absatzgebiet, kann natürlich sehr verschieden groß sein. Manche Schichten dehnen sich meilenweit in Länge und Breite, wie z. B. das sog. Kupferschieferflötz, andre halten nur auf geringe Strecken an. Zuweilen kann man in Aufchlüssen die zungenförmige Verdünnung, das Auskeilen einer Schicht beobachten.

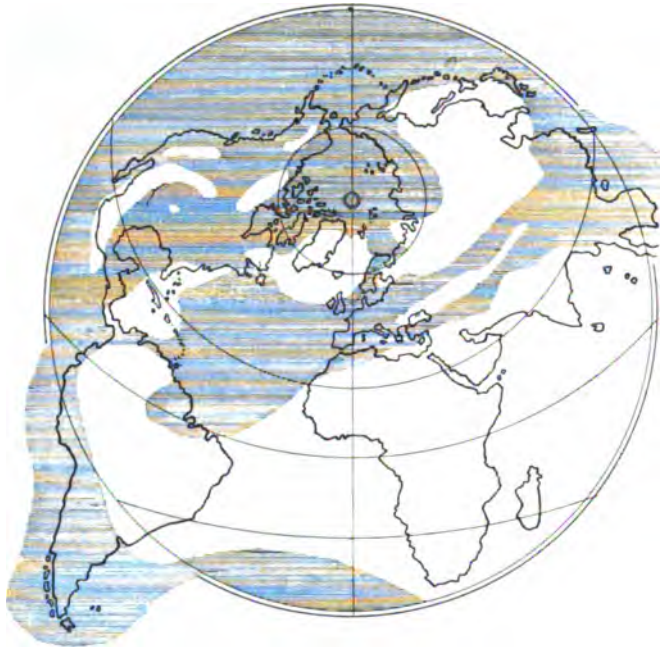


Fig. 20. Verteilung von Meer und Land zur Silurzeit im Vergleich mit dem heutigen Erdbilde. Silurland weiß, Silurmeer schraffliert. Aus der Palaeogeographie von F. Koßmat.

Es sei gleich an dieser Stelle betont, daß die Ausbildung einer und derselben Schicht nicht immer gleichmäßig im ganzen Gebiete ihres Absatzes ist. Kommt z. B. ein Sediment durch Einschwemmung fester Teile in einen See zustande, so wird das gröbere Material alsbald, das feinere in weiterer Entfernung von der Flußmündung abgelagert, so daß die entstehende Schicht in ihrem Verlaufe einen allmählichen Übergang von einem zum andern Extrem der Ausbildung zeigt. Bei der Gewinnung von Sandsteinen, Eisenerzen usw. machen sich solche Verhältnisse zuweilen störend merklich.

Die Verteilung der Bildungsstätten von Sedimentgesteinen, also der Land- und Wassergebiete, hat im langen Laufe der Erdgeschichte gewechselt. Nur wenige Stellen der Erdveste sind nicht wenigstens einmal vom Sediment bildenden Meere überflutet, also Meeresgrund gewesen, und so kommt es, daß man vielfach auf dem Lande Gesteine vorfindet, die sich als Meeresabsätze kennzeichnen.

Ein charakteristischer Zug der palaeogeographischen Verhältnisse unsres Planeten ist das ständige Vorhandensein eines arktischen Meeres und ferner

die Vergrößerung der nördlichen und im Gegensatz dazu die Zerstückelung der alten südlichen Kontinente im Laufe der geologischen Zeiten. Als Beispiel des Gegensatzes zwischen einst und jetzt diene die Fig. 20, welche die Verteilung von Meer und Land zur Silurzeit im Vergleich mit der jetzigen Anordnung darstellt.

Auch die Wüstenregionen, die, wie oben bereits angedeutet ist, als Gebiete für Sedimentbildung wesentlich in Betracht kommen, sind anscheinend im Laufe der geologischen Zeiten vielfach verschoben, und ebenso haben die Bezirke großer Schnee- bzw. Eisablagerungen gewechselt. Man nennt das Übergreifen eines Meeres über ein früheres Festland eine Meerestransgression. Die entsprechenden Ablagerungen sind Zeugen davon (Fig. 21). In sehr großem Maßstabe hat sich eine solche Transgression in der jüngern Kreidezeit vollzogen. Ähnlich können auch Wüsten- und Gletscherablagerungen transgredierend über ältern Gesteinen sich ausbreiten. Die Schichten sind in solchen Fällen natürlich nicht zeitlich lückenlos aufeinander gefolgt. So besteht z. B. bei der in Fig. 21 dargestellten Gesteinsfolge eine bedeutende Zeitlücke zwischen der Ablagerung der untern, weißen und der obern, dunklern Schichten (Jura über Carbon; vgl. Tabelle S. 17).

Die Grenzfläche beider Transgressionen, also die Oberfläche des untern und zugleich Unterfläche des obern (transgredierenden) Schichtenkomplexes, ist zuweilen plan, oft aber infolge kleinerer oder größerer Vertiefungen (Taschen, Spalten usw.) der ältern Gesteinsmasse uneben (Fig. 22). Ja zuweilen ist das in solchem Maße der Fall, daß die ältern Gesteine mit förmlichen Bergen in die überlagernden Sedimente eingreifen. So erklären sich z. B. die sog. geologischen Klippen in den Karpaten, ältere Kalksteine, die in jüngere Sedimente hineinragen, sowie andererseits cañonartige unterirdische Vertiefungen z. B. in den schlesischen Carbon-

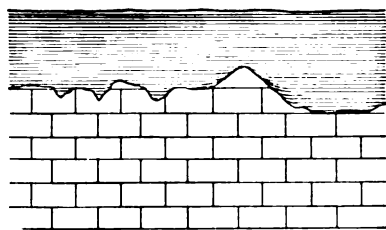


Fig. 22. Transgression auf stark unebenem Untergrunde.

ablagerungen. Ähnliche verschüttete Landschaftsformen liegen in manchen Wüstengegenden vor, in denen anstehende Gesteine aus lockerem Schutt herauschauen. Auch die sog. „Nunatakker“ Grönlands (aus der Inlandeisbedeckung hervorragende Bergspitzen) kann man mit den geologischen Klippen in Parallele bringen, gleichwie die „Ingressionslandschaften“ z. B. Dalmatiens, wo die Bergzüge des ertrinkenden Landes aus dem Meere



Fig. 21. Steinbruch bei Miatchkowo (Rußland).  
Transgression von Jura (obere dunkle Lagen) über Carbon  
(untere, helle Schichtenfolge).

sich erheben. Transgressionen können sich natürlich auch über Eruptivgesteinen zeigen. Dafür bietet die Überlagerung des Heidelberger Granits durch die Schichten des Rotliegenden ein schönes Beispiel.

Regressionen sind rückwärtige Bewegungen des Meeres, was mit Versumpfung des freiwerdenden Untergrundes verbunden sein kann (Kohlenbildung). Entsprechendes gilt für Rückzüge des Inlandeises und der Wüsten.

Bemerkungen. 1. Gangform ist bei klastischen Sedimenten eine seltene geologische Erscheinungsart. Sie findet sich zuweilen bei Sandsteinen

und kommt zustande, wenn Sandmassen in Spalten, die sich an der Erdoberfläche (z. B. infolge von Erdbeben) öffneten, eingespült oder eingeweht und nachher verfestigt werden. Auch ist die Möglichkeit gegeben, daß sog. Schwimmsand (d. i. mit Wasser getränkter Sand) in Spalten und Klüfte unterirdisch eindringt und so Gangform annimmt.

2. Viele oft recht beträchtliche Spalten der Erdkruste sind durch Absätze aus wandernden Gewässern ausgefüllt, so z. B. durch Quarz, dem sich auch Erze, etwa Eisenkies und Gold beigesellen. Man kann diese Massen gleichfalls zu den Gesteinen rechnen.

Wie bei den Eruptiven ist die ursprüngliche Form des geologischen Vorkommens auch der Sedimente durch Erosion vielfach verändert worden. Manche Schichtenfolgen stellen nur noch kleine Reste einst weit mächtigerer oder ausgedehnterer



Fig. 23. Quarzgänge in Tonschiefer.  
Rammelsberg bei Goslar (Harz).

Ablagerungen dar; früher zusammenhängende Lagen sind oft durch Talbildung gegliedert.

Eine besonders wichtige Art der Umgestaltung von Vorkommnissen sedimentärer Gesteine macht sich bei der Gebirgsbildung geltend. Hiervon wird S. 20 u. f. die Rede sein.

Im natürlichen Zusammenhange mit der Entstehung der Sedimente, besonders der Ablagerungen aus dem Wasser, ist es, daß in ihnen häufig Versteinerungen (Petrefakten, Fossilien) gefunden werden. Das sind mehr oder minder veränderte Reste von Lebewesen (Tieren und auch Pflanzen), die einst in dem betreffenden Wasser, in dem die Bodensätze sich vollzogen, lebten, oder in es hineingespült wurden. Sie sind von den Gesteinsteilchen umschlossen und falls sie Hohlformen vorstellten, auch oft ausgefüllt. Natürlich können äolische Sedimente ebenfalls Fossilien (Landschnecken, Knochen von Steppentieren usw.) enthalten. Man findet in ihnen, z. B. in Dünen sand, zuweilen auch Reste von Bewohnern des Wassers, so von Muscheln, Schnecken, Krebsen, die von Vögeln, denen die Tiere als Nahrung dienten, eingeschleppt sind. Da in den feurig-flüssigen Massen der Eruptivgesteine keine Lebewesen gedeihen konnten, fehlen Petrefakten in diesen Gesteinen.

Mit Hilfe der Versteinerungen ist es gelungen, eine zeitliche Gliederung der Sedimentgesteine, ihre Altersfolge, ausfindig zu machen. Die Tier-

und Pflanzenwelt hat sich im langen Laufe der Erdgeschichte fort und fort geändert, so daß abweichende Arten und Gattungen von Lebewesen die Erde, insbesondere auch die Wasserbecken nacheinander bevölkert haben. Daher sind die Sedimente verschiedener Bildungszeit durch spezifische Versteinerungen gekennzeichnet, und man kann auf Grund der Funde von Petrefakten die Ablagerungsperiode der betreffenden Sedimentgesteine ermitteln. Für die Altersbestimmung von Schichten besonders wichtige und auch verbreitete Petrefakten nennt man Leitfossilien.

Vergleicht man den Schichtenaufbau der Erdkruste dem Bestande eines Buches aus Blättern, so stellen die Leitfossilien gewissermaßen die Seitenzahl dar, mit deren Hilfe man Schichten in die Gesamtfolge eingliedern kann, auch wenn sie aus dem Verbande herausgerissen sind.

Man hat auf dem angegebenen Wege unter besonderer Berücksichtigung der Tierwelt folgende Altersgliederung der Sedimentgesteine machen können.

|  |               | Formationen. |                             |
|--|---------------|--------------|-----------------------------|
| Neozoische<br>(Känozoische)<br>Periode | Quartär       | {            | Alluvium                    |
|  |               | {            | Diluvium                    |
|  | Tertiär       | {            | Pliozän                     |
|  |               | {            | Miozän                      |
|  |               | {            | Oligozän                    |
|  |               | {            | Eozän                       |
| Mesozoische<br>Periode                 | Kreide        | {            | Paläozän                    |
|  |               | {            | Senon                       |
|  |               | {            | Turon                       |
|  | Jura          | {            | Cenoman                     |
|  |               | {            | Gault                       |
|  |               | {            | Neokom (Hils) nebst Wealden |
|  |               | {            | Malm (Weißer Jura)          |
|  |               | {            | Dogger (Brauner Jura)       |
|  |               | {            | Lias (Schwarzer Jura)       |
|  |               | Trias        | {                           |
| {                                      | Muschelkalk   |              |                             |
| {                                      | Buntsandstein |              |                             |
| Paläozoische<br>Periode                | Dyas          | {            | Zechstein                   |
|  |               | {            | Rotliegendes                |
|  | Karbon        | {            | Oberkarbon                  |
|  |               | {            | Unterkarbon                 |
|  | Devon         | {            | Oberdevon                   |
|  |               | {            | Mitteldevon                 |
|  |               | {            | Unterdevon                  |
|  | Silur         | {            | Obersilur                   |
| {                                      |               | Untersilur   |                             |
|  |               |              | Kambrium                    |
|  |               |              | Präkambrium                 |

Die erwähnten Gruppen werden noch weiter in Abteilungen gesondert, auf welche hier nicht näher eingegangen zu werden braucht.

Auf Grund der Pflanzenversteinerungen umfaßt man Präkambrium bis Rotliegendes (eingeschlossen) als Paläophyticum (Pteridophytenperiode), Zechstein bis Wealden als Mesophyticum (Gymnospermenperiode), Gault bis jetzt als Kaenophyticum (Angiospermenperiode).



Der älteste Abschnitt der durch bekannte Gesteinsablagerungen gekennzeichneten Erdgeschichte ist die sog. archaische Periode, die Bildungszeit des Materials der vorpräkambrischen kristallinen Schiefer (Archaikum).

Durch Angabe obiger Zeitalter wird auch das geologische Alter der Eruptivgesteine gekennzeichnet. Man erschließt es aus ihren Lagerungs-



Fig. 24. Granitgänge in Gabbro. Dieser mithin älter als jene Sandtal bei Wernigerode (Harz).

beziehungen zu Sedimentgesteinen. Durchbricht z. B. Basalt Ablagerungen der Kreidezeit, so ist er natürlich jünger als letztere. Je näher zwei Schichtenfolgen sich zeitlich stehen, von denen die eine durch die Lagerungsverhältnisse als älter, die andre als jünger als ein Eruptivgestein erkannt ist, um so genauer kann man die Eruptionszeit angeben. Um ein Beispiel zu erwähnen, sei vermerkt, daß man für Deutschland die Zeiten des Paläozoicums als Perioden vielfacher Eruptionen, die des Mesozoicums als lange Ruhepause, die Tertiärzeit aber wiederum als Periode reichlicher Ausbrüche nachgewiesen hat. Findet man, daß

ein Eruptivgestein ein andres durchbricht, so ist natürlich das Altersverhältnis beider festgelegt. Da z. B. die Harzer und Odenwälder Granite gangförmig Gabbro bzw. Diorit durchsetzen, so sind letztere älter als der Granit (Fig. 24).

### 3. Allgemeine geologische Erscheinung der kristallinen Schiefer.

Typische kristalline Schiefer zeigen, außer einem (mit bloßem Auge merkbaren) kristallinen Aufbau, wie ihr Name weiter sagt, Schieferung, d. h. eine Art Lagenstruktur, welche gestattet, daß man die Gesteine nach bestimmten parallelen Flächen, auf welchen blättchenförmige Mineralien, wie z. B. Glimmer, angesammelt sind, in ebene oder knotig wellige Platten spalten kann.

Charakteristisch erscheint ferner für den Gesteinskomplex der kristallinen Schiefer das Vorkommen großlinsenförmiger, von den Schieferern konkordant umschlossener Einlagerungen meist nicht schieferiger Gesteine.

Die Entstehungsart der kristallinen Schiefer ist in mancher Hinsicht noch eine Streitfrage. Man findet diese Gesteine einmal als Material der archaischen Formation. Besonders im Hinblick auf die Stellung der letztern als unterste und somit älteste aller bekannten Gesteinsfolgen hat man diese kristallinen Schiefer, wenigstens zum Teil, für die allerdings veränderte Erstarrungskruste unseres einst feurig-flüssigen Erdballes gehalten. Anderseits sind die in Rede stehenden Gesteine als die ältesten, mehr oder minder metamorphosierten Sedimente bezeichnet. Am meisten Anklang hat die

Meinung gefunden, daß in den kristallinen Schiefen sowohl eruptives als auch sedimentäres Material vorliegt, das tiefgreifende Umänderungen bezüglich Struktur und Mineralbestand erfahren hat.

In der Hinsicht kommen (in Abschnitt XI genauer erörterte) Umwandlungen in Betracht, die als Regionalmetamorphose, Kontaktmetamorphose und Injektionsmetamorphose bezeichnet werden. Man versteht darunter Umänderungen in tiefen Zonen der Erdkrinde unter dem Einfluß erhöhter Temperatur, überhitzten Wassers und des Druckes der hangenden Gesteine (Regionalmetamorphose) bzw. Veränderungen von Gesteinen durch heiße Lösungen und Dämpfe, die, unterirdischen Schmelzflüssen entweichend, ins Nebengestein eindringen und dies zum Umkristallisieren veranlassen (Kontaktmetamorphose), sowie Umwandlungen von Gesteinen durch in sie gepreßte Schmelzflüsse (Injektionsmetamorphose).

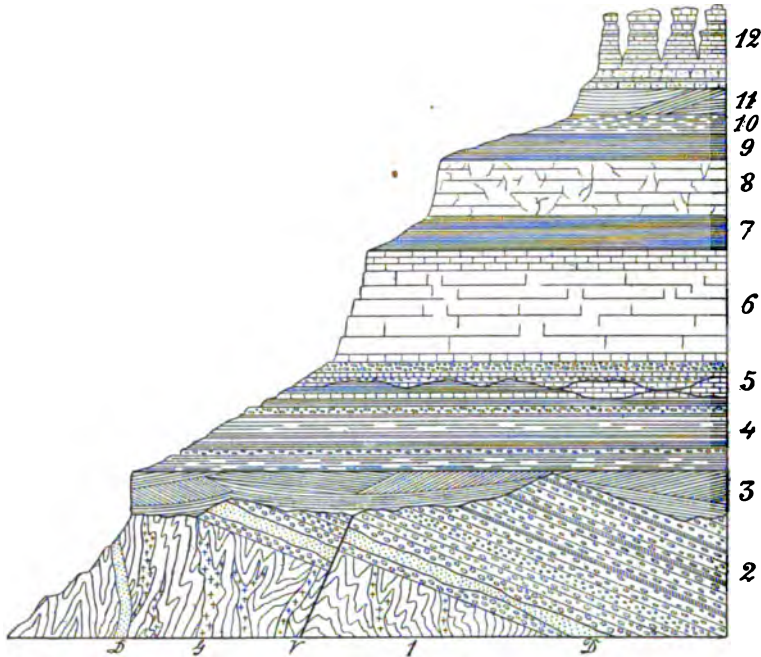


Fig. 25. Profil des Colorado-Cañons nach F. Fréchet.

1 gefalteter Gneis mit Gängen von Granit *G* und Diabas *D*. 2 Präkambrium diskordant auf dem Gneis, mit einem Lager von Diabas *D*. Verwerfung *V* (Alter als Kambrium). 3 und 4 Kambrium diskordant auf Präkambrium. Zwischen 2 und 3 eine Lücke in der Schichtenfolge. Schrägschichtung in 3. 5 Reste devonischen Kalksteins. 6 Unterkarbon. 7—12 Oberkarbon. (Schrägschichtung in 11. Ruinenformen (Erosionserscheinung) bei 12 (dolomitische Kalksteine).

Nach der Meinung von H. Rosenbusch spielt eine Dynamometamorphose die Hauptrolle bei der Entstehung der kristallinen Schiefer aus Eruptivgesteinen und Sedimenten. Es handelt sich dabei um den Einfluß des Gebirgsdrucks, dessen Pressung die Schieferstruktur unter gleichzeitiger Veränderung des Mineralbestandes hervorgerufen haben soll.

Nicht zu verkennen ist schließlich, daß manche kristallinen Schiefer (insbesondere in der Gruppe der sog. Gneise) lediglich Eruptive (z. B. Granite) mit ursprünglicher Lagenstruktur sind, welche letztere durch Gebirgsdruck bzw. durch ein Fließen schon beim Erstarren des Gesteins zuwege kam.

Deutliche Versteinerungen sind bislang in den Gesteinen der archaischen Formation nicht gefunden, hingegen in den jüngeren kristallinen Schiefen, z. B. des Silurs bei Bergen in Norwegen, sowie der alpinen Juraformation (am Nufenen und Lukmanier), oft beobachtet.

## IV. Lagerungsstörungen der Gesteine.

### 1. Entstehung und Vorkommen von Lagerungsstörungen der Gesteine.

Man bringt die Lagenveränderungen der Gesteine zumeist mit der Schrumpfung unsers einst feurig-flüssigen, durch Wärmeausstrahlung in den Weltenraum allmählich mehr und mehr nach innen hin erkaltenden Weltkörpers zusammen, dessen starre Schalentteile sich wie die Steine in einem Gewölbe gegenseitig seitlich pressen. Unter dem erdtangential wirkenden Zwange der Erdschrumpfung machte sich eine weitausgreifende Wellenlagerung (Undation) der Erdschale geltend; ihre Wellenberge bildeten Hochgebiete, die Wellentäler sind von James D. Dana Geosynklinalen genannt<sup>1)</sup>. In letzteren, als tiefegelegenen und daher vom Meere überfluteten Bezirken, fand, parallel gehend mit der Erosion der Hochgebiete und mit der fortschreitenden Absenkung der Becken, eine massenhafte Sedimentation statt. Episodisch wurde (nach den Darlegungen von H. Stille) dieser epirogenetische Vorgang durch orogenetische Akte der Faltung (Undulation) von Teilen der geosynklinalen Bezirke unterbrochen, um dann im alten epirogenetischen Sinne fortzufahren.

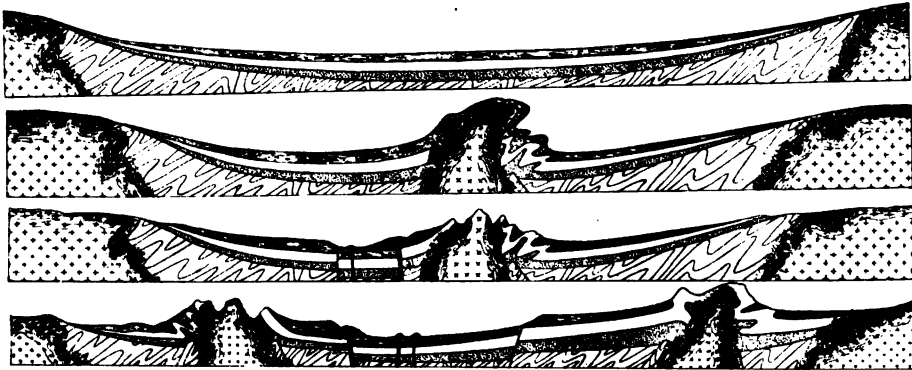


Fig. 26, 27 a und b, 28. Epirogenetische und orogenetische Vorgänge. Intrusion und Extrusion von Eruptiven. Wirkung der Erosion.

Die Ursache für die Aufteilung der Erdschale in Hochgebiete und Geosynklinalen, sowie für die bleibende Starrheit ersterer und die Undulation letzterer wird in petrographischen Verschiedenheiten liegen. Teile, die z. B. durch mannigfache Einlagerung plutonischer Massen besonders verstärkt sind, werden Hochgebiete werden, hingegen an solchen Widerstandsklötzen arme zu Geosynklinalen sich ausbilden. Erstere setzen dem allgemeinen erdtangentialen Druck größeren Widerstand entgegen als letztere, auch wenn diese durch massenhafte Sedimentation erstarkt sind. Der schon von J. Hall hervorgehobene Umstand, daß Faltungszonen mit Bezirken starker Sedimentation zusammenfallen, besagt danach nicht etwa, daß die Sedimentation eine Ursache der Faltung sei, sondern lediglich, daß die Areale mit absinkendem Untergrunde durch starke Sedimentation angedeutet werden.

Die Faltung der Geosynklinalablagerungen hängt wesentlich von der Lage und Art der Rahmen ab; in wechselnder Mannigfaltigkeit wird die Undulation sich vollziehen etwa an den Flanken der sich gegenüberliegenden starren Massen, der Art, daß die Sedimente sich über diese Flanken in Undulationen und Decken hinwegschoben oder auch in der Form, daß diese Dislokationen sich mehr in den inneren Teilen der Absenkungsbecken ereignen. Dabei ist es häufig zum Emporpressen von Schmelzflüssen in sehr hohe Partien der Faltungszonen, ja bis zur Erdoberfläche gekommen. Vielfach wurden ja in Gebirgen solche Injektionen durch Erosion frei-

<sup>1)</sup> Der jetzige Stand der Erdundation wird gekennzeichnet durch die durchschnittliche Meerestiefe zuzüglich der mittleren Landhöhe mit  $3680 + 700 = 4380$  m. Der höchste Berg ist der Gaurisankar im Himalaya (8840 m); die größte beobachtete Meerestiefe wurde 60 km n.-ö. der Philippineninsel Mindanao mit 9780 m gemessen.

gelegt. Durch diese massigen Gesteine erhielten die betreffenden Zonen den Charakter von Sekundärrahmen, ein Vorgang, der sich wiederholen konnte, so daß eine mannigfache Aufteilung in kleinere Synklinale mit zueinander parallelen oder vergitterten Achsen sich einstellte.



Fig. 29. Geringe Schichtenaufrichtung. Schul hing schen bei Tsingtau, (Klantschougebiet.)

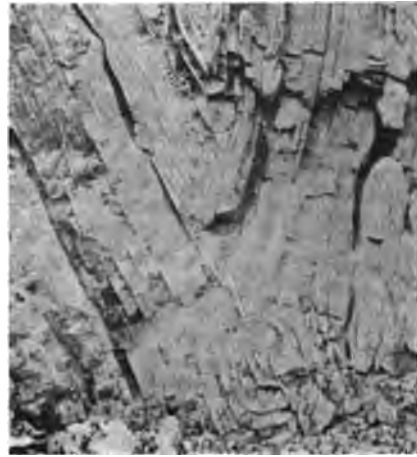


Fig. 30. Durch Faltung steil aufgerichteter Kiesel-schiefer. Osterode (Harz).

Auch kam es vor, daß Teile des unfaltbaren starren Untergrundes als Aufpressungshorste in die sich undulierende Decke hinein, ja durch die hindurchgedrückt wurden (vgl. Harz, Thüringer Wald und Fig. 32).

In allgemeiner Hinsicht ist noch bedeutungsvoll, daß die von den äußeren Falten umgürteten Innenfelder der Gebirgsbogen oft weithin in sich zusammenbrachen, wobei es vielfach zum Empordringen von Schmelzflüssen bis auf die Erdoberfläche kam. In der Hinsicht ist z. B. das Nebeneinander der Alpen und der Lombardischen Tiefebene, der Karpathen und des ungarischen Tieflandes, sowie das Vorkommen von erdoberflächlichen Eruptiven in den Grenzgebieten dieser Hoch- und Tiefbezirke von Interesse.

Alle solche gebirgsbildenden Vorgänge hat man sich als sehr langsam voranschreitende geotektonische Ereignisse zu denken; sie werden auch jetzt noch im Gange sein. Daß sie auf der Erde in der Tat noch nicht zur Ruhe gekommen sind, beweisen die häufigen tektonischen Erdbeben, die langsamen Höhenänderungen größerer Bezirke (Schollen der Erdkruste) und auch die Eruptionen von Lavamassen, denn ihr Erscheinen hängt sehr wahrscheinlich mit tektonischen Veränderungen des Erdbaus zusammen (vgl. S. 2).

Es sei erwähnt, daß gelegentlich Faltungen von lockern Massen, wie Tonen, Mergeln usw., durch vorrückende Glet-



Fig. 31. Orogenese, Erosion und Überlagerung. (Zechstein diskordant über Culmkiesel-schiefer). Osterode (Harz).

soher, insbesondere durch die zur Diluvialzeit auch Deutschland bedeckende mächtige Lage von Inlandeisen verursacht wurden. Die langsam wandernden Eismassen preßten solche vor ihnen liegende Gesteine, stauchten und falteten sie, brachten auch kleine Überschiebungen zuwege. Dabei scheinen große Eiszungen gelegentlich in und unter weiches Gestein gedrungen zu sein. Das dem eingepreßten Eiskeil auflagernde Gestein wurde dann zuweilen vom vorrückenden Gletscher mitgeführt und dabei stark gestaucht und zerknetet. Auf den Druck vorrückender Lavamassen werden Faltungen des Oligocäns der Auvergne zurückgeführt.

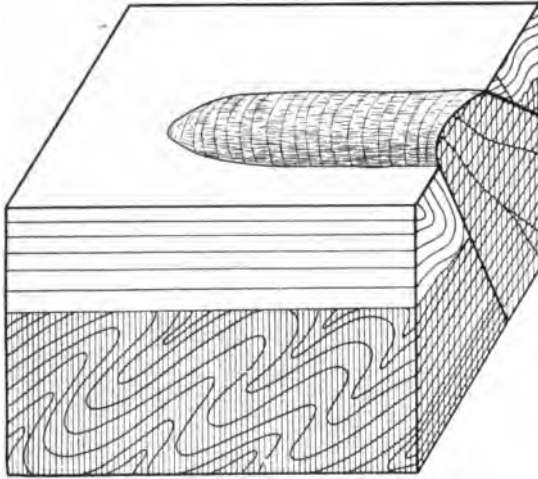


Fig. 32. Schema einer tektonischen Klippe (Aufpressahorst). Varietisch gefaltetes Gebirge in der Tiefe, diskordant überlagert von Zechstein und vom Mesozöikum (saxonische Faltung), örtlich kellartig emporgedrückt und herausgewittert (vgl. Harz).

kanischer Tuffe in Explosionsröhren, sowie der Randteile des Nachbargesteins erwähnt. Die Lagerung läßt sich durch Einsacken der Gesteine in die Schloträume erklären (vgl. Fig. 15, S. 10).

Gelegentlich sind noch schlammige Schichten auf geneigter Unterlage faltig abgerutscht.

Schließlich ist zu vermerken, daß zuweilen Gesteinen, die sich unter Volumvermehrung chemisch verändern, der Platz zu enge wird und sie sich daher in Falten legen (Quellfaltung). Das nimmt man bei manchen Gipsen an (Schlangengips). Bei ihrer Entstehung durch Wasseraufnahme aus Anhydrit wurde das Volumen um  $\frac{1}{3}$  vermehrt. Auch die Serpentinisierung bringt nach Steinmann ähnliches zustande.

## 2. Lagerungsstörungen von Sedimentgesteinen.

In Faltungsgebieten findet man die starren Gesteinsschichten oft in erstaunlich gestörter Lagerung. Einfache Fälle liegen vor, wenn die Gesteinsplatten Sättel und Mulden bilden, deren Vereinigung man eine Falte nennt (Fig. 33). Je nach dem Grade der Zusammenpressung und damit der Schichtenaufrichtung spricht man von (flachen oder steilen) normalen, isoklinen und Fächerfalten (bzw. Sätteln oder Mulden), sowie im besonderen wieder bei diesen Gruppen von aufrechten, liegenden und überkippten

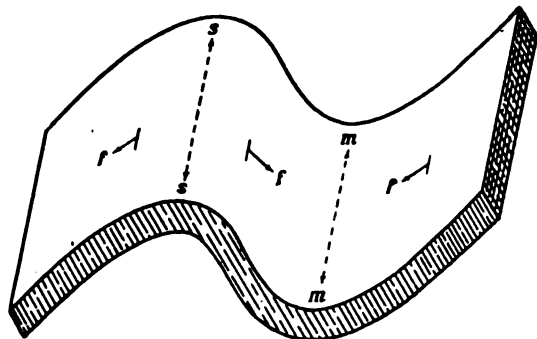


Fig. 33. Schema einer Falte; ss Sattellinie, mm Muldenlinie, / Schenkel.

Falten (Fig. 34). Man erkennt, daß die Schichten im überkippten Teile des Faltenystems umgekehrte Lage haben wie ursprünglich; die jüngere Schicht *b* liegt hier unter der ältern *a*. Biegungen von Schichten wie in Fig. 41 nennt man Kniefalten oder Flexuren.

Faltenbogen greifen zuweilen als gewaltige Schlingen viele Kilometer weit aus. Bei andern kann man beide Flügel *f*, z. B. eines Sattels, im Aufschlusse eines

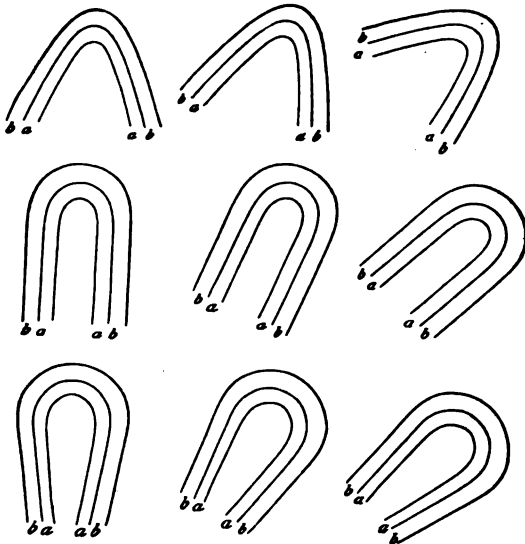


Fig. 34. Schema für aufrechte, liegende und überkippte Normalfalten (1. Reihe), Isoklinalfalten (2. Reihe) und Fächersättel (3. Reihe).



Fig. 35. Gefalteter Quarzit. Handstück. Transvaal.

einzigen Steinbruches übersehen, ja bei kleinen Gesteinsstücken gewahrt man die verschiedenen Ausbildungen nicht selten in typischer Weise (Fig. 35 und 36).

Ganz erstaunliche Maße bestehen nach den neuern von Schardt, Lugeon und Termier begründeten Auffassungen bei den Gesteinsfaltungen in den Alpen. Man hat es dort vielfach mit sehr weit nach Norden ausgreifenden flach deckenförmig gelagerten Überfaltungen mit verdünnten oder ganz ausgefallenen Mittelschenkeln und gewissermaßen umgeklappten Falten (Deckenfalten) zu tun, die einen großartigen Materialtransport von Süden nach Norden zuwege brachten (vgl. Fig. 37). Die Wurzel mancher solcher Überfaltungs- oder Überschiebungsdecken des nördlichen Alpentails liegt weit im Süden. Im Norden schwimmen die Decken gewissermaßen auf ihrem Untergrunde, der an erodierten Stellen durch „Fenster“ zu erblicken ist.

In kleinem Maße erinnern an solche Verhältnisse manche Beobachtungen in norddeutschen Salzbergwerken (Fig. 38).

Oft sind die gefalteten Gesteinsmassen bloß zum Teil erhalten. Die Verwitterung hat einzelne Partien aus ihnen herausgenagt, so daß sich nur noch Reste der Schlingen vorfinden; sie durch Konstruktion zum frühern Ganzen in Gedanken zu verbinden, ist eine der wichtigsten Aufgaben der tektonischen Geologie. Man spricht dann wohl von sog. Luftsätteln. Der



Fig. 36. Gefalteter Tonschiefer. Unter-Neubrunn (Thüringen).

Teil, mit welchem schräg gestellte Schichten an der Erdoberfläche teilnehmen, heißt das „Ausgehende“, bei steiler Stellung auch „Schichtenkopf“.

Bei stark zusammengeschobenen und oberflächlich zum Teil zerstörten Faltenystemen kann eine Schicht in vielfach sich wiederholenden Streifen

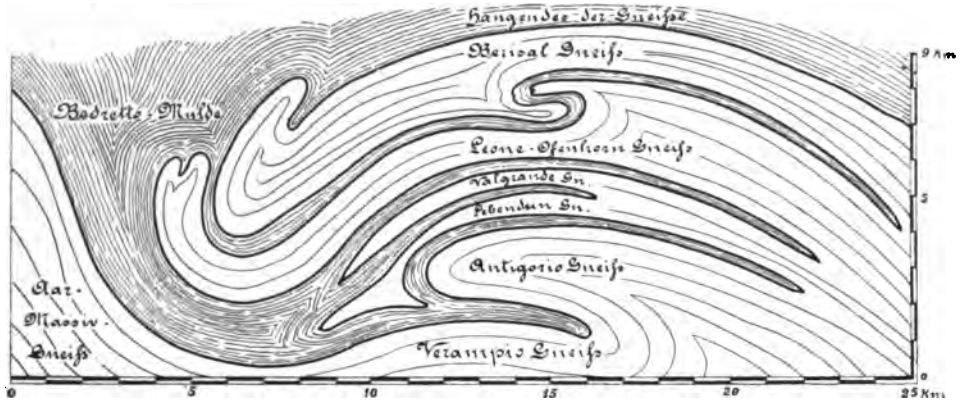


Fig. 37. Schema der Tektonik im Simplongebiet, Schweiz. Deckenfaltung. Nach C. Schmidt.

an die Erdoberfläche stoßen, eine Erscheinung, die man wohl als „Gebirgsrost“ bezeichnet.

In gefalteten Gesteinsschichten stellen sich zuweilen als Begleiterscheinungen sehr eigenartige Massenverschiebungen ein, welche zeigen, daß bei dem Zusammenschub der Lagen förmliche Knetungen des steinernen Materials vor sich gegangen sind. Wie es Fig. 42, S. 25, bei einem Tonschiefer



Fig. 38. Deckenfaltung einer Steinsalzlage in Carnallit. Salzdettfurth bei Hannover.



Fig. 39. Luftsattel. Wildhäuser Schafberg (Schweiz).

vorführt, und wie es auch bei Kalksteinen und selbst den spröden Quarziten (Mitte der Fig. 30, S. 21) zu sehen ist, schwellen die Umbiegungsstellen der Schichten oft zu Schichtenbäuchen an, während die Flügel (Schenkel) der Falten verdünnt sind. Ja, es kommt vor, daß die Schenkel ihr Material fast ganz oder selbst vollständig an die Sattel und Muldenumbiegungen abgegeben haben und sie selber ausgewalzt bzw. ganz verschwunden sind. Infolge des

Zusammenschubs der Massen an den Umbiegungsstellen sind die Schichtflächen hier öfter zu Suturen gekräuselt (vgl. Fig. 74, S. 40).

In den Alpen sind Schub- und Streckungserscheinungen in großem Maßstabe vorhanden, so bei Anthraziten in Wallis, deren einstige Schichten stellenweise zu „Taschen“ zusammengestaucht sind, die nur durch feine Anthrazitrutschflächen miteinander in Verbindung stehen. Besonders auffallend entwickelt sind solche Streckungs- und Stauchungserscheinungen beim sog. Hochgebirgskalk der Schweiz. Auch bei Salzlagerstätten Norddeutschlands wurde derartige in sehr ausgeprägter Weise (vgl. Fig. 55, S. 29) beobachtet. So ist nach Stille im Schachte Riedel (Lüneburger Heide) eine normalerweise etwa 70 m mächtige Salzschieftenfolge auf 2 m ausgewalzt, interessanterweise unter Erhaltung aller Horizonte, ausgenommen den spröden Anhydrit, der zerbrochen ist.

Zuweilen hat die mikroskopische Untersuchung ergeben, daß die scheinbar bruchlos gebogenen und in sich verschobenen Massen reichlich sehr kleine, meist durch nachträgliche Absätze auszirkulierenden Lösungen ausgeheilte Sprünge besitzen, und daß in ihnen somit eine innere Zertrümmerung herrscht. Manche Geologen hegen nach dem Vorgange von Heim die Meinung, daß plastisches Umformen der Gesteinsschichten in großer Erdtiefe bei allseitigem Druck vor sich geht, während bei Lagestörungen nahe oder an der Erdoberfläche Zersplitterung eintritt. Durch Versuche sicher nachgewiesen ist die plastische Umformung von Steinsalz und Sylvin (Fig. 43). Bei erhöhter Temperatur (also auch in tieferen Lagen der Erdkruste) erreicht ihre Plastizität einen ganz besonders hohen Grad. Die Salzlager zeigen in der Hinsicht viele schöne Beispiele.



Fig. 40. Stell aufgerichtete Schichten. Langenberg bei Oker (Harz). Die Untersuchung der Lagerungsverhältnisse erweist im vorliegenden Falle eine Überkipfung.



Fig. 41. Flexur in Muschelkalk. Greene bei Krelensen (Hannover).



Fig. 42. Anschwellen von Tonschieferschichten an Umbiegungsstellen. Kleine Verwerfung in der Sattelfirste. Dachschieferbruch bei Goslar (Harz).

Verwerfungen. Oft sind die Gesteinsschichten bei Dislokationen zerrissen, z. B. an den Umbiegungsstellen von Sätteln in der Sattellinie *ss* bzw. von Mulden in der Muldenlinie *mm* (Fig. 33, S. 22); die Gesteine sind dann offenbar an den Stellen stärkster Spannung zersprungen und so in Teilstücke zerlegt, die nun weiterhin ihre Lage zueinander verändern können, es auch oft getan haben.



Dislokationen, die mit einer Zerstücklung von Schichten und mit einer Verschiebung der Teilstücke aneinander verbunden sind, nennt man Verwerfungen. Ein sehr einfaches Schema stellt Fig. 45 vor. Der vertikale Abstand der zusammengehörigen, jetzt getrennten Teile heißt saigere (= senkrechte) Sprunghöhe der Verwerfung; die Trennungsfläche, gelegentlich eine offene oder ausgefüllte Spalte, zwischen den verschobenen Gesteinsmassen wird die Verwerfungskluft genannt. Ihre Wände sind infolge des Drucks, den die aneinander gleitenden Gesteinsmassen aufeinander ausüben, zuweilen förmlich poliert, auch wohl in der Bewegungsrichtung gestreift; es bildeten sich sog. Spiegel, Harnische, Rutschflächen und Rutschstreifen (Rutschstriemen) aus. Auch kommt es vor, daß die Schichtenlagen in der Nähe der Verwerfungsklüfte geschleppt, d. h. umgebogen sind (Fig. 46 und 47). Man kann aus der Richtung der Rutschstreifen und bei Schlepungen aus der Lage der Schichtenden die relative Bewegungsrichtung der Schollen erschließen.

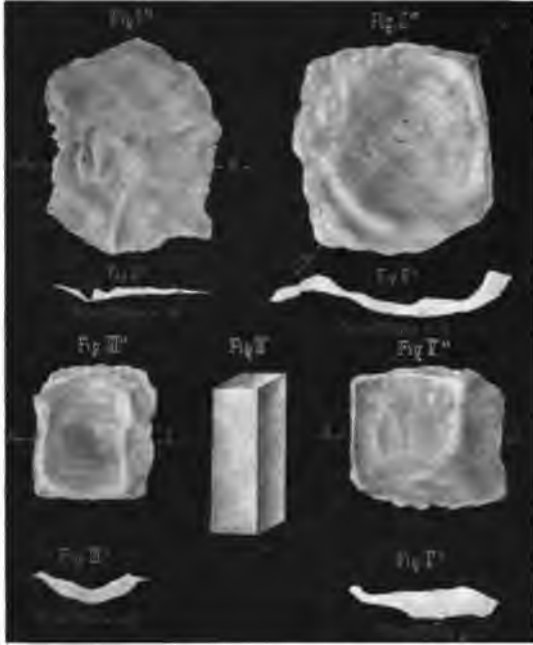


Fig. 43. Steinsalz bzw. Sylvin unverzehrt (Fig. IV) und unter Umhüllung durch Alaun in einem Kupfergefäß zu Tafeln (Fig. I, II, III, V) plastisch zusammengedrückt.

Die Sprunghöhe von Verwerfungen wechselt von mikroskopischen Verhältnissen bis zu Tausenden von Metern. Gelegentlich ist die Schollenverschiebung in mehreren Zeiten erfolgt, so fand z. B. am Osning eine starke vorcretazeische Verschiebung statt und an derselben Kluft nach Ablagerung der Kreide eine erneute in geringem Maße.

Die ungemein hohe Bedeutung, welche die Verwerfungen in vieler Hinsicht haben, verlangt, daß, wenn auch in Kürze, näher auf einige wichtige Verschiedenheiten eingegangen wird. Bezüglich der Lage der Verwerfungskluft

sei vermerkt, daß sie zuweilen senkrecht (saiger), zumeist mehr oder minder flach geneigt befunden wird. Neigt sie im nämlichen Sinne wie die verworfene Schicht, so heißt man die Verwerfung eine recht fallende, im entgegengesetzten Sinne eine widersinnig fallende. Der wirkliche



Fig. 44. Sattelumblegung mit (durch Absätze aus Lösungen ausgeheilten) Rissen in der Sattelfürste. Grauwerk mit Quarzgängen, Okertal (Harz).

oder gedachte Einschnitt der Verwerfungskluft auf einer wagerechten Ebene (d. i. ihre Streichungslinie, vgl. S. 30) kann parallel der verworfenen Schicht verlaufen (streichende Verwerfung oder Längsverwerfung), schief (spießbeckige Verwerfung) oder senkrecht dazu (Querverwerfung) (vgl. Fig. 48). Oft handelt es sich um Scharen von Verwerfungen, die sich zu Verwerfungssystemen zusammensetzen. Fig. 49 stellt ein staffelförmiges Ab-

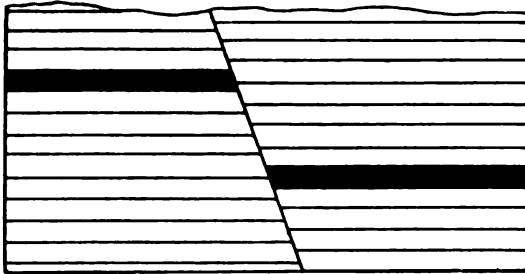
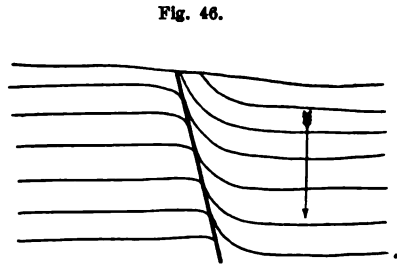


Fig. 45. Schema einer Verwerfung.



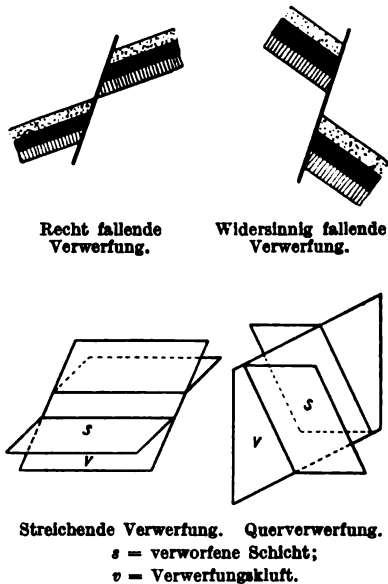
Schleppung an einer Verwerfung.

sinken einzelner Schollen an parallelen Verwerfungsklüften dar. Ein solches stufenweises Absetzen kann auch nach zwei Seiten erfolgen, so daß eine mittlere Scholle als Horst eine höhere Lage bewahrte im Gegensatz zu den an ihren Flanken abgesunkenen Gesteinsmassen (Fig. 50). Gelegentlich sind



Fig. 47. Schleppung von Schichten an Verwerfungen.  
Kieselschieferbruch, Osterode (Harz).

Fig. 48.



Streichende Verwerfung. Querverwerfung.  
s = verworfene Schicht;  
v = Verwerfungskluft.

geologische Horste rundum, nicht nur seitlich, von Verwerfungen begrenzt. Zuweilen ging ein schmaler Streifen in die Tiefe, so daß sich ein geologischer Graben bildete (Fig. 51). Das gewaltige Rheintal zwischen Basel und Bingen ist ein solcher Grabenbruch. Rechts und links stehen als Horste Schwarzwald, Odenwald einerseits, Vogesen und Haardtgebirge andererseits, an deren Flanken nun auch weiter nach Osten und Westen (Schwaben, Frank-

reich) die Gesteinsfolgen, allerdings in weit geringerem Maße, stufenweise abgesunken sind.

Sehr verwickelt können die Lagerungsverhältnisse werden, wenn Verwerfungen sich mit Faltungen zusammengesellen. Eine häufige Erscheinung ist dabei, daß ein Längsstreifen auf der Sattelfirste zwischen die auseinander gewichenen Sattelflügel einsinkt, wobei

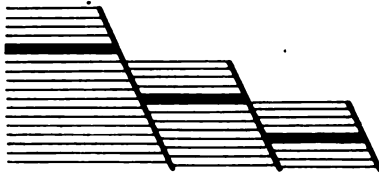


Fig. 49. Staffelverwerfungen.

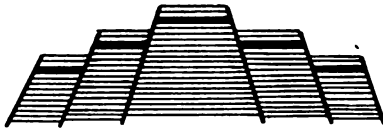


Fig. 50. Horst mit seitlichen Staffelverwerfungen.



Fig. 51. Geologischer Graben mit seitlichen Staffelverwerfungen.

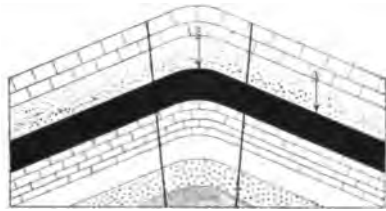


Fig. 52. Sattel mit eingebrochener Firste. Die punktierte Linie stellt die jetzige Erdoberfläche dar.

aber auch letztere sich noch weiter in ihrer Höhenlage gegeneinander verschieben können (Fig. 52).

Gelegentlich findet man Schollen der zerstückten Erdkruste förmlich übereinander geschoben und spricht dann von Überschiebungen, insbesondere, wenn dabei ältere Schichten auf jüngern zu liegen kommen.

Eine gewaltige von W nach O gerichtete Überschiebung metamorpher Sedimente und Tiefengesteine über paläozoische Schichten hat sich auf eine nachgewiesene Länge von 1400 km vom Hardangerfjord bis ins Amt Tromsø in Skandinavien verfolgen lassen. Die Breite der betreffenden Deckschollen beträgt im mittleren Schweden bis 140 km. An der Basis sind sie in sich zertrümmert (vgl. Mylonit). Daß in den Alpen Überschiebungen eine große Rolle spielen, ist bereits hervorgehoben.

Wiederholen sich Überschiebungen mehrfach in paralleler Lage, so kommt es zur sog. Schuppenstruktur.

Blattverschiebungen nennt man wagenrechte Verschiebungen von Schollen aneinander längs steil stehender Klüfte. Die eventuell vorhandenen Rutschstreifen verlaufen dann entsprechend der Bewegungsrichtung horizontal, nicht geneigt wie sonst bei Verwerfungen. Sehr geringe Neigungen der Streifen sind übrigens häufig.

Gesteinsfolgen mit Lagen, deren Festigkeitsverhältnisse stark voneinander abweichen (z. B. Ton und Kalkstein, Steinsalz und Anhydrit) sind



Fig. 53. Isländer Kalkspat unversehrt (rechts) und unter allseitigem Druck verquatcht (links).

bei der Beanspruchung durch Gebirgsdruck gelegentlich förmlich miteinander verknüchtet (Lochseitenkalk der Alpen) oder in der Art mechanisch umgeformt, daß das festere Material in Lappen, Linsen, Flatschen, auch un-

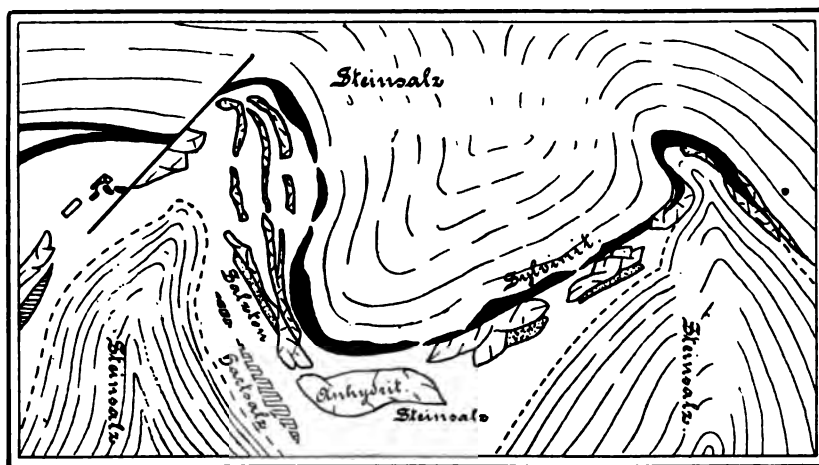


Fig. 54. Zerquetschung von Anhydrit und Salzton auch von Sylvinit in einem Steinsalzlager bei Hannover. Nach Everding.

Bemerkung: Die Vertikalrichtung ist im Bilde wagerecht gestellt, links ist unten.

förmige Massen zerrissen wurde, die in dem mildern Gestein nun als Einlagerungen auftreten (vgl. Anhydrit oder Salzton im Salz, auch die Einlagerungen der kristallinen Schiefer). In der Hinsicht haben Versuche Interesse, bei denen es gelang, Kalkspatkristalle in einer nachgebenden Umhüllung, z. B. von Alaun, ohne splitterige Zertrümmerung zu verquetschen (Fig. 53).

Auch im großen machen sich die verschiedenen Festigkeiten der Sedimentgesteine bei ihren Dislokationen zuweilen stark geltend. Außerordentlich drastisch ist in der Hinsicht der Gegensatz in der Lagerung mancher

Salzvorkommnisse und ihres benachbarten Gesteins. Die Salzmassen des Zechsteins sind in gelockerten Zonen der Erdkruste Norddeutschlands z. T. Tausende von Metern emporgepreßt und dabei in erstaunliche Schlingen gelegt; sie bilden dann gewaltige rückenartige Körper zwischen andern Sedimenten, die sich weit starrer verhalten haben.

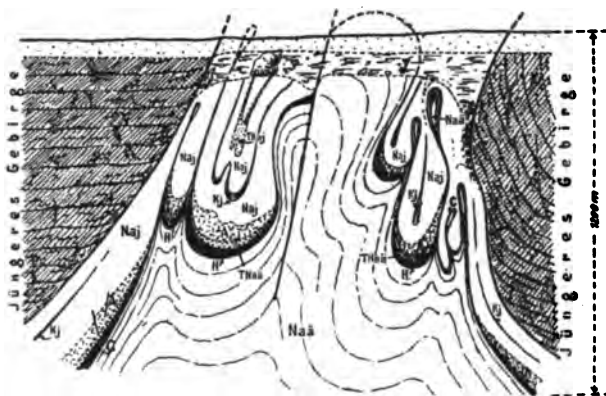


Fig. 55. Salzrücken (Aufpressungshorst). Schema. Nach Seidl. Naä älteres Steinsalz, Naj jüngeres Steinsalz, H Hartsalz, C Carnallitgestein, KJ Sylvinit, T Salzton, A Anhydrit, y Lösungsrückstand.

### 3. Lagerungsstörungen von kristallinen Schiefen und Eruptivgesteinen.

Die Schieferungsflächen kristalliner Schiefer findet man gerade wie die Schichtflächen von Sedimenten öfter aufgerichtet, gefaltet und von Spalten und Verwerfungen durchsetzt. Bei Eruptivgesteinen beobachtet man Fal-



Fig. 56. Faltungen von Granitgneiss und Jurakalk am Rottalhorn und an der Jungfrau (Schweiz). Nach Baltzer.

andere Art der Zerteilung von Eruptivmassen kennzeichnet sich als ein Zerquetschen, Abschnüren und Einkneten von Teilen ins Nebengestein, was z. B. bei stark gepreßten Lagern von Diabas zwischen mildern Gesteinen wie Tonschiefer beobachtet wird.

tung besonders an Lagern zwischen Sedimenten, z. B. bei den Diabasen in den mitteldevonischen Schiefen des Harzes, gelegentlich an Gängen. Oft setzen Spalten und Verwerfungen durch Eruptivgesteine hindurch (vgl. z. B. Fig. 25, S. 19); so ist der Lausitzer Granit Sachsens durch eine lang hinziehende Verwerfung begrenzt. Eine

### 4. Streichen und Fallen. (Geologische Kennzeichnung der Lagerung von Ebenen.)

Die Stellung einer Ebene, etwa einer Schichtfläche und damit der Schicht, einer Verwerfungskluft, eines Ganges usw. wird durch Angabe des Streichens und Fallens bezeichnet.

Der Einschnitt der festzulegenden Ebene auf einer horizontalen Fläche, etwa der Erdoberfläche, ergibt die Streichungslinie. Das Streichen bedeutet die Richtung der erwähnten Einschnittslinie, ob N—S, NW—SO usw. Das Fallen einer Ebene bezeichnet ihren Neigungswinkel zur Horizontalebene und die Himmelsrichtung, nach welcher sie neigt. In Fig. 57 stellt die wagerecht auf die Felswand gezogene Linie die Streichungsrichtung dar, der Pfeil die Falllinie, die natürlich zur Streichungslinie senkrecht steht.

Auf geologischen Karten kennzeichnet man Streichen und Fallen durch Strich, Pfeil und Zahl. So bedeutet  $\swarrow 30^\circ$  eine Schicht, die NO—SW streicht und unter  $30^\circ$  nach SO einfällt;  $\rightarrow$  heißt wagerechte Schichtenlage,  $\leftrightarrow$  senkrechte (saigere) bei z. B. O—W-Streichen.



Fig. 57. Streichen und Fallen, durch Linie und Pfeil auf einer Schichtfläche von Grauwacke angedeutet. Innerstetal (Harz).

Man mißt das Streichen einer Gesteinsplatte mit dem Kompaß (Fig. 60), indem man ihn mit seiner der NS-Linie parallelen Seite horizontal an die zu kennzeichnende Schicht legt und die Stellung der Magnetnadel abliest. Um hierbei gleich die richtige Himmelsrichtung durch die Nadel angegeben zu finden, sind auf einem solchen bergmännischen Kompaß O und W vertauscht. Es wird diese Maßregel durch die Fig. 58 verständlich. Die Magnetnadel weist nach Norden; legt man nun z. B. wie in Fig. 58a den Kompaß mit seiner langen, der N-S-Bezeichnung parallelen Seite an eine NW-SO-streichende Ebene, so stellt sich die Magnetnadel ein, wie es die Figur zeigt. Damit die Nadel nun unmittelbar das im vorliegenden Fall NW-SO-Streichen angibt, muß offenbar die Bezeichnung W nicht links, sondern rechts auf dem Teilkreise stehen. Entsprechendes zeigt Fig. 58b; Fig. 58c und Fig. 58d erklären sich von selbst.

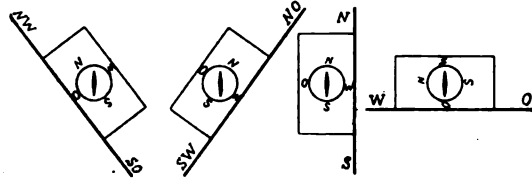


Fig. 58 a, b, c, d.

Das Fallen einer Ebene wird mit Hilfe eines im Kompaß angebrachten Pendels und einer zugehörigen Gradteilung festgestellt, indem man das Instrument mit der bereits oben benutzten Seite so an die Gesteinsschicht legt, daß das Pendel frei fallen kann.

Es sind jetzt auch sog. Stratometer käuflich, die gestatten, eine Feststellung der Fallrichtung von Schichten in der Tiefe von Bohrlöchern vorzunehmen, falls „Kernbohrung“ vorliegt. Zu dem Zwecke wird ein Kompaß eingeführt und an dem in der Tiefe noch in natürlicher Lage befindlichen Kerne festgeklemmt, die Magnetnadel wird arretiert, und der Kompaß mit dem Kerne zutage befördert, so daß man letztern wieder so orientieren kann, wie er in der Tiefe saß<sup>1)</sup>.



Fig. 59. Bohrkern, zum Teil mit Schichtung. (Kalksalz und Anhydrit). Behme phot.



Fig. 60. Bergmännischer Kompaß nach A. Helm. (Bezugsquelle F. W. Breithaupt u. Sohn, Kassel).

Statt Gradteilung findet man auf vielen bergmännischen Kompassen Stundenteilung. Entsprechend dem Sonnenstand am Tage bezeichnet man mit Stunde 12 die N-S-Richtung, die O-W-Richtung mit Stunde 6, SO-NW als Stunde 9, SW-NO als Stunde 3 und die Zwischenlagen entsprechend.

In Deutschland hat man eine Abweichung des magnetischen Meridians vom geographi-

<sup>1)</sup> An Bohrkernen läßt sich auch die Mächtigkeit durchsunkener Schichtenfolgen sehen. Bei söhlicher Lagerung wird sie durch die Länge der Kernabschnitte unmittelbar gegeben; falls Schichtenaufrihtung vorliegt, ist die wahre Mächtigkeit (senkrecht zu den Schichtflächen gemessen) natürlich kleiner als die lotrechte (saigere) Anteilnahme der Schicht am Bohrkern, und zwar entspricht 1 m im Lot folgenden wahren Mächtigkeiten in m: bei 10° 0,985, 20° 0,940, 30° 0,866, 40° 0,766, 50° 0,643, 60° 0,500, 70° 0,342, 80° 0,174, bei 90° (Saigerstellung) ist die in Rede stehende Bestimmung unmöglich.

schen N-S-Meridian von 10—13° nach Westen, also von fast 1 Stunde (15°). Um diese Deklination bei den Ablesungen auszuschalten, kann man die Skala des Kompasses drehbar machen, und nach geeigneter Einstellung eine unmittelbare Ablesung der Himmelsrichtung vornehmen. Um auch die nach den Gegenden wechselnde Inklination zu kompensieren, bringt man auf der Nadel ein verschiebbares Gewicht an; sie läßt sich dann leicht horizontal stellen.

Bei der Beurteilung der technisch sehr bedeutsamen Lage von Gesteinsschichten kann der Unerfahrene leicht eine Täuschung durch die sog. Hakenbildung erfahren. An Bergabhängen zutage gehende (ausstreichende) Schichten haben häufig infolge des Gehängedruckes eine Umbiegung der obern Schichtenenden (der Schichtenköpfe) erfahren, wie es z. B. Fig. 61 zeigt. Die Abhangshaut des Berges gleitet, gewissermaßen fließend, im Sinne des größten Gefälls langsam abwärts. Es kann dabei vorkommen, daß erweichte, mürbe Schichtenköpfe förmlich zungenförmig ausgezogen werden, sofern sie vor dem Abwaschen durch Regen durch eine Rasendecke geschützt werden. Schürfe bis zu größerer Tiefe lassen dann das eigentliche Fallen erkennen.

## 5. Bedeutung der Lagerungsstörungen von Gesteinen.

Die Dislokationen der Gesteine haben hohe allgemeine und auch besondere technische Bedeutung.

Durch Absinken der Ozeanbecken ist die große Scheidung von Wasser und Land auf der Erde zustande gekommen, durch Emporwölbung der Gebirge sind Oberflächenteile in die höhere Luftregion gebracht, wo sie als Kondensationsbezirke des Wasserdampfes und somit als hochgelegene Sammelstellen für Wasser wirken, von denen letzteres den niederen Erdoberflächenteilen zur mannigfaltigsten Benutzung, z. B. als Trink- oder infolge seines Gefalles als „Kraftwasser“ zugeführt werden kann. Als Stauer und Ablenker der Luftbewegung nach oben machen Gebirgsketten je nach der Windrichtung das benachbarte tiefere Land an der einen oder andern Flanke zum Niederschlagsgebiet oder legen es in den Regen- und Windschatten.

An dieser Stelle hervorgehoben sei auch das große geographische Moment der Dislokationen, der bekannte Einfluß der Gebirgsbildung nämlich auf den landschaftlichen Charakter der Erdoberfläche, ferner die kulturfeindliche Bedeutung der Gebirgserhebungen, insofern sie zuweilen schwierige Verkehrshindernisse darstellen, die erst durch oft gewaltige und kostspielige Anlagen von Straßen und Tunneln überwunden werden können. Wo Lagerungsstörungen in ihrer Bildung noch anhalten, ist natürlich der Akt selber insofern für die Lebewelt von hoher Bedeutung, als die Gebirgsbewegung begleitende Erdbeben schlimme Zerstörungen hervorrufen können. Solche Beben sind in ihrer Verbreitung oft durch den Gebirgsbau geregelt, da eben nur bestimmte Schollen (z. B. Rheintal) bewegt werden. (Tektonische Beben im Gegensatz zu Einsturzbeben und vulkanischen Beben, die durch Einsturz von Gesteinsmassen in nicht weit unter der Erdoberfläche gelegene Hohlräume bzw. durch vulkanische Explosionen verursacht werden.)

Andererseits bringen die Lagerungsstörungen des Untergrundes mancherlei Vorteile für das wirtschaftliche Leben eines Landes mit sich.

In Faltungsgebieten können sonst tiefliegende, technisch nutzbare Gesteine, etwa Steinkohlenflötze, bis in erreichbare Nähe zur Erdoberfläche kommen, und oft schneiden sehr verschiedene Gesteine in engem Raume auf ihr ein. Bei horizontaler Schichtenlage hingegen nimmt dieselbe Gesteinsplatte meist große Gebiete auf der Erdoberfläche ein. Vergleichsweise sei auf die Einförmigkeit der Landschaft und damit parallel gehend der wirtschaftlichen Verhältnisse in Rußland hingewiesen, wo weite Ländergebiete horizontalen Schichtenuntergrund besitzen, und andererseits auf die Mannigfaltigkeit der Gesteine und damit des wirtschaftlichen Lebens etwa am nördlichen Harzrande, wo infolge starker Schichtenaufrichtung wechselnde Gebirgs-

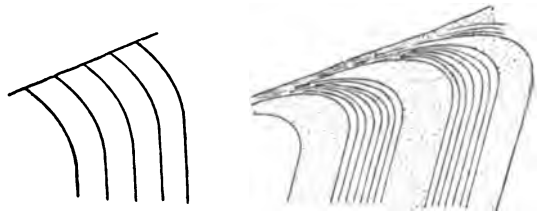


Fig. 61. Haken von Gesteinsschichten an Abhängen.

massen die Oberfläche berühren oder ihr nahekommen und zur Ausbeutung von Eisensteinflötzen, Salzlagern, Kalksteinen, Tonen und Tonschiefern, Sandsteinen, Diabasen usw. Veranlassung gegeben haben.

Es sei an dieser Stelle auch vermerkt, daß die Ausfüllung von Verwerfungsspalten durch

Absätze aus wanderndem Wasser nicht selten wertvolle, metallhaltige Stoffe darstellen (Erzgänge).

Bei technischen Anlagen, wie Steinbruchrichtungen, Straßen-, Tunnel-, Bergwerksbauten usw., bereiten die Dislokationen der Gesteine mannigfache Schwierigkeiten. Die Lagerungsverhältnisse sind im gestörten Gebirge natürlich verwickelter als im ungestörten. An Verwerfungsspalten finden die Gesteinschichten einen plötzlichen Abschluß: Erzlager, Kohlenflötze, Sandsteinbänke usw. hören an ihnen wie mit einem Messer abgeschnitten auf. Es liegt dem Geologen ob, die Fortsetzungen der Vorkommnisse aufzufinden. Da aber die Schichtenverschiebungen einen Höhenunterschied der Teilstücke von zuweilen Hunderten, ja Tausenden von Metern veranlaßt haben, so gehört das meist zu den schwierigeren, zuweilen zu den unmöglichen Unternehmungen. Beispielsweise sei erwähnt, daß bei Saarbrücken das Kohlengebirge durch eine Verwerfung von über 2000 m Sprunghöhe abgeschnitten wird, an deren einen Seite die flötzreichen „Saarbrücker Schichten“ in bergbaulich unerreichbarer Teufe versenkt lagern. Weiter ist zu bemerken, daß sich auf den Verwerfungsspalten die im Erdinnern wandernden Gewässer oft zu unterirdischen Wasserströmen sammeln,

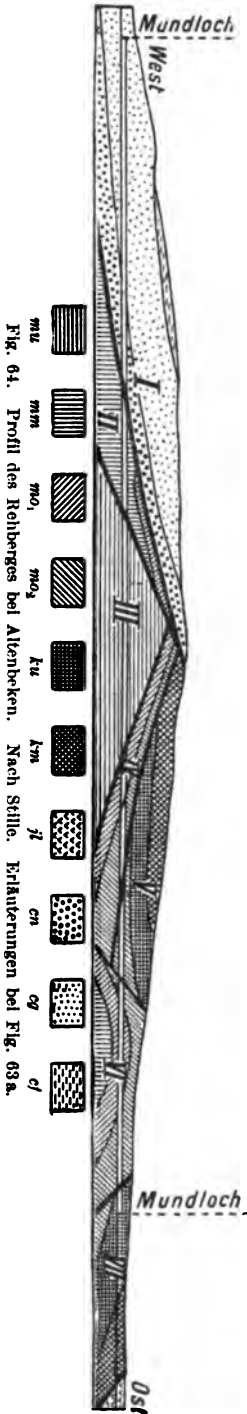
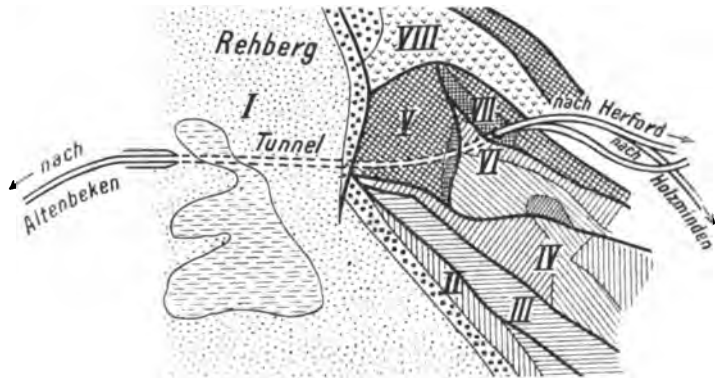


Fig. 64. Profil des Rehberges bei Altenbeken. Nach Stille. Erläuterungen bei Fig. 63a.



Fig. 62. Verworfener Gang. Nach Behme, Geologischer Führer von Clausthal.



Schwieriger Tunnelbau durch einen Schollenberg.

Fig. 63a. Grundriß des Rehberges bei Altenbeken. Nach Stille. Erläuterung für Fig. 63a und 64: *mu* unterer Muschelkalk, *mm* mittlerer Muschelkalk, *mo* Trochitenkalk, *mo<sub>2</sub>* Ceratitenschichten, *ku* unterer Keuper, *km* mittlerer Keuper, *jl* Lias, *cn* Neokomsandstein, *cg* Gaultsandstein, *cf* Flammenmergel.



die natürlich bei technischen Arbeiten im Erdboden gefährlich sind, zumal wenn sie unvermutet einbrechen. Andererseits sind Verwerfungsspalten beim Aufsuchen von Wasser gelegentlich von hoher Bedeutung. So wird z. B. Wiesbaden z. T. mit Trinkwasser versorgt, das man in stark disloziertem und dabei zertrümmertem Taunus-Quarzit dadurch abfängt, daß man Stollen durch die undurchlässigen Schichten in den steil gestellten wasserführenden Quarzit getrieben hat. Besonders die Querbrüche spenden reichlich Wasser, während die Längssprünge oft trocken befunden werden.

Die Festigkeitsverhältnisse der Gesteine sind in der Nähe von Verwerfungen gelegentlich durch Zertrümmerungen verschlechtert, so daß Einstürze unterirdischer Bauten durch Ablösen von Gesteinsmassen usw. sich ereignen können. Auch ist sehr zu beachten, daß solches in sich durch Druck zermürbtes Gesteinsmaterial aus der Nähe von Verwerfungen als Baustoff natürlich wenig geeignet erscheint, wie man es z. B. an Graniten des Odenwaldes, die in der Nähe der großen Rheintalspalte lagern, bemerkt. Man tut also gut, Steinbrüche nicht in der Nähe von Verwerfungen anzulegen.

Leicht verständlich ist es, daß Gesteine in der Nachbarschaft von Störungen öfter verfärbt sind, sei es, daß aus ihnen z. B. Eisenverbindungen durch auf und in der Nähe der Verwerfungskluft wandernde Gewässer ausgelaugt und die Gesteine dadurch gebleicht sind oder daß sie durch Absatz z. B. von Brauneisenstein verfärbt wurden. Im Anschluß hieran sind die oft recht schönen Gesteine zu erwähnen, bei denen Klüfte durch Absätze aus Wasser wieder vollständig verheilt und die Massen dadurch wieder gut verfestigt sind. So findet man gelegentlich dunkle Kalksteine oder Serpentine mit vielen weißen Kalkspatgängen, die den Untergrund durchadern, oder Gesteine, die einst vollständig in sich eckig zerdrückt waren, durch ein Bindemittel wieder verkittet. Zu solchen Myloniten rechnen manche Breccienmarmore. Ähnliche Verheilungen und zwar durch Quarz beobachtet man häufig bei Kieselschiefern.

## V. Absonderung und Teilbarkeit der Gesteine.

Es handelt sich bei den Absonderungen um natürliche Gliederungen der Gesteinsmasse eines Vorkommens. Der Gesteinskörper ist mithin dann nicht einheitlich, sondern in Teilstücke zerlegt.

In andern Fällen ist eine solche Trennung zwar nicht von der Natur vollzogen, sie kann aber leicht künstlich bewerkstelligt werden. Dann liegt eine Teilbarkeit vor, z. B. die Möglichkeit, einen kompakten Schiefer parallel einer bestimmten Ebene in Platten zu zerlegen.

Es ist ersichtlich, daß die Absonderungen und Teilbarkeiten von großer technischer Bedeutung sind sowohl bei der Gewinnung als auch bei der Benutzung von Gesteinsmaterial.

Zumeist sind sie in beiderlei Hinsicht günstig, insofern nämlich, als die Natur bereits eine Gliederung der Gesteinsmasse hergestellt hat, die bei der Gewinnung und Verarbeitung des Materials sonst künstlich unter Aufwendung von Sprengmitteln oder anderer Vorrichtungen hergestellt werden müßte. Mißlich sind Absonderungen dann, wenn sie eine allzu weitgehende Zerstückelung des Gesteins hervorgerufen haben; es wird dadurch z. B. die Herstellung von großen Werkstücken vereitelt.

### 1. Absonderung und Teilbarkeit bei Eruptivgesteinen.

Manche Eruptivgesteine bilden einheitliche geologische Körper und können als massig bezeichnet werden, bei andern hingegen ist das Gestein von zuweilen sehr regelmäßigen Trennungsklüften durchzogen.

Plattige und bankige Absonderung. Das ist die Gliederung in dünnere oder dickere Gesteinslagen. Man trifft sie oft bei Phonolithen, Basalten, auch Graniten und andern Eruptivmassen (Fig. 65). Ganz dünne Lagen heißen wohl Blätter.

Die leicht zu gewinnenden dünnen Scheiben lassen sich zu Sitzplatten, zerschlagene zu Mosaikpflaster verwenden. Die Bankung z. B. von Graniten ist ungemein wichtig bei der Gewinnung von Material für große Ornamentstücke und von Hausteinen.

**Säulenförmige Absonderung.** Die Gliederung erfolgt meist in vier-, fünf- und sechseckige oder grob runde Pfeiler, Säulen oder Stängel von Finger- bis Meter- und noch bedeutenderer Dicke und einigen Zentimetern bis hundert und mehr Meter Länge.

Zuweilen vereinigen sich plattige und säulige Absonderung derart, daß die Säulen senkrecht zur Längsrichtung in dick brotlaibartige oder dünne, brettförmige Teilstücke gegliedert sind. Besonders schöne Beispiele für Säulenabsonderung bieten die Basalte dar, bei deren Gewinnung und Verarbeitung, z. B. für Prellsteine an den Landstraßen oder für Pflastersteine, diese natürliche Sonderung des Materials sehr nützlich ist.

**Kugelige Absonderung** ist ebenfalls, so bei Basalten, öfter mit prismatischer verbunden. Bei Diabasen kommt zuweilen eine selbständige, brotlaibartige Gliederung vor, bei der man es vielleicht mit der Zerteilung und Ballung untermeerisch ergoßner Magmen zu tun hat, vergleichbar, wenn auch von größeren Dimensionen, den Granalien in

Wasser abgelassener Hochofenschlacken. Infolge von Verwitterung zerfallen Basalkugeln nicht selten in konzentrische Schalen.

Eine zuweilen nur mikroskopisch erkennbare kugelige Gliederung bieten die sog. perlitischen Gläser (Perlsteine) dar.

Die unregelmäßige Absonderung liefert ungleichmäßige Teilstücke ohne bestimmte Form. Bei der Gewinnung von Schotter für Landstraßen oder Eisenbahnbettungen ist sie nützlich und erspart zum Teil das Zerschlagen der Gesteine.

Man hält die Absonderungen bei Eruptivgesteinen im allgemeinen für Schrumpfformen der aus dem feurigen Schmelzfluß erstarrten und sich weiter abkühlenden Massen. Bezüglich der bankigen Absonderung von Graniten hat man auch die Meinung ausgesprochen, es sei dies eine Verwitterungserscheinung, das Gestein teile sich schalig, seiner Oberfläche parallel, in Lagen.

Manche Klüfte (Stiche, Lose, Schlechten) sind nachträglich durch den gebirgsbildenden Druck hervorgerufen, gelegentlich hat er einen Zerfall in polyedrische Stücke, auch wohl stängelige Klötzchen hervorgerufen.



Fig. 65. Bankige Absonderung von Granit. Okertal (Harz).  
Nach Behme, Geologischer Führer von Goslar.

Die Absonderung von Eruptivgesteinen steht oft im deutlichen Zusammenhang mit der geologischen Erscheinungsart des betreffenden Gesteinsvorkommens.

So findet man plattige Absonderung parallel zur Außenfläche der Gesteinsmassen, z. B. bei Phonolithkegelbergen. Die Gesteinsschalen umschließen sich wie die Lagen im obern Teil einer Zwiebel, anderseits aber auch so, daß sie nicht mit der Spitze nach oben, sondern mit der Spitze nach unten ineinander geschachtelte Kegel bzw. Glocken bilden.

Gesteinssäulen stehen sehr oft deutlich senkrecht zur abkühlenden Grenzfläche des Nebengesteins, in Gängen senkrecht zu den Salbändern, bei



Fig. 66. Säulenförmige Absonderung von Basalt.  
Heckholzhausen (Nassau).

In der Tiefe stehen die Säulen senkrecht, am Ausgehenden sind sie durch den Gehängedruck umbogen.

in ihrer obern Verlängerung unregelmäßig, dick und ungefüge (Fig. 69).

Manche Eruptivgesteine, z. B. Granite, besitzen eine mehr oder minder deutliche Teilbarkeit (Gare), die von den Steinbruchsarbeitern bei der Zerlegung der Gesteinsmassen vorteilhaft ausgenutzt wird.

Sehr ausgesprochen ist eine Teilbarkeit bei Graniten mit Lagengefüge. Sie lassen sich mehr oder minder leicht parallel den Lagen in Platten spalten. Es handelt sich dabei um eine im erstarrenden Schmelzfluß entstandene Drucktextur bzw. um Fluidalgefüge. Zufolge des Gebirgsdruckes oder

<sup>1)</sup> Nachträgliche Krümmung an den Enden von Säulen wird oft durch Gehängedruck verursacht; er biegt die ausgehenden Enden um (Fig. 66).

senkrecht einfallenden Gängen somit horizontal, bei deckenförmigen Ergüssen lotrecht zum Untergrunde. Es entspricht dies der bekannten prismatischen Zerklüftung von Koks senkrecht zur abkühlenden Außenfläche der aus den Öfen herausgedrückten Massen. Bei kegelförmigen Basaltbergen sind die Säulen gelegentlich gleichsam zu einem Riesenmeiler angeordnet, der Art, daß die mittlern vertikal, die äußern rundum allmählich weniger steil lagern. In andern Kegeln fallen die Säulen nach dem Berge zu ein. Es kommen auch öfter verschiedene Punkte an einem Vorkommen vor, nach denen die Säulen strahlen, schließlich findet man sie gelegentlich in Anschnitten wie die Fiedern an einer Vogelfeder gestellt. Zuweilen sind sie gekrümmt<sup>1)</sup>, gelegentlich in den tiefern Partien des Berges sehr regelmäßig und schlank,

Eruptionsdruckes bzw. beim Fließen des Kristalle ausscheidenden Magmas stellen sich die lamellaren Bestandteile, vornehmlich die Glimmer, mit ihren Blattebenen im Groben parallel, eine Lagerung, die sie auch im erstarrten Gestein noch inne haben und welche die erwähnte Teilbarkeit des Gesteins ermöglicht. Derartige Granite trifft man im östlichen Odenwalde, in den Alpen und vielfach sonst.



Fig. 67. Basaltsäulen, in sich kugelig abgesondert. Käsegrotte bei Bertrich (Eifel).



Fig. 68. Schalig und speichenförmig abgesonderter Diabas, in Tonschiefer gelagert. Granetal bei Goslar (Harz).

## 2. Absonderung und Teilbarkeit bei Sedimentgesteinen.

Infolge der meist periodenweisen Ablagerung der sedimentären Gesteine findet man bei ihnen, wie bereits erwähnt ist, häufig eine natürliche Gliederung in parallele Schichten. Diese Sonderung erleichtert wie die der Eruptivgesteine den Abbau von Vorkommnissen, verringert indes öfter die Benutzbarkeit von Gesteinen, falls sich die Gliederung in zu enger Folge vollzogen hat. Es hängt von der Mächtigkeit der Schichten (Blätter, Platten, Bänke) ab, welche Dicke man den betreffenden Werksteinen geben kann.

Häufig gesellt sich zu einer horizontalen bankigen Absonderung eine senkrechte Zerklüftung, so daß durch diese beiden Teilsysteme eine quaderförmige Gliederung des Gesteins entsteht, so bei Quadersandsteinen (Fig. 71). Eine regelmäßige Zerklüftung durch Sprünge, die sich in Rhombenform durchschneiden, trifft man gelegentlich bei aufgerichteten Schichten (vgl. Mohrsche Linien Fig. 201, S. 103).

Auch bei Sedimenten spricht man von solchen senkrechten oder schiefen Klüften als von Stichen, Losen, Schlechten. In andern Fällen sondern sich die Sedimente in kleinere, parallelepipedische Stücke, z. B. oft bei Kiesel-schiefern (Fig. 72).

Es sei an dieser Stelle auch nochmals auf die Schrumpfung des Tons hingewiesen, der beim Eintrocknen die bekannten Risse bekommt (Fig. 18).

S. 13). Sie finden sich nur bei sandarmen Tonen. Enthält das dann Lehm genannte Material sehr viel Fremdkörper, so verteilt sich die Schrumpfung ohne Rißbildung auf das ganze Gestein.



Fig. 69. Mellerartig angeordnete, oben und unten ungleiche Basaltsäulen. Bühl am Habichtswalde bei Kassel.



Fig. 70. Gliederung eines Grauwackenvorkommens durch Wechsellagerung der Grauwackenbänke mit Tonschiefer. Osterode (Harz).

Manche Teilbarkeiten von Sedimenten und auch Eruptivmassen sind auf den Druck bei Dislokationen der Erdkruste zurückzuführen. Hierher ist zu rechnen außer manchen Zerklüftungen die ungemein wichtige Druckschieferung (Quetschschieferung, transversale Schieferung).

Diese besonders bei Tonschiefern häufige Schieferung ermöglicht die Spaltbarkeit nach parallelen Ebenen, die im allgemeinen nicht mit der Schichtung zusammenfallen. Es findet sich die in Rede stehende Erscheinung in ausgezeichneter Weise nur im „gestörten Gebirge“, sie ist dann die Folge des Gebirgsdruckes, der die einst wagerechten Schichten in Falten legte. Hierbei bildete sich die Schieferung heraus, und zwar nicht nur in den Falten, sondern auch in den zwischen ihnen liegenden, in ihrer Lagerung ungestörten, aber natürlich auch gepreßten Gesteinsmassen.



Fig. 71. Zerklüfteter Quadersandstein. Schrammsteine (Sächs. Schweiz.)

In der Abbildung des Dachschieferbruches der Fig. 73 erkennt man deutlich die Schichtung, d. h. die Lagen, in denen

sich der jetzige Schiefer einst als Schlamm absetzte und ferner die Schieferung, nach der er sich nunmehr spalten läßt. Schieferungs- und Schichtflächen machen sehr verschiedene Winkel miteinander (vgl. Fig. 74). Man findet sie gelegentlich parallel oder unterspitztem Winkel und auch senkrecht aufeinander, wie man es an verschiedenen Stellen einer und derselben Falte im Steinbruch beobachten kann. Das Streichen der Schieferungs- und der Schichtungsflächen ist wenigstens in den allermeisten Fällen gleichlaufend; während aber die erstern ein ziemlich gleichmäßiges Fallen auf weite Gebirgsstrecken, ja durch ein ganzes Gebirge hindurch innehalten,

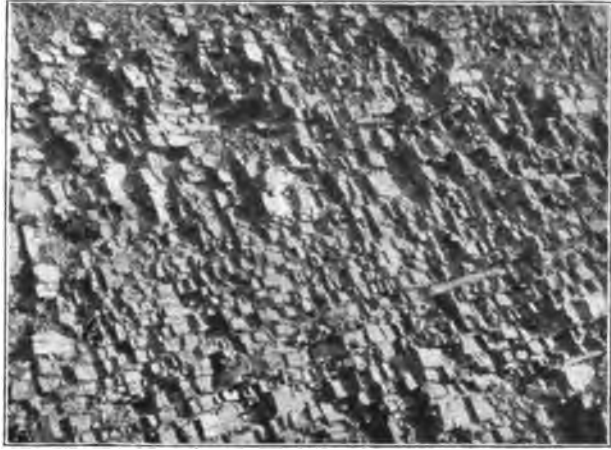


Fig. 72. Parallelepipedisch absonderter Kieselschiefer. Osterode (Harz).

wechselt ersichtlich das Fallen der Schichtungsflächen von Stelle zu Stelle in einer Falte. Die Schichtung kennzeichnet sich, wenn sie nicht mit den Schieferungsflächen zusammenfällt, in Einschnittslinien auf letzteren, in der Regel, ohne daß der Zusammenhalt an diesen Einstrichen irgend gefährdet ist; durch die Ausbildung der Schieferung ist die Lösung des Gesteinsmaterials nach den Schichtfugen verwischt.



Fig. 73. Tonschiefer mit Schichtung und Schieferung.

Dachschieferbruch am Königsberge bei Goslar (Harz). Behme, Geologischer Führer von Goslar. Der Tonschiefer bildet einen Sattel; die Schichten fallen links nach links, rechts nach rechts. Die Schieferung geht mit gleichmäßig steilem nach rechts Fallen durch die Schichtung hindurch.

Die Ansicht, daß die erwähnte Schieferung wirklich, wie Baur zuerst aussprach, eine Druckwirkung ist, wird durch Versuche von Sorby, Tyndall und Daubrée bekräftigt. Durch starkes Pressen von Wachs oder Ton kann man nämlich in diesen Massen eine Schieferung hervorrufen, falls für ein Ausweichen des Materials Sorge getragen wird. In solche Stoffe wirt eingeknetete, blättchenförmige Körper stellen sich mit ihrer Fläche parallel zur Schieferung; größere, eingelagerte Fremdkörper werden platt gequetscht und ausgezerrt, wie man es auch bei Versteinerungen im Dachschiefer beobachtet.

Gelegentlich ist ausgesprochen, daß die Druckschieferung senkrecht zum Faltungsdruck verlaufe. In Rücksicht darauf, daß man im allgemeinen den gebirgsbildenden Druck erdtangential, also horizontal, anzunehmen hat, hingegen die Schieferung sehr oft nicht eine vertikale, sondern geneigte Lage besitzt, erscheint diese Annahme nicht gesichert. Wie bereits Daubrée, J. Walther und A. Heim betonten, ist anzunehmen, daß die Schieferung mit den Ausweichungsebenen der Gesteinsteilen zusammenfällt. Die Schieferungsebenen würden dann bei symmetrischen Falten der Symmetrieebene der Sättel und Mulden entsprechen<sup>1)</sup>.

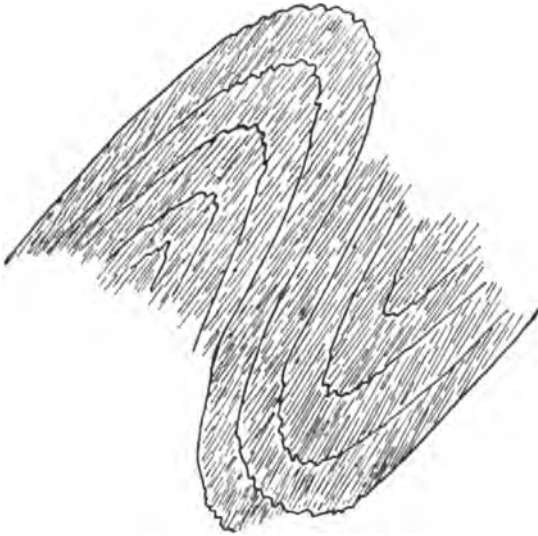


Fig. 74. Schichtenfaltung (mit Anschwellen und Kräuselung der Schichten an den Umbiegungsstellen) und Druckschieferung in Richtung der Strichelung.

Falls nicht etwa Versteinerungen Unebenheiten veranlassen, sind die Schieferungsflächen meist glatt. Zuweilen erkennt man auf ihnen eine Streifung. Sie kommt anscheinend dadurch zustande, daß die Gesteinsteilchen nicht gleichmäßig nach allen Richtungen auf der Schieferfläche, sondern besonders in einer, eben der Streifungs- (also Streckungs-)richtung auswichen.

Gelegentlich findet man eine Absonderung von Schiefnern nach zwei Ebenen (etwa Schieferungs- und Schichtungsfläche). Dann lassen sich leicht stängelige Körper aus dem Gestein spalten (Griffelschiefer).

Prismatische bzw. stängelige Absonderung bei Sedimenten ist öfter eine sog. Kontaktwirkung, d. h. sie findet sich an der Grenze zu

einem Eruptivgestein und ist durch letzteres infolge von Temperaturerhöhung und nachheriger regelmäßiger Schrumpfung veranlaßt. So findet man Sandsteineinschlüsse im Basalt, ferner Braunkohlenlager an der Grenze desselben Eruptivgesteins (z. B. am Meißner in Hessen) stängelig abgesondert. Im letzterwähnten Falle stehen die Säulchen ungefähr senkrecht zur Grenzfläche zwischen Eruptivgestein und Sediment.

### 3. Teilbarkeit bei kristallinen Schiefnern.

Aus der S. 18 geschilderten geologischen Erscheinungsart der kristallinen Schiefer geht hervor, daß sie eine Lagenstruktur aufweisen, die eine leichte Teilbarkeit nach den Schieferebenen gestattet. Bei den Einlagerungen der kristallinen Schiefer fällt das im allgemeinen ganz fort.

<sup>1)</sup> Daubrée, auch A. Heim haben darauf aufmerksam gemacht, daß durch den Druck überlagernden Gebirges in Tonen ebenfalls eine Schieferung entsteht (Belastungsschieferung). Sie verläuft parallel der horizontalen Schichtung.

## VI. Methoden der Gesteinsuntersuchung.

### 1. Optische Untersuchungen.<sup>1)</sup>

Häufig genügt die Betrachtung mit bloßem Auge, die makroskopische Beobachtung, zur Bestimmung eines Gesteins, sowohl bei vielen Eruptivgesteinen, kristallinen Schiefen als auch bei Sedimenten. In Oberflächen-gesteinen ist die Größe der Gemengteile oft zu gering, als daß man ihren Mineralcharakter mit unbewaffnetem Auge oder auch mit Hilfe der Lupe erkennen könnte. Dann tritt die Methode der Dünnschliffuntersuchung in ihr Recht, die im übrigen auch bei grobkörnigen Gesteinen angewandt wird.

Diese vortreffliche Untersuchungsart ist gewissermaßen die Trägerin der glänzenden Fortschritte wissenschaftlicher Petrographie. Auch der Praktiker darf sich ihrer keinesfalls enthalten. Sie gibt Aufschluß über die Art der Gemengteile auch bei dichten Gesteinen und wertvolle Enthüllungen über den Erhaltungszustand und Verband der aufbauenden Mineralien, kurzum, sie ermöglicht erst einen richtigen Einblick in das Wesen des Materials und eine Erklärung auch seiner technisch wichtigen Eigenschaften.

Als Begründer der modernen mikroskopischen Gesteinsuntersuchungen seien hier besonders H. C. Sorby, F. Zirkel und H. Rosenbusch genannt im Verein mit bedeutenden und frühzeitig tätigen französischen und englischen Forschern, wie Fouqué, Michel-Lévy. Sie wurden unterstützt durch die Mitarbeit hervorragender Mineralogen, wie C. Klein, P. v. Groth, G. v. Tschermak, F. Becke, F. E. Wright u. a., die sich um die Verbesserung der Instrumente und Methoden und um die mikroskopische Untersuchung gesteinsbildender Mineralien verdient machten. Heutzutage ist ein förmliches kleines Heer wissenschaftlicher Beobachter in der Gesteinsmikroskopie tätig.

Die Herstellung eines Gesteinsdünnschliffes ist sehr einfach.

Ein mit dem Hammer von der Gesteinsprobe abgeschlagener oder mit einer Schneidemaschine abgesägter, mark- bis talergroßer, wenn möglich flacher Scherben wird durch kräftiges Reiben auf einer Gußeisenscheibe unter Benutzung von Schmirgel oder Karborund und Wasser mit einer ebenen, möglichst bis zum Rande des Stückes sich ausdehnenden Fläche versehen, die dann unter Fortsetzung des Scheifens auf einer Glasscheibe und unter Gebrauch einer recht feinen Schmirgelsorte geglättet wird. Man klebt das sorgfältig gereinigte und vorgewärmte Stück mit seiner ebenen Fläche vermittels heißen Kanadabalsams auf einen gläsernen Objektträger<sup>2)</sup>, wobei



Fig. 75. Polarisationsmikroskop von Leitz, Wetzlar.

<sup>1)</sup> Ausführlichere Darlegungen z. B. in F. Rinne, Elementare Anleitung zu kristallographisch-optischen Untersuchungen. 2. Aufl. 1912.

<sup>2)</sup> Format etwa 45×26 mm, beziehbar von Voigt & Hochgesang, Göttingen, Krantz in Bonn u. a. Als besonders praktischen Kitt empfehlen Voigt & Hochgesang sog. Kollolith.



Luftblasen zu vermeiden bzw. durch Drücken auf die Gesteinsprobe zu entfernen sind. Der hierbei zu verwendende Balsam wird vorher (etwa in einem Weißblechlöffel) durch Kochen über einer kleinen Bunsenflamme z. T. entwässert und muß erkaltet so weit hart sein, daß er z. B. durch den Fingernagel keinen Eindruck erfährt; er darf aber nicht spröde sein. Etwaiges schlechtes Anliegen der geschliffenen Seite am Objektträger bekundet sich durch Newtonsche Farben. In dem Falle ist von neuem zu erwärmen und die Probe anzupressen. Nun schleift man sie auf der gußeisernen Platte und schließlich auf Glasscheiben dünn und dünner, bis nur ein äußerst zartes, etwa 0,01 bis 0,03 mm dickes Häutchen übrig bleibt, das auch bei dunklen Gesteinen durchsichtig ist. Ein Übertragen der fertig geschliffenen Probe auf einen andern Objektträger ist nötig, wenn die Rückseite des Glases beim Schleifen aufgeraut ist. Zum Schutze und zum Zwecke besserer Durchsichtigkeit bedeckt man das Präparat mit Kanadabalsam und einem gut aufzudrückenden Deckgläschen. Man säubert dann den Schliff von Balsam durch Abschaben der über das Deckgläschen hinausreichenden Teile vermittels eines heißen Spatels (vorn breit geschlagene Stricknadel) und durch Abwaschen mit einem in Spiritus getauchten Lappen. Schließlich wird das Präparat etikettiert.

Salzgesteine sind trocken auf Schmirgelpapier zu präparieren. Bröcklige und daher ohne weiteres schwer schleifbare Gesteine erhalten den zum Schleifen nötigen Zusammenhang ihrer Teile durch Einkochen in Balsam. Pulvrige Massen betrachtet man lose (ev. nach Einbettung in Wasser, Öl oder Balsam unter Deckglas) oder man bindet sie in eine Paste von Zinkoxyd und Kaliwasserglas ein, die man in einem weiten Glasrohr erstarren läßt. Der so erhaltene Kuchen wird wie sonst ein Gesteinsplitter geschliffen.

Die Dünnschliffuntersuchungen werden vermittels eines Mikroskops ausgeführt. Ein einfaches, aber für alle wesentliche Zwecke genügendes ist in Fig. 75 dargestellt<sup>1)</sup>. Die Beleuchtung geschieht durch einen Spiegel, der praktischerweise auf der einen Seite eben, auf der andern konkav ist. Bei Benutzung des Konkavspiegels wird das Licht auf das Präparat konzentriert. Der Objektisch ist drehbar und mit Gradeinteilung versehen, die an einer festen Marke (ev. Nonius) abgelesen wird. Unter ihm befindet sich ein Nicol (der Polarisator) zur Herstellung linear polarisierten Lichtes. An Objektiven sind empfehlenswert Hartnack 2, 4, 7 oder entsprechende anderer Firmen. Im Okular muß ein Fadenkreuz sichtbar sein. Zur ev. Ausmessung mikroskopischer Gegenstände dient ein Okular mit Mikrometerteilung. Ein zweites Nicol (der Analysator) wird am besten in den Tubus eingeschoben. Auf das Okular zu setzende Analysatoren verringern die Größe des sichtbaren Feldes, da das Auge durch sie vom Okular entsprechend der Nicolhöhe entfernt wird. Der Mechaniker hat dem Instrumente ferner eine Vorrichtung für die Umwandlung des Mikroskops in ein Konoskop, sowie ein Gipsblättchen vom Rot erster Ordnung, ferner einen Gips- oder Quarzkeil beizugeben. Die Bedeutung aller dieser Einrichtungen und ihre Benutzung wird im folgenden alsbald ersichtlich.

Beim Mikroskopieren halte man auch das nicht benutzte Auge offen.

Für die Untersuchung von Dünnschliffen unter dem Mikroskop kommen folgende optische Verhältnisse in Betracht.

#### a) Untersuchung im gewöhnlichen Lichte.

Gestalt der Mineralien. Die Gesteinsgemengteile bieten sich in Schnitten dar, und da solche meist in vielen Richtungen vorliegen, so erhält man durch Kombination eine Vorstellung von der körperlichen Form der Gemengteile. Sechssseitige Säulen mit der Basis werden z. B. an vielen sechssseitigen und rechtwinklig viereckigen Durchschnitten zu erkennen sein.

Spaltrisse. Viele Mineralien sind durch charakteristische Spaltbarkeit ausgezeichnet, d. h. sie lassen sich mehr oder minder vollkommen nach einer oder mehreren Richtungen zerteilen. Die Spaltebenen machen sich unter dem Mikroskop durch Spaltrisse kenntlich.

<sup>1)</sup> Deutsche Haupt-Bezugsquellen: E. Leitz, Wetzlar; R. Fueß, Steglitz bei Berlin; Seibert, Wetzlar; Zeiß, Jena und R. Winkel, Göttingen.

Anmerkung. Messungen ebener Winkel zwischen Umgrenzungslinien von Kristalldurchschnitten oder zwischen Spaltrissen lassen sich leicht unter Benutzung des feststehenden Fadenkreuzes im Okular des Mikroskops und des drehbaren Objektisches ausführen.

Farbe der Mineralien. Die Eigenfarbe der Mineralien wird in den dünnen Präparaten zwar geschwächt wiedergefunden, sie kann aber trotzdem sehr oft zur Bestimmung mit ver-



Fig. 76.

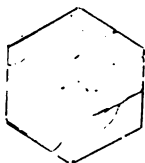


Fig. 77.

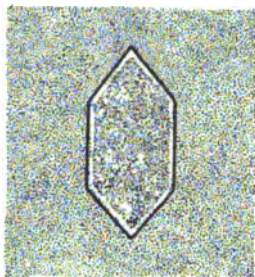


Fig. 78a.

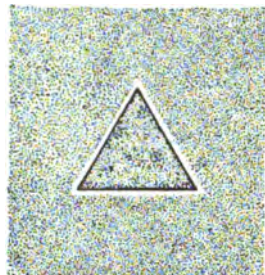


Fig. 78b.

wandt werden. Viele Mineralien erscheinen im Schliff farblos durchsichtig. Einige bleiben auch in den dünnsten Präparaten opak. Beim Ablenden des vom Spiegel des Mikroskops gesandten Lichtes sieht man deutlich ihre Reflexionsfarbe, z. B. das Schwarz vom Magnetit, das Gelb des Eisenkieses.

Brechungsexponent. Gießt man Wasser in Wasser, so verschwinden die Umrisse der eingegossenen Flüssigkeit, weil sie und die bereits im Gefäß befindliche genau denselben Brechungsgrad haben. Steckt man einen, wenn auch durchsichtigen, Glasstab ins Wasser, so erkennt man doch seinen Umriß, da die Brechung von Glas und Wasser verschieden ist. Diese Überlegung läßt sich zur Erkennung von Mineralien im Dünnschliff verwerten. In einem solchen Präparat sind sie in Kanadabalsam (Brechungsexponent  $n = 1,54$ ) eingehüllt. Hat ein Mineral annähernd dasselbe Brechungsvermögen wie der Balsam, so wird sich seine Grenze gegen ihn kaum erkennen lassen; es erscheint zart umrandet, bei stärkerer Abweichung seines Brechungsexponenten von dem des Balsams kräftig umschrieben. Auch die durch das Schleifen trotz Polierens mikroskopisch rauhe Oberfläche des Schliffes kann zur Beurteilung herangezogen werden. Natürlich läßt sich auch das gegenseitige Verhältnis der Brechung verschiedener Minerale zueinander benutzen. Eine wichtige Anwendung findet diese Überlegung bei Einschlüssen von Gas, Flüssigkeiten und Glas in Mineralien; der mehr oder minder starke Gegensatz der Brechung äußert sich wie die Fig. zeigen.



Fig. 79. Rechtwinklig viereckige und sechseckige Durchschnitte von Nephelin in Phonolith vom Brüxer Schloßberg (Böhmen).



Fig. 80. Gaseinschlüsse.



Fig. 81. Flüssigkeitseinschlüsse.



Fig. 82. Glaseinschlüsse.

Zur Unterscheidung darüber, welche von zwei aneinander stoßenden Substanzen (z. B.

Mineral und Kanadabalsam) den höhern Brechungsindex hat, stellt man bei gesenkter Kondensorlinse oder nach Einschnürung des Lichtes durch eine Blende eine annähernd senkrecht verlaufende Grenzfläche ein und schraubt mittels der Mikrometervorrichtung das Objektiv ein wenig in die Höhe: es entsteht eine helle Lichtzone (die sog. Beckesche Linie) nahe der Grenze, und zwar ist sie in dem stärker lichtbrechenden Medium gelegen, was sich aus der Vermehrung der Lichtmenge durch Totalreflexion an der Grenze zugunsten des stärker brechenden Körpers leicht erklärt. Bei lösem Material kann man die Einbettungsmethode in Anwendung bringen, d. h. verschiedene Flüssigkeiten mit bekanntem Brechungsindex benutzen. Stimmen die Brechungsverhältnisse des zu untersuchenden Körpers und der Probeflüssigkeit annähernd überein, so fällt die Grenze zwischen beiden fast fort<sup>1)</sup>. Benutzt man stark dispergierende Flüssigkeiten, etwa Kreosot, so erhält man an den Proben farbige Säume und zwar von der Farbe, bei welcher die Brechung in Flüssigkeit und Objekt übereinstimmt.

#### b) Untersuchung im linear polarisierten Lichte.

Das gewöhnliche Licht bietet gegenüber dem polarisierten Lichte sehr verwickelte Verhältnisse dar, insofern bei ihm die Schwingungsebene des Äthers schnell hintereinander wechselt, wie es in Fig. 83 links bei dem in der Papierebene sich fortplanzenden Lichtstrahl durch einzelne Radien des gezogenen Kreises angedeutet ist. Beim linear polarisierten Lichte hat man es hin-

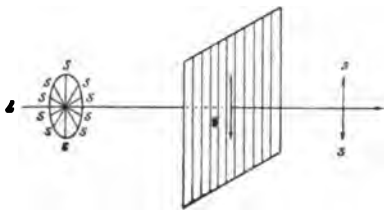


Fig. 83.

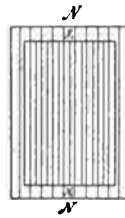


Fig. 84.

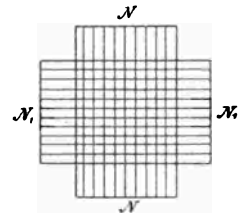


Fig. 85.

gegen nur mit Schwingungen in einer einzigen Ebene zu tun (Fig. 83, rechts). In den Mikroskopen stellt man sich diese einfache Lichtsorte durch ein sog. Nicol'sches Prisma (den Polarisator) her, das unter dem Objektisch (Fig. 75, S. 41) angebracht ist. Es wirkt gewissermaßen wie ein Lichtgitter, das nur Schwingungen parallel einer einzigen Richtung durchläßt und das Licht also zu linear polarisiertem macht (Fig. 83).

#### a) Untersuchung im parallelen polarisierten Lichte (Orthoskopische Untersuchung).

Das mit Hilfe eines Nicols linear polarisiert gemachte Licht durchsetzt den Dünnschliff, der auf dem Objektische des Mikroskops liegt und erleidet unten zu besprechende Veränderungen, die man mit Hilfe eines zweiten Nicols (Analysator) an dem Bilde des Präparats erkennt. Der Analysator ist genau so gebaut wie der Polarisator. Lassen wir das Präparat fort und stellen die Schwingungsebenen der Nicols parallel (Fig. 84), so wird das durch den Polarisator hindurchgehende, linear polarisierte Licht den Analysator glatt passieren, das Gesichtsfeld ist hell. Kreuzt man Polarisator und Analysator (Fig. 85), so treffen die parallel  $NN$  schwingenden, aus dem Polarisator kommenden Lichtstrahlen senkrecht auf die Schwingungsrichtung  $N_1N_1$  des Analysators, können somit nicht hindurch, das Gesichtsfeld ist dunkel. Bei der Dünnschliffsuntersuchung beobachtet man im dunklen Gesichtsfelde der gekreuzten Nicols.

Die Mineralien verhalten sich in diesem dunklen Gesichtsfelde verschieden.

Optisch isotrope und optisch anisotrope Körper.

Die optisch isotropen (einfach brechenden), d. h. die amorphen Körper, wie Glas, und die isometrischen (regulären) Kristalle wirken nicht auf das polarisierte Licht ein. Sie lassen das dunkle Gesichtsfeld dunkel.

Die optisch anisotropen (doppelbrechenden), d. h. die hexagonalen, tetragonalen, trigonalen, orthotrimetrischen, monoklinen, triklinen Kristalle wirken auf das polarisierte Licht. Man kann sie sich optisch vorstellen wie ein Doppelgitter (Fig. 86). Das an eine solche Platte gelangende Licht findet gewissermaßen zwei senkrecht zueinander stehende Lichtspalten

<sup>1)</sup> Zweckmäßige Serien von Umhüllungsflüssigkeiten liefern Dr. F. Krantz, Bonn, sowie Merck & Co., Darmstadt.

(Fig. 87). Es entstehen zwei senkrecht aufeinander schwingende, linear polarisierende Lichtstrahlen  $RR$  und  $SS$ , die nun mit verschiedener Geschwindigkeit die Platte durchsetzen und demnach beim Verlassen derselben eine Wegdifferenz (gemessen in mm) bzw. einen Gangunterschied (= Phasendifferenz, gemessen in Wellenlängen) haben.

Denken wir uns (Fig. 88) übereinander gelegt Polarisator, die doppelbrechende Platte und den Analysator mit ihren entsprechenden Schwingungsrichtungen  $NN$ ;  $RR$  und  $SS$ ;  $N_1N_1$ , so wird das vom Polarisator kommende, linear polarisierte Licht in dem doppelbrechenden Körper in die Schwingungen  $r$  und  $s$  zerlegt, die an den Analysator mit einem Gangunterschiede kommen und auf seine Schwingungsrichtung  $N_1N_1$  die beiden Komponenten  $m$  und  $n$  abgeben.

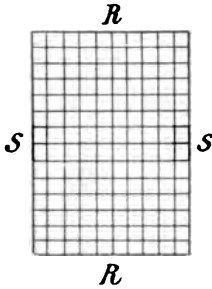


Fig. 86.

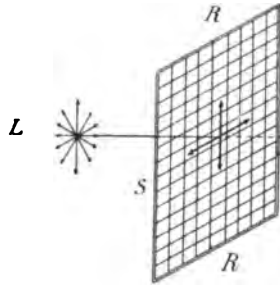


Fig. 87.

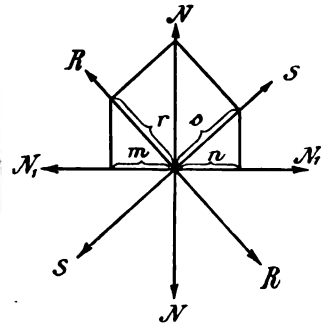


Fig. 88.

Es pflanzen sich mithin jetzt im Analysator zwei Schwingungen  $m$  und  $n$  derselben Schwingungsrichtung fort, die sich natürlich beeinflussen (interferieren), also sich verstärken, schwächen oder vernichten können, je nach ihrer Phasendifferenz. Hat man Tageslicht angewandt, so wird Vernichtung nur für bestimmte Lichtsorten eintreten, die übrigen werden sich zu einer Farbe zusammensetzen. Eine doppelt brechende Platte leuchtet mithin zwischen gekreuzten Nicols in Farben auf.

Da man weiß, welche Mineralien zu den isotropen, welche zu den anisotropen gehören, so hat man in dem Verhalten eines Durchschnitts zwischen gekreuzten Nicols hiernach ein vortreffliches Mittel zur Unterscheidung dieser beiden Gruppen.

Die entstehenden Polarisationsfarben hängen natürlich von der Dicke der vom Licht durchlaufenen Schicht des doppelbrechenden Kristalls ab. Je dicker sie ist, desto größer wird

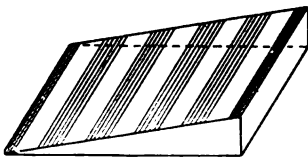


Fig. 89.

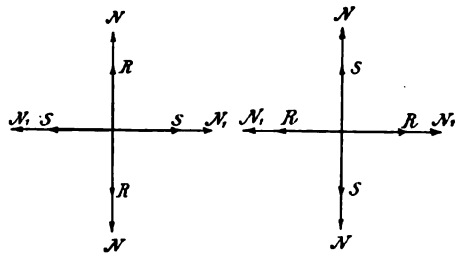


Fig. 90.

Fig. 91.

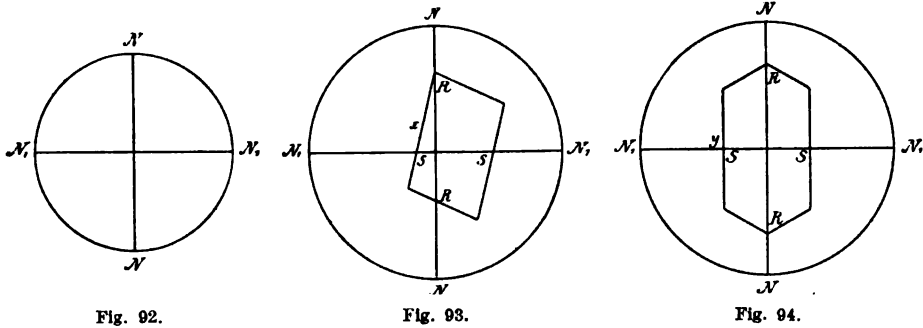
der Gangunterschied der beiden durch Doppelbrechung in ihr entstandenen Schwingungen. Bei Benutzung eines doppelbrechenden Keils, der an verschiedenen Stellen ja verschiedene Dicken hat und den Lichtstrahlen verschiedene Gangunterschiede gibt, bemerkt man dementsprechend der Schneide des Keils parallel laufende Interferenzfarbenstreifen, die man nach der Wiederkehr bestimmter Farbentöne in solche 1., 2., 3. usw. Ordnung teilt (Fig. 89).

Andererseits richtet sich die Höhe der Polarisationsfarben nach der Stärke der Doppelbrechung, welche der gerade vorliegenden Platte eigentümlich ist, und so erblickt man bei den verschiedenen Mineralien eines Gesteinsdünnschliffes, in dem die Durchschnitte ja im allgemeinen gleiche Dicke haben, verschieden hohe Polarisationsöne bei verschiedenen Mineralien, gewinnt also hierdurch einen weitem Anhalt für die Bestimmung<sup>1)</sup>.

<sup>1)</sup> Ein Keil einer doppelbrechenden Substanz auch wohl noch eine Tafel mit den Farben 1.—4. Ordnung wird den Mikroskopen beigegeben.

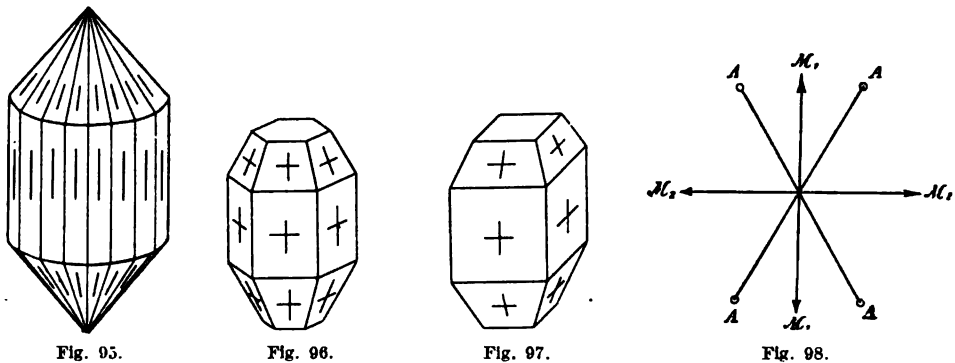
Zu bedenken ist hierbei, daß Schnitte auch desselben Minerals je nach der Plattenrichtung innerhalb gewisser Grenzen verschieden hohe Polarisationsfarben haben.

Auslöschungslagen. Eine leichte Überlegung zeigt, daß eine doppelbrechende Platte zwischen gekreuzten Nicols (+  $N$ ) zwar im allgemeinen, wie erörtert, hell erscheinen, aber doch in zwei Lagen dunkel (ausgelöscht) sein wird, nämlich wenn  $RR$  und  $SS$  mit  $NN$  und  $N_1N_1$  zusammenfallen (Fig. 90/91). Denn dann findet (z. B. in Fig. 90) das ankommende linear polarisierte und parallel  $NN$  schwingende Licht in der Platte einen glatten Weg parallel  $RR$  und wird natürlich, da es senkrecht zu  $N_1N_1$  schwingend an den Analysator  $N_1N_1$  kommt, vernichtet.



Genau ebenso ist es, wenn die Platte mit  $SS$  parallel zu  $NN$  liegt (Fig. 91). Eine doppelbrechende Platte wird mithin beim Drehen des Objektisches und der auf ihm ruhenden Platte jedesmal (d. h. bei voller Umdrehung viermal) dunkel, wenn ihre Schwingungsrichtungen mit den beiden Schwingungsrichtungen der gekreuzten Nicols zusammenfallen. In den Zwischenlagen ist sie hell.

Man findet bei den für Gesteinsuntersuchungen angewandten Mikroskopen im Okular ein Fadenkreuz angebracht, dessen Arme parallel zu  $NN$  und  $N_1N_1$  der Nicols des Instruments gehen (Fig. 92). Es projiziert sich das Fadenkreuz auf das Präparat. In der Dunkelstellung eines doppelbrechenden Durchschnitts fallen, wie gesagt,  $RR$  und  $SS$  mit  $NN$  und  $N_1N_1$  zusammen. Stellt man mithin die doppelbrechende Platte auf dunkel (in die sog. Auslöschungslage), so geben die auf dem Durchschnitt zu erblickenden (oder auf ihn in Gedanken parallel verschobenen) Arme des Fadenkreuzes unmittelbar die Lage der Schwingungsrichtungen in der



Platte an (Fig. 93 und 94). Man ist leicht imstande, einen für den Durchschnitt charakteristischen Winkel z. B. zwischen  $RR$  und  $\alpha$  im Fig. 93 zu messen, d. h. die Lage des Auslöschungskreuzes gegenüber irgend einer wichtigen Umgrenzungslinie festzustellen, wenn man zuerst die Kante parallel einem Faden des Fadenkreuzes stellt, dann bis zur Dunkelheit der Platte dreht und den Drehungswinkel auf der Tischteilung abliest.

Die Lage der Auslöschungsrichtungen gibt ein vortreffliches Hilfsmittel zur Bestimmung des Kristallsystems von Mineralien. Letztere gehören bestimmten Abteilungen (Systemen) mit gemeinsamen Eigenschaften an.

Einteilung der Körper in optischer Hinsicht.

In optischer Hinsicht werden folgende Gruppen unterschieden:

1. Optisch isotrope Körper. Amorphe Körper und reguläre (isometrische) Kristalle.
2. Optisch anisotrope Körper.

- a) Optisch einachsige Kristalle. Hexagonale, tetragonale und trigonale Kristalle.
- b) Optisch zweiachsige Kristalle. Rhombische, monokline und trikline Kristalle.

Die optisch isotropen Körper sind in jeder Richtung einfach brechend und wirken nicht auf das polarisierte Licht ein. Ihre Durchschnitte erscheinen zwischen gekreuzten Nicols dunkel, auch beim Drehen des Präparats auf dem Objektische.

Die optisch anisotropen Körper zerfallen in die Gruppe der optisch einachsigen und optisch zweiachsigen Kristalle. Die optisch einachsigen (hexa-, tetra- und trigonalen) Kristalle besitzen eine Richtung einfacher Brechung. Das ist die Richtung der optischen Achse, die mit der kristallographischen Hauptachse zusammenfällt. In dieser Richtung findet keine Doppelbrechung statt. Platten senkrecht zur optischen Achse einachsiger Kristalle verhalten sich mithin wie die optisch isotropen Körper es in allen Richtungen tun, sie wirken nicht auf das polarisierte Licht ein. In allen Richtungen, die von der optischen Achse abweichen, herrscht bei den hierher gehörigen Körpern Doppelbrechung. Die Lage der Auslöschungskreuze auf den verschiedenen Schnitten durch solche Substanzen ist abhängig von der optischen Symmetrie, die für alle optisch einachsigen Kristalle überein, und zwar die eines Rotations-Ellipsoides ist, dessen Rotationsachse mit der kristallographischen Hauptachse zusammenfällt. Denkt man sich aus einem optisch einachsigen Körper einen Zylinder mit beiderseits an den Enden aufgesetzten Kegeln herausgeschnitten derart, daß die Zylinderachse mit der optischen Achse zusammenfällt (Fig. 95), so liegt auf jedem Oberflächenteile eine Auslöschung in der Richtung der Projektion der optischen Achse. Die andere Auslöschungsrichtung steht natürlich senkrecht zur ersten. In Fig. 96/97 sind die Auslöschungskreuze auf Flächen eines hexagonalen und eines tetragonalen Kristalls eingetragen.

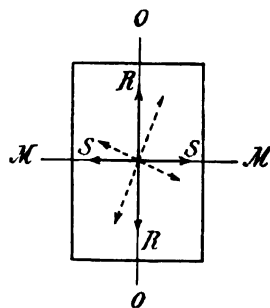


Fig. 99.

Die optisch zweiachsigen (rhombischen, monoklinen, triklinen) Kristalle haben zwei optische Achsen (Fig. 98). Die Ebene durch diese beiden heißt demnach Ebene der optischen Achsen. Die Halbierungslinie des spitzen Winkels der optischen Achsen nennt man erste Mittellinie (oder erste Bisektrix), die des stumpfen Winkels die zweite Mittellinie. Sie steht natürlich senkrecht zur ersten. Das Lot auf der Ebene der optischen Achsen wird als optische Normale bezeichnet.

Platten, senkrecht zu einer der beiden optischen Achsen, bleiben zwischen gekreuzten Nicols nicht ständig dunkel, vielmehr ständig hell. Es ist das die Folge der hier nicht näher zu erörtern-

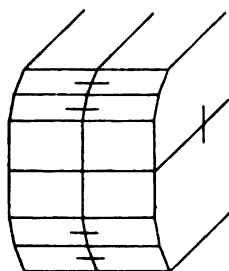


Fig. 100.

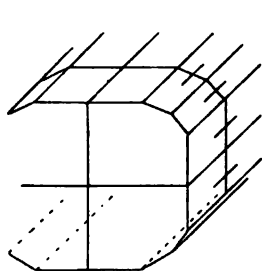


Fig. 101.

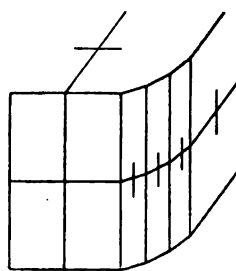


Fig. 102.

den sog. konischen Refraktion, die veranlaßt, daß in Richtung der beiden optischen Achsen je ein Strahlenzylinder mit radialen Schwingungen austritt, die natürlich bei keiner Stellung der Platte vernichtet werden können. Auch kommt in Betracht, daß die gewöhnlichen Mikroskope nicht genau paralleles Licht liefern. Diese Erscheinung ständiger Helligkeit ist ganz charakteristisch für optisch zweiachsige Körper und kann zur Mineralbestimmung benutzt werden.

Die optisch zweiachsigen Kristalle gliedern sich in folgende Gruppen.

Die rhombischen Kristalle besitzen in optischer Hinsicht die Symmetrie eines dreiaxigen Ellipsoides, d. h. eines solchen mit drei ungleich langen, senkrecht aufeinander stehenden

Durchmessern, die mit den drei geometrischen Achsen der rhombischen Kristalle zusammenfallen. Danach kann man drei rechtwinklig aufeinander stehende optische Symmetrieebenen durch jeden rhombischen Kristall legen, denen entsprechend die Auslöschungskreuze auf den verschiedenen Flächen orientiert sind. Liegt z. B. in Fig. 99 eine Platte nach dem ersten Pinakoid vor, auf der die beiden Symmetrieebenen  $MM$  und  $OO$  senkrecht stehen, so müssen die Arme des Auslöschungskreuzes mit  $MM$  und  $OO$  zusammenfallen, sie können z. B. nicht wie die des punktierten Kreuzes schief liegen, da dann die rhombische Symmetrie nicht gewahrt wäre.

Der orthotrimetrischen optischen Symmetrie des rhombischen Systems entsprechend, liegen die Auslöschungskreuze auf jeder Fläche, welche einer (oder zweien) der Achsen  $a, b, c$  parallel geht, mit ihren Armen parallel und senkrecht zur Richtung dieser Achse; wie es in Fig. 100/102 angedeutet ist. Auf schief liegenden Flächen liegen die Auslöschungskreuze schief.

Die monoklinen Kristalle besitzen infolge der Lage ihres optischen dreiachsigen Elastizitätsellipsoides nur eine optische Symmetrieebene, die senkrecht zur geometrischen Querachse steht. Es kommt hiernach bei ihnen nur eine Symmetrie „links wie rechts“ zum Ausdruck. Auf jeder Fläche muß bezüglich der Lage des Auslöschungskreuzes diese Symmetrie gewahrt bleiben, wie es z. B. auch bei dem Kristall Fig. 103 geschieht. Auf allen Flächen, die der geometrischen Querachse parallel verlaufen, muß mithin eine Auslöschung parallel dieser Achse, die andre also senkrecht zu ihr gehen (Fig. 104). Auf allen andern Flächen bzw. Durchschnitten hat man schiefe Auslöschung.

Die triklinen Kristalle sind optisch wie geometrisch unsymmetrisch. Auf allen Flächen ist Schiefe der Auslöschung gegenüber den kristallographischen Umgrenzungen zu erwarten.

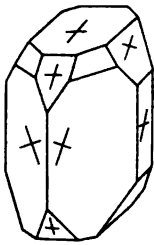


Fig. 103.

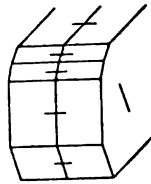


Fig. 104.

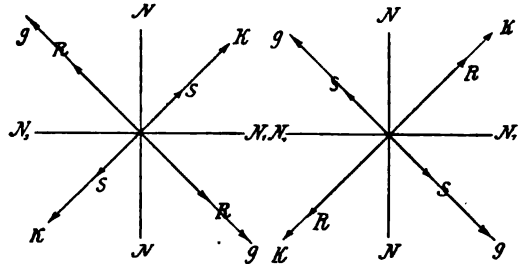


Fig. 105.

Fig. 106.

**Bemerkung.** Die Lage des Auslöschungskreuzes ist natürlich auch bei schiefer Auslöschung eine gesetzmäßige und für die betreffende Fläche einer jeden Substanz konstant.

**Drehapparate.** Bei der optischen Untersuchung eines Dünnschliffes ist man nicht darauf beschränkt, die Lichtstrahlen senkrecht zur Schlifffläche fallen zu lassen und so die optischen Eigenschaften der Durchschnitte in dieser Richtung zu beobachten. Durch Drehung des Dünnschliffes um eine beliebige in seiner Ebene liegende Linie kann man vielmehr das Licht in wechselnder Richtung schräg durch die Mineraldurchschnitte gehen lassen. Würde z. B. ein rhombisches Mineral gerade im Schnitt nach dem vorderen Pinakoid vorliegen, so würde eine Drehung des Schliffes um Achse  $c$  des Minerals alsbald die optischen Erscheinungen, z. B. die Auslöschung, gewissermaßen auf einer Prismenfläche erkennen lassen. Auf die Weise nutzt man denselben Schnitt nach verschiedenen beliebigen Richtungen aus, was besonders für die Systembestimmung nach der Lage des Auslöschungskreuzes von sehr großem Vorteil ist. Drehapparate für Dünnschliffe sind von verschiedenen Forschern, so von C. Klein und Fedorow, angegeben. Man hat diese Hilfsapparate auch derart konstruiert, daß man unter Benutzung von Flüssigkeiten arbeiten kann, die das Präparat umhüllen und so, wenn passend gewählt, eine bessere Durchsicht gewähren.

Optische Elastizitätsunterschiede in einer doppelbrechenden Platte. Die beiden senkrecht aufeinander stehenden Auslöschungsrichtungen  $RR$  und  $SS$  des Auslöschungskreuzes, z. B. in Fig. 105/106, sind nicht gleichwertig. Eine entspricht der Richtung der größten, die andre der kleinsten optischen Elastizität in der Platte. Man kann leicht erkennen, welches die Richtung der größeren, welches die der kleineren Elastizität ist und diese Kenntnis gut zur Mineralbestimmung verwenden.

In einfacher Weise kann man sich hierbei eines (jedem petrographischen Mikroskope beizugebenden) Gipsblättchens vom sog. Rot I. Ordnung bedienen, das ist ein zwischen Glasplättchen gelegtes Spaltblatt der genannten Substanz, das in Diagonalstellung zwischen gekreuzten Nicols die erwähnte rote Polarisationsfarbe zeigt. Man schiebt das Gipsblättchen in einen Schlitz über dem Objektiv in den Tubus.

Es sei uns bekannt, daß im Gips *gg* Richtung der größern, *kk* die der kleinern optischen Elastizität ist<sup>1)</sup>, und wir legen das Gipsblättchen wie in Fig. 105/106 gezeichnet ist. Die zu untersuchende Platte bringt man nunmehr durch Tischdrehen in die beiden Lagen der Figuren, so daß einmal *SS*, das andre Mal *RR* mit *kk* zusammenfällt, und beobachtet in den beiden Stellungen die Polarisationsfarbe. Sie ist das eine Mal hoch, in der entgegengesetzten Stellung der Platte niedriger. Wenn die höhere Polarisationsfarbe erscheint, so liegt die kleinste Elastizitätsachse in der zu untersuchenden Platte parallel *kk* des Gipses, so daß man hiernach erschließen kann, ob *RR* oder *SS* der Platte Richtung kleinster optischer Elastizität ist.

Zur Erklärung genügt der Hinweis, daß, wenn die kleinste Elastizitätsachse im Gips mit der kleinsten in der Platte zusammenfällt, gleichartige Elemente übereinander liegen, also eine höhere Polarisationsfarbe erscheinen muß als im entgegengesetzten Falle.

Bei stark doppelbrechenden Substanzen bedient man sich zum angegebenen Zwecke eines doppelbrechenden Keils (Fig. 89, S. 45), der eine Fülle verschiedener Polarisationsstöne darbietet und eine leichte Beobachtung des Steigens und Fallens der Interferenzfarben bei seiner Kombination mit der zu untersuchenden Platte gestattet. Die Schneide des Keils legt man meist parallel der Richtung der kleinsten optischen Elastizitätsachse des Keilmaterials (Prüfung mittels des Gipsblättchens). Hierbei ist besonders wertvoll die Beobachtung, daß, im Falle ungleiche Elastizitätsachsen in der zu untersuchenden Platte und im Keil übereinander liegen, als Subtraktionsfarbe ein Schwarz erreicht werden kann, nämlich dann, wenn der Keil mit einer Stelle über der Platte liegt, welche für sich dieselbe Polarisationsfarbe zeigt, wie das Präparat für sich. Die Doppelbrechung des letztern wird dann durch die des Keils gerade wieder aufgehoben. Erscheint also bei der Kombination von Präparat und Keil Schwarz, so ist man sicher, daß ungleichwertige Elastizitätsachsen übereinander liegen.

**Nachweis schwacher Doppelbrechung.** Das oben erwähnte Gipsblättchen vom Rot erster Ordnung kann man mit gutem Erfolge zum Nachweise schwacher Doppelbrechung benutzen. Liegt solche vor, so sind die Aufhellungen des dunkeln Gesichtsfeldes zwischen gekreuzten Nicols gelegentlich kaum merklich. Grelle Beleuchtung durch Lampenlicht macht die Erscheinung deutlicher. Sehr empfindlich ist die Probe auf Doppelbrechung bei Benutzung des in Rede stehenden Gipsblättchens, dessen roter Polarisationsston alsbald in Blau oder Gelb umschlägt, sobald die, wenn auch sehr schwache Doppelbrechung eines Körpers sich mit der des Gipses vereinigt.

Zur Messung der Doppelbrechung von Materialien in Dünnschliffen benutzt man die Gleichung  $\Delta = (n_2 - n_1) d$ , wo  $\Delta$  die Wegdifferenz der interferierenden Lichtwellen,  $n_2 - n_1$  die gesuchte Doppelbrechung (ausgedrückt durch die Differenz der Brechungsexponenten) und  $d$  die Plattendicke bedeutet. Einen Anhalt für  $\Delta$  gewährt die Höhe des Polarisationsston; den Wert des jeweils zu ihm gehörigen  $\Delta$  ersieht man aus einer Tabelle (z. B. in F. Rinne, Anleitung z. kristallogr.-opt. Unters. S. 117);  $d$  mißt man mittels Sphärometer. Genauere Werte liefern die Kompensatoren nach Babinet, Berek und das Pulfrichsche Refraktometer.

**Optisch positive und optisch negative Kristalle.** Eine Einteilung der Kristalle innerhalb der Gruppen der optisch einachsigen (hexagonalen, tetragonalen und trigonalen) und optisch zweiachsigen (rhombischen, monoklinen und triklinen) Körper ist die in positiv und negativ doppelbrechende.

Bei den optisch einachsigen positiv doppelbrechenden Substanzen ist die Richtung der optischen Achse (also der kristallographischen Achse *c*), bei optisch zweiachsigen positiv doppelbrechenden die Richtung der ersten Mittellinie Richtung kleinster optischer Elastizität. Schon die äußere Gestalt gibt bei den optisch einachsigen Kristallen die Lage der Achse *c* an. Hat man einen Durchschnitt parallel oder auch etwas geneigt zu dieser Achse, in dem man die Richtung der letztern kennt, so kann man auf die angegebene Weise mit dem Gipsblättchen oder Keil bestimmen, ob diese Richtung diejenige größter oder kleinster optischer Elastizität ist, und so die Unterscheidung machen, ob negative oder positive Doppelbrechung vorliegt. Gerade so wird man verfahren, wenn bei einem Durchschnitt durch einen optisch zweiachsigen Kristall die Richtung der ersten Mittellinie bekannt ist.

**Zwillingsbildungen im polarisierten Lichte.** Bei den Zwillingsbildungen genannten, gesetzmäßigen, nicht parallelen Verwachsungen zweier oder mehrerer Kristalle gleicher Art, z. B. der Fig. 107, löschen die Individuen I und II wegen ihrer nicht parallelen Lage nicht zugleich aus. Die Auslöschung erfolgt symmetrisch zur Zwillingsgrenze, wenn der Schnitt senkrecht zu ihr erfolgt (Fig. 108), unsymmetrisch dazu bei schiefen Schnittlagen (Fig. 109).

<sup>1)</sup> Zur Kontrolle der Angaben des Mechanikers dreht man das Gipsblättchen mit der Hand über dem Objektivtische um *kk*. Es ändert sich der rote Ton in einen blauen, dreht man um *gg* in einen gelben um.



Sphärolithe im polarisierten Lichte. Sphärolithe sind Kügelchen verschiedenen Aufbaus. Verbreitet, besonders in Eruptivgesteinen, ist bei ihnen ein radialstrahliges Gefüge. Schnitte durch die Mitte solcher Kügelchen oder nicht allzuweit davon entfernt geben dann ein dunkles Interferenzkreuz, wie es z. B. Fig. 110 darstellt. Bei ihr liegt das Auslöschungskreuz

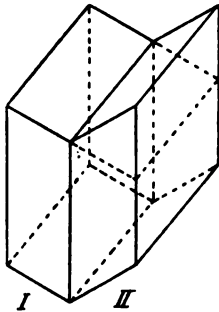


Fig. 107.

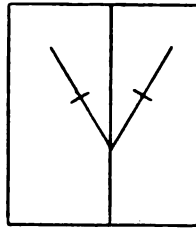


Fig. 108.

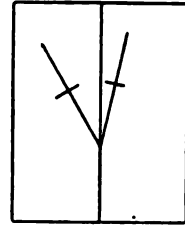


Fig. 109.

jeder Faser mit seinen Armen in der Faserrichtung und senkrecht dazu. Beim Drehen des Präparats bleibt das Kreuz in seiner Lage erhalten. Liegen die Auslöschungsrichtungen schief zur Faserrichtung, so beobachtet man ein zu den Nicolhauptschnitten schief gelegenes Interferenz-

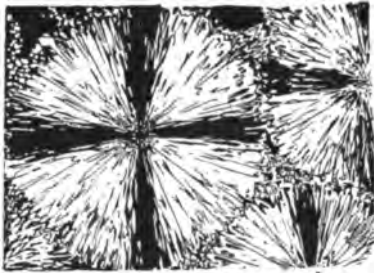


Fig. 110.

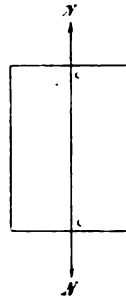


Fig. 111.

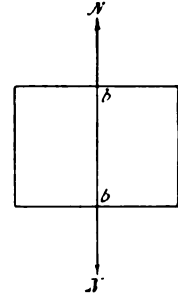


Fig. 112.

kreuz. Bei mehr tangentialen Schnitten wird die Erscheinung verworrener. Aus Körnern wirt aufgebaute Sphärolithe geben natürlich die erwähnte Erscheinung nicht, wohl aber Glassphärolithe, die durch die Erkaltung in innere Spannung geraten und doppelbrechend geworden sind.

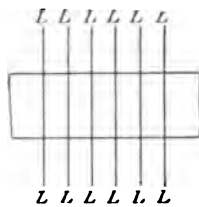


Fig. 113.

Pleochroismus. Unter dem Namen Pleochroismus (Dichroismus, Trichroismus) versteht man die für viele doppelbrechende, farbige Mineralien sehr bezeichnende Eigenschaft, daß sie im durchfallenden Lichte, je nach der Richtung, in welcher das Licht sie durchläuft, und weiterhin insbesondere auch je nach der Schwingungsebene des durchsetzenden Lichtes verschieden gefärbt erscheinen. In wechselnden Richtungen wechselnd gefärbt ist unter andern Epidot, insofern er z. B. beim Durchblicken

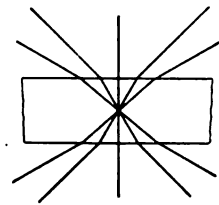


Fig. 114.

durch das dritte Pinakoid grünlich, beim Hindurchsehen durch das erste Pinakoid bräunlich erscheint. Aber auch die beiden in derselben Richtung durch einen Schnitt sich fort-pflanzenden, durch Doppelbrechung entstandenen Lichtstrahlen erscheinen verschieden gefärbt. Fällt z. B. auf die pleochroitische Platte Fig. 111 (etwa Staurolith parallel dem vordern Pinakoid) linear polarisiertes Licht, das parallel  $NN$  schwingt, so durchsetzt es in der gezeichneten Lage der Platte diese als Schwingung parallel  $cc$  und sieht bräunlichrot aus. Dreht man den Staurolith in die Lage der Fig. 112, so geht das Licht parallel  $bb$  durch das Mineral und erscheint gelblich.

Zur Beobachtung solcher Fälle von Pleochroismus schaltet man den Analysator am Mikro-

skop aus und benutzt nur den Polarisator, der Licht mit konstanter Schwingungsebene in das Präparat schickt, und dreht letzteres mit dem Objektisch. Man sieht dann die Farben der beiden Lichtschwingungen hintereinander<sup>1)</sup>.

Natürlich kann man Pleochroismus im Dünnschliff, d. h. also Farbenverschiedenheit der beiden durch Doppelbrechung entstehenden Lichtstrahlen, nur bei doppelbrechenden Kristallen erwarten, nicht bei amorphen oder regulären Körpern, und weiterhin bei im allgemeinen doppelbrechenden nicht in der Richtung, in welcher sie eben nicht doppelbrechend sind, also nicht etwa bei optisch einachsigen in der Richtung der optischen Achse.

**Zirkularpolarisation.** Die eigentümlichen Verhältnisse der Zirkularpolarisation (d. i. Drehung der Schwingungsebene des linear polarisierten Lichtes beim Durchgange durch einen mit Zirkularpolarisation ausgestatteten Körper), können hier außer acht gelassen werden. Ein weit verbreiteter Gesteinsgemengteil, der Quarz, zeigt zwar diese Eigenschaft, jedoch ist die erwähnte Drehung bei den zarten Plättchen im Dünnschliff so gering, daß sie nicht zu beobachten ist.

### β) Untersuchung im konvergenten polarisierten Lichte (konoskopische Untersuchung).

Von sehr großem Vorteil bei der Mineralkennung im Dünnschliff ist die Benutzung des konvergenten linear polarisierten Lichtes. Man beobachtet dabei nicht die Abbildung des Präparats, sondern seine Interferenzerscheinung, in der jeder Punkt einer bestimmten Richtung im Objekt entspricht und zwar die Mitte der Mikroskopachse und die Punkte nach außen hin immer größeren Neigungen zu ihr. Es werden also gleichzeitig die sämtlichen Richtungen im Präparat optisch erkundet die innerhalb eines bestimmten Lichtkegels liegen, dessen Achse die Plattennormale ist.

Am einfachsten stellt man sich das konoskopische Interferenzbild her, wenn man ein starkes Objektiv benutzt, ferner über dem untern Nicol eine entsprechende, dem Mikroskop vom Mechaniker beizugebende Kondensorlinse setzt und das Okular aus dem Tubus herauszieht. (Methode nach v. Lasaulx.) Man kann auch das Okular im Instrument belassen, muß dann aber unter ihm eine zweite Linse einschieben (Amici-Bertrandsche Methode).

An den Mikroskopen sind bequeme Vorrichtungen angebracht, um die Kondensorlinse über dem Polarisator einzuschalten, ohne das Präparat vom Objektische zu entfernen.

Besonders charakteristische Interferenzerscheinungen. Amorphe und reguläre Körper können wegen mangelnder Doppelbrechung natürlich auch im konvergenten polarisierten Lichte keine Interferenzerscheinungen aufweisen. Hingegen zeigt sie jeder Schnitt eines doppelbrechenden Körpers. Falls die Interferenzbilder im Tageslichte nicht gut heraustreten, sieht man sie deutlicher im monochromatischen Lichte<sup>2)</sup>. Die praktisch am besten verwertbaren konoskopischen Interferenzerscheinungen erblickt man auch im Tageslichte. Es sind die folgenden:

1. Optisch einachsige Kristalle (hexagonale, tetragonale und trigonale Kristalle).

Schnitte senkrecht zur optischen Achse erscheinen im parallelen polarisierten Lichte zwischen gekreuzten Nicols stets dunkel, also derart wie isotrope Körper in allen Richtungen sich verhalten. Wendet man konvergentes polarisiertes Licht an, so beobachtet man Interferenzkurven. Das charakteristische Bild ist in Fig. 115 dargestellt. Es ändert sich beim Drehen des Präparates in seiner Ebene nicht.

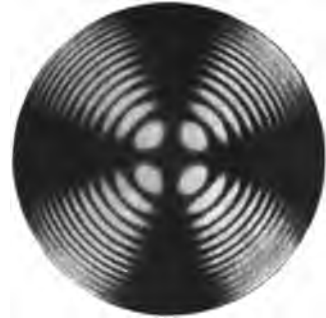


Fig. 115.

<sup>1)</sup> Zur Bestimmung der Schwingungsebene des linear polarisierten Lichtes, das der Polarisator schickt, kann man sich einer horizontalen Glas- oder glänzenden Tischfläche bedienen, die durch Reflexion linear polarisiertes Licht liefert, das senkrecht zur Einfallsebene, im erwähnten Falle also horizontal, schwingt. Man fängt den Glanz des Glases bzw. der Tischplatte mit dem vor das Auge gehaltenen Nicol auf und dreht letzteres um seine Längsachse. Gehen die am Nicol ankommenden Schwingungen seiner Schwingungsebene parallel, so werden sie es durchsetzen: das Auge erblickt den Glanz. Stehen die an das Nicol gelangenden Schwingungen senkrecht zu seiner Schwingungsebene, so werden sie nicht durchgelassen: der Glanz ist nicht sichtbar.

<sup>2)</sup> Monochromatisches (einfarbiges) gelbes Licht erhält man durch Eintauchen einer Platinspirale oder eines Asbeststreifens mit Natriumsulfat in die farblose Flamme eines Bunsenbrenners.

Bei der Erklärung der Erscheinung sei zunächst die Benutzung monochromatischen Lichtes vorausgesetzt. Fig. 116 stelle ein Präparat dar, dessen vordere Fläche parallel zur optischen Achse und unter  $45^\circ$  zu zwei benachbarten Kreuzesarmen (Nicolhauptschnitten) der Fig. 115 verlaufe. In der Richtung  $L$  herrscht keine Doppelbrechung. In der Mitte des Bildes muß also Dunkelheit bestehen. In allen Richtungen, die von der optischen Achse  $L$  abweichen, herrscht Doppelbrechung. So mögen bei  $a$  Lichtstrahlen austreten, die sich durch Interferenz gerade vernichten, ebenso bei  $b$  usw. Hier bei  $a, b$  usw. werden also gleichfalls dunkle Stellen sich geltend machen. Das nämliche ist natürlich der Fall bei  $a^1$  und  $b^1$  usw. und infolge des Wirtelbaues der

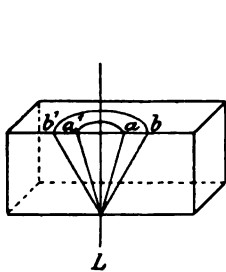


Fig. 116.

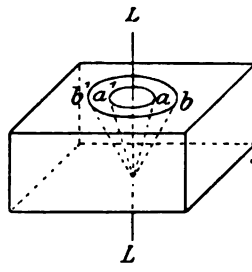


Fig. 117.

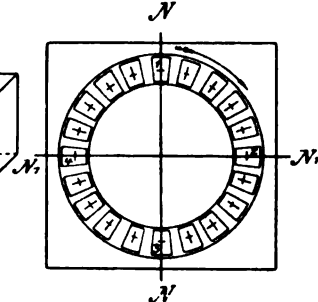


Fig. 118.

Platte überhaupt auf allen Punkten, die so weit wie  $a$  und  $b$  usw. von der Mitte der Platte abliegen. Man wird daher auf dem Präparate ein dunkles Zentrum und um dies herum dunkle Interferenzringe erblicken. Die konzentrischen Flächen zwischen den Ringen kann man sich in schmale Felder zerlegt vorstellen, deren Verhalten sofort klaggestellt ist, wenn man sich denkt, man würde Feld 1 der Fig. 118 (die parallel Fig. 115 gedacht ist) durch Kreisenlassen allmählich in die Stellung 2, 3, 4 und natürlich auch in die dazwischen befindlichen Lagen bringen. Das Feldchen 1 wird sich dann so verhalten wie eine Platte, die man im parallelen polarisierten Lichte mit Hilfe des Objektisches in ihrer Ebene dreht; sie wird dunkel, wenn ihre Schwingungsrichtungen parallel den Nicolschwingungsrichtungen  $NN$  und  $N_1N_1$  verlaufen, d. h. im vorliegenden Falle erscheinen die Felder 1, 2, 3 und 4 dunkel. Da das in jedem Ringfelde zwischen den Kreisen gleich ist, so müssen, wie auch die Fig. 115 zeigt, zwei rechtwinklig aufeinander stehende, dunkle Kreuzesarme die Interferenzfigur durchsetzen.

Bei Benutzung von Tageslicht fallen natürlich die dunklen Kreuzesarme und der innere Fleck für alle Farben zusammen, aber nicht die dunklen Ringe. Die zur Lichtvernichtung führende

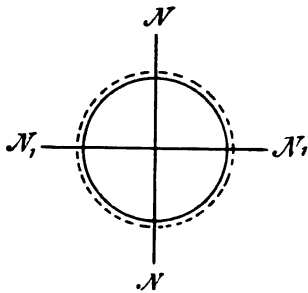


Fig. 119.

Phasendifferenz wird bei den abweichenden Farben bei verschiedener Neigung der Lichtstrahlen zur optischen Achse erlangt, d. h. die dunklen Ringe sind für die verschiedenen Lichtsorten verschieden groß (Fig. 119). Der erste dunkle Ring für die kurzwelligeren grünen Strahlen fällt nahe an den Mittelpunkt (ausgezogener Kreis in Fig. 119). Für rotes Licht ist hier noch keine Vernichtung erreicht, es herrscht noch Helligkeit für diese Farbe; somit wird dem Zentrum der Erscheinung zunächst ein roter Ring liegen. Der dunkle Ring für



Fig. 120.

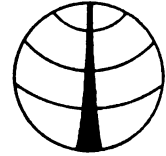


Fig. 121.

Rot ist weiter als der für Grün (punktierter Kreis in Fig. 119). Wo es hier dunkel für Rot ist, ist es hell für Grün, also wird im Tageslichte an der Stelle des dunklen Ringes für Rot ein heller für Grün liegen, so daß mithin buntfarbige Ringe (innen rot, außen grün) das schwarze Kreuz durchziehen.

Schnitte, die nicht senkrecht, sondern etwas schief zur optischen Achse geführt sind, zeigen das kennzeichnende schwarze Kreuz nicht in voller Entwicklung, sondern nur einen Teil der Erscheinung (Fig. 120), bei noch größerer Abweichung von der Lage senkrecht zur optischen Achse beobachtet man nur eine Barre (Fig. 121).

Platten parallel zur optischen Achse lassen im Konoskop zwei dunkle Büschel erkennen, die sich in der Auslöschungslage der Platte zusammenschließen.

2. Optisch zweiachsige Kristalle (rhombische, monokline, trikline Kristalle).

Der wichtigste Schnitt ist der senkrecht zur ersten Mittellinie. Die beiden optischen Achsen stechen schief in ihn ein. Um jeden dieser Einstichpunkte ziehen sich ähnlich wie bei den optisch einachsigen Körpern im Schnitt senkrecht zur optischen Achse Interferenzkurven, die nach



Fig. 122.

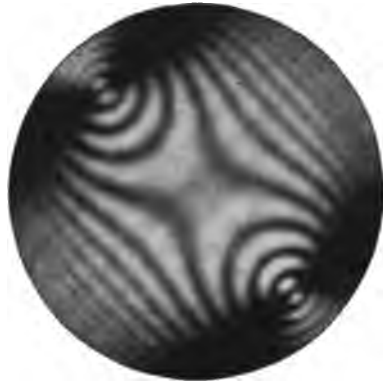


Fig. 123.

außen aber in Lemniskatensysteme übergehen. In Fig. 122 fällt die Ebene der optischen Achsen mit einem der beiden Nicolhauptsschnitte zusammen (Normalstellung), in Fig. 123 steht sie unter  $45^\circ$  zu ihnen (Diagonalstellung).

Bei den konoskopischen Interferenzerscheinungen überhaupt, so auch hier, richtet sich die Anzahl der wahrnehmbaren Kurven nach der Stärke der Doppelbrechung und der Plattendicke. Da man im Dünnschliff sehr zarte Blättchen beobachtet, gewahrt man oft nur wenig oder gar keine Kurven und nur Kreuzesarme bzw. Barren und selbst diese nur verwaschen.

Die Größe des Winkels der optischen Achsen bedingt die Entfernung der Scheitelpunkte der Hyperbeläste in Fig. 123 voneinander. Da diese Größe für eine jede Substanz charak-

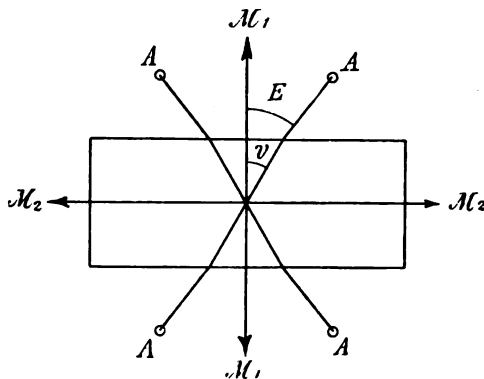


Fig. 124.



Fig. 125

teristisch ist, kann sie zur Bestimmung von Mineralien verwertet werden. Man mißt den Abstand der Hyperbelscheitel im Bilde voneinander durch ein Okular mit Teilung (Mikrometerokular). Mit Hilfe einiger bekannter Minerale mit verschiedener Größe des Winkels der optischen Achsen wertet man zuvor den Maßstab aus, am besten unter Aufstellung einer Kurve, welche die Beziehung zwischen den Teilstrichen und dem Winkel der optischen Achsen angibt, und kann so bei andern Präparaten mit scharfen Hyperbelercheinungen die Größe des in Rede stehenden Winkels in Luft ermitteln.

Bemerkung. Man mißt hierbei nicht den Winkel  $2V$  der optischen Achsen im Kristall, sondern den natürlich gleichfalls konstanten Winkel  $2E$  der optischen Achsen in Luft (Fig. 124). Es ist  $\sin V = \sin E/\beta$ , wo  $\beta$  der mittlere Brechungsindex des Minerals bedeutet.

Schnitte senkrecht zur zweiten Mittellinie lassen den Austritt der optischen Achsen in Luft meist nicht mehr erkennen, da ihr Winkel hier zu groß ist. Unter Zuhilfenahme stark brechender Flüssigkeiten, die man unter und über das Präparat bringt und in die man das Objektiv (event. besonders konstruierte) taucht, kann man die Kurven um die optischen Achsen auch auf solchen Schnitten zu Gesichte bekommen.

Schnitte senkrecht zu einer der beiden optischen Achsen zeigen im konvergenten polarisierten Lichte eine Barre, die sich im entgegengesetzten Sinne der Tischdrehung bewegt, und sie durchschneidend ringartige Kurven (Fig. 125). Die konvexe Seite der diagonal gestellten Barre weist zur ersten Mittellinie hin (vgl. Fig. 135, S. 56).

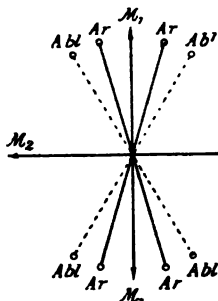


Fig. 126.

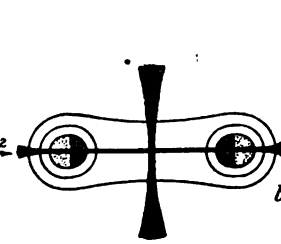


Fig. 127.

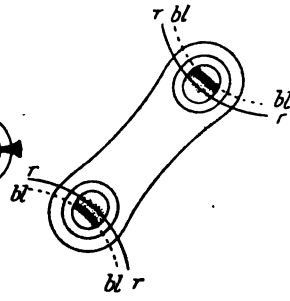


Fig. 128.

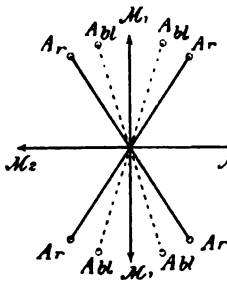


Fig. 129.

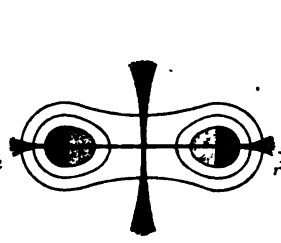


Fig. 130.

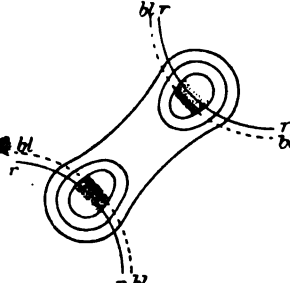


Fig. 131.

Aus den konoskopischen Kurvensystemen läßt sich die Symmetrie der betreffenden Fläche erschließen. Besonders aufmerksam sei noch auf die Interferenzsysteme auf dem seitlichen Pinakoid monokliner Kristalle gemacht. Es ist stets zentrisch, d. h. der Mittelpunkt des Kurvensystems fällt mit dem Zentrum des Gesichtsfeldes zusammen, liegt im übrigen im allgemeinen schief zu den Umgrenzungselementen, natürlich in bestimmter Lage für jede Substanz. Bei triklinen Kristallen ist infolge der Unsymmetrie ein zentrisches Interferenzbild auf keiner Kristallfläche zu erwarten.

Dispersion der optischen Achsen. Der Winkel der optischen Achsen ist für die verschiedenen Lichtsorten verschieden groß (Dispersion der optischen Achsen), indes bei den gesteinsbildenden Mineralien nicht so sehr, daß man bei der Beobachtung im Dünnschliff davon zahlenmäßig Gebrauch machen könnte. Immerhin läßt sich der Umstand verwerten, daß man an Farbenverteilungen an den Austrittsstellen der optischen Achsen zuweilen erkennen kann, ob der Winkel für die roten Strahlen größer ist als der für die blauen oder umgekehrt. Fig. 127 zeigt durch Verteilung von Rot (gestrichelt) und Blau (punktiert) an, daß der betreffende Winkel für Rot kleiner ist als für Blau, und Fig. 130 das umgekehrte bei einer andern Substanz. Zu beachten ist die Umkehrung der Farbenbänder in der Diagonalstellung. Es findet das leicht seine Erklärung. Im monochromatischen roten Lichte würde z. B. bei Fig. 128 die dunkle Hyperbel bei  $rr$  liegen. Da man aber Tageslicht benutzt, bemerkt man sie nicht, sondern es lagert sich hier

das nicht ausgelöschte Blau, umgekehrt das Rot sich dort, wo Blau durch Interferenz vernichtet ist. Die Farben liegen deshalb umgekehrt wie die im Tageslicht nicht bemerkbaren dunklen Hyperbeln für Rot und Blau.

Dispersion von Mittellinien und Ebenen der optischen Achsen. Beobachtungen über ein Auseinanderfallen der Mittellinien und Ebenen der optischen Achsen für verschiedene Farben zu machen, hat man bei Dünnschliffen von Gesteinen keine Gelegenheit. Es braucht deshalb auf diese Verhältnisse hier nicht eingegangen zu werden.

Bestimmung des Charakters der Doppelbrechung. Konoskopisch läßt sich auf günstigen Schnitten leicht der Charakter der Doppelbrechung eines Minerals bestimmen (S. 49).

Bei den optisch einachsigen Kristallen benutzt man Schnitte senkrecht zur optischen Achse, die das Interferenzsystem der Fig. 115, wie erwähnt, zeigen. Schiebt man nun über dem Objektiv ein Gipsblättchen vom Rot erster Ordnung derart ein, daß seine kleinste Elastizitätsachse wie in Fig. 132 verläuft, so färben sich die Quadranten dicht am Mittelpunkt des Interferenzsystems abwechselnd blau und gelb. Bezeichnet man, wie üblich, die Quadranten als positiv und negativ, so hat man die Regel: Blau im positiven Quadranten, Doppelbrechung positiv; Blau im negativen Quadranten, Doppelbrechung negativ. Zur Erklärung der Erscheinung kann man bedenken, daß rund um den Mittelpunkt des Interferenzsystems aus jedem Punkte zwei Strahlen austreten, von denen der eine radial, der andre tangential schwingt (Fig. 132). Bei positiv doppelbrechenden Kristallen, wie einer in Fig. 132 angenommen ist, erfolgen die radialen Schwin-

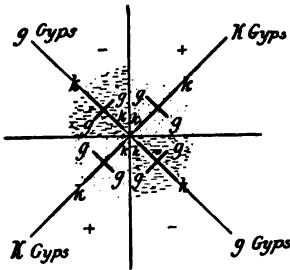


Fig. 132.

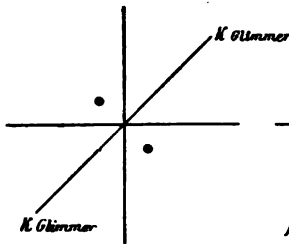


Fig. 133.

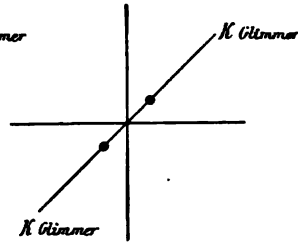


Fig. 134.

gungen in allen Quadranten parallel einer kleinern optischen Elastizitätsrichtung, die tangentialen parallel der größern. Man erkennt, daß mithin in Fig. 132 bezüglich Gipsblättchen und zu untersuchendem Kristall im positiven Quadranten gleichartige Elemente übereinander liegen, also die höhere (blaue) Polarisationsfarbe eintreten muß, während im negativen Quadranten Ungleichtartiges übereinander lagert, mithin die niedrigere (gelbe) Polarisationsfarbe erscheint. Bei negativ doppelbrechenden Kristallen kehren sich natürlich die Verhältnisse um.

Man kann zur Bestimmung des Charakters der Doppelbrechung bei optisch einachsigen Kristallen auch ein sog. Viertelundulationsglimmerblatt benutzen, d. i. ein Glimmerblättchen, das so dünn ist, daß die beiden durch Doppelbrechung in ihm entstehenden und seine geringe Dicke durchlaufenden Lichtstrahlen eine Phasendifferenz von einer Viertel Wellenlänge bekommen. Schiebt man nach Herstellung des bekannten Interferenzbildes (Fig. 115, S 51) das Glimmerblatt wie in Fig. 133 und 134 so ein, daß seine kleinste optische Elastizitätsachse in angegebener Weise verläuft, so löst sich das schwarze Kreuz in zwei Punkte auf, deren Lage bei positiv doppelbrechenden Kristallen wie in Fig. 133, bei negativen wie in Fig. 134 ist. Zur Einprägung kann man sich merken, daß die Verbindungslinie der schwarzen Punkte mit  $kk$  des Glimmers bei positiver Doppelbrechung ein + Zeichen, bei negativer ein — Zeichen macht. Bei den sehr dünnen Schnitten im Schlicke ist die Lage der erwähnten Punkte zuweilen unbestimmt. Es sei nicht weiter auf die Erscheinung eingegangen.

Bei optisch zweiachsigen Kristallen kann man in Schnitten senkrecht zur ersten Mittellinie und zwar sowohl bei Normalstellung als auch bei Diagonalstellung der Platte zwecks Bestimmung des Charakters der Doppelbrechung mit dem Gipsblättchen vom Rot erster Ordnung genau so verfahren wie bei den optisch einachsigen (Fig. 135). Da bei Benutzung des Dünnschliffes die Ringe und Lenniskaten oft fortfallen, sieht die Interferenzfigur in Normalstellung der eines optisch einachsigen Kristalls auch ganz ähnlich, und die Farben Blau und Gelb treten beim Einschalten des Gipsblättchens ganz entsprechend wie dort auf. Tritt nur eine optische Achse auf, so ist entsprechend der Fig. 135 zu verfahren.

Es läßt sich die nämliche Bestimmung in der Diagonalstellung der Platte unter Benutzung des Gipsblättchens ausüben, auch wenn beide optische Achsen im Gesichtsfelde nicht erscheinen, aber die Ebene der optischen Achsen an den Lemniskaten oder den sich als Büschel andeutenden Barren zu erkennen ist. Man bestimmt dann wie bei der orthoskopischen Beobachtung, ob die Richtung der Achsenebene den Charakter größter oder kleinster optischer Elastizität in der Platte besitzt. Ist diese Richtung (welche mit der zweiten Mittellinie zusammenfällt), solche größter Elastizität, so ist die der ersten Mittellinie die kleinste, die Doppelbrechung also positiv und umgekehrt.

Die Anwendung des Glimmerblattes erzeugt in Normalstellung der Platte gleichfalls zwei Punkte, hier dicht an den optischen Achsen. Bezüglich ihrer Lage in den verschiedenen Quadranten und der Erkennung des Charakters der Doppelbrechung gilt das nämliche wie bei den optisch einachsigen Kristallen.

Der Überblick über die oben auseinandergesetzten, praktisch leicht verwertbaren optischen Eigenschaften der Kristalle zeigt, daß eine Fülle von Merkmalen für die Mineralbestimmung im Dünnschliffe zu Gebote stehen.

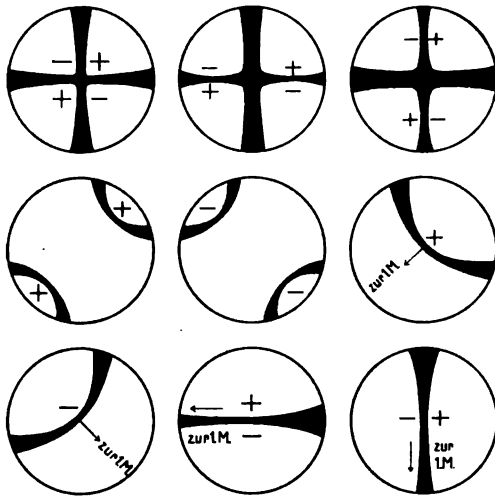


Fig. 135.

Einige Übung macht den Anfänger bald mit den eleganten optischen Methoden vertraut. Hierbei kann ihm eine kleine Sammlung von 15 Dünnschliffen nützlich sein, die Verfasser zusammengestellt hat, um an möglichst wenigen Präparaten möglichst viel optische Verhältnisse studieren zu können. Eine umfassendere Studiensammlung von 124 Schliffen gesteinsbildender Mineralien ist gleichfalls vom Verfasser aufgestellt<sup>1)</sup>.

Die Abbildung von Dünnschliffen kann zeichnerisch, eventuell mit Hilfe eines Abbeschen Zeichenspiegels, oder unter Anwendung des photographischen Verfahrens geschehen. In diesem Falle braucht weder das Mikroskop noch der photographische Apparat umgebaut zu werden: man stellt letztern bei umgelegtem Mikroskop in die Verlängerung und zwar mit seinem Objektiv dicht an das Okular des Mikroskops und beobachtet das Dünnschliffbild auf der Mattscheibe, um es einzustellen und die Photographie wie üblich zu machen. Eine durchsichtige Scheibe gestattet mittels Lupe eine ganz besonders scharfe Einstellung<sup>2)</sup>.

Anhang. Mit dem Zeißschen Ultramikroskop kann man das Vorhandensein ganz außerordentlich feiner Teilchen durch deren Beugungserscheinungen feststellen. Man durchleuchtet zu diesem Zwecke ein Präparat mit sehr starkem Lichtkegel von der Seite her und beobachtet von oben.

Mikroskopische Beobachtung undurchsichtiger Körper. Beim Studium von Gesteinsbruchflächen läßt sich das übliche Mikroskop unter

<sup>1)</sup> Die erwähnten Sammlungen werden von Voigt und Hochgesang in Göttingen angefertigt.

<sup>2)</sup> Apparate für Mikrophotographie liefern z. B. E. Leitz, Wetzlar; R. Winkel, Göttingen; Zeiß, Jena; Fueß, Steglitz.

Verwendung schwacher Vergrößerung benutzen, aber mit besonderm Vorteil, wegen der stereoskopischen Beobachtungsart, das doppeltubige Greenoughsche (Fig. 136).

Im Dünnschliff erkennt man die Reflexfarbe undurchsichtiger Stoffe, indem man das durchfallende Licht abblendet (Hand vor Mikroskopspiegel halten).

Bei Metallen, z. B. bei Meteoreisen, sowie bei undurchsichtigen Erzen stellt man sich zur Erkennung der Bestandteile und ihres Gefüges polierte Platten her. Man verfährt dabei zunächst wie bei der Dünnschliffherrichtung, glättet dann am besten trocken auf Scheiben, die mit festem Schmirgelpapier beklebt sind, und zuletzt mit Wasser auf Leder bzw. Sammet mittels zartestem Polierpulver (feinstes geschlämmtes Englisch Rot, besser noch aus Ammoniakalaun hergestellte und geschlämmte Tonerde). Hiernach wendet man meist Ätzmittel, bei Meteoreisen z. B. sehr verdünnte Salpetersäure, Pikrinsäure oder Kupferchlorid-Ammonchlorid an. Nach der verschiedenen chemischen Widerstandsfähigkeit heben sich dann die Bestandteile voneinander ab. Oft gibt das Anlassen (Erhitzen an der Luft und zwar am einfachsten im Trockenschrank) zufolge verschiedener Oxydierbarkeit der Bestandteile prächtige Ergebnisse (Demonstrationsbeispiele: Legierungen von Kupfer mit Silber). Beim Polieren auf nachgiebiger Unterlage (Pergament auf Holz) kommt die Härte­differenz der Gemengteile zum Ausdruck (Reliefpolieren). Beim Polieren auf harter Unterlage (Glas, Achat) erhalten die harten Bestandteile erhöhten Glanz (Hochglanzpolieren).



Fig. 136. Greenoughsches Mikroskop v. C. Zeiß.

Das Beobachten und Photographieren von Metallschliffen geschieht ver­mittels eines Mikroskops mit Illuminator. Er besteht aus einem Glasblättchen oder Prisma in Fassung, die über dem Objektiv im Tubus eingeschaltet wird. Starkes Licht fällt seitlich durch eine Öffnung in den Illuminator, durch Reflexion auf das Präparat und wieder in das Objektiv zurück. Da der Spiegel des Illuminators von der Seite her nur bis zur Tubusachse reicht, also eine Hälfte des Tubusquerschnitts frei läßt, so kann man das Präparat in dem von ihm reflektierten Lichte beobachten.

Bei starker Vergrößerung gibt der Glasblättchenilluminator bessere Bilder als der Prismenapparat, der ja nur mit halbem Objektiv arbeitet. Die Präparate dürfen bei Illuminatorbetrachtung nicht mit Deckglas versehen sein, da das von diesem reflektierte Licht das Bild verschleiert. Natürlich kann man auch durchsichtige Gegenstände mit dem Illuminator beobachten. Man legt sie dann auf schwarzen Sammet<sup>1)</sup>.

<sup>1)</sup> Mikrophotographische Apparate für Abbildung undurchsichtiger Körper sind bei E. Leitz, Wetzlar; Zeiß, Jena und T. F. Dujardin, Düsseldorf, käuflich.



## 2. Mikrochemische Untersuchungen.

Mancherlei chemische Reaktionen lassen sich unter Benutzung des Mikroskops auch an sehr geringen Substanzmengen, z. B. an Dünnschliffen ausführen. Solche mikrochemischen Untersuchungen betreffen z. B. die Löslichkeit von Mineralien in Säuren. Betupft man einen unbedeckten Gesteinschliff mit kalter Salzsäure, so löst sich Kalkspat unter Aufschäumen (Abgabe von Kohlensäure) auf, Dolomit beim Erwärmen, Apatit ohne solche Gasentwicklung zu einer klaren, Magnetit sowie Brauneisenstein zu einer gelblichen Lösung. Auch Silikate werden zum Teil durch Säuren zerstört. So gelingt es, Nephelin nachzuweisen, der sich in Salzsäure unter Abscheidung von Kiesalgallerte löst. Die Gallerte kann man deutlicher machen, wenn man den vorsichtig ausgewaschenen Schliff mit einer Fuchsinlösung bedeckt und dann wieder auswässert. In der Gallerte bleibt der rote Farbstoff erhalten, und so zeigen die gefärbten Stellen die Durchschnitte frühern Nephelins an. Quarz und Feldspat unterscheiden sich durch Färbung der auf letztem durch Einwirkung von Flußsäure entstehenden Kieselfluoraluminium-Gallerte. Orthoklas wird dabei schwerer angegriffen als Plagioklas, am ehesten Anorthit.

Auch die durch Einwirkung der Säuren über dem Dünnschliff entstehenden Lösungen lassen sich weiter benutzen. Läßt man z. B. die beim Nephelin erwähnte Lösung eindunsten, so scheiden sich mikroskopische Kochsalzwürfelchen ab.

Ein bequemes hier noch zu erwähnendes Mittel ist die von Boricky vorgeschlagene Kieselfluorwasserstoffsäure ( $2\text{HFl}\cdot\text{SiFl}_4$ ). Silikate von Natrium, Kalium, Calcium, Magnesium, Eisen usw. bilden mit ihr Kieselfluornatrium und andere entsprechende Salze, die man nach dem Eintrocknen an ihrer Kristallgestalt, dem optischen Verhalten usw. erkennen kann. Behrens, der sich wie Streng u. a. bezüglich der Vervollkommnung mikrochemischer Untersuchungen besondere Verdienste erwarb, hat auch empfohlen, erst mit Flußsäure aufzuschließen, die entstandenen Fluoride durch Schwefelsäure in Sulfate umzuwandeln und die so bereiteten Lösungen weiter zu untersuchen. Kurzum, man kann, wie aus den erwähnten Beispielen schon erhellt, am Dünnschliff eine große Zahl chemischer Reaktionen ausführen, welche die Bestimmung der Gesteinsbestandteile sehr wesentlich unterstützen.

Zuweilen ist es nötig, die Einwirkung der Reagentien auf einen Durchschnitt im Schliffe zu beschränken, damit das Ergebnis nicht durch Teilnahme der andern Mineralien an der Umsetzung verwickelt wird. Diese Isolierung kann dadurch geschehen, daß man einen Ring aus dickflüssigem Balsam um den zu untersuchenden Schnitt zieht und die Reaktion in diesem abgeschlossenen Bezirk vor sich gehen läßt, oder indem man ein Deckgläschen mit einem leicht durch Flußsäure herzustellenden Loch mit Balsam so auf den Schliff kittet, daß das zu untersuchende Mineral unter der Öffnung liegt, aus welcher man dann den Balsam durch Alkohol entfernt, so daß der fragliche Durchschnitt frei liegt. Würde das Gläschen vom Reagenz angegriffen, z. B. bei Anwendung von Flußsäure, so benutzt man ein durchbohrtes Platinblech.

Natürlich lassen sich mikrochemische Reaktionen auch an Körnchen

von Mineralien vornehmen. Man bringt sie auf Objektträger und studiert die Einwirkung chemischer Reagentien unter dem Mikroskop. Wendet man Flußsäure oder Kieselflußsäure an, so muß man das Glas des Objektträgers vor der Säure schützen, was durch Überzug mit gehärtetem Kanadabalsam geschehen kann.

Einige charakteristische Reaktionen auf in Mineralien verbreitete Elemente seien im folgenden angeführt.

**Natrium.** Kieselflußsäure bildet beim Eintrocknen Kieselfluornatrium. Es sind hexagonale Säulen mit gerader Abstumpfung durch die Basis oder mit Pyramidenflächen. Schwache, negative Doppelbrechung. Uranylacetat liefert scharfe, gelbliche Tetraeder von Uranyl-natriumacetat.

**Kalium.** Kieselfluorkalium scheidet sich in kleinen Würfeln ab. In einer Lösung von Kaliumchlorid oder Kaliumsulfat entsteht durch Zusatz von Platinchlorid Kaliumplatinchlorid in Gestalt eines gelben Niederschlags stark brechender, regulärer Kristalle in der Form des Oktaeders, Würfels oder Rhombendodekaeders.

**Calcium** läßt sich durch die Gipsprobe leicht nachweisen. Man stellt eine Sulfatlösung her, aus der sich Gips in schmalen, an den Enden schief begrenzten, gern büschelig vereinigten, monoklinen Nadeln abscheidet.

**Magnesium** wird aus neutraler Lösung, der man Salmiak zugesetzt hat, oder aus schwach ammoniakalischer Lösung durch Natriumphosphat oder Phosphorsalz als Magnesiumammoniumphosphat gefällt. Die Kriställchen sind rhombisch, infolge von Hemimorphismus eigenartig sargförmig, zuweilen eingekerbt.

**Aluminium.** Die verdünnte Sulfatlösung liefert mit Cäsiumchlorid oder saurem Cäsiumsulfat isotrope Oktaeder oder Oktaeder mit Würfel von Cäsiumalaun. Da Eisenoxydsalze mit Cäsiumsulfat ganz ähnliche Kristalle liefern, ist weiter auch auf Eisen zu prüfen.

**Eisen.** Eisenoxydsalzlösungen geben mit Ferrocyankalium einen blauen, amorphen Niederschlag.

**Chlor.** Mit Schwefelsäure aufschließbare chlorhaltige Mineralien liefern hierbei Salzsäuregas, das man in Wasser auffängt, indem man den Platintiegel, in dem die Reaktion vor sich geht, mit einem Glasscheibchen bedeckt, an dessen Unterseite ein Wassertropfen hängt. Vermittels Thalliumsulfat schlägt man sehr stark brechende, bei schwacher Vergrößerung in der Durchsicht fast schwarze, im auffallenden Lichte weiß erscheinende Oktaeder von Thalliumchlorid nieder.

**Glühversuche.** Selbst an den zarten Dünnschliffen kann man Glühversuche vornehmen und den Eisengehalt mancher Mineralien dadurch nachweisen, daß sich letztere dunkler, meist gelblich braun färben, auch pleochroitisch werden. So ist es der Fall bei Olivin und Hornblende. Zum Zwecke des Versuchs löst man Teile des Schliffes ab, reinigt sie in Alkohol und bringt sie auf Platinblech in eine Flamme. Andre Minerale (Zeolithe, Gips) werden beim Erhitzen zufolge Wasserabgabe trübe.

**Flammenfärbung.** Wertvolle, schnelle Hilfe liefert bei Mineralbestimmungen gelegentlich die ev. spektroskopische Untersuchung der Flammenfärbung. Die farblose Flamme des Bunsenbrenners wird z. B. durch Natrium gelb, durch Kalium violett, Lithium rot, Calcium gelbrot gefärbt. Die violette Kaliflamme wird trotz der etwa gleichzeitig auftretenden gelben Natriumfärbung erkannt, wenn man sie durch ein blaues Glas betrachtet. Es verschluckt die gelben Strahlen, so daß die violetten zur Geltung kommen.

Auch seien Lötrohruntersuchungen hier kurz erwähnt.

### 3. Härteprobe.

Diese praktische Mineral-Untersuchungsmethode besteht meist in dem Versuch, mit bekannten Probekörpern ein isoliertes oder auch im Gestein freiliegendes Mineral zu ritzen. Zur kurzen Bezeichnung des Härtegrades bedient man sich der Mohsschen Skala. Sie umfaßt zehn Mineralien, die nach

steigender Härte geordnet sind und von denen jedes als Normalsubstanz der betreffenden Härtestufe gilt. Es sind Härte 1: Talk; 2: Steinsalz; 3: Kalkspat; 4: Flußspat; 5: Apatit; 6: Feldspat; 7: Quarz; 8: Topas; 9: Korund; 10: Diamant. Diamant ritzt Korund, dieser Topas usw. Man stellt die Härte eines Gemengteils fest, entweder, indem man ihn mit verschiedenen Normalkörpern zu ritzen sucht oder umgekehrt mit ihm letztere. Auch mikroskopische Gemengteile lassen sich in angegebener Art prüfen (Fig. 137).



Fig. 137.  
Mikroskopische Härteprüfung.  
Strich einer Stahlnadel auf weichem  
Eisen und hartem Eisenphosphid  
(letzteres Mitte der Figur).

Die Härteunterschiede zwischen den erwähnten zehn Mineralien sind sehr ungleichmäßig, am Ende der Reihe viel größer als zu Anfang.

In Ermangelung von Normalkörpern, wie es ja bei Untersuchungen im Felde meist der Fall ist, kann man sich auch anderer Substanzen bedienen. Messerstahl hat etwa Härte 6, Glas etwa 5, der Fingernagel ungefähr 3. Er ritzt Substanzen mit Härte 2, wie z. B. Gips. Körper mit Härte 1 fühlen sich fettig an.

Zur Ritzhärteprüfung hat Martens einen Apparat vorgeschlagen, bei dem ein kegelförmiger Diamant von etwa  $90^\circ$  Spitzenwinkel unter verschiedenen Belastungen feine Striche nebeneinander in das plattenförmig zubereitete Material zieht. Diejenige Belastung in Grammen dient als Maß für die Ritzhärte, bei welcher eine Strichbreite von  $10 \mu = 0,01 \text{ mm}$  erzeugt wird.

Eine andre einschlägige Methode ist die Toulou-Rosiwalsche Abnutzbarkeitsprobe, die darin besteht, eine bestimmte Menge eines Schleifmittels (Normalkorundpulver mit  $0,2 \text{ mm}$  Korngröße bzw. andre Schleifmittel, deren Verhältnis zu Normalkorundpulver man kennt) bis zur Unwirksamkeit mittels einer ebenen, nicht polierten Platte des zu untersuchenden Minerals bzw. Gesteins zu verreiben. Der leicht festzustellende Gewichtsverlust des letztern wird auf Volumverlust umgerechnet. Setzt man die Härte von Korund = 1000, so erhält man nach Rosiwals Angabe folgende Zahlen für die Mohsschen Härtegrade.

|          |                |               |                |   |                |    |     |     |      |         |
|----------|----------------|---------------|----------------|---|----------------|----|-----|-----|------|---------|
| Mohs:    | 1              | 2             | 3              | 4 | 5              | 6  | 7   | 8   | 9    | 10      |
| Rosiwal: | $\frac{1}{33}$ | $\frac{1}{4}$ | $4\frac{1}{2}$ | 5 | $6\frac{1}{2}$ | 37 | 120 | 175 | 1000 | 140000. |

In Anlehnung an die Hertz-Auerbachsche Methode der Härtemessung hat man vorgeschlagen, eine Stahlkugel oder einen Stahlkegel mit bestimmter Kraft gegen den Probekörper zu pressen und ihre Eindringungstiefe als Härtemaß zu nehmen (Brinellsche Kugeldruckpresse). Auch ermißt man die Härte eines Materials durch die Höhe des Rückpralls, den ein stählerner Kegels stumpf beim Fallen auf die zu untersuchende Platte erfährt (Skleroskop von Shore).

#### 4. Schmelzprobe.

Zuweilen kann die verschiedene Schmelzbarkeit der Mineralien, z. B. die nicht sehr schwere Schmelzbarkeit von Orthoklas gegenüber der sehr schwierigen von Quarz, zur Bestimmung von Gesteinsgemengteilen vorteilhaft mit herangezogen werden. Man behandelt dabei Splitter in der Platinpinzette vor dem Lötrohr oder im Bunsenbrenner, ev. vor dem Gebläse.

v. Kobell stellte eine Schmelzbarkeitsskala von Mineralien wie folgt auf. 1. Antimonglanz und 2. Natrolith, in gröbern bzw. feinem Splintern schon am Saume eines Kerzenlichtes schmelzend. 3. Almandin, nicht am Kerzenlichte, aber leicht und in groben Splintern vor dem Lötrohre schmelzend. 4. Strahlstein und 5. Adular, vor dem Lötrohre in weniger feinen bzw. feinem Splintern schmelzbar. 6. Bronzit, vor dem Lötrohre nur in den feinsten Spitzen abrundbar. Unschmelzbar vor dem Lötrohre ist z. B. Quarz.

Genauere Messungen werden in der Hinsicht bei Erhitzungen im elektrischen Ofen und durch gleichzeitige mikroskopische Beobachtung der Probe erzielt, andererseits bedient man sich der Wärmetönungen beim Kristallisieren und taucht ein Thermometer bzw. Pyrometer<sup>1)</sup> in die erkaltende Schmelze, um den Gang der Abkühlung durch Beobachtungen nach kleinen Zwischenzeiten festzustellen. Beim Kristallisieren wird Wärme entwickelt, der Ver-

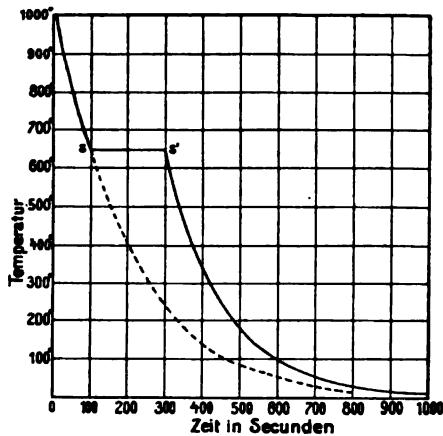


Fig. 138. Abkühlungskurve mit Anzeichen eines Erstarrungspunktes bei 640°. Die punktierte Linie (auch die der Fig. 139) stellt eine Abkühlung ohne Verzögerungen der Erkaltung dar.

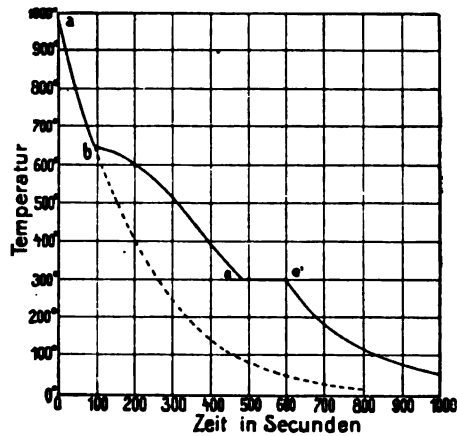


Fig. 139. Abkühlungskurve mit Anzeichen für Ausscheidungen von 640° ab und für Erstarrung des Schmelzrestes (Eutektikum) bei 300° (also Kristallisations- bzw. Schmelzintervall von 640—300°; Erstarrungspunkt des Eutektikums bei 300°).

lauf der Abkühlung also verzögert. In den Abkühlungskurven treten die Verhältnisse übersichtlich heraus (Fig. 138, 139). Entsprechend lassen sich Erhitzungskurven verwenden.

Brun, Day und Allen, Dölter u. a. bestimmten die Schmelzpunkte einer Reihe wichtiger gesteinsbildender Mineralien. Die Zahlen verschiedener Forscher stimmen noch nicht gut überein. Als Beispiele seien angeführt: Kalkolivin 2130°; Quarz 1685°; Anorthit 1550°; Flußspat 1330°; Akmit 965°; Steinsalz 800°.

Bei den Versuchen ist zu bedenken, daß reine Substanzen scharfe Schmelzpunkte haben, daß indes Gemische, deren Komponenten sich im Schmelzflusse ineinander lösen, meist bei niedrigerer Temperatur schmelzen als ihre

<sup>1)</sup> Das viel verwandte Pyrometer von Le Chatelier ist ein Thermolement aus Platin und Platin-Rhodium mit zugehörigem Galvanometer, das die Temperatur der eingetauchten Lötstelle anzeigt. Für niedere Temperaturen benutzt man Thermolemente aus Kupfer-Konstantan oder Silber-Konstantan. Die Oberflächentemperatur eines glühenden Körpers kann man mit optischen Pyrometern ermessen. Besonders praktisch befunden ist das Wannersche Instrument. Elektrische Schmelzöfen liefert W. C. Heraeus, Hanau. Für genaue Bestimmungen sind solche mit Rührvorrichtungen nötig.

Komponenten und keinen scharfen Schmelzpunkt, sondern ein Schmelzintervall zeigen mit Ausnahme des sog. eutektischen Gemisches (von bestimmter Zusammensetzung), welches bei genügend inniger Mischung wie die reinen Komponenten einen scharfen Schmelzpunkt hat. Höhere Schmelzpunkte als die der reinen Komponenten können vorkommen, wenn letztere chemische Verbindungen oder feste Lösungen bilden. (Vgl. Abschnitt IX, Reihenfolge der Mineralausscheidungen.) Amorphe Körper (z. B. Glas) erweichen allmählich, haben also keinen Schmelzpunkt. Im übrigen kommt es vor, daß die innere Reibung auch bei kristallinen Substanzen beim Erhitzen sich ganz allmählich verringert, so daß ein bestimmter Moment des Flüssigwerdens äußerlich nicht beobachtet wird. Derartiges zeigt reines Eisen; es geht allmählich in den flüssigen Zustand über. Auch Quarz, Albit, Kalifeldspat und Spodumen schmelzen und erstarren unscharf. Beim Übergang kristallin → amorph behalten sie ihre Starrheit; nachher erweichen und schmelzen sie nach und nach. Man darf also die Amorphosierung durch Erhitzen nicht für gleichbedeutend halten mit den Übergang fest → flüssig. Erstere geschieht stets diskontinuierlich. Die Wärmetönung gibt den schärferen Punkt des Übergangs von kristallin → amorph an (Amorphosierungspunkt).

## 5. Trennung der Gesteinsgemengteile.

Um die Bestandteile von Gesteinen gesonderten Untersuchungen unterwerfen zu können, oder auch um ihr gegenseitiges Mengenverhältnis festzustellen, bedient man sich gewisser Trennungsmethoden. Sie beruhen auf der Tatsache des verschiedenen spezifischen Gewichtes der Gemengteile einer Gesteinsart und der Eigenschaft gewisser unter ihnen, vom Magneten angezogen zu werden, sowie auf wechselnder Angreifbarkeit der Bestandteile durch chemische Reagentien.

Diese Methoden sind am Gesteinspulver anzuwenden, in welche Form man die Proben durch Zerschlagen und Sieben mindestens bis zu derjenigen Korngröße bringt, in welcher die Gemengteile jeder für sich bestehen, also nicht noch mit andern verbunden sind.

a) Die Trennung nach dem spezifischen Gewichte wird vermittels schwerer Flüssigkeiten vollzogen. Man kennt einige Lösungen von so hoher Eigenschwere, daß viele Gesteinsgemengteile auf ihnen schwimmen. Die allerschwersten Bestandteile der Probe sinken in ihnen zu Boden und können durch Ablassen aus dem Trennungsgefäß oder Abgießen der Flüssigkeit abgesondert werden. Der schwimmende Rest wird nun weiter dadurch nach Mineralarten getrennt, daß man durch Zusatz andrer Flüssigkeiten die schwere Lösung verdünnt und damit ihr spezifisches Gewicht herabsetzt. Ist dies soweit geschehen, daß sie leichter ist als ein vorher auf ihr schwimmender Bestandteil des Gesteinspulvers, so sinkt nunmehr dieser zu Boden und kann abgesondert werden. Auf diese Weise werden die verschieden schweren Substanzen voneinander getrennt.

Da fein mehlartige Partikelchen gelegentlich länger als erwünscht schweben bleiben, empfiehlt es sich, die Zerkleinerung des Gesteinspulvers nicht weiter als gerade nötig zu treiben und Gesteinsstaub zu vermeiden bzw. ihn vor der Sonderung der Gemengteile abzuschlämmen. Auch Blättchen bleiben leicht länger schweben als ihrem spezifischen Gewichte entspricht.

Zu empfehlende schwere Flüssigkeiten sind: Kaliumquecksilberjodid (Thoulet'sche Lösung), spezifisches Gewicht 3,196, Verdünnung durch Wasser. Metalle zersetzen die Flüssig-

keit. Methylenjodid (Brauns), spezifisches Gewicht 3,32, Verdünnung durch Benzol. Am Tageslicht scheidet sich Jod aus; regenerieren durch Natriumthiosulfat, erwärmen auf Wasserbad. Tetrabromacetylen, spezifisches Gewicht 2,95, Verdünnung durch Toluol oder Xylol.

Auch Schmelzen lassen sich als Trennungsmittel benutzen, so Thalliumsilbernitrat, das bei 75°, also in einem kochenden Wasserbade, schmilzt und eine klar bewegliche Flüssigkeit liefert. Spezifisches Gewicht 4,5. Verdünnung durch Wasser. Bei Gegenwart von Sulfidum nicht verwendbar. Sie scheiden Silber aus der Lösung ab. In solchen Fällen ist Thalliummercuronitrat anwendbar. Beide Schmelzen sind übrigens wegen ihres Thalliumgehalts sehr teuer (100 ccm kosten an 100 Mark). Billiger ist Silbernitrat (Schmelzpunkt 200°, spezifisches Gewicht 4,1); Verdünnung durch Kaliumnitratschmelze<sup>1</sup>).

Nebenher kann man bei diesen Trennungen auch das spezifische Gewicht der Gesteinsgemengteile bestimmen<sup>2</sup>). Bei allmählicher Verdünnung kommt nämlich vor dem Ausfallen für jede Mineralart ein Zeitpunkt, in welchem sie in der Flüssigkeit schwebt; dann haben diese und das Mineral gleiches spezifisches Gewicht. Mit Hilfe einer Westphalschen Wage kann man leicht und schnell die Eigenschwere der Flüssigkeit und somit das spezifische Gewicht der gerade schwebenden Substanzen feststellen. Für denselben Zweck sind die sog. Indikatoren geeignet, das sind Mineralstückchen oder künstliche Gläser, deren spezifisches Gewicht bekannt ist, und mit denen man im Gange der Trennungsarbeiten die Eigenschwere der Flüssigkeit prüfen kann.

Ein von Goldschmidt und Rosenbusch angegebene, von Mineralienhändlern (z. B. Krantz in Bonn) zu beziehende Reihe solcher Indikatoren ist die folgende (die Zahlen bedeuten das spezifische Gewicht). Schwefel von Girgenti 2,070, Hyalit von Waltsch 2,160, Opal von Scheiba 2,212, Natrolith von Brevig 2,246, Pechstein von Meißen 2,284, Obsidian von Lipari 2,362, Perlit aus Ungarn 2,397, Leuzit vom Vesuv 2,465, Adular vom St. Gotthard 2,570, Elaeolith von Brevig 2,617, Quarz von Middleville 2,650, Labradorit von Labrador 2,689, Kalkspat vom Rabenstein 2,715, Dolomit von Muhrwinkel 2,733, Dolomit von Rauris 2,868, Prehnit von Kilpatrick 2,916, Aragonit von Bilin 2,933, Aktinolith vom Zillerthal 3,020, Andalusit von Bodenmais 3,125, Apatit von Ehrenfriedersdorf 3,18. Indikatorgläser von Schott und Gen. in Jena haben ein spezifisches Gewicht von 3,15—2,48.

Man hat für die Sonderung der Gesteinsgemengteile nach dem spezifischen Gewichte allerlei Gefäße angegeben<sup>3</sup>). Es empfiehlt sich die Benutzung von schlank ballonförmigen, unten in eine Röhre auslaufenden Glasbehältern, die mit Ablaufhahn versehen und oben durch Glasstöpsel verschlossen sind. Die Scheidung wird durch Schütteln begünstigt. Sonst kann man auch durch Umrühren gute Resultate erzielen und einfach einen Trichter mit Hahn am Röhrenden benutzen. Das Doppelgefäß Fig. 141 tut gleichfalls gute Dienste. Man trennt zunächst das auf beide Schenkel verteilte Pulver in Leicht (oben) und Schwer (unten). Da aber besonders bei feinem Pulver Leicht (*L*) noch etwas Schwer (*s*) enthält und umgekehrt, so wiederholt man nach dieser ersten Trennung die Scheidung, indem man durch passende Hahnöffnung und Schräghalten des Gefäßes alles *L* + *s* in dem rechten Schenkel vereinigt, *S* + *l* in dem linken. Durch Schütteln wird die Trennung von Schwer und Leicht weiter geführt und durch verschiedentliche Wiederholung das Verfahren beendet.

Bei Bodenuntersuchungen werden oft Schlammprozesse zur Sonderung der Bestandteile angewandt. Zuvor trennt man letztere (meist nach einem Trocknen des Materials zum Zwecke leichterer Zerkrümelung) nach der Korngröße unter Anwendung von Sieben, am besten solcher mit runden Löchern. Auf die Art sondert man die Ackererde in das Bodenskelett (die groben Bestandteile) und die Feinerde (Korngröße unter 2 mm Durchmesser). Bei dem folgenden Schlämmen dieser feinen Bestandteile bzw. eines Gesteinspulvers

<sup>1</sup>) Bezugsquelle für reine Chemikalien z. B. E. Merck, Darmstadt.

<sup>2</sup>) Was in bequemer Weise sonst mittels einer nach dem Prinzip der Briefwage von M. v. Schwarz konstruierten Vorrichtung geschehen kann. Bezugsquelle: A. Dresdner, Wagenfabrik in Merseburg a. S.

<sup>3</sup>) Bezugsquelle z. B. Dr. Rob. Muencke, Berlin.

kann man Gefäße benutzen, in denen das Gemisch durch einen eingeleiteten Wasserstrom aufgewirbelt wird. Gewisse Gemengteile erheben sich höher als andre und sinken beim Aufhören der Strömung langsamer zu Boden als letztere. Bei konstantem Strom gelingt es, erstere über den Rand des Gefäßes durch Überlauf oder durch ein Rohr wegzuspülen, bei Verstärkung des Wasserstroms können andre Gemengteile denselben Weg gehen, und auf die und andre ähnliche Weise läßt sich ein Gemenge trennen. Umgekehrt kann man die Absatzgeschwindigkeit zur Sonderung benutzen, indem man nach dem Aufwirbeln eine abgemessene Zeitlang absetzen läßt und den noch schwebenden Teil durch ein unteres Seitenrohr mit dem Wasser abzapft. Einen brauchbaren schnellen Überblick ergibt das Absetzenlassen einer abgewogenen und gekochten Menge (etwa 10 g) in den langen, mit Einteilung versehenen Halse einer mit ihrem kugelförmigen Behälter nach oben gekehrten Bennisgen-Flasche.

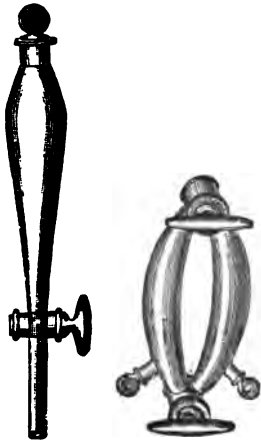


Fig. 140 und 141.  
Trennungsgefäße.

Es stellt sich beim Schlämmverfahren bald heraus, daß eine Trennung nach dem spezifischen Gewichte, also nach der mineralogischen Art der Gemengteile, im allgemeinen nicht zustande kommt. Die Transportfähigkeit im Wasserstromen und umgekehrt auch die

Schnelligkeit des Absetzens hängt nämlich zwar vom spezifischen Gewichte ab, dabei ist aber auch die Stärke der Reibung der Teilchen am Wasser, also die Größe der Oberfläche, wesentlich. Je bedeutender letztere ist, um so leichter werden die Teilchen fortgeführt, um so schwerer setzen sie sich ab. So kann es kommen, daß recht schwere, aber dünn blättchenförmige Körper, wie Glimmer, sich leicht abschlämmen lassen, während spez. leichtere, aber rundliche Bestandteile, z. B. Quarz, zurückbleiben. Immerhin kann die Schlämmethode öfter mit Vorteil verwandt werden. Größere, zweckmäßige Apparate zur Aufbereitung gebraucht man vielfach im hüttenmännischen Betriebe.

Zur Sonderung sehr schwerer Bestandteile, z. B. Gold, Platin, Eisenkies usw., von leichtern Materialien, etwa Quarz, wird besonders zum Zwecke einer schnellen vorläufigen Kenntnisaufnahme bei Erzuntersuchungen im Felde der sog. Sichertrog gebraucht. Es sind flache, rundliche oder längliche, schalenförmige Gefäße, meist aus Holz, in denen beim Spülen mit Wasser unter gleichzeitigem Stoßen des Gefäßes schwere und leichte Bestandteile sich trennen.

Schließlich sei erwähnt, daß man statt durch einen Wasserstrom auch durch einen Luftstrom Trennungen der Bestandteile eines Pulvers vornehmen kann (Windsichtung).

b) **Magnetische Trennung.** In neuerer Zeit sondert man im Großbetriebe die magnetischen oder durch Rösten magnetisch gemachten Eisenerze, z. B. gerösteten Eisenspat, mit gutem Erfolge von ihren „tauben“, eisenfreien Beimengungen. Ähnlich hat man schon längere Zeit bei wissenschaftlichen Untersuchungen die Eigenschaft mancher Mineralien, vom Magneten angezogen zu werden, zu ihrer Trennung von nicht magnetischen Körpern benutzt. Sehr leicht gelingt es, Magneteisenerz aus einem Gesteinspulver,

z. B. von Basalt, durch den Magneten herauszuziehen. Zu dem Zwecke schüttet man das Pulver auf glattes, dünnes Papier und bewegt den Magneten dicht darunter. Durch Abänderung der magnetischen Kraft kann man sogar eine förmliche Stufenreihe der Trennung vornehmen. Besonders geeignet sind in der Hinsicht Elektromagnete, deren Stärke ja leicht geregelt werden kann. Zuweilen ist Trennung unter Wasser angebracht, um Ballungen zu verhindern.

c) **Chemische Trennung.** Sind einzelne Bestandteile leicht löslich, wie Karbonate in Salzsäure, so lassen sie sich aus einem Gemische durch Zerstörung entfernen. Von Flußsäure werden gewisse Mineralien, z. B. Zirkon,

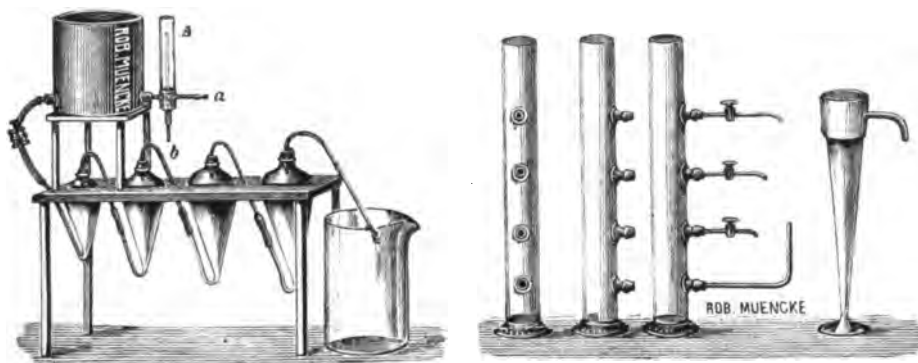


Fig. 142 und 143. Schlammgefäße.

nicht angegriffen, andre Silikate sind in der Säure in verschiedenem Grade löslich. Durch rechtzeitige Beendigung des Verfahrens können hiernach bestimmte Bestandteile noch frisch oder fast so gelassen werden, während andre schon zerstört und gelöst sind.

In wechselnder Art wird man je nach den Umständen verschiedene der mannigfaltigen chemischen Reagentien für die in Rede stehenden Zwecke verwenden, z. B. auch Schmelzen, so Kaliumnatriumkarbonat zur Sonderung von Korund oder Spinellen, Plattnerschen Fluß (10 Gew.-Teile Soda, 13 Potasche, 5 Boraxglas, 5 Stärkemehl, und nachheriges Schmelzen mit Borsäureanhydrid) zur Isolierung von Eisen aus Basalt.

## 6. Feststellung des Mengenverhältnisses der Gesteinsbestandteile.

Außer der Erkennung, welche Arten von Mineralien am Aufbau eines Gesteins teilnehmen, ist natürlich von großem Interesse und praktischer Wichtigkeit, das Mengenverhältnis der Bestandteile beurteilen zu können. Nach Ausübung der oben geschilderten Trennungsmethoden kann dies dadurch geschehen, daß man die Gewichtsverhältnisse der gesonderten Gesteinsteile feststellt. Ist die Trennung auf chemischem Wege unter Zerstörung eines oder mehrerer Bestandteile erfolgt, so läßt sich öfter durch analytische Bestimmungen ein Schluß auf die Menge des vernichteten Gemengteils ziehen, z. B. aus der Menge von Kohlensäure die von Kalkspat, von Phosphorsäure die von Apatit usw. erschließen.

Eine geometrische Methode für den in Rede stehenden Zweck ist nach dem Vorgange von Delesse durch Rosiwal angegeben. (Geometrische Ge-



steinsanalyse.) Der Flächenanteil, welchen die Bestandteile an einem Schliffe nehmen, entspricht dem Volumanteil am Aufbau des Gesteins. Eine einfache Art der Untersuchung besteht nun darin, eine möglichst lange, im übrigen beliebige Linie (Indikatrix) über die Schlifffläche zu ziehen und auf ihr messend zu erschließen, wie groß der Anteil der gleichartigen Gemengteile an ihr ist (Fig. 144). Der Flächenanteil eines Minerals entspricht der Summe der Indikatrixlängen seiner Durchschnitte. Das Verhältnis der

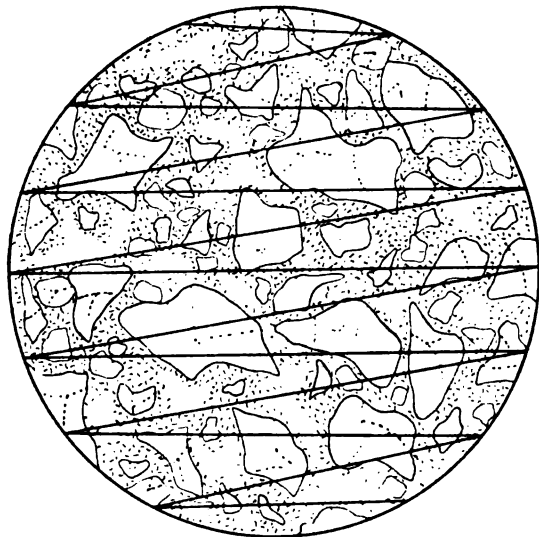


Fig. 144. Bestimmung des Mengenverhältnisses der Quarzkörner, der Grundmasse (Calciumhydroxylit) und der Poren bei einem künstlichen Kalksilikat-Sandstein mittels der Indikatrix.

einem Mineral zugehörigen Indikatrixstrecke zur Länge der ganzen Indikatrix beziffert den volumetrischen Anteil des Minerals am Gestein. Die Sicherheit wächst natürlich mit der Länge der Leitlinie; soll 1% Genauigkeit erreicht werden, so muß die Indikatrix 100mal länger sein als die mittlere Korngröße.

Bei grobem Korn kann man diese Methode mit Hilfe von angeschliffenen Flächen, über welche man eine feine Linie zieht, ausüben, bei feinerem Gefüge benutzt man den Dünnschliff, wobei als Indikatrix Tuschklinien auf dem Deckglase oder besser die verschiebbare Skala eines Hirschwaldschen

Okulars dienen kann. Natürlich läßt sich die Bestimmung auch bequem auf naturgetreuen Abbildungen ausführen. Bei parallel struierten Gesteinen müssen Schnitte nach drei Hauptrichtungen kombiniert werden. Bei Abbildungen kann man auch so verfahren, daß man die Gemengteile aus dem Papier mit der Schere ausschneidet und das Verhältnis der Gewichte ermittelt; es gibt die Volumverhältnisse. Eventuell klebt man das Bild zuvor auf Stanniol.

Für die Herstellung von Zeichnungen ist der Zeichenspiegel anzuwenden oder ein Projektionsapparat zu benutzen. Sehr bequem auch für diese Studien ist der kleine Apparat von E. Leitz, Wetzlar.

## VII. Gemengteile der Gesteine.

### 1. Allgemeine Verhältnisse.

a) Allgemeine chemische Zusammensetzung der Gemengteile. Von den bekannten, etwa 70 Elementen beteiligen sich in wesentlicher Menge am Gesteinsaufbau nur wenige. Nach Berechnungen von Vernadsky nehmen an der chemischen Zusammensetzung der äußern Lithosphäre, der Hydro-

sphäre und Atmosphäre die hauptsächlichsten Elemente in folgendem Gewichts- bzw. Atomverhältnis teil:

| Gew. %; Atom % |            | Gew. %; Atom % |           | Gew. %; Atom % |             |
|----------------|------------|----------------|-----------|----------------|-------------|
| O              | 49,7; 53,8 | Na             | 2,4; 1,8  | P              | 0,1; 0,06   |
| Si             | 26,0; 15,9 | K              | 2,4; 1,0  | Mn             | 0,1; 0,03   |
| Al             | 7,45; 4,8  | H              | 1,0; 17,2 | S              | 0,1; 0,05   |
| Fe             | 4,2; 1,3   | C              | 0,4; 0,6  | Ba             | 0,04; 0,01  |
| Ca             | 3,3; 1,4   | Cl             | 0,2; 0,1  | N              | 0,04; 0,05  |
| Mg             | 2,4; 1,7   | Ti             | 0,5; 0,2  | Cr             | 0,01; 0,003 |

In Atomprozenten ergeben O, H, Si, Al 91,6%.

Die Durchschnittszusammensetzung der ganzen Erde würde sich gewiß weit anders darstellen, sehr wahrscheinlich zumeist Eisen aufweisen.

Bei den Analysen von Eruptivgesteinen spielen die bedeutsamste Rolle  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ . Das sind die Hauptbestandteile, die z. T. als Oxyde, zumeist aber als Silikate erscheinen. Man unterscheidet Orthosilikate (abzuleiten von der Orthokieselsäure  $\text{H}_4\text{SiO}_4$ ), Metasilikate (Metakieselsäure =  $\text{H}_2\text{SiO}_3$ ) und Polysilikate (abzuleiten von  $[\text{H}_4\text{SiO}_4]_x - [\text{H}_2\text{O}]_y$ , z. B.  $[\text{H}_4\text{SiO}_4]_3 - [\text{H}_2\text{O}]_4 = \text{H}_4\text{Si}_3\text{O}_9$ ). Der Gehalt an  $\text{SiO}_2$  wechselt bei Eruptivgesteinen von etwa 30—80%. In untergeordneter Menge kommen vor  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  als Phosphat,  $\text{TiO}_2$  als Titanat und Oxyd. Bei vielen Analysen erkennt man noch Cl, Fl,  $\text{ZrO}_2$ ,  $\text{B}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Li}_2\text{O}$ ,  $\text{BaO}$  und S. Besonders Sandberger hat auf die Verbreitung geringer Mengen von Metallen, wie z. B. Cu, in den Gesteinen hingewiesen.

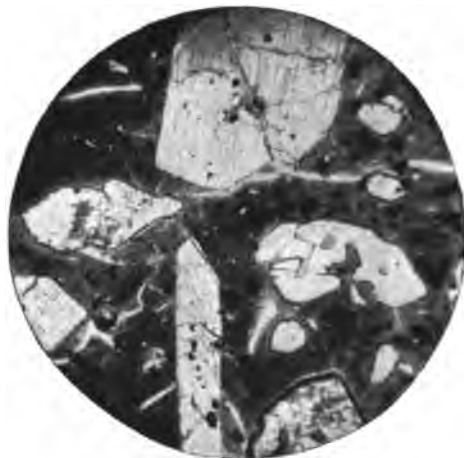


Fig. 145. Kristalle und Glas, Bestandteile eines Basaltes (Limbürgites) von Sasbach, Kaiserstuhl (Baden).

Bei den Sedimenten finden sich, falls klastisches Material vorliegt, im allgemeinen die chemischen Stoffe der Eruptivgesteine wieder. Bei den Ausscheidungssedimenten jedoch trifft man hauptsächlich Karbonate, Sulfate, Chloride, Kieselsäure ( $\text{SiO}_2$ ) und andre Oxyde, sowie Hydroxyde an, in den Kohlen, Erdöl und Asphalt hat man verwickelte Verbindungen hauptsächlich von C, H, O, N.

Die kristallinen Schiefer besitzen zum Teil die Zusammensetzung von Eruptivgesteinen, zum Teil von Sedimentgesteinen. H. Rosenbusch hat diese Verhältnisse benutzt, um den ursprünglichen Charakter solcher metamorphen Bildungen zu ermitteln.

b) Gestalt der Gemengteile. Die Gemengteile der Gesteine gliedern sich in kristalline und amorphe.

Die kristallinen Bestandteile zeigen entweder kristallographische Umgrenzungen durch ebene Flächen (automorphe = idiomorphe = eigengestaltige Ausbildung) wie zumeist in Fig. 145 oder nicht (xeno-

morphe = allotriomorphe = fremdgestaltige Ausbildung) wie sämtliche Gemengteile in Fig. 146.

Kristallskelette liegen vor, wenn Kristalle sich nicht mit vollkommener

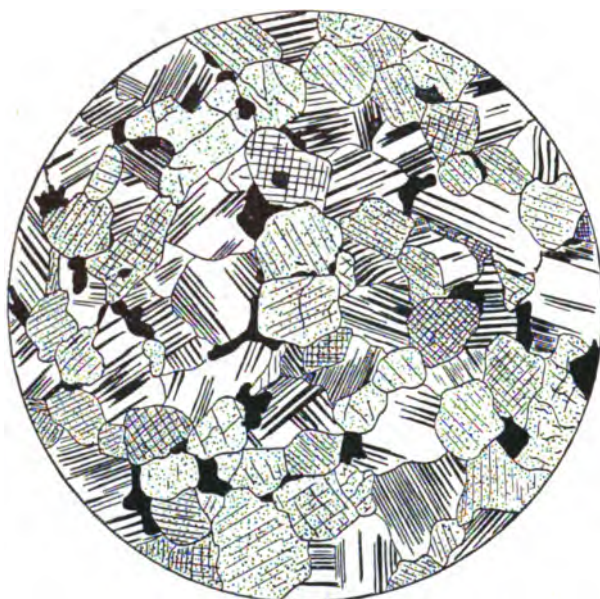


Fig. 146. Allotriomorphe Gemengteile.  
Plagioklas-Augitknolle aus Basaltuff vom Habichtswalde (Hessen).

Raumerfüllung, sondern lückenhaft entwickelt haben (Fig. 147). Hier mögen auch die sog. Dendriten erwähnt werden, dunkle (eisen-, bzw. manganhaltige), moosförmige Absätze aus Sickerwasser auf den Wänden enger Gesteinsspalten, z. B. in Kalkstein oder Sandstein (Fig. 148). Häufig sind idiomorphe Gemengteile nachträglich umgestaltet. In Eruptivgesteinengeschichte dies z. B. durch magmatische Korrosion. Besonders die früh ausgeschiedenen Gemengteile von vulkanischen Gesteinen, wie Quarze in Porphyren, Olivine und Hornblenden in Basalten, werden gelegentlich vom Magma wieder aufgelöst. Die völliger Resorption entgangenen Individuen bieten vielfach eigenartige, lappige Umgrenzungen infolge dieses Vorgangs dar und werden dann wohl Kristallskeletten ähnlich, mit denen man sie also verwechseln kann. Zuweilen hat man Gelegenheit, die umgewandelte oder aufgelöste und dann mit dem Magmarest mehr oder minder stark vermischte Substanz am Rande des korrodierten Gemengteils wieder auskristallisiert zu finden. In der Art werden gewisse dunkle Augit-Magnetit-Ränder um Hornblenden und Biotite, Augitkränze um Quarze und andre Erscheinungen erklärt.

Manche Gemengteile, die in fließenden Magmen transportiert werden, verlieren ihre Form durch Zerschlagen, und weiterhin mögen lang und nadelförmige Bestandteile, wie z. B. Apatite, zuweilen infolge der Kontraktion des erkaltenden Magmas in Teilmglieder zerrissen werden.

Kristalle sich nicht mit vollkommener Raumerfüllung, sondern lückenhaft entwickelt haben (Fig. 147). Hier mögen auch die sog. Dendriten erwähnt werden, dunkle (eisen-, bzw. manganhaltige), moosförmige Absätze aus Sickerwasser auf den Wänden enger Gesteinsspalten, z. B. in Kalkstein oder Sandstein (Fig. 148).

Häufig sind idiomorphe Gemengteile nachträglich umgestaltet. In Eruptivgesteinengeschichte dies z. B. durch magmatische Korrosion. Besonders die früh ausgeschiedenen Gemengteile von vulkanischen Gesteinen, wie Quarze in



Fig. 147. Kristallskelette von Feldspat (helle Durchschnitte) in Basalt von Gottsbüren, Reinhardswald (Hessen).

Die Ursache magmatischer Korrosionen liegt darin, daß ausgeschiedene Kristalle im Magma unter Verhältnisse geraten, denen sie nicht angepaßt sind. Sie sind nicht mehr mit den äußern Umständen, insbesondere der chemischen Zusammensetzung des Magmares im Einklang. Bei ihrer Entstehung und während ihres Wachstums waren sie es, sonst wären sie nicht entstanden und gewachsen. Dabei ist nicht zu verkennen, daß es der ganz normale Verlauf der Kristallisation von Schmelzen oder gemischten Lösungen mit sich bringt, daß Kristallisationen entstehen und im Fortschreiten der Verfestigung wieder aufgezehrt werden<sup>1)</sup>. Solche chemische Änderungen können auch durch Entweichen von Gasen aus Schmelzflüssen veranlaßt werden, entsprechend dem Verdunsten von Wasser aus Lösungen. Natürlich vermag die Änderung der Temperatur oder des Druckes gleichfalls Resorptionen mit sich zu bringen. Sind z. B. infolge von Temperaturniedrigung Mineralien aus einem Schmelzfluß nach und nach ausgeschieden und kommt es, etwa durch Absinken dieser Gemengteile in tiefere, also heißere Regionen, oder, wie Milch hervorhob, zufolge einer Vermischung der Schmelze mit aufsteigenden heißern Magmenteilern zur Erhöhung der Wärme, so wird natürlich der Kristallisationsprozeß rückläufig, und es werden entsprechend der jetzt wieder größern Lösungsfähigkeit des die Kristalle umgebenden Schmelzflusses die Ausscheidungen ganz oder zum Teil resorbiert.



Fig. 148. Dendriten auf Sandstein.

Daß sich Resorptionen besonders häufig in vulkanischen Ergüssen zeigen, mag darin begründet sein, daß bei ihnen als Oberflächengesteinen die Wiederaufnahme unbeständiger Kristallisationen wegen schneller Abkühlung oft nicht vollendet wird. Die sehr langsam die Wärme abgebenden „Tiefengesteine“ haben mehr Zeit zur Ausbildung des endgültigen Gleichgewichts, führen also die Resorptionen zu Ende falls nicht Umhüllungen von nicht beständigen Kernen durch beständige Schalen (Zonenstruktur) die alten Ausscheidungen schützen. Dahin rechnen z. B. Reaktionsschalen von Hornblende um Olivin in Gabbros.

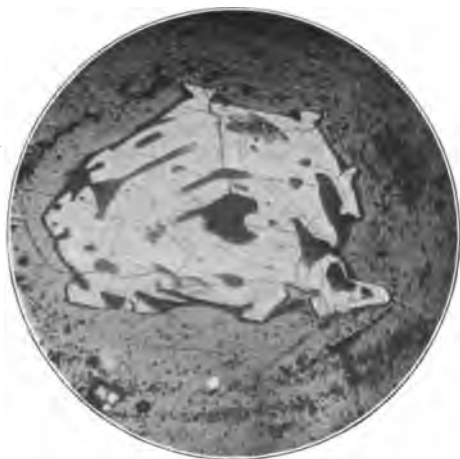


Fig. 149. Magmatisch korrodierter Olivin in Basaltglas von Sesebühl bei Dransfeld (Hannover).

Ursprünglich allotriomorphe Entwicklung von Gemengteilen der Eruptivgesteine ist besonders bei unterirdischer Verfestigung großer Magmenmassen häufig; sie wird sich durch die gegenseitige Hemmung der Formentwicklung bei der Ausscheidung der einzelnen Gemengteile erklären, die sich besonders bei der Bildung der jetzigen Randteile der Kristalle, die natürlich zuletzt vor sich ging, wechselseitig berührten. Vor allem bei den zum Schluß ausgeschiedenen Bestandteilen macht sich das naturgemäß am meisten geltend.

In Sedimentgesteinen ist insbesondere bei den klastischen Sedimenten, z. B. Sandsteinen, allotriomorphe Entwicklung der Mineraltrümmer sehr ver-

<sup>1)</sup> Es läßt sich das leicht unter dem Mikroskop mit einer Lösung KCl, MgCl<sub>2</sub> im Verhältnis

breitet und auch leicht verständlich, da solche Bestandteile ja mechanisch zerstörte Gemengteile anderer Gesteine vorstellen. In Salzgesteinen sind



Fig. 150. Durch Gebirgsdruck innerlich zermalmtter Gabbro von Penig (Sachsen).

Korrosionen von Bestandteilen nicht selten. Sie wurden durch eingesickerte Wassermengen veranlaßt.

Häufig macht sich der Gebirgsdruck in einer mechanischen Formänderung der Mineralien in Gesteinen geltend. Als Beispiel möge das Dünnschliffbild eines Gabbros dienen, dessen Gemengteile von einem förmlichen Zertrümmerungsschutt umgeben sind (Fig. 150).

Mikrolithe nennt man mikroskopisch kleine nadelförmige Kristalle bestimmbarer oder unbestimmbarer Art. Hierher rechnen auch die

Trichite, haarförmig gekrümmte Mikrolithe, die zuweilen in natürlichen Gläsern beobachtet werden (Fig. 151).

Kristallite werden eigenartige kleine Bildungen genannt, die sich in Formen, ähnlich denen von Bakterien, als Kügelchen (Globulite), Perlschnüre (Margarite), Stäbchen (Longulite) darstellen und zuweilen wohl für eine Art Übergangsstadium vom kristallinen zum amorphen Zustand angesehen werden. Sie finden sich häufig in glasreichen Gesteinen (Fig. 151).

Amorphe Gesteinsgemengteile sind entweder hyalin, d. h. sie bestehen aus Glas und sind aus dem Schmelzfluß gebildet, oder porodin und werden, wie z. B. Opal, in dem Falle durch Verfestigung gallertartiger Massen entstanden sein. Solche Hydrogele sind als kolloidale Produkte der Verwitterung auf der Erdoberfläche sehr verbreitet (Tongel, Brauneisensteingel).

c) Größe der Gemengteile. Bei den unterirdisch in großen Massen (als Stöcke, Lakkolithe, mächtige Gänge) erstarrten Eruptivgesteinen kann man im allgemeinen die Hauptgemeng- 1:1 zeigen, die beim Verdunsten zunächst KCl ausscheidet, dies aber wieder aufzehrt und zur Carnallitbildung verwendet.

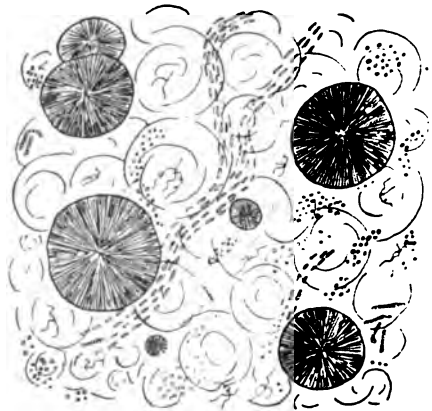


Fig. 151. Gesteinsglas (Perlistein) mit Sphärolithen, Trichiten und Kristalliten.

teile mit bloßem Auge voneinander unterscheiden, ja manche Bestandteile werden mehrere Zentimeter, selbst über zolllang. Zuweilen erscheinen Riesenstrukturen mit zum Teil fuß-, ja metergroßen Kristallen, so z. B. bei den Pegmatiten der Granite. In den Black Hills von Dakota hat man derartige Gesteine mit Feldspaten und Quarzen gefunden, die mehrere Fuß dick sind, dazu Lithiumaugite bis 12 m lang und 1 m stark. Bei den oberirdisch erstarrten Eruptivgesteinen, auch bei schmalen Gängen, herrscht meist dichteres Gefüge, wobei jedoch oft größere Kristalle in einem feinern Untergrunde eingebettet sind.

Bei Sedimenten sind Konglomerate und Breccien, auch sog. Arkosen grob gebaut. Oft sind die Sedimente recht dicht ohne makroskopisch erkennbare Einzelgemengteile, so Tone, viele Kalksteine, Quarzite. Unter den Ausscheidungssedimenten erweist sich Steinsalz öfter, Kalisalz zuweilen sehr

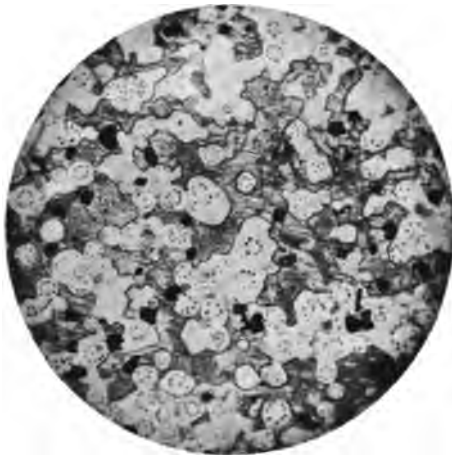


Fig. 152. Leuzit (runde, helle, Durchschnitte) mit „Kornkränzchen“ in Basalt von Capo di Bove bei Rom.



Fig. 153. Feldspate mit Zonenstruktur in einem Andesit von Ilve Mare (Siebenbürgen).

großkörnig. Gelegentlich gewahrt man auch einzelne große Kristalle oder Kristallgruppen in makroskopisch unauflöselichem Untergrunde, z. B. große Gipskristalle in dichtem Gips oder in Ton.

Bei vielen kristallinen Schiefnern, wie Gneißern und Glimmerschiefern und manchen sog. Einlagerungen hat man in der in Rede stehenden Hinsicht Verhältnisse, die an die in der Tiefe erstarrter Eruptive erinnern, bei andern hingegen, so bei den Phylliten, ähneln diese Umstände mehr denen bei Sedimenten. Zuweilen liegen auffallend große Kristalle z. B. von Granat, auch Turmalin in Glimmerschiefern.

Ausdrücke wie grobkörnig, großkörnig, mittelkörnig, feinkörnig, dicht erklären sich nach obigem von selbst.

d) **Struktur der Gemengteile.** Die Substanz der Mineralien ist selten ganz rein. Vielfach beobachtet man in ihnen Einschlüsse, und zwar sowohl fester als auch flüssiger oder gasförmiger Art. Bei Kristallisationen z. B. aus dem Schmelzfluß umwachsen sich gelegentlich die Ausscheidungen, und da natürlich das eingeschlossene Material das ältere ist, so kann man aus diesen Verhältnissen Schlüsse auf die Abscheidungsfolge der Gemengteile von Eruptiv-

gesteinen machen. Gelegentlich sind Magmenteilchen von wachsenden Kristallen umschlossen und zu Glas erstarrt.

In vielen Fällen sind Einschlüsse in Mineralien sekundärer Art, und zwar insbesondere von wandernden Gewässern abgesetzt. Anders ist es wohl bei den Eisenoxydteilchen, die manche Feldspate rot färben. Bei ihnen vielleicht, sicher beim Carnallit, hat sich das Eisenoxyd durch Zerlegung eines isomorph beigemengten Eisensalzes nachträglich gebildet.

Flüssigkeitseinschlüsse vielfach rundlicher und länglich schlauchartiger Form sind in Mineralien eruptiver und sedimentärer Gesteine gleichfalls recht verbreitet. Ihre Flüssigkeitsnatur wird besonders dann deutlich, wenn sich eine bewegliche Libelle in ihnen zeigt. Man hat den chemischen Nachweis liefern können, daß die Flüssigkeiten oft wässrige Lösungen von Chloriden und Sulfaten der Alkalien, auch alkalischer Erden vorstellen, und in manchen solchen Einschlüssen, besonders in Quarzen, auch Olivinen, hat man flüssige Kohlensäure erkannt. In dem Falle ist die Libelle des Einschlusses beim Erwärmen auf  $31^{\circ}\text{C}$  (kritische Temperatur der Kohlensäure) verschwunden, um beim Abkühlen bei derselben Temperatur wieder zu erscheinen.

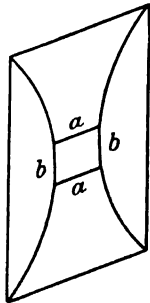


Fig. 154. Schema eines Sanduhraugites.

Vielfach bestehen die Einschlüsse aus Gasen. Sie zeichnen sich unter dem Mikroskop durch einen starken, dunkeln Totalreflexionsrand aus, der bei flüssigen und festen Einschlüssen weniger zur Geltung kommt, weil hier die Brechungsexponenten von Einschluß und einschließendem Mineral sich im allgemeinen näher stehen (Fig. 80/82, S. 43).

Nicht selten sind Einschlüsse in Mineralien zonar angeordnet. Es haben sich Perioden des Kristallwachstums gefolgt, in denen reine und andererseits einschlußreiche Substanz abgelagert wurde, was auf pulsierende Ausscheidungen hindeutet.

Zonengefüge kommt auch dadurch zustande, daß verschiedene Substanzen sich übereinander ablagern. Vielfach bestehen die Zonen aus chemisch voneinander abweichenden, molekularen Gemischen von Gliedern derselben Mineralart, z. B. einerseits von natronreichen, andererseits kalkreichen Feldspaten (Fig. 153). Periodenweise hat sich dann um einen Kern ungleiches, aber verwandtes (isomorphes) Material abgesetzt. Im übrigen findet auch der eigenartige Fall statt, daß gleichzeitig chemisch verschiedene, aber verwandte Substanzen sich an verschiedenen Stellen desselben Kristalles niederschlagen, wie man es bei Augiten beobachtet hat. So sind bei dem Sanduhraugit (Fig. 154) die Sektoren *a* und *b* zwar zugleich entstanden, aber chemisch verschieden zusammengesetzt.

Einen stofflichen Ausgleich solcher Zonen kann man bei geschichteten Metallen (etwa Cu, Fe oder Au, Ag) durch Erhitzen erreichen, bei Silikaten ist die Diffusionsgeschwindigkeit im festen Zustande dafür zu gering.

e) **Entstehungsort der Gemengteile.** Bezüglich des Ursprungsorts der Gesteinsgemengteile unterscheidet man mit Kalkowsky authigene und allothigene Bestandteile, je nachdem sie in dem Gesteinskörper, in dem sie sich nunmehr befinden, oder in andern Gesteinsmassen entstanden sind. Die normalen Gemengteile von Eruptivgesteinen sind authigen; sie können zwar z. B. im Lavafluß transportiert sein, sind aber im Magma des betreffenden Gesteins kristallisiert. Die klastischen Bestandteile von Sediment-

gesteinen sind allothigen, denn sie rühren von der Zerstörung anderer Gesteine her.

f) **Art der Gemengteile.** Die Gesteine bestehen entweder nur aus einem einzigen charakteristischen Gemengteil (einfache Gesteine), wie z. B. Quarzit aus Quarz, oder aus mehreren (gemengte Gesteine), wie Gabbro aus Plagioklas und Diabas. Akzessorische Gemengteile sind nicht wesentlich zur Charakterisierung größerer Gesteinsgruppen, können aber zur Bezeichnung von Unterabteilungen dienen, wie etwa der Granat in gewissen Gneissen, die man Granatgneisse nennt. Als akzessorische Bestandmassen bezeichnet man Mineralaggregate in Gesteinen, die zur Charakterisierung der betreffenden Gesteinsgruppe nicht wesentlich sind. Dahin gehören die sog. Konkretionen vieler Sedimente: Kristallgruppen, z. B. von Eisenkies in Tonen, linsenförmige, kugelige, brotlaibförmige, knollige, plattige Massen, z. B. von Kalk in Löß (Lößkindel, Lößpuppen), von Mergel in Ton, Feuerstein in Mergel, von stark sandhaltigen Kalkspatkristallen (sog. kristallisiertem Sandstein) oder von Schwerspat in Sand; man nennt sie Septarien, wenn sie rundlich und innerlich zerklüftet sind. Die Risse letzterer sind durch Schrumpfung infolge Austrocknens entstanden und reichen nicht ganz bis zur Oberfläche der Gebilde. Septarien haben zuweilen beträchtliche Dimensionen; es gibt solche von Fuß- und Meter-Durchmesser, ja bis 3 m große hat man gefunden.

Die Konkretionen sind von innen nach außen gewachsen. Oft hat sich ihr Material um Versteinerungen abgesetzt. Sekretionen andererseits sind teilweise oder gänzliche Ausfüllungen von Hohlräumen und durch Absätze von Substanzen aus in den Gesteinen wandernden Lösungen entstanden. Natürlich hat sich das Material zuerst an den Wänden der Hohlräume abgelagert. Sekretionen sind also von außen nach innen gewachsen. Je nach der rundlichen oder länglich plattenförmigen Gestalt der die Form der Sekretionen bedingenden Hohlräume kommt es zur Bildung von Mandeln (Geoden) oder Gängen (auch Adern genannt). Zu Mandelbildungen neigen besonders die Melaphyre, manche Diabase und Basalte.

## 2. Die wichtigsten Gemengteile der Gesteine.<sup>1)</sup>

Bemerkung. Im folgenden ist  $H$  = Härte;  $G$  = spezifisches Gewicht; Schmp. = Schmelzpunkt;  $n$  = Brechungsexponent bei isotropen Körpern,  $o$  und  $e$  bei optisch einachsigen,  $\alpha$  (kleinster),  $\beta$  (mittlerer),  $\gamma$  (größter) Brechungsexponent bei optisch zweiachsigen Kristallen; Doppelbrechung = Differenz der extremen Brechungsexponenten.

**Kieselgruppe. Quarz.  $\text{SiO}_2$ .** Von Säuren greift ihn nur Flußsäure an. Fast unzerstörbar durch Atmosphärien, mithin wetterfest. In staubförmiger Verteilung, also bei großer Oberfläche, beträchtlich angreifbar durch kochende Alkalilauge, auch durch Alkalikarbonat-Lösungen. Trigonal. In porphyrischen Gesteinen (als Einsprengling) oft idiomorph und zwar von hexagonaler Form (Fig. 155)<sup>2)</sup>. Vielfach durch magmatische Korrosion verrundet und mit Einbuchtungen versehen (Fig. 156). In körnigen Eruptivgesteinen und

<sup>1)</sup> Tabellen zur Mineralbestimmung: Fuchs-Brauns, Anleitung zum Bestimmen der Mineralien. Ferner K. Oebbeke, F. v. Kobells Tafeln zur Bestimmung der Mineralien.

<sup>2)</sup> Mit der warzenartigen Form hängt wahrscheinlich der alte Bergmannsname für das Mineral zusammen (Gewarz, Quarz).



kristallinen Schiefen allotriomorph, ebenso meist in Sedimenten. Keine deutliche Spaltbarkeit. H. 7 (härter als Stahl). Ein sprungweiser Eigenschaftswechsel erweist bei  $575^{\circ}$  eine Modifikationsänderung. Unter  $575^{\circ}$  ist Quarz trigonal, über  $575^{\circ}$  hexagonal, daher die Form, Fig. 155, bei Kristallen, die über  $575^{\circ}$  entstanden sind. Quarze, welche bei der Abkühlung diese Umwandlung von  $\beta$ -Quarz in  $\alpha$ -Quarz durchgemacht haben, zeigen gern fetzenförmig gestalteten Zwillingsbau, der beim Anätzen mit HFl heraustritt. G. 2,65. Schmp.  $1685^{\circ}$ ,

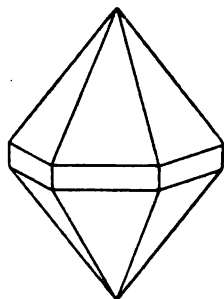


Fig. 155. Quarz.  
(10 $\bar{1}$ 0); (10 $\bar{1}$ 1); (01 $\bar{1}$ 1).

jedoch über  $900^{\circ}$  nicht mehr stabil; wandelt sich dann in Tridymit um, dieser bei  $1470^{\circ}$  in Cristobalit, der bei  $1685^{\circ}$  in Kieselglas übergeht. Auf den Bruchflächen oft Fettglanz, sonst glasglänzend. Farblos oder gefärbt, zuweilen bläulich (wohl zufolge gleichmäßig sehr fein verteilter Einschlüsse, entsprechend der blauen Farbe von Rauch in Luft oder von dünnen Seifenlösungen), auch rötlich infolge eingelagerten Eisenoxys. Im

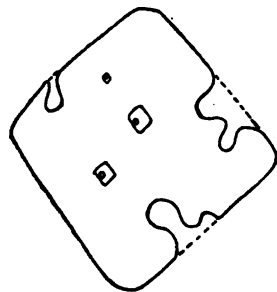


Fig. 156. Quarzdurchschnitt. Magmatische Korrosion. Der Quarzform entsprechende Flüssigkeitseinschlüsse mit Libelle.

Dünnschliff klar durchsichtig,  $o = 1,544$ ,  $e = 1,553$  für Natriumlicht, etwa gleich  $n$  des Kanadabalsams. Zirkularpolarisation im Schliff nicht wahrnehmbar, daher in Schnitten senkrecht zur Hauptachse isotrop erscheinend. Doppelbrechung 0,009 positiv, mit der Richtung natürlich in Stärke wechselnd. Die kräftigsten Polarisationsstöne höher als bei Orthoklas. In stark gepreßten Gesteinen fleckig, striemig oder wellig auslöschend, zum Zeichen, daß die Teilchen im Kristall nicht mehr parallel liegen. Phosphoresziert beim Reiben im Dunkeln.

Oft Einschlüsse von Flüssigkeiten und Gasporen, bei Oberflächengesteinen auch solche von Glas oder „Grundmasse“ (d. h. frühern Magmenteilchen, die sich wie die Grundmasse entwickelt haben), zuweilen in der Kristallform des Quarzes erscheinend und dann parallel zu dessen vorhandener oder möglicher Kristallgestalt gelagert (Fig. 156).

Vorkommen: häufig in Eruptivgesteinen, kristallinen Schiefen und Sedimenten.

Tridymit ist gleichfalls  $\text{SiO}_2$ , indes in rhombischer Gleichgewichtslage. Löslich in Alkalilauge. Er bildet kleine, oft mikroskopische, sechseckige, gern dachziegelig übereinandergreifende Blättchen, auf denen man schwache Doppelbrechung bemerkt, die sich beim Erhitzen über  $130^{\circ}$ , infolge Umschlags des Systems ins Hexagonale, verliert und beim Erkalten zurückkehrt.  $n = 1,48$ . H. 7. G. 2,3. Schmp.  $1685^{\circ}$ . Vorkommen besonders in Poren, auch in der Grundmasse trachytischer und andesitischer Eruptivgesteine. Zuweilen bei der magmatischen Resorption von Hornblende oder Plagioklas entstanden.

Cristobalit ist  $\text{SiO}_2$  in oktaedrischer Form aber tetragonal, über  $220^{\circ}$  regulär. G. 2,3.  $n = 1,48$ . Vorkommen ähnlich wie bei Tridymit.

Chalcedon ist eine opake, dichte oder faserige  $\text{SiO}_2$ -Art, oft weißlich oder von grauer, bläulicher, auch schöner roter, grüner usw. Farbe. Faserrichtung optisch negativ. Härte und spezifisches Gewicht wie bei Quarz, falls nicht Opal beigemengt ist. Vorkommen in Hohlräumen von Ergußgesteinen.

Als Achat bezeichnet man gebänderte Chalcedonauskleidungen von meist rundlichen Hohlräumen. Die Lagenstruktur ist nach Liesegang durch Eindringen von eisenhaltigen Lö-

sungen in die ursprünglich vorhandene Kieselgallerte entstanden, in der sie mit karbonatischen Stoffen zusammentraf und rhythmischen Absatz von Eisenoxyd oder Hydroxyd veranlaßte<sup>1</sup>.

Opal enthält neben  $\text{SiO}_2$  noch 3–13% Wasser, das er beim Erhitzen abgibt. Löslich in heißer Natronlauge, auch in Alkalikarbonatlösung. Amorph, klar durchsichtig, oder mit wechselnden Farben. H. 6. G. ca. 2.  $n = 1,44$ . Isotrop, zuweilen mit Spannungsdoppelbrechung. Vorkommen als Absatz von warmen Quellen (Kieselsinter), sowie als Skelettstoff niederer Organismen (Radiolarien, Diatomeen, Kieselschwämme). Nimmt auch Anteil am Aufbau des im übrigen aus feinkristalliner Kieselsäure bestehenden Feuersteins (Flint).

Hyalit und Edelopal, klar durchsichtige bzw. trübe, aber in Interferenzfarben strahlende Krusten auf Klüften von Eruptivgesteinen und Tuffen, besonders von Basalten, sowie Andesiten; gemeiner Opal, derbe unansehnliche Massen; Menilit graue oder braune Knollen in Mergel, so von Menilmontant bei Paris; Kieselsinter, Polierschiefer, Kieselgur gehören gleichfalls hierher.

**Feldspatgruppe. 1. Kalifeldspate.**  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ <sup>2</sup>), zuweilen natriumhaltig. Zwei Arten. a) Orthoklas. Durch Flußsäure zersetzbar. Geätzte Durchschnitte färbbar mit Methylviolett (Gegensatz zu Quarz). Verwittert zu

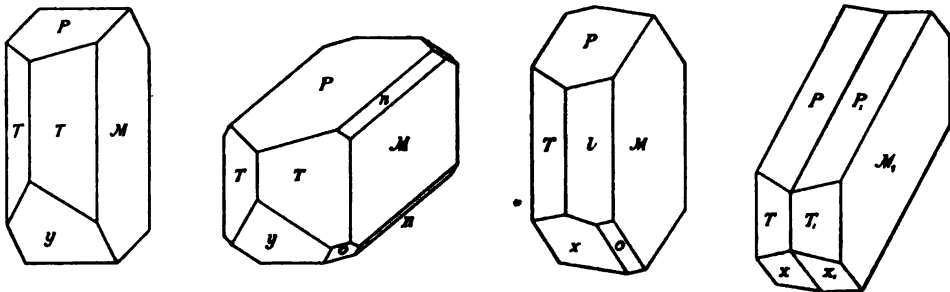


Fig. 157 und 158. Kalifeldspat.  $T(110)$ ;  $M(010)$ ;  $P(001)$ ;  $y(20\bar{1})$ ;  $n(021)$ ;  $o(11\bar{1})$ . Fig. 159 und 160. Natronkalkfeldspat.  $T(110)$ ;  $l(110)$ ;  $M(010)$ ;  $P(001)$ ;  $z(101)$ ;  $o(11\bar{1})$ ; bei Fig. 160 Zwillingabildung n.  $M$ . (Albitgesetz).

Muscovit, Ton oder Laterit. Dabei Trübung (Quarz ist stets klar). Monoklin. In porphyrischen Eruptivgesteinen oft idiomorph. Formen s. Fig. 157 und 158. In körnigen Eruptivgesteinen, sowie kristallinen Schiefen und Sedimenten allotriomorph. Spaltbarkeiten sehr deutlich nach  $P$  und  $M$ , rechtwinklig aufeinander. Zwillinge: a) Karlsbader Gesetz, Fig. 161, Zwillingsebene  $(100)$ , Verwachsung nach  $(010)$ , im Bruch aus zwei Teilen mit verschiedenem Glanz bestehend, weil die Spaltbarkeit nach  $P$  des einen von der des andern abweicht. b) Manebacher Gesetz, Zwillingsebene  $P = (001)$ ; Spaltbarkeiten der verzwilligten Kristalle also parallel. c) Bavenoer Gesetz, Zwillingsebene  $n = (021)$ , Zwillingsgrenze im Querschnitt diagonal; Spaltbarkeiten nach  $P$  der beiden Individuen senkrecht aufeinander. Nach dem Aussehen und Vorkommen unterscheidet man: Sanidin, taflig nach  $M$  oder leistenförmig nach Achse  $a$ , farblos, durchsichtig, äußerlich oft grau, in jungen Oberflächengesteinen. Gemeiner Orthoklas, mehr oder minder undurchsichtig, weiß, gelblich, rötlich, in ältern Eruptivgesteinen und in kristallinen Schiefen. Adular, farblos, Gemengteil von kristallinen Schiefen und in Drusen. H. 6. G. 2,56 (leichter als die Plagioklase [S. 77]). Vor dem Löt-

<sup>1</sup>) Nachahmung: Gelatinelösung (4 g in 100 ccm Wasser, mit 2 ccm conc. Lösung von Kaliumbichromat) auf einer Glasplatte auftragen und conc. Silbernitratlösung (mindestens 20 g in 100 ccm Wasser) zutropfen lassen. Silberchromatscheidet sich in Liesegangschen Ringen aus.

<sup>2</sup>) Salz der Polykieselsäure  $\text{H}_4\text{Si}_3\text{O}_8$  (vgl. S. 67). Die hier und bei den folgenden Mineralien angewandten Formeln lassen sich leicht in „Oxydformeln“ verwandeln, so z. B. die obige Bezeichnung  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ . Sie ist =  $\text{K}_2\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}$  und dies =  $\text{K}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$ .

rohr, wenn auch schwierig, schmelzbar, wie alle Alkalifeldspate. Schmp. unsicher wegen allmählichen Übergangs von kristallin zu amorph. Im Dünnschliff klar durchsichtig oder durch beginnende Umwandlung zu Ton oder Muskovitgetrübt. Brechung schwach, fast wie beim Kanadabalsam ( $\alpha = 1,518$ ;

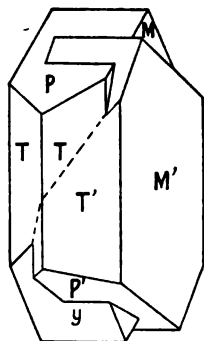


Fig. 161. Kalifeldspat.  
Karlsbader Zwilling.

$\beta = 1,522$ ;  $\gamma = 1,526$ ) kleiner als bei den Plagioklasen. Doppelbrechung schwach ( $\gamma - \alpha = 0,008$ ;  $\gamma - \beta = 0,004$ ;  $\beta - \alpha = 0,004$ ), deshalb Polarisationsöne in dünnen Schliffen meist grau. Schiefe der Auslöschung auf  $M$ , auf welcher Fläche die größte optische Elastizitätsachse = erste Mittellinie (Doppelbrechung also negativ) etwa  $6^\circ$  (bei  $Na$ -reichen bis  $12^\circ$ ) mit den Spaltrissen nach  $P$  macht und nach hinten geneigt ist. Zweite positive Mittellinie hiernach senkrecht  $M$ . Beim Erhitzen gehen die optischen Achsen in die Ebene  $M$  über, beim Abkühlen wieder zurück, falls die Temperatur nicht über  $600-1000^\circ$  betrug.

b) Mikroklin. Chemisches Verhalten und Verwitterung, H., Schmelzbarkeit und G. wie bei Orthoklas. Triklin. Spaltflächen  $P$  zu  $M$  sehr wenig von  $90^\circ$  abweichend. Dem Orthoklas makroskopisch gleich. Zuweilen grüne Farbe; dann in dickern Schnitten auf  $M$  (nicht deutlich auf  $P$ ) pleochroitisch. Zwischen gekreuzten Nicols erkennt man auf  $P$  zumeist gitterförmiges, oft verwaschenes Zwillinggefüge (Fig. 162), auf Vertikalschnitten etwa senkrecht  $M$  Spindel- oder Geflechtstruktur (Fig. 163).



Fig. 162. Mikroklin.  
Schnitt parallel Fläche  $P$  (Fig. 157)  
im polarisierten Lichte.



Fig. 163. Mikroklin.  
Schnitt senkrecht Fläche  $M$  und parallel der  
Vertikalachse (Fig. 157) im polarisierten Lichte.

Brechung und Doppelbrechung wie bei Orthoklas, ebenso die Lage der Auslöschungsrichtungen auf  $M$ . Auf  $P$  Auslöschungsschiefe von ca.  $15^\circ$  gegen Kante  $P:M$ . Im Konoskop zeigt sich die positive Mittellinie auf  $M$  sehr stark geneigt zur  $M$ -fläche, bei Orthoklas tritt sie senkrecht aus.

Manche halten Orthoklas für submikroskopisch verzwilligten Mikroklin. Gelegentlich erweist sich die Mikroklinstruktur als eine Wirkung des Gebirgsdruckes.

Oft sind Orthoklas und Mikroklin von Albit (s. Plagioklas) streifenförmig bzw. faserartig wie auf Sprüngen durchwachsen (sog. Perthit bzw. Mikroklinperthit) Fig. 164. Man nimmt an, daß dieser Albit aus bereits verfestigtem Kalinatronfeldspat beim Abnehmen der Mischfähigkeit zufolge des Absinkens der Temperatur ausgeschieden ist. Verbreitet sind auch Verwachsungen von Orthoklas und Quarz. Orthoklas bildet dabei den gleichmäßigen Untergrund, der Quarz erscheint darin in schriftartigen, auf gewisse Erstreckung parallelen Durchschnitten (Schriftgranit).

## 2. Natronkalkfeldspate. Plagioklase.

Natronfeldspat = Albit  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$   
(Salz der Polykieselsäure  $\text{H}_4\text{Si}_3\text{O}_8$ ),  
Kalkfeldspat = Anorthit  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$   
(Orthosilikat). In den Gesteinen zu-  
meist Mischungen der Endglieder:  
Mischfeldspate. Hiernach Reihe:

Albit, Oligoklas, Andesin, La-  
brador, Bytownit, Anorthit, mit  
Übergängen zueinander. Bezeichnet

Ab Albit und An Anorthit, so gelten  
die Namen etwa für folgende Verhält-  
nisse Albit =  $\text{Ab}_1\text{An}_0$  bis  $\text{Ab}_7\text{An}_1$ ; Oligoklas bis  $\text{Ab}_2\text{An}_1$ ; Andesin bis  $\text{AbAn}$ ;  
Labrador bis  $\text{Ab}_1\text{An}_2$ ; Bytownit bis  $\text{Ab}_1\text{An}_7$ ; Anorthit bis  $\text{Ab}_0\text{An}_1$ .

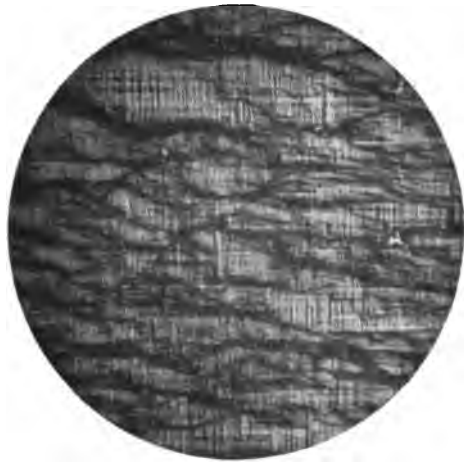


Fig. 164. Mikroklin mit Albitschnüren im polarisierten Lichte.



Fig. 165. Labrador. Zwillinglamellierung im polarisierten Lichte (Albitgesetz).



Fig. 166. Labrador. Doppelte Zwillinglamellierung im polarisierten Lichte (Albit- und Periklingsetz).

Heiße Salzsäure greift Albit nicht, Oligoklas kaum, Andesin und Labrador merklich an; Bytownit und Anorthit werden ziemlich schnell zersetzt, Flußsäure greift alle Plagioklase an; dann färbbar mit Methylviolett. Verwitterung unter Bildung von Ton, Muskovit, Laterit, Epidot, Kalkspat, gelegentlich Opal. Über Skapolithisierung und Saussuritisierung s. Gabbro.

Triklin. Spaltbarkeit nach *P* und *M* (Fig. 159 und 160) ein wenig zueinander schief (93—94°). Formen ähnlich denen des Orthoklas. Oft tafelig nach *M* oder leistenförmig nach Achse *a*, zuweilen Kristallskelette (Fig. 147, S. 68). Besonders charakteristisch ist die Zwillinglamellierung nach dem Albitgesetz, demzufolge die Plagioklase aufgebaut sind wie ein Buch aus Blättern, und zwar gehen die Lamellen nach *M*. Auf der Spaltfläche *P* demnach eine auch makroskopisch oft sichtbare Liniierung parallel zur Kante *P:M*. (Vgl. Fig. 160, mit nur zwei Individuen.) Bei natronreichen Plagioklassen sind die Lamellen meist schmal, bei kalkreichen breit. Öfter auch Zwillinglamellen, welche die erwähnten fast senkrecht kreuzen (Periklin-Zwillinglamellen, Zwillingachse Achse *b*). Dazu kommen gelegentlich das Karlsbader und Bavenoer Gesetz (S. Orthoklas). Farblos durchsichtig bis weiß, auch undurchsichtig; gelbliche und rötliche Farben sind seltener als bei Orthoklas. H. 6. G.: Albit 2,62; Anorthit 2,76 im allmählichen Übergange durch die Zwischenglieder: Oligoklas 2,64; Andesin 2,67; Labrador 2,69; Bytownit 2,72.

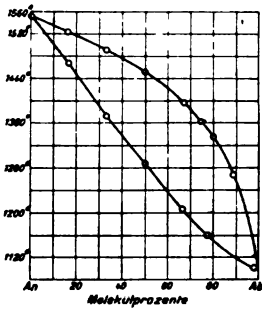


Fig. 167. Erstarrungsdiagramm der Natronkalkfeldspate. Nach Bowen.

Daher Trennung nach dem spezifischen Gewichte möglich. Allerdings beteiligen sich oft verschiedene Mischungen am Aufbau eines Kristalls in wechselnden Zonen (Zonarstruktur) (Fig. 153, S. 71). Schmp. für Anorthit 1550°, für Albit 1100°. Die Mischfeldspate haben nach Bowen sehr

große Schmelzintervalle (Fig. 167). Im Dünnschliff klar durchsichtig.  $\beta$  bei Albit 1,532; Oligoklas 1,544; Andesin 1,553; Labrador 1,558; Bytownit 1,564; Anorthit 1,584. (Orthoklas hat nur 1,523.)

Durch Vergleich mit der Lichtbrechung des Kanadabalsams ( $n = 1,54$ ) oder des Quarzes ( $e = 1,553$ ;  $o = 1,544$ ) im Schliff läßt sich ein Anhalt für die Natur der Feldspatschnitte gewinnen (vgl. S. 43 und Fig. 168).

Doppelbrechung  $\gamma - \alpha$  bei Albit 0,010, bei Anorthit 0,013. Schiefe Auslöschung auf *P* und *M* mit der Art der Mischung in allmählichem Übergange gesetzmäßig wechselnd, also ein vorzügliches Mittel, wie M. Schuster zeigte, das Mengenverhältnis von Ab:An zu erschließen. Bezeichnet man wie in Fig. 169 die von der Kante *P:M* abweichenden Richtungen auf *P* und *M* je nach der Lage mit + und —, so läßt sich folgende Tabelle aufstellen:

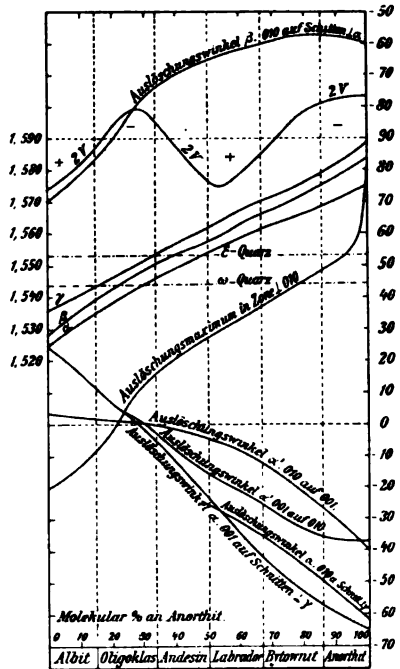


Fig. 168. Optische Verhältnisse der Natronkalkfeldspate. Nach Wright.

| Mischung  | Auslöschungsschiefe<br>auf <i>P</i> | Auslöschungsschiefe<br>auf <i>M</i> |
|-----------|-------------------------------------|-------------------------------------|
| Albit     | + 4° 30'                            | + 19°                               |
| Oligoklas | bis — 0° 7'                         | bis — 0° 36'                        |
| Andesin   | bis — 3° 34'                        | bis — 12° 8'                        |
| Labrador  | bis — 14° 22'                       | bis — 27° 29'                       |
| Bytownit  | bis — 24° 56'                       | bis — 32° 38'                       |
| Anorthit  | — 37°                               | — 36°                               |

Aus gröbern, zerstoßenen Plagioklasgesteinen kann man *P*- und *M*-Spaltblättchen zuweilen leicht auslesen. Auf *P* Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetz, auf *M* nicht.

Schnitte senkrecht zur Zwillingsfläche beim Albitgesetz löschen symmetrisch zur Zwillingsnaht aus. Das Maximum dieser Schiefe beträgt bei Albit 16°; Oligoklas 5°; Andesin 19°; Labrador 28°; Bytownit 45°; Anorthit 90° (stets bezogen auf die Richtung größter optischer Elastizität). Schnitte senkrecht zur Achse *a* (oft fast quadratisch umrandet) zeigen Auslöschungsschiefen bei Albit — 14°, Oligoklas 0°; Andesin 16°; Labrador 26°; Bytownit 37°; Anorthit 42°. Zu berücksichtigen sind ferner konoskopisch erkennbare Durchschnitte senkrecht zu den Mittellinien, auch senkrecht zur optischen Normalen (vgl. Fig. 168).

Im Konoskop wechseln die Erscheinungen gleichfalls mit der Mischung. Winkel der optischen Achsen im Kristall  $2V$  c. 90°. Es sei besonders erwähnt, daß bei Albit auf *M* das nicht ganz zentrische Interferenzsystem um die zweite, positive Mittellinie erscheint, bei Anorthit auf *M* eine optische Achse schief austritt.

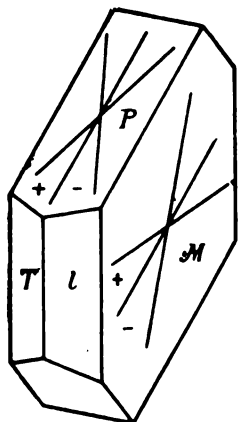


Fig. 160. Auslöschungslagen auf *P* und *M* von Mischfeldspaten.

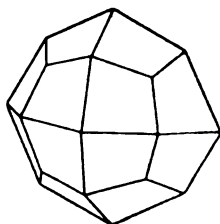


Fig. 170. Leuzit. Ikositetraeder (211).

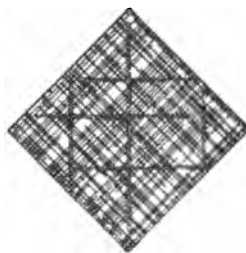


Fig. 171. Leuzit (äußerer Würfelschnitt) im polarisierten Lichte.

Anmerkung. Die Anorthoklase enthalten sowohl K als auch Na und dazu Ca.  $G. = 2,60-2,65$ ;  $\beta = 1,50-1,54$ . Auslöschungsschiefe auf *P* c. 3°, auf *M* c. 9°, sehr feine Lamellen parallel *M*. Carnegieit ist Natronanorthit  $\text{NaAlSiO}_4$ .

Vorkommen der Feldspate: sehr häufig in Eruptivgesteinen (nach F. W. Clarke etwa 60% von ihnen ausmachend) und in kristallinen Schiefen, seltener in Sedimenten, und zwar nur in klastischen.

Leuzit  $\text{KAlSi}_2\text{O}_6 = \text{KAl}(\text{SiO}_3)_2$ , (Metasilikat) auch mit Na. Salzsäure löst das Pulver unter Abscheidung von pulveriger Kieselsäure. Im allgemeinen in Gesteinen wenig verwittert, gelegentlich zu Analcim, einem wasserhaltigen NaAl-Silikat, umgewandelt, auch zu Kalifeldspat bzw. Kaolin oder Muskovit. Regulär bei Temperaturen über 700°, rhombisch bei niedrigen Wärmegraden. Form regulär, Ikositetraeter (112) (Fig. 170). Keine Spaltbarkeit. H. 6. G. 2,5. Schmp. 1420°. Klar durchsichtig, weiß, grau. Im Dünnschliff wasserhell; vielfach Einschlüsse, die dann oft, entsprechend der ehemaligen Lage auf der Oberfläche der wachsenden, tropfenartigen Kristalle kranzförmig

angeordnet sind (Fig. 152, S. 71 und Fig. 172). Häufig auch zentrale Einschlüßhäufchen und klarer Rand. Brechung schwach, etwa 1,51. Doppelbrechung positiv, sehr gering, deshalb nur graue Polarisationsfarben; die ganz kleinen Kristalle erscheinen meist isotrop. Die optische Untersuchung erweist die Leuzite im Schema als aus 6 Sektoren aufgebaut, die je vier Flächen um eine Achse  $a$  umfassen und ihre Spitze im Kristallmittelpunkt haben, dabei aber von feinen Zwillinglamellen nach allen Flächen des Rhombendodekaeders durchsetzt sind. Vorkommen: bei Eruptivmassen besonders in Oberflächengesteinen. Fehlt in kristallinen Schiefen und Ausscheidungs-sedimenten.

**Nephelin.** Elaeolith.  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ , also Orthosilikat, oft mit Überschuß von  $\text{SiO}_2$  in fester Lösung, stets kalihaltig; Cancrinit führt  $\text{CaCO}_3$ , auch H und Cl. Löslich in Salzsäure unter Abscheidung von Kiesalgallerte, die durch Färben mit Fuchsin nachgewiesen werden kann; aus der Lösung scheiden sich beim Verdunsten Kochsalzkristalle ab. Verwittert zu faserigen Zeolithen (Natrolith), auch zu Muskovit, z. B. sind Gieseckit und Liebenerit Muscovitpseudomorphosen nach Nephelin. Hexagonal. In Oberflächengesteinen oft hexagonale Säulen mit Basis (Fig. 173), selten mit Pyramiden, daher



Fig. 172. Leuzit  $l$  in Tropfenform mit Einschlüssen in Zonen;  $O$  Ollvin;  $P_3$  Augit; Plagioklasleisten; Erz. Leuzitbasanit von Beh Ganah (Oran). Nach Gentil.

Schnitte (Fig. 174) sechseckig oder Rechtecke. Auch als „Fülle“. In körnigen Eruptiven allotriomorph und dann im Aussehen dem Quarz ähnlich (praktische Unter-

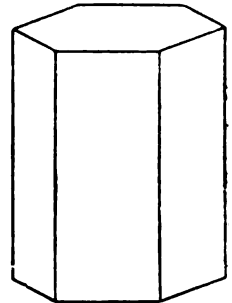


Fig. 173. Nephelin. (1010); (0001).

scheidung: Angreifbarkeit des Nephelins durch Salzsäure). Keine Spaltbarkeit.  $H. 6 G. 2,6$ . Vor dem Lötrohr schmelzbar. Farblos (Nephelin) oder trübe, grünlich, rötlich (Elaolith). Brechung etwa 1,54, d. h. ungefähr wie bei Kanadabalsam. Doppelbrechung 0,004, also schwach, negativ, bei Cancrinit aber  $o-e$  0,028. Vorkommen: nur in Eruptivgesteinen.

**Mellilith.** Verwickelt zusammengesetztes Kalktonerdesilikat mit Mg und wenig Na. In Salzsäure unter Abscheidung von Kiesalgallerte löslich; die Lösung reagiert auf Calcium. Tetragonal. Tafeln nach der Basis, daher im Schliff meist leistenförmige Durchschnitte, deren Querriehung die Projektion der Achse  $c$  enthält (vgl. Fig. 175). Auch als Fülle. Spaltbarkeit nach der Tafelenebene.  $H. 5 G. 2,9$ . Vor dem Lötrohr schwierig schmelzbar. Selten makroskopisch sichtbar, dann farblos oder gelblich. Im Schliff farblos, oft mit parallel der Hauptachse gestellten, spindelförmigen Einlagerungen von Decekeit (wasserhaltiges Silikat von  $K, Na, Mg, Ca, Al, Fe$ ) (Pflockstruktur Fig. 152, S. 71). Brechung etwa 1,63. Doppelbrechung sehr schwach, positiv oder negativ, sogar im selben Kristall wechselnd. Polarisationsfarbe oft milchigblau. Vorkommen: Nur in gewissen Basalten.

Die erwähnten Mineralien Quarz, Feldspate und die sog. Feldspatvertreter Leuzit, Nephelin, Mellilith seien hier bezüglich ihrer chemischen Zusammensetzung nochmals miteinander verglichen. Quarz 100%  $\text{SiO}_2$ .

|                                | Orthoklas    | Albit         | Anorthit        | Leuzit       | Nephelin    | Melilith                |
|--------------------------------|--------------|---------------|-----------------|--------------|-------------|-------------------------|
|                                | $KAlSi_3O_8$ | $NaAlSi_3O_8$ | $CaAl_2Si_2O_8$ | $KAlSi_2O_6$ | $NaAlSiO_4$ | $Ca_{12}Al_4Si_2O_{36}$ |
| SiO <sub>2</sub>               | 64,7         | 68,6          | 43,1            | 55,0         | 42,25       | 38,1                    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 18,4         | 19,6          | 36,8            | 23,5         | 35,92       | 14,5                    |
| K <sub>2</sub> O               | 16,9         | —             | —               | 21,5         | —           | —                       |
| Na <sub>2</sub> O              | —            | 11,8          | —               | —            | 21,83       | —                       |
| CaO                            | —            | —             | 20,1            | —            | —           | 47,4                    |

**Sodalith, Nosean, Häüyn.** Sodalith  $3(NaAlSiO_4) + NaCl$ , Nosean  $3(NaAlSiO_4) + Na_2SO_4$ , Häüyn mit Gehalt an  $CaSO_4$ . In Salzsäure leicht löslich unter Abscheidung von Kieselsäure. In der Lösung bei Sodalith Chlornachweis (beim Verdunsten Kochsalzwürfel), bei Nosean und Häüyn Schwefelsäurereaktion (durch Fädchen zur Lösung übergeführte  $CaCl_2$ -Lösung erzeugt Gipsnadeln). Umbildung zu Zeolithen, auch Kalkspat. Regulär; Form: Rhombendodekaeder (Fig. 185, S. 87), meist nur mikroskopisch, oft magmatisch korrodiert. H. 5,5. G. 2,3—2,5. Vor dem Lötrohr schmelzbar. Farblos, auch grau, gelblich, bräunlich, blau, ebenso im Dün-

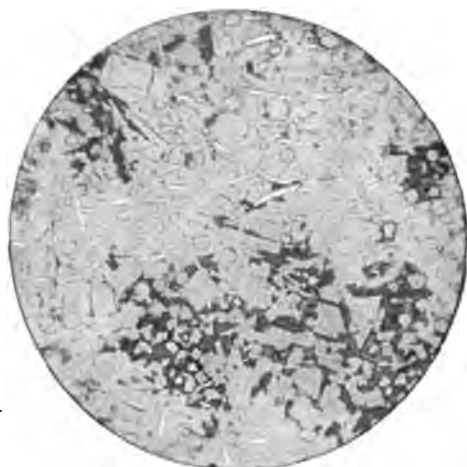


Fig. 174. Gedrungen rechteckige und sechseckige Durchschnitte von Nephelin in Phonolith vom Brúzer Schloßberg (Böhmen).

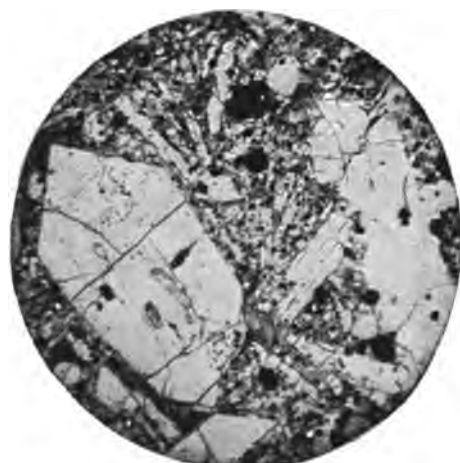


Fig. 175. Schmalbleistenförmige Durchschnitte von Melilith in Basalt vom Hochbohl (Schwäbische Alb).

schliff. Oft mit staubförmigen schwarzen oder braunen Einschlüssen (wohl Magnetit bzw. Limonit Fig. 176, S. 82). Brechung etwa 1,48. Isotrop. Vorkommen: Nur in quarzfreien Eruptivgesteinen, gern mit Nephelin und Leuzit.

**Glimmergruppe.** Es sind wasserhaltige Silikate von Al, K, Na, gelegentlich Li, oft mit Mg und Fe. Zuweilen tritt Fluor auf, auch Titan. Monoklin. Meist Blättchen nach der Basis, nicht selten mit hexagonalem Umriß. Zwillingbildungen mit der Basis als Verwachsungsfläche. Elastisch, durch Gebirgsdruck sind die Blätter oft stark verdreht. Alle Glimmer spalten sehr vollkommen nach der Blättchenebene. Wenn man eine Nadel mit kurzem Schläge in ein Glimmerblättchen treibt, so entsteht eine sechsstrahlige Schlagfigur mit einem (oft besonders langen) Arm parallel Achse *a*. Beim Aufdrücken mit einer stumpferen Nadel (nicht durchbohren) bildet sich die Druckfigur, deren Arme die der Schlagfigur halbieren. H. 2—3. G. 2,7—3,1. Erste negative Mittellinie nahezu senkrecht zur Spaltfläche. Winkel der optischen Achsen sehr wechselnd. Bei Glimmern I. Art (Muskovit, Lepidolith, Anomit) Ebene der optischen Achsen senkrecht, bei solchen II. Art (Biotit, Lepidomelan, Phlogopit, Zinnwaldit) parallel zur längeren Linie der Schlagfigur.



Man unterscheidet hauptsächlich Muskovit = Kaliglimmer und Biotit = Magnesiaeisenglimmer.

1. Muskovit.  $(K,H)_3Al_3Si_3O_{12}$  (Orthosilikat). Schwache Säuren greifen nicht an. Verwitterung fehlt, aber leichter mechanischer Zerfall zufolge der vollkommenen Spaltbarkeit. Farblos, gelblich, licht bräunlich. Im Dünnschliff farblos. Brechung nicht stark,  $\beta = 1,595$ . Doppelbrechung stark,  $\gamma - \alpha = 0,042$ , Polarisationsfarben gelb, rot, grün. Deutlich optisch zweiachsig. Glimmer I. Art.

2. Biotit. Muskovitmolekül  $(K,H)_3Al_3Si_3O_{12}$  mit Olivinmolekül  $(Mg, Fe)_2SiO_4$  in wechselndem Verhältnis; für Al auch Fe; gelegentlich Fl und Ti. Dunkler als Muskovit. Sog. Lepidomelan, glänzend schwarz, magnesiaarm, reich an Eisen, auch an Titan. Im Dünnschliff bräunlich. Auf Querschnitten

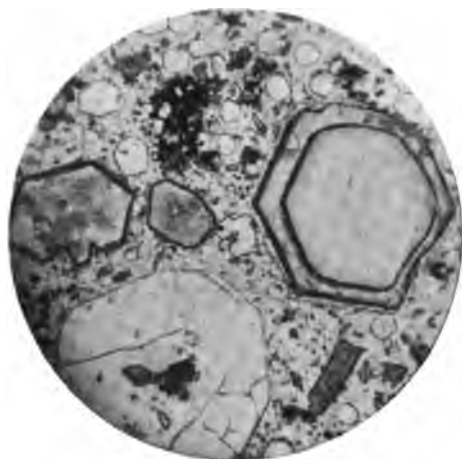


Fig. 176. Sodalith mit Zonenstruktur in sog. Leuzitophyr aus der Eifel. Leuzit unten etwas links und oben in klaren rundlichen Durchschnitten.

(mit Spaltrissen) stark pleochroitisch: Schwingungen parallel den Spaltrissen tiefbraun bis schwarz, senkrecht dazu gelblich. Auf den Basisflächen kein Pleochroismus. Wie Muskovit dem rhombischen, so nähert sich Biotit sehr oft dem hexagonalen System und erscheint dann auf der Basisfläche fast optisch einachsig. Brechung nicht stark (1,58), Doppelbrechung kräftig ( $\gamma - \alpha = 0,04 - 0,06$ ), negativ. Meist Glimmer II. Art. Oft mit pleochroitischen, gelegentlich doppelten Höfen rundum Einschlüssen von Zirkon (Radioaktivitätswirkung). Salzsäure und Schwefelsäure zerlegen Biotit, Rückstand Pseudomorphose von Kieselgel. In der Natur tritt

durch Auslaugung des Eisengehaltes erst gelbe Farbe, dann Bleichung ein (Baueritisierung), andererseits Grünfärbung (Chloritbildung). Siehe Fig. 280, Seite 177. Auch scheiden sich Eisenerze, Quarz, Epidot, gelegentlich Karbonate, zuweilen Rutil aus, letzterer oft als feines sechsstrahliges Gewebe. In Trachyten, Andesiten und Porphyriten oft mit dunklem Opazitrand (vgl. Hornblende). Rubellan braunrot.

Anhang. Serizit ist gelblicher oder ölgrüner Kaliglimmer, Paragonit weißlicher Natron-Glimmer, Lepidolith weißer oder rosiger Glimmer mit Li und Fl, Zinnwaldit grünlichgrau, enthält gleichfalls Li und Fl, Margarit ist ein muskovitähnlicher Kalkglimmer.

Vorkommen der Glimmer: häufig in Eruptivgesteinen, kristallinen Schiefen, auch in Sedimenten.

Glimmerartige Mineralien: Chlorit, Talk, Serpentin, Glaukonit, Kaolin.

Chlorit. Wasserhaltige Silikate von Al, Fe, Mg; also ohne Alkalien, in Schwefelsäure löslich bis auf Kieselrest. Schuppige, wie Glimmer spaltbare Massen von grüner Farbe. Milde, biegsam, nicht elastisch. H. 1—1,5. G. 2,8—3. Brechung 1,6; Doppelbrechung meist schwach, daher niedrige (oft bläulichgraue) Polarisation, höhere Farben bei sog. Klinochlor. Pleochroismus

meist deutlich in grünen (Schwingungen parallel den Spalttrissen) und gelblichen Tönen. Vorkommen: in kristallinen Schiefen, Sedimenten und als Verwitterungsprodukt in Eruptivgesteinen.

Zur Chloritgruppe gehören Pennin, Klinochlor, Ripidolith, auch die eisenreichen sog. Thuringite und Chamosite.

Chloritoide (Sprödglimmer). Ottrelith, wasserhaltiges Eisenaluminiumsilikat mit Mg, auch Mn. Glimmerartig aber schlechtere Spaltbarkeit und hart (H. 6,5). Schwärzlichgrün. Brechung c. 1,74;  $\gamma - \alpha = 0,015$ . Oft schräg auslöschend. Pleochroismus. In Phylliten.

Talk. Wasserhaltiges Mg-Silikat, also ohne Alkalien und ohne Tonerde, öfter mit Eisen. Schwache Säuren ohne Wirkung, wird beim Glühen hart (Enstatitbildung). Färbt sich im Gegensatz zu hellen Glimmern wegen Freiens von Aluminium beim Glühen mit Kobaltnitrat nicht blau, sondern rot. Wie Glimmer spaltendes Material von weißer oder grünlichweißer Farbe. Milde, H. 1. G. 2,7. Brechung etwa 1,55. Doppelbrechung stark (0,035 bis 0,050). Deutlich optisch zweiachsig negativ auf den Spaltblättchen. Speckstein (Steatit) ist ein dichter Talk. Vorkommen: in kristallinen Schiefen, oft als Pseudomorphose besonders nach Al-armen bzw. Al-freien Silikaten, aber auch nach vielen andern Mineralien, selbst nach Quarz.

Serpentin. Wie Talk wasserhaltiges Mg-Silikat, meist mit Fe. Mikroskopisch oft dicht, im Schliff faserig oder schuppig. Man unterscheidet den chloritähnlichen Blätterserpentin (Antigorit) und den Faserserpentin (Chrysotil). Bastit ist ein aus Orthaugit hervorgegangener Blätterserpentin. Chrysotilasbest bildet makroskopisch faserige, weißliche Massen, meist Kluftausfüllungen mit Fasern senkrecht zu den Kluftflächen. H. 3—4. G. 2,7. Grünliche, rötliche, gelbliche, oft fleckige Färbung. Brechung etwa 1,57, Doppelbrechung 0,011. — Serpentin ist ein Umänderungsprodukt von Olivin (Fig. 281, Seite 177), auch von Augiten und Hornblenden; dem entspricht sein Vorkommen in Gesteinen.

Glaukonit ist wesentlich ein wasserhaltiges Silikat von Eisenoxyd (mit etwas Eisenoxydul) und wechselnden Mengen (bis fast 15%) Kali. Bildet rundliche kleine Körner (zum Teil Steinkerne von Foraminiferen) in Ton, Sandstein, Mergel, auch lockere Aggregate (Grünsand), besonders in der Kreideformation.

Kaolin. Ton.  $H_4Al_2Si_2O_8 = Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$  entsprechend 39,56%  $Al_2O_3$ ; 46,50%  $SiO_2$ ; 13,94%  $H_2O$ . Widerstandsfähig gegen Salzsäure und Salpetersäure, von Flußsäure und kochender Schwefelsäure zerstört. Verliert das Wasser in der Hauptsache erst in Glühhitze und schwindet dabei stark. Saugt trocken Wasser begierig auf und bildet mit ihm unter Aufquellen eine sehr plastische Masse. Der Grund für diese ausgezeichnete Bildsamkeit liegt zum Teil in der Beimengung organischer Bestandteile oder im Bestand aus kolloidalen quellbaren Tonteilchen. Feucht undurchlässig für Wasser („wassertragend“). Verwittert nicht, ist ja selbst Umänderungsprodukt, und zwar zu allermeist von Feldspat. Erdig, zuweilen mikroskopisch kleine, monokline, glimmerartige Schuppen. Meist durch Beimengung gelblich, rötlich, grau, grünlich, bläulich. H. etwa 1. G. 2,5. Vor dem Lötrohr unschmelzbar. Falls kristallin im Schliff dem Muskovit ähnlich. Vorkommen: in Sedimenten und als Umänderungsprodukt in Eruptivgesteinen und kristallinen Schiefen.

**Augit- und Hornblendegruppe.**  $\overset{\text{II}}{\text{M}}\text{SiO}_3$  (Metasilikat), wo  $\overset{\text{II}}{\text{M}} = \text{Ca, Mg, Fe}$ , mit  $\overset{\text{I}}{\text{M}}_2\text{SiO}_3$ , wo  $\overset{\text{II}}{\text{M}}_2 = \text{Na}_2, \text{K}_2$ , ferner  $\overset{\text{I}}{\text{M}}\overset{\text{III}}{\text{M}}(\text{SiO}_3)_2$ , wo  $\overset{\text{III}}{\text{M}} = \text{Al, Fe}$ . Bei dunklen Varietäten noch Überschuß an  $\text{Al}_2\text{O}_3$  bzw.  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  als besonderes Silikat (oder in fester Lösung). Auch mit Fluor und Wasser.

Augit besitzt einen Prismenwinkel von  $87\frac{1}{2}^\circ$ , Hornblende von  $124\frac{1}{2}^\circ$ . Die Augite spalten mehr oder minder leicht, die Hornblenden sehr deutlich nach dem Prisma (110).

1. Augit = Pyroxen.

a) Rhombisch: Orthaugite.

b) Monoklin: Klinaugite.

c) Triklin: Triklinaugite. Für die Gesteinskunde unwichtig.

a) Rhombische Augite = Orthaugite.  $\text{MSiO}_3$ , wo  $\text{M} = \text{Mg, Fe}$  in verschiedenen Verhältnissen. Die magnesiumreichen heißen Enstatit (weniger als 5% FeO), die eisenreichen Hypersthen (FeO mehr als 14%). Zwischen ihnen stehen die Bronzite. Schwache Säuren greifen nicht an. Umänderung der magnesiumreicheren Arten zu Serpentin (Bastit, Schillerapat), der sich durch gelatinöse Zersetzlichkeit mit heißer Schwefelsäure, Spaltbarkeit nach dem seitlichen



Fig. 177. Hornblendeandesit von Chabet Fleah (Oran). Nach Gentil. *F* Labrador mit Zonenstruktur; *P* Orthaugit; *P*<sub>2</sub> Klinaugit; *H* Hornblende. In der Grundmasse *f* Plagioklas; *μ* Magnetit; *γ* Glas.

Pinakoid, schönen, metallisch grünlichen Glanz, Lage der 1. Mittellinie senkrecht (010), und geringere Härte (3,5—4) auszeichnet. In porphyrischen Gesteinen säulenförmige Kristalle; im Querschnitt erkennt man das Stammprisma *m* und die Pinakoide *a* und *b* (Fig. 178). In körnigen Gesteinen allotriomorph. Teilbarkeit nach dem Prisma bei den säulenförmigen Kristallen, nach dem seitlichen Pinakoid bei den Körnern. *H.* 4—6. *G.* 3,1 bis 3,5. Die magnesiumreichen sehr schwer ( $1550^\circ$ ), die eisenreichen etwas leichter schmelzbar. Enstatit wandelt sich bei etwa  $1300^\circ$  in monoklinen Augit um. Farben grünlich grau (Enstatit) durch braun zu schwarz (Hypersthen). Bronzit und Hypersthen zeigen auf der Spaltfläche nach dem seitlichen Pinakoid einen Bronzeschiller, der besonders bei Hypersthen durch die Reflexion des Lichtes an blättchenförmigen Einlagerungen, vielleicht Titanisenerz, hervorgerufen wird. Im Dünnschliff klar durchsichtig bis leicht ge-

färbt (Hypersthen), die eisenreichen pleochroitisch auf Längsschnitten: Schwingungen parallel  $a$  und  $b$  rötlich, parallel  $c$  grünlich. Brechung stark,  $\beta$  etwa 1,67—1,70. Doppelbrechung 0,009—0,013. Achse  $c$  stets Richtung kleinster und  $a$  Richtung größter optischer Elastizität. Beim Enstatit Achse  $c$ , beim Hypersthen Achse  $a$  erste Mittellinie. Enstatit und Bronzit löschen zu folge faseriger Struktur zuweilen unscharf aus.

b) Monokline Augite = Klinaugite. Hauptsächliche Arten: 1. Tonerdefreie wie Diospid (Doppelsalz  $\text{CaSiO}_3 \cdot \text{MgSiO}_3$ ), das aber bis 60%  $\text{MgSiO}_3$  in fester Lösung aufzunehmen vermag, auch kalkarme (Enstatit-klinaugit), sowie Mischungen in wechselnden Verhältnissen von  $\text{MgCaSi}_2\text{O}_6$  mit  $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$ , z. B. Salit (fast eisenfrei), Malakolith, Hedenbergit (fast magnesiumfrei). 2. Tonerdehaltige wie Diallag, basaltischer Augit. 3. Alkalireiche Augite, wie Aegirinaugit, stehen zwischen basaltischem Augit und Aegirin (s. S. 86). Von schwachen Säuren unangreifbar. Ver-

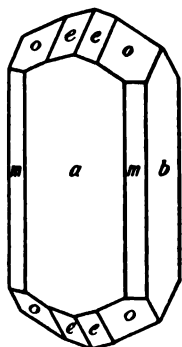


Fig. 178. Orthaugit (rhombischer Augit).  $a$  (100);  $m$  (110);  $b$  (010);  $o$  (111);  $e$  (212).

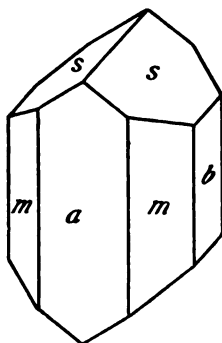


Fig. 179. Klinaugit (monokliner Augit). Basaltischer Augit.  $a$  (100);  $m$  (110);  $b$  (010);  $s$  (111).

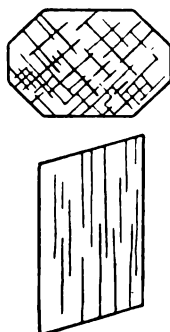


Fig. 180. Quer- und Längsschnitt von Augit (Spaltbarkeit).

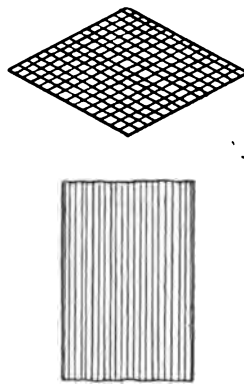


Fig. 181. Quer- und Längsschnitt von Hornblende (Spaltbarkeit).

witern zu Chlorit und weiter zu Eisenerz, Epidot, Quarz, Kalkspat, oder zu Serpentin, zuweilen zu Opal, auch findet man Augite zu grüner Hornblende (Uralit) umgeändert, gelegentlich zu Aktinolith.

In porphyrischen Gesteinen oft schön kristallisiert (Fig. 179), auch Zwillinge nach  $a$  (100), gelegentlich mehrfach (Fig. 177). In körnigen Gesteinen allotriomorph. Spaltbarkeit wie oben angegeben (Fig. 180); bei Diallag, einem stets körnigen Gemengteil des Gabbro, tritt besonders deutlich eine schalige Absonderung nach dem vordern Pinakoid auf.  $H. 4-6. G. 3,2$  bis 3,6. Farben hellgrünlich (Salit), grünlich (Malakolith, Diallag, auch bräunlich), tief grün (chromhaltige Augite, Chromdiopsid), schwärzlich grün (Hedenbergit), schwarz (basaltischer Augit). Im Schliff entsprechend abgestuft von farblos durch grün zu gelblich, bräunlich. Öfters zonenweise verschiedene Färbung. Sanduhraugit s. S. 72. Brechung stark,  $\beta$  etwa 1,68—1,70; Doppelbrechung stärker als bei Orthaugiten.  $n_\gamma - n_\alpha = 0,022-0,030$ , daher gelbe und grünliche Polarisationsfarben. Auslöschung auf dem seitlichen Pinakoid, in welchem zumeist die optischen Achsen liegen, sehr schief. Erste, positive Mittellinie bildet mit Achse  $c$  Winkel von 30—54°. Pleochroismus nicht bedeutend (Gegensatz zu Hornblende).

Der Titanaugit mancher Basalte enthält bis 4%  $\text{TiO}_2$ . Im Schliff rötlich violett. Pleochroismus zwischen braungelb und violett. Zufolge einer Dispersion der Elastizitätsachsen auf (010) unscharfe Auslöschung und anomale Polarisation (bräunlich und lavendelblau).

Omphazit bildet grüne Körner in Eklogit.

Aegirin und Akmit.  $\text{NaFe}(\text{SiO}_3)_2$ . Monoklin. Säulchen oder fetzige Aggregate. Aegirin schwärzlichgrün, im Schliff grün oder grünlichgelb. Pleochroismus stark. Akmit rötlichbraun bis schwarzbraun. Ausslöschungsschiefe auf dem seitlichen Pinakoid gering. Ebene der optischen Achsen in dieser Ebene, erste negative Mittellinie nur 3—6° von Achse  $c$  abweichend. Brechung sehr stark, etwa 1,8, auch Doppelbrechung (0,048).

Jadeit.  $\text{NaAl}(\text{SiO}_3)_2$ . Monoklin. Weißlich bis smaragdgrün.  $\beta = 1,654$ ;  $\gamma - \alpha = 0,029$  Auslöschungsschiefe  $c : c$  auf seitlichem Pinakoid 31—35°.

Vorkommen der Augite: häufig in Eruptivgesteinen, auch im Kontaktthof und in kristallinen Schiefem. Natronaugite nur in Alkaligesteinen.

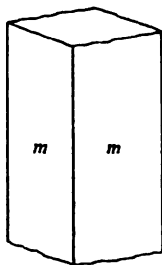


Fig. 182. Prismatische Spaltform der Hornblende.

Anhang. Wollastonit.  $\text{CaSiO}_3$ . Gelatiniert mit heißer Salzsäure. Monoklin. Stängelig und blättrig. Spalttrisse nach (001) und (100) im Schliff parallel der Längsrichtung. Oft Zwillingsbildung nach (100).  $H. = 5$ .  $G. = 2,8-2,9$ . Weißlich, oft seidig glänzend.  $\beta = 1,63$ . Doppelbrechung 0,014. Ebene der optischen Achsen quer zur Längsrichtung; kleiner Achsenwinkel. Wandelt sich bei 1190° in eine hexagonale Modifikation um. Oft in kontaktmetamorphem Kalkstein.

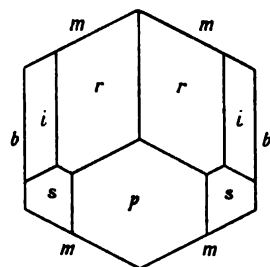


Fig. 183. Basaltische Hornblende.  
 $b$  (010);  $m$  (110);  $p$  (001);  
 $r$  (111);  $i$  (131);  $s$  (021).

## 2. Hornblende = Amphibol.

a) Rhombisch: Orthamphibole.

b) Monoklin: Klinamphibole.

c) Triklin: Triklinamphibole. Ohne wesentliche Bedeutung für die Gesteinskunde.

a) Rhombische Hornblenden = Orthamphibole. Anthophyllit. Entspricht chemisch dem Bronzit. Stängelig (auch faserig, Asbest zum Teil). Spaltbarkeit prismatisch und nach (100).  $H. 5,5$ .  $G. 3,2$ . Vor dem Lötrohr kaum schmelzbar. Bräunlich, gelblich, durchscheinend. Erste, positive Mittellinie die Achse  $c$ .  $\beta$  etwa 1,64. Doppelbrechung 0,024. Pleochroitisch in grünlichgelben und bräunlichen Tönen. Gedrit enthält Al, ist negativ doppelbrechend mit  $a = 1$ . Mittellinie.

b) Monokline Hornblenden = Klinamphibole. Hauptsächlichste Arten: 1. Tonerdefreie: Tremolit, weißlich, Aktinolith oder Strahlstein, grün durch Eisengehalt. Die feinfaserigen, lockern Tremolite und Aktinolithe heißen Hornblendeasbest. 2. Tonerdehaltige: Gemeine Hornblende, grünlichschwarz, basaltische Hornblende schwarz. Von schwachen Säuren unangreifbar. Verwittern zu Chlorit, Epidot und weiter zu Brauneisenerz, Kalkspat, Ton usw. Basaltische Hornblende meist frisch, doch oft magmatisch korrodiert und mit dunklem Opazitsaum (z. T. Augit, Magnetit). Oft stängelig nach dem Stammprisma (Fig. 182), verwickeltere, gut ausgebildete Formen bei der basaltischen Hornblende (Fig. 183). Zwillinge nach

dem vorderen Pinakoid.  $H. 5-6$ .  $G. 2,9-3,3$ , bei entsprechender Zusammensetzung leichter als Augit. Eisenreiche Hornblenden schmelzen vor dem Lötrohr. Im Dünnschliff hell oder grünlich bis braun. Beim Glühen an der Luft werden die Farben dunkler (Oxydation von Eisenoxydul), die dunklen stark pleochroitisch (Gegensatz zu Augit).  $\beta$  etwa 1,63 (basaltische Hornblende 1,72), Doppelbrechung stark (0,025 bei gewöhnlicher, 0,072 bei basaltischer Hornblende). Ebene der optischen Achsen im seitlichen Pinakoid. Achse der kleinsten optischen Elastizität meist wenig gegen Achse  $c$  geneigt, bei hellen und grünlichen Hornblenden  $15-20^\circ$ , bei dunklen  $2-10^\circ$  (Gegensatz zu Augit, der meist größere Schiefe der Auslöschung zeigt).

Natronhornblenden. Glaukophan.  $NaAl(SiO_3)_2$ . Monoklin. Graublau bis schwarzblau. Pleochroitisch in blauen, violetten und grüngelben Tönen.  $\beta$  etwa 1,64. Ebene der optischen Achsen in (010); zweite, positive Mittellinie bildet mit der Achse  $c$   $4-6^\circ$ . Riebeckit und Arfvedsonit sind Na- und Fe-haltige Hornblenden mit Pleochroismus in grün und blau. Der Längsrichtung legt sich die Achse größter optischer Elastizität an (Gegensatz zu Glaukophan). Brechung  $\beta = 1,7$ , Doppelbrechung 0,013 bzw. 0,024. Bei Riebeckit kleine ( $5^\circ$ ), bei Arfvedsonit größere ( $15^\circ$ ) Auslöschungsschiefe.

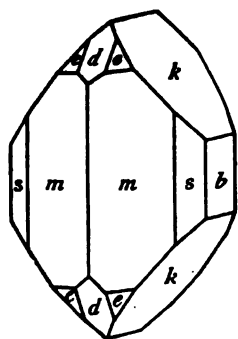


Fig. 184. Olivin.  
 $m$  (110);  $s$  (120);  $b$  (010);  
 $e$  (111);  $d$  (101);  $k$  (021).

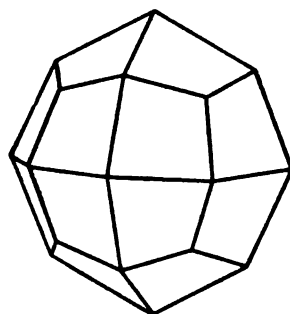
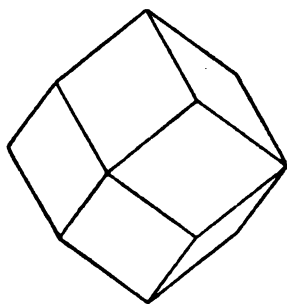


Fig. 185 und 186. Granat als Rhombendodekaeder (110) und als Ikositetraeder (211).

Barkevikit steht zwischen basaltischer Hornblende und Arfvedsonit. Vorkommen der Hornblenden: Häufig in Eruptivgesteinen und kristallinen Schiefem.

Olivin.  $Mg_2SiO_4$  in wechselnden Verhältnissen molekular gemischt mit  $Fe_2SiO_4$ . Viel Eisen enthält der Hyalosiderit. Das eisenreichste Endglied heißt Fayalit, das reine Magnesiumsilikat Forsterit. Salzsäure (schneller Schwefelsäure) zersetzt Olivin, besonders leicht die eisenreichen, unter Abscheidung von Kieselsäure. Verwittert zu Serpentin (Fig. 281, Seite 177), oft unter Abscheidung von Magnetit bzw. Brauneisenerz, auch von Opal. Gelegentlich ist Olivin in faserige Hornblende (Pilit) verwandelt, auch in Talk oder Kalkspat. Iddingsit nennt man ein glimmeriges braunrotes, pleochroitisches Umwandlungsprodukt. Rhombisch. In porphyrischen Gesteinen gern mit Kristallformen (Fig. 184). Zuweilen nach Achse  $a$  gestreckt. In Basalten auch Skelette. Oft magmatisch korrodiert (Fig. 149, S. 69). Körner in Plutoniten. Spaltbarkeit undeutlich nach  $b$ .  $H. 6,5$ .  $G. 3,27-3,37$ . Schmp. des reinen Magnesiumolivins äußerst hoch; der eisenhaltige schmilzt leichter. Grünlichgelb in verschiedenen Abstufungen. Wird beim Glühen an der Luft durch Oxydation des Eisens gelblich, bünlich und pleochroitisch. Im Schliff

klar durchsichtig.  $\beta$  etwa 1,68, also hoch, auch Doppelbrechung stark (0,036), mithin sehr hohe Polarisationsfarben. Erste positive Mittellinie parallel Achse  $a$ . Winkel der horizontal gelegenen optischen Achsen im Kristall fast  $90^\circ$ , also Interferenzsysteme auf dem vordern und dem seitlichen Pinakoid fast gleich; auf erstem jedoch positive, auf letztem negative Doppelbrechung.

Vorkommen in vielen Eruptivgesteinen, auch in kristallinen Schiefen, und zwar oft teilweise oder ganz umgewandelt zu Serpentin. Forsterit in kontaktmetamorphen Karbonatgesteinen, Fayalit als Drusenbestandteil vulkanischer Gesteine.

**Granat.**  $M_3M_2Si_3O_{12}$  (Orthosilikat), wo  $M = Ca, Mg, Fe, Mn$  und  $M = Al, Fe, Cr$ . Hiernach sind sehr wechselnde chemische Typen und Mischungen

solcher möglich. Von Salzsäure nur nach dem Schmelzen (Zerfall in andre Mineralien, wie Melilith, Anorthit usw.) angreifbar. Verwittert zu Chlorit, gelegentlich unter Abscheidung von Magnetisenerz; auch zu Glimmer. Regulär. In Gesteinen Rhombendodekaeder (Fig. 185, S. 87) (besonders in feldspatarmen Gesteinen) oder Ikositetraeder (Fig. 186) (in Feldspatgesteinen), auch beide Formen vereinigt. Spaltbarkeit un deutlich nach dem Rhombendodekaeder. H. 6,5—7. G. 3,2—4,3. Vor dem Lötrohr schmelzbar. Je nach der Zusammensetzung verschieden gefärbt (s. unten). Starke Brechung,

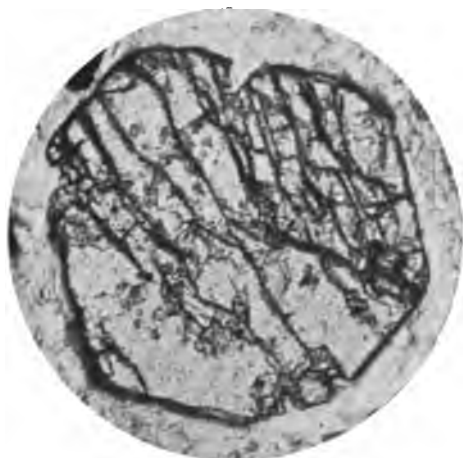


Fig. 187. Granat im Dünnschliff.

$n$  1,75—1,86, im Kanadabalsam des Schliffes daher kräftig umrandet und mit rauher Oberfläche (Fig. 187). In Gesteinen meist isotrop, doch auch, wie besonders bei aufgewachsenen Kristallen, doppelbrechend (optische Anomalie).

Wichtigere Arten: Pyrop (Magnesiaeisentongranat), Körner dunkelrot durchscheinend, im Schliff hellrot. In Olivingesteinen oft mit Reaktionsrand, der Kelyphitrinde (aus Klinaugit, Picotit, Hornblende u. a. bestehend). Almandin (Eisentonerdegranat) und Gemeiner Granat (mit Ca und dreiwertigem Fe), oft Rhombendodekaeder, rötlich, bräunlich, im Dünnschliff rosa bis farblos, sehr verbreitet. Kalktongranat (Grossular), weißlich, grau, rötlich, oft in Kontaktgesteinen. Mangantongranat (Spessartin) bräunlich, fleischrot, in Graniten. Melanit, ein schwarzer titanhaltender Kalkisengranat, in alkalireichen Vulkaniten, im Dünnschliff oft zonenweise heller und tiefer braun gefärbt.

Vorkommen der Granate in Eruptivgesteinen, kristallinen Schiefen und kontaktmetamorphen Gesteinen.

Vesuvian (Idokras), chemisch ähnlich dem Grossular. Tetragonal. Kristalle, Körner (Kolophonit), Stängel (Egeran). H. 6,5. G. 3,4. Grün, braun, im Schliff heller. Brechung ca. 1,72, Doppelbrechung sehr schwach, oft abnorme Polarisation. Kontaktmineral.

**Cordierit.** Verwickeltes, wasserhaltiges Magnesiaeisentonerde-silikat, vielleicht  $H_2(Mg,Fe)_4Al_6Si_{10}O_{37}$ . Von Säuren, auch Flußsäure, kaum angreifbar. Öfter zu Glimmer oder Chlorit umgewandelt (Pinit). Rhombisch. Gelegentlich große, meist jedoch nur mikroskopische

Kristalle und dann scheinbar hexagonal infolge von Drillingsbildung nach (110) oder (130). Zum Unterschied von hexagonalen Kristallen kein Isotropismus auf der Basis. In Gneisen zu weilen große, in Hornfelsen kleine Körner. Spaltbarkeit nach dem seitlichen Pinakoid. H. 7 bis 7,5. G. 2,6—2,66. Vor dem Lötrohr schwierig schmelzbar. Farblos oder bläulich. Im Glanz dem Quarz ähnlich. Brechung ( $\beta = 1,55$ ) und Doppelbrechung (0,006) gering. Erste, negative Mittellinie in Achse  $c$ , Ebene der optischen Achsen in (100). In dickern Präparaten, wenn blau, starker Pleochroismus. Schwingungen parallel  $b$  violett, parallel  $c$  gelblich, parallel  $a$  bläulich-weiß. Im Schliff wird der Pleochroismus durch einige Minuten währendes Glühens öfter deutlicher; gelbe pleochroitische Höfe um Zirkoneinschlüsse. Vorkommen: in manchen Gneisen, Graniten, auch Oberflächengesteinen, mikroskopisch in vielen Hornfelsen und Fruchtschiefern.

**Andalusit.**  $Al_2SiO_5$ . Säuren, auch Flußsäure, greifen nicht an. Verwitterung zu Glimmer und Ton. Rhombisch, einfache Formen: fast 90gradiges Prisma mit Basis. Oft in Form von Körnern, die gern schwammig löcherige Aggregate bilden (Fig. 278, S. 175). Chiastolith ist ein Andalusit (in umgeänderten Tonschiefern) mit eigenartigen Anreicherungen von graphitischen Pigmenten in den Diagonalen und Ecken der Querschnitte. Spaltbarkeit prismatisch. H. 7—7,5. G. 3,1—3,2. Grau, rötlich, braun, grünlich. Im Schliff klar oder rötlich, gern fleckig, oft mit Pleochroismus auf Schnitten parallel der  $c$ -Achse, Schwingungen parallel  $c$  rötlich, parallel  $a$  und  $b$  grünlich bis farblos.  $\beta$  etwa 1,64, Doppelbrechung  $\gamma - \alpha = 0,011$ . Polarisationsfarbe mit Schnittlage beträchtlich wechselnd. Erste, negative Mittellinie in  $c$ . Vorkommen: in Gneis und Glimmerschiefer, auch abnormem Granit und in vielen Hornfelsen bzw. Tonschiefern.

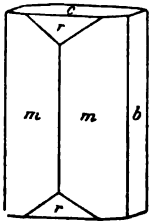


Fig. 188. Staurolith.  
 $b$  (010);  $c$  (001);  
 $m$  (110);  $r$  (101).

Die Substanz  $Al_2SiO_5$  kommt ferner vor als Sillimanit. Rhombisches, prismatisch spaltbares, faseriges, in Aggregaten seidig glänzendes, farbloses, stark lichtbrechendes und stark doppelbrechendes Mineral.  $c = c =$

erste Mittellinie, kleiner Winkel der optischen Achsen. Besonders in Gneisen, Glimmerschiefern. Auch Disthen (Cyanit) ist  $Al_2SiO_5$ . Triklin. Tafelige Kristalle mit zwei vollkommenen Längsspaltflächen. Auch in radialen Aggregaten. H. in der Längsrichtung 5, in der Querichtung 7. G. 3,6 (höher als bei Andalusit (3,15) und Sillimanit (3,21)). Farblos, grau, blau.  $\beta$  etwa 1,72, Doppelbrechung 0,021. Vorkommen: in kristallinen Schiefen, auch in Granulit. Über 1300° gehen Andalusit und Cyanit in Sillimanit über.

**Staurolith.** Wasserhaltiges Eisentonerdesilikat  $HFeAl_3Si_2O_{13}$ . Von Säuren, selbst Flußsäure, nicht angreifbar. Auch in der Natur sehr widerstandsfähig gegen die Verwitterungseinflüsse. Rhombisch. Prismatische Kristalle (Fig. 188), auch rechtwinklige und schiefwinklige Zwillingdurchkreuzungen (Fig. 189). Spaltbarkeit nach dem Pinakoid  $b$ . H. 7—7,5. G. 3,7. Oft durch Einschlüsse, besonders Quarz, verunreinigt. Vor dem Lötrohr unschmelzbar. Braun bis schwärzlichbraun. Pleochroitisch auf Längsschnitten: Schwingungen parallel Achse  $c$  bräunlichrot, parallel  $a$  und  $b$  gelblich. Erste, positive Mittellinie in  $c$ , Ebene der optischen Achsen geht durch  $c$  und  $b$ .  $\beta = 1,74$ ;  $\gamma - \alpha = 0,010$ . Vorkommen: in kristallinen Schiefen.

**Turmalin.** Verwickeltes Silikat. Nach Penfield abzuleiten von  $H_2B_2Si_4O_{21}$ . An basischen Bestandteilen enthält das Mineral in verschiedenen Mengen und Mischungen H, K, Na, Li, Mg, Fe, Mn, Ca, Al. Gegen Säure, selbst Flußsäure sehr widerstandsfähig, auch in der Natur außerordentlich stabil. Trigonal. Meist säulig nach Achse  $c$ , oft strahlig entwickelt. Spaltbarkeit nicht deutlich. (Unterschied der dunklen Turmaline von dunklen Hornblenden.) H. 7 bis 7,5. G. 2,94—3,24. Vor dem Lötrohr zum Teil schwer, zum Teil leichter schmelzbar, je nach Zusammensetzung. Farben sehr wechselnd, von farblos

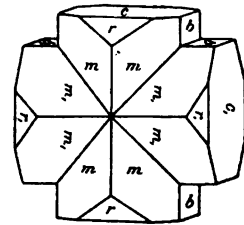


Fig. 189. Staurolith. Zwilling mit rechtwinkliger Durchkreuzung der Individuen.



durch grün, braun, rot zu schwarz, gelegentlich zonar. Schwarzer Turmalin (Schörl) ist in Gesteinen der häufigste; er ist im Schliff grünlich oder bräunlich. Pleochroismus stark. Schwingungen parallel  $c$  (Längsrichtung der Säulen und Nadeln) z. B. gelblich, senkrecht  $c$  braun. Brechung bedeutend (1,63), Doppelbrechung ziemlich stark (0,017—0,023), negativ, beide wechselnd mit der Zusammensetzung. Vorkommen: in Granit (besonders den Randteilen der Massive), Gneis, Glimmerschiefer, in Hornfelsen, mikroskopisch auch in Sedimenten.

**Skapolith.** Verwickeltes Silikat von Al, Na, Ca, Cl-haltig. Wenn Ca-reich in Säuren löslich. Verwitterung zu Muskovit und Kaolin. Tetragonal. Körner oder Säulen. Prismatische Spaltbarkeit. H. 5. G. ca. 2,7. Farblos, grau, rötlich. Brechung wie bei Kanadabalsam, Doppelbrechung 0,021, also kräftig. Kontaktprodukt und aus Plagioklas in Gabbro entstanden. Dipyrr und Couseranit Na- und  $\text{SiO}_2$ -reich.

**Topas.** Al-silikat mit OH und Fl. Rhombisch. Prismen und Körner. Vollkommen nach der Basis spaltbar. H. 8. G. 3,5. Glasglanz, farblos und wechselnd gefärbt;  $\beta = 1,61$ ;  $\gamma - \alpha = 0,009$ , auf der Basis nur 0,002. Erste, positive Mittellinie in Achse  $c$ . Fumarolenprodukt, also an Eruptive geschlossen.

**Epidot.**  $\text{HCa}_2(\text{Al,Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_{13}$ . Klinozoisit eisenarm. Rotbrauner Piemontit stark manganhaltig. Von Säuren schwierig angreifbar, nach langem Glühen oder Schmelzen durch Salzsäure zerlegbar. Auch gegen die Atmosphärien widerstandsfähig. Monokline, meist nach Achse  $b$  gestreckte Kristalle. Öfter Zwillinge nach (100). Vollkommen nach der Basis, undeutlicher nach dem vorderen Pinakoid spaltbar. H. 6—7. G. 3,25—3,5. Vor dem Lötrohr schwierig schmelzbar. Meist grün, auch gelblich, rötlich. Pleochroitisch in meist grünlichen Tönen. Brechung  $\beta$  etwa 1,71—1,75. Doppelbrechung sehr stark, ausgenommen Klinozoisit. Ebene der optischen Achsen senkrecht zur Längsrichtung. Auslöschungsschiefe auf den Querschnitten nur  $3^\circ$  gegen Achse  $c$  geneigt. Vorkommen: hauptsächlich Umwandlungsprodukt, so von Feldspat, Biotit, Hornblende, in kristallinen Schiefen gelegentlich in größeren Massen als Gestein.

**Orthit.** (Allanit). Epidotähnlich. Mit den seltenen Erden Ce, Di, La, Y. Braun bis schwarz, oft mit rötlichem Hof, im Schliff bräunlich und grünlich durchscheinend, pleochroitisch. Im Gegensatz zu Epidot und Zoisit große Schiefe der Auslöschung auf (010). Vorkommen in Granit, Syenit, Diorit, auch kristallinen Schiefen.

**Zoisit.** Chemisch, H. und G. wie Epidot. Auch in Gestalt diesem ähnlich, doch rhombisch. Längsrichtung Achse  $c$ . Spaltbar nach dem seitlichen Pinakoid. Grauweiß, seltener rosig.  $\beta$  1,70. Doppelbrechung 0,006, also schwach (Gegensatz zu Epidot). Polarisationsfarben z. T. lavendelblau. Vorkommen: in kristallinen Schiefen, besonders in hornblendereichen Einlagerungen. Bestandteil des Saussurits (s. Gabbro).

**Zeolithe** sind wasserhaltige Silikate von Aluminium (ausgenommen Apophyllit) und dazu von Kalzium und Natrium. In Salzsäure meist leicht unter Abscheidung von Kieselsäure zersetzlich. Wasserverlust beim Erhitzen. H. 4—5,5; leicht: G. 1,9—2,5. Vor dem Lötrohr meist unter Schäumen schmelzbar. Gewöhnlich weiß bzw. farblos. Vorkommen vor allem in Hohlräumen von Eruptiven, besonders von Basalten und Phonolithen, auch in ihren Tuffen als sekundäre, durch Thermentätigkeit verursachte Bildungen. Zeolithische Stoffe (kolloidale Zeolithoide, Geolyte) sind in der Ackererde verbreitet und zufolge ihrer leichten chemischen Beweglichkeit, insbesondere wegen der Austauschbarkeit ihres Ca gegen K, als Kalispeicher von Wichtigkeit für die Pflanzenernährung. Wichtigere Arten der Zeolithe: Analcim  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \cdot \text{H}_2\text{O}$ , also leuzitartig. Regulär. Nadelzeolithe: Natrolith und Skolezit. Chabasit mit rhomboedrischer Form, Desmin, Heulandit monoklin.

**Titanit.**  $\text{CaSiTiO}_6$ . Durch Schwefelsäure und Flußsäure zerstörbar. In der Natur widerstandsfähig. Monoklin, meist briefumschlagartige Formen mit spitzrhombschen Durchschnitten. H. 5—5,5. G. 3,5. Vor dem Lötrohr schwierig schmelzbar. Der Titanit in den Gesteinen tiefbraun, in Drusen

grünlich durchscheinend (Sphen). Die gelblichen Durchschnitte im Schliiff etwas pleochroitisch. Brechung und Doppelbrechung sehr stark;  $\beta$  etwa 1,90. Vorkommen: besonders in hornblendehaltigen Gesteinen, so in Syeniten, Dioriten, auch Oberflächengesteinen, kristallinen Schiefer, in körnigem Kalk, weiterhin als Verwitterungsprodukt (Leukoxen) um Titaneisenerz (Fig. 191).

**Perowskit.**  $\text{CaTiO}_3$ . Regulär. Als Oktaeder und skelettförmige Bildungen mikroskopischer, violetter oder gelbbrauner Gemengteil von Melilith-, Nephelin- und Leuzitbasalten. H. = 5,5. G. = 4. Brechung sehr hoch,  $n = 2,35$ .

**Zirkon.**  $\text{ZrSiO}_4$ , öfter mit färbendem  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Salzsäure und Flußsäure greifen nicht an, heiße Schwefelsäure nach langer Behandlung. Selten in Verwitterung. Tetragonal. Kurz oder länger säulenförmig, auch in kleinen, rundlichen Körnern. Spaltbarkeit undeutlich. H. 7,5. G. 4,5—4,7. Vor dem Lötrohr unschmelzbar. Farblos, weiß, grau, gelb, braun usw., wenn durchsichtig und rot oder orange Hyazinth genannt. Sehr starke Brechung und Doppelbrechung,  $n_o = 1,92$ ,  $n_e = 1,97$  für Gelb. Um Einschlüsse von Zirkon in Cordierit, Biotit, Turmalin usw. oft pleochroitische Höfe: die Färbung ist Folge von Radioaktivität, entsprechend z. B. der Blautönung von Glas, das

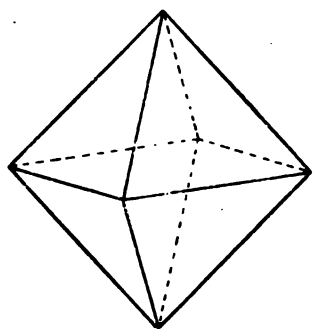


Fig. 190. Spinell. Oktaeder (111).

unter dem Einfluß von Radiumbromid stand. Zuweilen Doppelhof entsprechend der Reichweite verschiedener Strahlen. Vorkommen: gelegentlich größere Kristalle in Eruptivgesteinen, sonst als mikroskopische Kristalle häufig in Eruptivgesteinen, kristallinen Schiefen und klastischen Sedimenten.

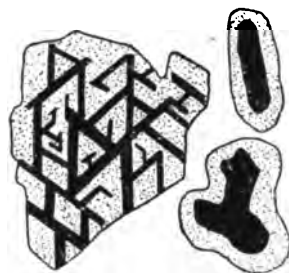


Fig. 191. Titaneisenerz mit Leukoxenrand.

**Rutil.**  $\text{TiO}_2$ , meist  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -haltig. Unverändert durch Salzsäure und Flußsäure; Schwefelsäure zerlegt ihn. Verwittert zu Titanit. Tetragonal. Säulig oder nadelig. Oft knie-, herz- oder netzförmige (sagenitische) Zwillinge. Auch Körner. Spaltbarkeit prismatisch. H. 6—6,5. G. 4,2—4,3. Unschmelzbar vor dem Lötrohr. Braunrötlich, gelblich. Außerordentlich starke Brechung, so daß schmale Kristalle infolge der breiten Totalreflexionsränder schwarz erscheinen. Doppelbrechung sehr stark,  $o = 2,57$ ,  $e = 2,84$  für Rot. Als Körner in kristallinen Schiefen, auch in Granit und körnigem Kalk. Mikroskopisch sehr verbreitet in kristallinen Schiefen und Tonschiefern (Tonschiefernädelchen wie kurz zerhacktes Haar). Anatas (tetragonal) ist gleichfalls  $\text{TiO}_2$ .

**Zinnstein** (Kassiterit).  $\text{SnO}_2$ . Säuren ohne Wirkung. Tetragonal. Prismatische Spaltbarkeit. H. 6,5. G. 6,9. Braun, gelb, im Schnitt oft streifig. Brechung sehr hoch, ca. 2, sehr starke, positive Doppelbrechung. Fumarolenprodukt granitischer Magmen.

**Magnetit = Magneteisenerz.**  $\text{Fe}_3\text{O}_4$ , mit 72,4% Fe. Zum Teil Ti-haltig. In Salzsäure, auch Flußsäure löslich. Verwittert zu Brauneisenstein oder Roteisenstein, auch zu Titanit. Regulär. Oktaeder (Fig. 190), auch Zwillinge nach (111). Zuweilen Skelette. Vielfach Körner und große Massen. H. 5,5—6,5. G. 4,9—5,2. Vor dem Lötrohr sehr schwer schmelzbar. Magnetisch unter  $600^\circ$ . Undurchsichtig schwarz, auch in feinstem Pulver (Strich)<sup>1)</sup>

<sup>1)</sup> Die Strichfarbe (d. i. die Farbe des feinen Pulvers, wie man es z. B. durch Reiben des Minerals auf mattem Porzellan und eventuell Auseinanderwischen des erzielten Striches herstellen kann) ist für manche Mineralien recht kennzeichnend. Wie erwähnt, ist z. B. der Strich des Magneteisenerzes schwarz, der des in dichten Stücken gleichfalls schwarzen Eisenglanzes ist rot, des Brauneisenerzes gelb.

oder im Schliff. Sehr verbreitet in Eruptivgesteinen und kristallinen Schiefeln. In Kontakthöfen. Lose und verkittet als Sediment.

Magnetit gehört zur Gruppe der Spinelle  $MOM'_2O_3$ , wo  $M = Mg, Fe, Mn, Zn, Cr$  und  $M' = Al, Fe, Cr$ . Sämtlich regulär. Meist Oktaeder. H. 7—8, nur Chromit 5,5. Im Schliff in verschiedenen Farben durchscheinend: farblos bis rötlich beim edlen Spinell, grün bei Pleonast und Hercynit  $(Mg, Fe)O(Al_2, Fe_2)O_3$ , braun bei Picotit  $(Mg, Fe)O(Fe_2, Cr_2, Al_2)O_3$ , Chromit = Chromeisenerz  $FeOCr_2O_3$ . Letzteres in Olivingesteinen.

**Eisenglanz, Roteisenstein. Hämatit.**  $Fe_2O_3$ . In Salzsäure nur schwierig löslich. Verwittert zu Brauneisenstein. Trigonal. In Gesteinen meist Blättchen, auch Körner und große Massen. Als roter Glaskopf strahlig und zugleich konzentrisch-schalig. Zuweilen Kügelchen (Oolithe). Vielfach dicht, auch erdig. Spaltbarkeit fehlt. H. 5,5—6,5. G. 5,19—5,28. Vor dem Lötrohr unschmelzbar. Schwarz, in feiner Verteilung (Strich) rot (Gegensatz zu Magnetit). Im Schliff in dünnen Blättchen rot durchscheinend. Etwas pleochroitisch. Als Gemengteil in Eruptivgesteinen, kristallinen Schiefeln, auch als Sediment und Umwandlungsprodukt von Kalksteinen. Das rote Pigment vieler Gesteine.

**Titanisenerz. Ilmenit.** Eisenglanz ähnlich.  $FeTiO_3$  mit wechselnden Mengen von  $Fe_2O_3$ . In Salzsäure sehr schwer löslich. Verwittert oft zu lichtgrauem, meist feinkörnigem Titanit (sog. Leukoxen). In feinsten Blättchen bräunlich durchscheinend. Doch gehören manche für Titanisenerz gehaltene braune Tafeln dem Rhönit, einer Hornblende, an. Tafelig, doch meist in strichförmigen „zerhackten“, schwarzen Durchschnitten, die sich nach der Dreizahl gruppieren. H. und G. c. 5. Auch staubförmig (in Plagioklas von Gabbro). H. 5,5, G. 5. Vorkommen: ähnlich dem von Eisenglanz.

**Korund.** Als Rubin rot, Sapphir blau, Schmirgel derb.  $Al_2O_3$ . Unangreifbar durch Säuren, vor dem Lötrohr nicht schmelzbar. Trigonal. Säulig, steil pyramidal, auch tafelig. H. 9. G. 3,9. Brechung c. 1,77. Doppelbrechung 0,009, negativ. Pleochroitisch. Kontaktprodukt und in Pegmatiten.

**Eis.**  $H_2O$ . Meerwassereis ist salzfrei, falls nicht Einschlüsse vorhanden sind, ebenso Schnee, der ja durch zwei große Reinigungsvorgänge aus Meerwasser entstanden ist, durch natürliche Destillation und durch Kristallisieren. Hexagonal. Als Schnee, Reif und Hagel oft in Skelettforn, letzterer zuweilen als klare Kügelchen. Körner im Gletschereis; Tafeln als Seeeis; Stalaktiten (Eiszapfen); Krusten. Spaltbarkeit undeutlich. Die Basisfläche (Ebene des Tafelises) ist Translationsfläche, d. h. nach dieser Ebene lassen sich die Eisteilchen parallel verschieben. H. 1,5. G. 0,9175 bei 0°. Schmp. 0°. Klar durchsichtig, in großen Massen grün oder blau. Schwache positive Doppelbrechung.

**Brauneisenstein. Limonit.**  $2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$ . Wenn kolloidal mit unbestimmtem Verhältnis  $Fe_2O_3 : H_2O$ , auch phosphatisch. Gibt beim Erhitzen Wasser ab. Keine deutlichen Kristalle. Zuweilen stalaktitisch. Als schwarzer Glaskopf strahlig und zugleich konzentrisch schalig. Oft in Kügelchen (Oolithe), auch bohnenartig (Bohnerze). Vielfach erdig. Braun, in feiner Verteilung gelb, also Strich gelb. Sehr verbreitet als Verwitterungsprodukt. Sedimentbildend.

**Eisenkies, Schwefelkies, Pyrit.**  $FeS_2$ . Salzsäure kaum wirksam. Salpetersäure löst unter Abscheidung von Schwefel. Nachweis der dabei ge-

bildeten Schwefelsäure durch Chlorbaryum (Niederschlag von weißem Baryumsulfat). Bei der Verwitterung kommt es zur Bildung von Eisenvitriol, Schwefelsäure und zum Absatz von Brauneisenstein. Regulär, pentagonal hemiedrisch, Würfel, Oktaeder, Pentagondodekaeder u. a. Formen. Spaltbarkeit undeutlich. H. 6—6,5. G. 5. Entzündet sich beim Erhitzen vor dem Lötrohr und entwickelt Schwefeldioxyd. (Rötung von angefeuchtetem blauen Lackmuspapier.) Metallglänzend gelb (speisgelb), Strich bräunlichschwarz. Im Schliff undurchsichtig. Vorkommen: sehr verbreitet. In kleinen Kristallen, Körnern usw. in manchen Eruptiven, kristallinen Schiefern und Sedimenten, in letztern oft in Gruppen und als Versteinerungsmaterial, auch selbständig in größern Massen. Markasit ist eine rhombische, meist etwas grünlichgelbe Modifikation des Eisenbisulfid. Verwittert meist leichter als Eisenkies; geht bei  $450^{\circ}$  in diesen über.

**Magnetkies.** FeS mit überschüssigem S in fester Lösung. Oft Ni-haltig. In Salzsäure unter Schwefelwasserstoffentwicklung löslich. Hexagonal, meist derb, zuweilen schalig. H. 4. G. 5. Umkehrbare Umwandlung bei ca.  $140^{\circ}$ , falls Eisen oder Kohlenstoff in fester Lösung im Magnetkies vorhanden ist. Vor dem Lötrohr schmelzbar. Bronze gelb, braun anlaufend. Strich bräunlichschwarz. Im Schliff undurchsichtig, gelber Reflex. Von kräftigem Magneten angezogen. Vorkommen: Akzessorisch in Gabbrogesteinen und Kontaktkalksteinen. Lagerstätten in kristallinen Schiefern. Nahe verwandt mit Magnetkies ist der Troilit (Fe, Ni, Co) S der Meteoriten.

**Apatit.**  $\text{Ca}_4\text{Ca}(\text{Cl},\text{Fl})(\text{PO}_4)_3$ , also Fl- oder Cl-haltiges Kalziumphosphat. Salzsäure löst. In Gesteinen sehr widerstandsfähig. Hexagonal. Säulig, auch nadelförmig, gelegentlich mit „Seele“, vielfach rundliche Körner. Spaltbarkeit undeutlich. Nadeln oft quergegliedert. H. 5. G. 3,2. Vor dem Lötrohr schwer schmelzbar. Farblos, auch violett, grünlich usw., im Schliff meist farblos, wenn gefärbt pleochroitisch: Schwingungen parallel Achse  $c$  dunkler als die senkrecht  $c$ . Brechung etwa 1,64. Doppelbrechung 0,004, also schwach, negativ. Graue Polarisationsfarbe, Querschnitte isotrop. Vorkommen: besonders als mikroskopischer Gemengteil sehr verbreitet in Eruptiven, sowie in kristallinen Schiefern. Größere Kristalle gelegentlich in Talk- und Chlorit-schiefer, auch in körnigen Kalken; gangartig besonders in Gabbrogesteinen. Dichte Varietäten (Phosphorit) als Umwandlungsprodukt von Kalksteinen, sedimentär und auf Klüften von Basalt (Osteolith).

**Trigonale Karbonate.**  $\text{MCO}_3$ , wo M = Ca, Mg, Fe, Mn, Zn. Sämtlich in Salzsäure unter Aufbrausen (Entweichen von Kohlensäure) löslich, nötigenfalls beim Erwärmen. Beim Glühen unter Entweichen von Kohlensäure zu Oxyden umgewandelt (gebrannt). Vollkommene Spaltbarkeit nach dem Stammrhomboeder (Fig. 192).

**Kalkspat (Kalzit).**  $\text{CaCO}_3$ . In der Kälte in Salzsäure, auch bereits in Essigsäure löslich. Schlägt aus einer Aluminiumchlorid-Lösung Aluminiumhydroxyd auf sich nieder, das man durch Blauholzlösung violett färben und so besser sichtbar machen kann. (Reaktion im Dünnschliff; Gegensatz zum Dolomit, der nur spurenhafte wirkt.) Kalkspatpulver (nicht mehlig nehmen) mit konzentrierter Kobaltnitratlösung kurze Zeit (1—2 Minuten) gekocht, bleibt weiß (Gegensatz zu Aragonit, der sich sofort lila färbt), und wird dann blau (Ursache: Niederschlag von basischem Kobaltkarbonat). Im Gestein in Körnerform, auch konzentrisch schalig, stängelig, in Drusen

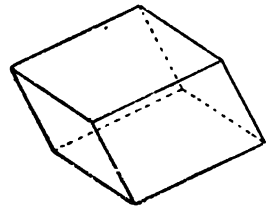


Fig. 192. Spaltrhomboeder (10fl.) der trigonalen Karbonate.

schöne Kristalle. Körner oft mit Zwillingslamellen nach dem Rhomboeder (0112), die durch Druck hervorgerufen werden können. H. 3. G. 2,6—2,8. Unschmelzbar vor dem Lötrohr, wandelt sich in Glühhitze zu Kalziumoxyd um. Unter starkem Kohlensäuredruck schmelzbar. Farblos oder gefärbt, grau, bläulich, rötlich, schwärzlich usw. Für Na-Licht ist  $o = 1,6583$ ,  $e = 1,4864$ , also sehr starke, negative Doppelbrechung (0,1719). Vorkommen: Einlagerungen in kristallinen Schiefern. Sedimente bildend. Versteinerungsmaterial. Als Verwitterungsprodukt in vielen Gesteinen.

**Magnesit.**  $MgCO_3$ . Als Pulver in der Wärme in Salzsäure löslich. H. 4—4,5. G. 2,9—3,1. Beim Glühen Umwandlung in  $MgO$ . Umschmelzbar. Farblos, weiß, auch gefärbt. Kristalle gelegentlich in Chlorit- und Talk-schiefern, sonst körnig und dicht. Als Verwitterungsprodukt öfter mit Serpentin verbunden, auch metasomatisch nach Kalkstein.

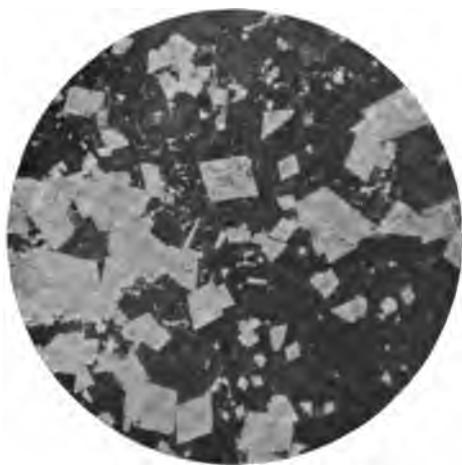


Fig. 193. Dolomitekristalle in dichtem Kalkstein. Freden bei Hannover.

**Dolomit.**  $CaCO_3 \cdot MgCO_3$ . Doppelsalz; doch ist öfter Kalkspat beigemischt. In der Kälte wenig, in der Wärme leicht löslich in Salzsäure.

Aus der Lösung von Dolomit in heißer Salzsäure fällt man zunächst nach Zusatz von reichlich Ammonchlorid mittels Ammoniak etwa mitgelöstes Eisen und Aluminium als flockige Hydroxyde aus. Darauf filtrieren und aus dem nochmals mit Ammoniak versetzten Filtrat Kalziumkarbonat mit Ammonkarbonat ausscheiden. Zur Sicherung, daß aller Kalk ausfällt, aufkochen, filtrieren und das Filtrat erneut mit Ammonkarbonat prüfen. Aus der mit Ammoniak versetzten Lösung scheidet man das Magnesium mittels Dinatriumphosphat als weißes Magnesiumammoniumphosphat ab.

Selten Zwillingslamellen (Gegensatz zu Kalkspat). H. 3,5—4. G. 2,85

bis 2,95. Bei starkem Glühen Umwandlung in Kalziumoxyd und Magnesiumoxyd. Unschmelzbar. Farblos, weiß, gelblich, schwärzlich. Für Na-Licht  $o = 1,6817$ ,  $e = 1,5026$ , mithin sehr starke negative Doppelbrechung. Vorkommen ähnlich wie bei Kalkspat, auch als Verdrängung von Kalkstein.

**Spateisenstein, Eisenspat (Siderit).**  $FeCO_3$ , oft mit  $MnCO_3$ . In warmer Salzsäure löslich.

Aus der Lösung fällt Ammoniak grünliches Eisenhydroxydul, das an der Luft in braunes Eisenhydroxydul übergeht.

Verwittert zu Brauneisenstein. H. etwa 4. G. 3,8. Beim Glühen an der Luft (Rösten) schwarz werdend (Bildung von magnetischem Eisenoxyduloxyd). Unschmelzbar. Gelblich, bräunlich. Vorkommen ähnlich wie bei Kalkspat. Auch Verdrängung von Kalkstein.

**Rhombische Karbonate.** Aragonit.  $CaCO_3$ . In kalter Salzsäure löslich. Chemische Unterscheidung von Kalkspat: Pulver von Aragonit färbt sich beim kurzen Kochen mit einer konzentrierten Lösung von Kobaltnitrat lila, Kalkspatpulver bleibt zunächst farblos und wird dann blau (Ursache: Niederschlag basischer Kobaltkarbonate). Spaltbarkeit undeutlich. H. 3,5 bis 4. G. 2,9—3. Wandelt sich beim Erhitzen in Kalkspat um. Farben wie bei Kalkspat. Kleiner Winkel der optischen Achsen.  $c$  erste, negative Mittellinie.  $\alpha = 1,5301$ ;  $\beta = 1,6816$ ;  $\gamma = 1,6859$ , also Brechung und Doppelbrechung nach Schnitten stark wechselnd. Absatz von Quellen. Material der Schalen von Muscheln usw. Schaumspat ist eine Pseudomorphose von Aragonit nach Gips.

**Strontianit.**  $\text{SrCO}_3$ . An Kohlensäuregehalt und Strontium-Flammenfärbung (rot) kenntlich. Vorkommen: spärlich gang- und nesterbildend.

**Anhydrit.**  $\text{CaSO}_4$ . Als Pulver in starker Schwefelsäure löslich. Zum Nachweis der  $\text{SO}_4$ -führung genügt kurzes Kochen mit durch Salzsäure angesäuertem Wasser; aus der Lösung fällt Chlorbaryum weißes Baryumsulfat. Verwittert zu Gips. Rhombisch. Kristalle in Salzgesteinen (s. Fig. 194), oft korrodiert, auch Sphärolithe, sonst Körner. Spaltbar nach den drei Pinakoiden, also würfelförmig. H. 3—3,5. G. 3. Vor dem Lötrohr schwer schmelzbar. Farblos, weiß, bläulich, grau, rötlich.  $\alpha = 1,5693$ ;  $\beta = 1,5752$ ;  $\gamma = 1,6130$ . Erste, positive Mittellinie in  $a$ , zweite in  $c$ . Vorkommen: als Sedimentgestein, für sich und Lagen in Salzgesteinen.

**Glauberit.**  $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{CaSO}_4$ . Monoklin. Spaltbar nach (001). H. 3. G. 2,8. Lichte Farben.  $\beta = 1,532$ ,  $\gamma - \alpha = 0,021$ . In Salzlagern.

**Vanthoffit.**  $3\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4$ . Monoklin. H. 3,5. G. 2,69.  $\beta = 1,488$ ; schwache Doppelbrechung (0,004). In Salzlagern.

**Schwerspat.** Baryt.  $\text{BaSO}_4$ . Rhombisch. Spaltbar nach Basis und Prisma. Besonders kenntlich am hohen G. = 4,3—4,6. H. 3—3,2. Lichte Farben, aber auch grau, schwärzlich usw. Vorkommen: spärlich als Sedimentgestein, als Koncretion, auch gangbildend.

**Coelestin.**  $\text{SrSO}_4$ . Dem Schwerspat ähnlich; das Pulver färbt aber mit Schwefelsäure betupft die Bunsenflamme rot (Schwerspat grünlich). Vorkommen wie bei Baryt, gelegentlich (New York, Michigan) reichlich in Dolomit eingesprengt.

**Gips.**  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ . In 420 Gewichtsteilen salzfreien Wassers 1 Teil Gips löslich, mehr noch in verdünnter Salzsäure, aus der dann Chlorbaryum weißes Baryumsulfat fällt. Monoklin. Im Gestein meist Körner, gelegentlich rundum kristallographisch entwickelt (Fig. 195). Öfter Zwillinge nach dem vordern Pinakoid (Fig. 196) oder nach (101) (Schwalbenschwanzwillinge). Wo Gips in Klüften, z. B. von Mergel, vorkommt, ist er oft faserig entwickelt (Fasergips, der zuweilen einen schönen Seidenglanz hat). Spaltbarkeit vollkommen nach dem seitlichen Pinakoid  $b$ , mit muscheligen Bruch nach (100), und faserig nach  $(\bar{1}01)$ . H. 1,5—2. G. 2,3. Klare Stücke werden beim Erhitzen unter Wasserabgabe trübe. Pulver im Probierglase erhitzt, gibt reichlich Wasser ab, das sich an den kalten Stellen des Glases niederschlägt. (Gegensatz zu Anhydrit.) Ändert sich beim Erhitzen auf etwas über  $102^\circ\text{C}$  in Halhydrat ( $\text{CaSO}_4 \cdot \frac{1}{2}\text{H}_2\text{O}$ ) um, das sich mit Wasser angemengt leicht in Gips zurückverwandelt (Stuckgipsmörtel), bei höherem Erhitzen wird die Abbindeschwindigkeit mehr und mehr verlangsamt (Estrichmörtel und schließlich totgebrannter Gips). Vor dem Lötrohr schwer schmelzbar. Farblos, weiß, bläulich, grau, rötlich.  $\alpha = 1,5207$ ;  $\beta = 1,5228$ ;  $\gamma = 1,5305$ . Ebene der optischen Achsen im seitlichen Pinakoid. Auslöschungsschiefe von  $52\frac{1}{2}^\circ$  zur Kante  $p:b$  nach vorn geneigt. Entsteht aus konzentrierten Lösungen von  $\text{NaCl}$  nur unter  $35^\circ$  (über  $35^\circ$  Anhydritbildung); aus konzentrierter Chlormagnesiumlösung fällt Kalziumsulfat schon bei gewöhnlicher Temperatur als



Fig. 194. Anhydritkristalle in Steinsalz (mit Flüssigkeitseinschlüssen). Staßfurt.

**Anhydrit.** Vorkommen: als Sedimentgestein, oft Verdrängung von Anhydrit. Schöne Varietäten heißen Alabaster. In einzelnen Kristallknäueln als Konkretion in Ton, und dann aus der Verwitterung von Eisenkies und Umsetzung mit Kalkspat entstanden.

**Polyhalit.**  $2\text{CaSO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot \text{K}_2\text{SO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ . Triklin, Zwillinglamellen ähnlich wie bei Plagioklas. Dicht. H. 3,5. G. 2,78. Grau, gelblich, rötlich. Dünne Schichten in Steinsalzlager bilden.

**Kieserit.**  $\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ . Verwittert an der Luft unter Bittersalzbildung. Monoklin. Meist rundliche Körner, zuweilen mit Zwillingsteilung. H. 4. G. 2,6.  $\alpha = 1,523$ ;  $\beta = 1,535$ ;  $\gamma = 1,586$ ;  $\gamma - \alpha = 0,063$ . In Salzlager.

**Langbeinit.**  $2\text{MgSO}_4 \cdot \text{K}_2\text{SO}_4$ . Nimmt an der Luft Wasser auf. Regulär. H. 4, G. 2,8.  $n$  für Gelb = 1,535. In Kalisalzlagern.

**Steinsalz.**  $\text{NaCl}$ . 1 Gewichtsteil Salz in 2,8 Teilen Wasser löslich. Natriumnachweis durch gelbe Flammenfärbung, Chlornachweis durch Fäll-

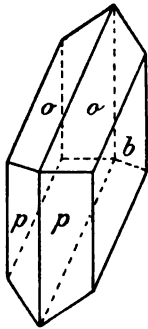


Fig. 195. Gips.  
Einfacher Kristall.  
 $p$  (110);  $b$  (010);  
 $a$  (111).

von weißem käsigen Chlorsilber ( $\text{AgCl}$ ) mittels Silbernitrat ( $\text{AgNO}_3$ ). Regulär. Vollkommene Spaltbarkeit nach dem Würfel. Sechs Translations-ebenen (nach 110), daher plastisch umformbar (Fig. 43, S. 26). H. 2. G. 2,2. Vor dem Lötrohr leicht schmelzbar: Schmelzpunkt  $800^\circ$ . Bei stärkerem Erhitzen Verdampfung. Farblos, weiß, grau, auch gelblich, rötlich, grünlich, zuweilen bläulich durch Natriumsubchlorid oder [wahrscheinlicher] durch Natrium, das wohl durch Radiumstrahlung entstand. Künstlich nach dem höheren

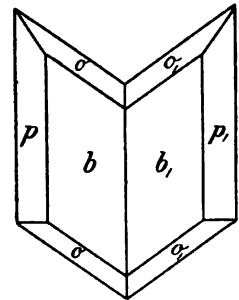


Fig. 196. Gips. Zwillung nach dem vorderen Pinakoid (100).

oder geringeren Dispersitätsgrade der kolloidal verteilten Na-Partikel gelblich, violett oder blau.  $n$  für gelb 1,54. Vorkommen: wesentlich als Sedimentgestein. Auch Wüstenausblühungen und Vulkansublimationen.

**Sylvin.**  $\text{KCl}$ . Regulär. Spaltbarkeit nach dem Würfel. Plastisch. H. 2. G. 2. Schmp.  $800^\circ$ . Violettfärbung der Bunsenflamme (bei Überdeckung durch gelbe Natriumflamme durch blaues Glas sehen, violett bleibt sichtbar). Farblos, durch mikroskopische Flüssigkeitseinschlüsse oft milchig.  $n$  für gelb 1,490, also schwächer brechend als Kanadabalsam (1,54). Geschmack bitter (Gegensatz zu Steinsalz). Vorkommen: verbreitetes Kalimineral der deutschen Salzlager.

**Bischoffit.**  $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ . Zerfließlich. Monoklin. Translation nach (110). H. 1,5. G. 1,591. Farblos. Als Sekundärbildung in Kalisalzlagern.

**Carnallit.**  $\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ . Mit 27%  $\text{KCl}$ . Zerfließlich. Beim Lösen in Wasser zunächst Ausscheidung kleiner Sylvine. Das Chlormagnesium durch Alkohol auslaugbar. Rhombisch, pseudo-hexagonal. Keine Spaltbarkeit, quarzartig, muscheliger, fettglänzender Bruch. Beim Pressen (Gebirgsdruck) Zwillingslamellierung nach (110) (Fig. 197). H. 2,5. G. 1,6, also sehr leicht. Farblos, doch oft durch Einschlüsse von Eisenglimmer (Eisenoxyd) rot.  $\alpha = 1,466$ ;  $\beta = 1,475$ ;  $\gamma = 1,494$  für Na-Licht;  $\gamma - \alpha$  0,028. Vorkommen wie Sylvin.

**Kainit.**  $\text{KCl} \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ . Nicht zerfließlich. Monoklin. Spaltbar. H. 3. G. 2,1. Farblos, auch gelblich, rötlich, zuweilen blau.  $\alpha = 1,495$ ;  $\beta = 1,506$ ;  $\gamma = 1,520$  für Na-Licht;  $\gamma - \alpha = 0,025$ . Meist sekundär entstanden, z. B. im „Salzhut“ der Kalisalzlager.

**Flußspat.** (Fluorit.)  $\text{CaFl}_2$ . Gibt mit Schwefelsäure Flußsäure. Regulär. Vollkommen spaltbar nach dem Oktaeder. H. 4. G. 3,1—3,2. Schwer schmelzbar vor dem Lötrohr. Farblos, weißlich, grau, grünlich, violett usw.  $n = 1,43$  für Natriumlicht. In Drusen von Eruptiven und als Gangbildung.

**Graphit.** C. Durch ein Gemisch von Kaliumchlorat und rauchender Salpetersäure zu Graphitsäure (goldgelbe Blättchen) oxydierbar. Manche Graphite blähen sich nach dem Befechten mit konzentrierter rauchender Salpetersäure beim Glühen sehr stark auf (Graphitwürmer). Graphite, welche diese Reaktion nicht zeigen, nannte Luzi Graphitit. Hexagonal. Blättchen, Schuppen. H. 1, fettig anzufühlen. G. 2,25. Unschmelzbar. Schwarz, undurchsichtig. In der Nähe von und in Graniten, sowie in kristallinen Schiefen. Als Einschluß in Kontaktmineralien. Auch in Meteoriten. Kohlige Substanzen färben viele Sedimente dunkel, beim Glühen Entfärbung.

**Diamant.** C. Regulär. Oft verrundete Kristalle. Bort bildet radial stängelige Kugeln; Karbonat ist schwarz, kristallin, derb. Spaltbar nach dem Oktaeder. H. 10. G. 3,5. Farblos, auch gelblich und anders gefärbt.  $n$  für Rot 2,4135, für Grün 2,4278. Im eruptiven Kimberlit, auf zweiter Lagerstätte in Seifen.

**Schwefel.** S. Rhombisch, auch amorph (Sulfurit). Oft in derben Massen. Spaltbarkeit undeutlich. H. etwa 2. G. 2,0—2,1. Schmp. 118°. Verbrennt zu schwefliger Säure (stechender Geruch). Gelb, auch durch Bitumen orange oder braun. Durchsichtig bis undurchsichtig. Vorkommen: sedimentäre Massen; vulkanische Absätze aus Fumarolen, dann zuweilen arsenhaltig.

**Eisen.** Fe. Bildet unter dem Einfluß von Wasser und Luft Rost (Eisenhydroxyd), löslich in Salzsäure, Schwefelsäure und Salpetersäure. Beim Glühen entsteht schwarzes Eisenoxyduloxyd. Regulär. Derb. Spaltbarkeit nach dem Würfel. Wenn rein sehr dehnbar, schweißbar. H. im reinen Zustande etwa 4,5. G. 7,88. Unter 800° magnetisch. Schmp. reinen Eisens etwa 1500°. Metallisch grau. Vorkommen: fein verteilt in einigen Basalten nachgewiesen (schlägt Kupfer aus einer über den Dünnschliff verbreiteten Kupfervitriollösung auf sich nieder), größere Massen im Basalt der Insel Disko (Grönland). Oft in Meteoriten. In diesen (in fester Lösung) mit Nickel, auch Kobalt, ferner in chemischer Verbindung mit Kohlenstoff als Cohenit  $(\text{Fe, Ni, Co})_3\text{C}$  und mit Phosphor als Schreibersit  $(\text{Fe, Ni, Co})_3\text{P}$  (s. Meteoriten). Mit überwiegendem Platin in Serpentin des Ural.



Fig. 197. Carnallit mit Druck-Zwillingslamellen.

## VIII. Einige besonders technisch wichtige Verhältnisse der Gesteine.

Bei der systematischen Betrachtung der Gesteine (Abschnitte IX— XI) ist jeweils auf die technisch wichtigen Verhältnisse Rücksicht genommen. An dieser Stelle sei vor allem auf einige allgemeine Gesichtspunkte hingewiesen<sup>1)</sup>.

<sup>1)</sup> Fortlaufende Berichte über technische Verhältnisse von Baumaterialien findet man in den Bautechnischen Gesteinsuntersuchungen, herausgegeben von J. Hirschwald, auch in den Veröffentlichungen der Versuchsanstalten. Speziell sächsische Vorkommnisse sind eingehend behandelt in dem vortrefflichen Buche von O. Herrmann, Steinbruchindustrie und Steinbruchgeologie. Großes zusammenfassendes Werk von J. Hirschwald, Handbuch der bautechnischen Gesteinsprüfung.



Es kommen für die technische Verwertbarkeit der Gesteine hauptsächlich in Betracht: Gewinnbarkeit, Bearbeitbarkeit, Festigkeit, Wetterbeständigkeit, Wasserdurchlässigkeit, Luftdurchlässigkeit, Wärmeleitfähigkeit, spezifische Wärme, Feuerfestigkeit, Farbe, Politurfähigkeit und auf dem Gebiete der chemischen Großindustrie die chemische Zusammensetzung.

a) **Gewinnbarkeit.** Die Gewinnbarkeit der Gesteine ist durch die geographische Lage und die Art des geologischen Vorkommens bedingt. Erstere ist ausschlaggebend für die Transportverhältnisse, und von ihr hängt in sehr vielen Fällen die Möglichkeit, technisch wichtige Gesteine zu benutzen, ab.

Die billige Schiffsverfrachtung macht es z. B. möglich, die hochnordischen, schwedischen Gellivaraeisenerze in fast 2000 km betragender Entfernung vom Gewinnungsorte, am Niederrhein, zu verwenden. Andererseits bringt es der teure Eisenbahntransport mit sich, daß die Eisenerzsedimente Lothringens kaum den Versand nach Westfalen lohnen; 10 t kosten am Ort der Gewinnung etwa 35 M., in Westfalen 80 M. Man nimmt an, daß in Deutschland an 30% der Selbstkosten für Roheisen auf Fracht entfallen, in Großbritannien nur knapp 10%. Im Innern unzivilisierter Gegenden etwa Afrikas sind viele an sich technisch verwertbare Gesteinsmassen, z. B. Eisenerze, vorläufig wegen schwierigen Transportes unbenutzbar.

Selbstverständlich werden diese Verhältnisse der Benutzbarkeit durch den Preis der Materialien ganz wesentlich beeinflußt.

Die geologische Lage eines Gesteinsvorkommens bedingt die Gewinnung durch Tagebau oder Tiefbau. In den meisten Fällen werden Gesteine nur benutzt, wenn sie an die Erdoberfläche stoßen, also unmittelbar gewonnen werden können, oder ihr doch so nahe liegen, daß nur wenig über ihnen lagernder Abraum (Verwitterungsschutt oder fremde Gesteine) fortgeschafft werden muß<sup>1)</sup>. Steinbrüche sind demnach meist Tagebaue. Unterirdische Anlagen dieser Art findet man z. B. bei Niedermendig in der Eifel im Betriebe; sie liefern einen geschätzten Basalt (Mühlsteinlava), und mancherorts, so am Rhein und in der Lahngegend, werden Dachschiefer unterirdisch abgebaut. Die Katakomben bei Rom waren Steinbrüche. Eisenerzgesteine und vor allem Steinkohlen werden meist in Tiefbauten gewonnen, Kalisalze stets, Steinsalz zuallermeist, Kochsalz in Wüsten erdoberflächlich. Die Tiefe, aus welcher, besonders der Erdwärme wegen, wertvolle Stoffe noch gefördert werden können, wird im allgemeinen auf 2000 m geschätzt.

Man muß oft schon bei 1500 m mit Gesteinstemperaturen von 50° und mehr rechnen. Gute Bewetterungseinrichtungen drücken die Lufttemperatur aber auch in solchen Fällen auf ein noch erträgliches Maß (an 30°) herab. Besonders schwierig werden die Verhältnisse des Tiefbaues dadurch, daß mit großer Förderhöhe gerechnet werden muß. Das Gewicht des Förderseils wird schließlich außerordentlich groß, die Maschinen müssen demnach ungemein kräftig gebaut werden, so daß man, um diesen Verhältnissen zu entgehen, gelegentlich zu stufenweiser Förderung übergegangen ist. Die Zeit für die Ein- und Ausfahrt der Bergleute, sowie für das Herauschaffen des Materials ist entsprechend groß.

Die Art des geologischen Vorkommens bedingt die Methode der Gewinnung. Der Abbau eines technisch wichtigen Gesteins muß sich natürlich der Form des geologischen Vorkommens, sei es Flötz, Lager, Gang, Stock usw. anpassen; er muß Rücksicht nehmen auf die Mächtigkeit der gewinnbaren

<sup>1)</sup> In Skandinavien hat das über den Untergrund schleifende Inlandeis der Diluvialzeit die Gesteine von ihrem Verwitterungsgrus vielfach befreit und auf die Weise frisches Material bloßgelegt. Neben bequemer Wasserverfrachtung ist das ein Hauptumstand für die günstige Entwicklung der dortigen Steinindustrie. Einfuhr skandinavischer Gesteine in Deutschland jährlich für mehr als 20 Millionen Mark.

Massen, ihre etwaige Wechsellagerung mit taubem Material, auf das Vorhandensein von Falten und Verwerfungen.

Um ein Beispiel zu wählen, sei vermerkt, daß man zweckmäßigerweise die Anlage eines Steinbruchs in aufgerichteten Schichten wenn möglich den Gesteinslagen derart anpaßt, daß sie nach dem Arbeitsplatze einfallen. Man kann dann die Schwerkraft bei der Abhebung von Platten helfend mitwirken lassen. Die Arbeitsfläche z. B. im Steinbruche der Fig. 198 liegt mithin in der Hinsicht ungünstig. Im übrigen muß bei einer Steinbruchanlage natürlich besonders auf guten Zugang und darauf gesehen werden, daß kein Wasser im Bruche stehen bleibt.

Für den Abbau ist weiterhin der Verband der Gesteinsmassen bedeutungsvoll. Lockere Materialien, wie Sande, Gerölle und zum Teil vulkanische Tuffe, erfordern keine Sprengmittel oder Keilarbeit, wie sie feste Gesteine, als welche die Eruptivgesteine meist und Sedimente sehr oft erscheinen, benötigen.

Sehr wichtig ist in dieser Hinsicht ferner das Vorkommen oder Fehlen der S. 34—40 erörterten Absonderungen und Teilbarkeiten bei Gesteinen. Die Absonderungen sind im allgemeinen für die Gewinnung und Benutzung der Gesteine von hohem Wert, sofern sie nicht zur Kurzklüftigkeit, d. h. zur Sonderung in allzu kleine und unregelmäßige Gesteinsstücke, geführt haben. Auch die Teilbarkeit von Gesteinen, so die Schieferung von Tonschiefern, erleichtert die Gewinnung des Materials und macht es für besondere technische Zwecke geeignet. Es seien einige Beispiele für diese Verhältnisse hier angeführt.

Dicke Bänke, z. B. von Granit oder Sandstein gestatten das Herauslösen großer Blöcke, die für Monumentalbauten geeignet sind.

So ist z. B. der einheitliche Obelisk von Luxor in Paris 22,8 m hoch, sein Gewicht ist 230000 kg; die Pompejussäule in Alexandrien hat eine Schafthöhe von 20,5 m und einen untern Durchmesser von 2,71 m; ihr Gewicht beträgt 282645 kg. Gewaltige Abmessungen (bis zu 20 m Länge) haben auch Werksteine des Baalbek-Tempels in Syrien (Kalkstein).

Basaltsäulen sind leicht durch Umkippen zu gewinnen, oft ohne weiteres für Prellsteine zu gebrauchen und mit wenigen Schlägen zu Pflastersteinen umzuwandeln. Die Wichtigkeit der Teilbarkeit von Schiefen und ihre Verwendung als Deckmittel für Gebäude ist allbekannt. Versteckte Spaltbarkeiten, z. B. die Gare von Graniten, werden von den Arbeitern bald ermittelt und ausgenutzt.

Eigenartig kann sich die Gewinnung löslicher oder leicht schmelzbarer Gesteine gestalten. Das Material des in Wasser löslichen Steinsalzes gewinnt man gelegentlich durch unterirdisches Auflösen in Wasser und Eindampfen der hochgepumpten Sole. Schwefel in Louisiana, dessen Vorkommen infolge von überlagerndem Schwimmsand bergmännisch nicht erreichbar ist, wird dadurch gewonnen, daß man überhitzten Dampf durch Bohrlöcher in das Lager leitet und die Schmelze hochdrückt. Petroleum, als Flüssigkeit, wird stets hochgepumpt, wenn es nicht schon von selbst als Fontäne ausfließt.

b) **Bearbeitbarkeit und Abnutzungsgrad.** Die Bearbeitbarkeit und der damit zusammenhängende Grad der Abnutzung richten sich nach der Härte der Gesteinsgemengteile und sehr wesentlich auch nach der Art des Verbandes der Gesteinsbestandteile, nach der sog. Verbandfestigkeit.

Die Bearbeitung von Kalkstein, etwa Marmor, ist zufolge seines Härtegrades 3 in der Mohsschen Skala (S. 59) leichter als die etwa von Syenit,

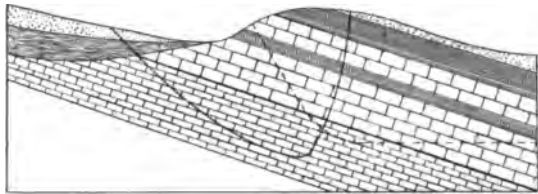


Fig. 198. Nach der ausgezogenen Linie ungünstig angelegter Steinbruch bei Hannover. (Vorteilhafter wäre ein Abbau nach der gestrichelten Linie.)

dessen Gemengteile Feldspat und Hornblende die Härten 6 und 5,5 aufweisen. Mineralien, denen eine Härte höher als 6 innewohnt, übertreffen hierin den Stahl und sind sehr schwer zu bearbeiten. Zu ihnen gehört vor allem der Quarz. Bei Bohrungen benutzt man in solchen Fällen zuweilen am hohlen Ende des drehbaren Gestänges kreisförmig angebrachte Diamanten (Härte 10) um Gesteinsproben (zylinderförmige Bohrkerne) aus dem Material herauszuarbeiten. Stahlbohrer werden von quarzhaltigen Gesteinen arg mitgenommen. Beim Durchstich des Antigoriogneis im Simplontunnel wurden täglich etwa 10 000 Handbohrer und 1200 Maschinenbohrer stumpf.

Ein aus mehreren Mineralien bestehendes Gestein hat natürlich nur eine Mittelhärte, die von der Härte der einzelnen Gemengteile und ihrem Mengenverhältnis abhängt, und von der um so eher gesprochen werden kann, je geringer die Größe der Bestandteile ist.

Bei günstigen Verbandverhältnissen kann auch ein quarzreiches Gestein leicht bearbeitbar sein. Bei vielen Sandsteinen z. B. liegen die das Gestein zum großen Teil aufbauenden Quarzkörner in einem milden, oft tonigen Bindemittel. Bei der Bearbeitung, so beim Zersägen, werden nicht die kleinen, sehr harten Quarzkörner durchschnitten, sie werden vielmehr aus ihrem Bindemittel herausgerissen. Besonders im noch feuchten Zustande (bergfeucht, bruchfeucht), in dem die Gesteine bei ihrer Gewinnung meist sind, setzen sie in solchen Fällen der Bearbeitung keine Schwierigkeit entgegen. Später ist die Behandlung infolge Austrocknens und Verhärtens des Bindemittels schwieriger.

Die Bearbeitung poröser Gesteine ist öfter infolge sehr geringer Verbandfestigkeit des förmlich zerreiblichen Materials nicht ausführbar.

Die Abnutzung eines Gesteins hängt gleichfalls von der Härte der Gemengteile ab. Als Materialien, die schwer abnutzbar sein sollen, verwendet man aus dem Grunde z. B. Quarzite, so als Mühl- und Wetzstein. Weiterhin kommt sehr wesentlich aber auch hierbei die Verbandfestigkeit in Betracht. Sandsteine mit Quarzkörnern und mildem Bindemittel eignen sich z. B. nicht zu Treppenstufen oder Pflastersteinen. Auch bezüglich der freien Außenfläche von Bauwerken, Denkmälern usw. hat man gelegentlich mit der Abnutzbarkeit der Gesteine zu rechnen. Z. B. wirkt in sandreichen Gegenden der vom Winde fortgeblasene Triebsand wie ein wetzendes Sandstrahlgebläse auf die Bausteine ein. Leicht abnutzbare Gesteine werden von ihm zerkratzt, kantengerundet (Sphinx), etwaige Politur verliert sich, Inschriften werden undeutlich und schließlich zerstört. Setzt sich ein Baumaterial aus schwer und leichter abnutzbaren Teilen zusammen, z. B. aus festen kalkigen und lockern mergeligen Lagen, so bleiben erstere als Erhabenheiten zwischen den durch Windkorrasion ausgeblasenen Rillen erhalten. Auch die oft sehr voneinander abweichende Widerstandsfähigkeit der Bestandteile eines aus verschiedenen Mineralien bestehenden Gesteins macht sich bei der Abnutzung deutlich geltend. Harte Gemengteile, z. B. Quarz, bleiben stehen, milde werden schneller entfernt. In solchen Fällen bleibt ein Gestein rau, was z. B. bei der Verwendung als Mühlstein, ferner bei Bürgersteigplatten, Treppenstufen des sichern Gehens wegen erwünscht ist.

Man stellt den Grad der Abnutzbarkeit dadurch fest, daß man Gesteinsplatten auf Schmirgelscheiben, die sich mit bestimmter Geschwindigkeit drehen, mit bekanntem Druck und auf festgesetzte Wegstrecke preßt oder umgekehrt den Probekörper auf ruhender Schleifplatte bewegt

und die Gewichtsverluste, sowie daraus den Verlust an Raumeinheiten bestimmt. Einen guten Einblick in die in Rede stehenden Verhältnisse gibt die Abnutzungsprobe mittels eines Sandstrahlgebläses: ein Sandstrahl wird vermittels Preßluft gegen die durch Schablonen genau abgegrenzte und gleichmäßig wagerecht bewegte Versuchsplatte gerichtet. Bei nicht zu feinem Korn erkennt man dabei auch die verschiedene Abnutzbarkeit der das Gestein aufbauenden Mineralien. Ein anderer Vorschlag geht dahin, gewogene Würfel (am besten mit etwas abgeschliffenen Ecken und Kanten, auch wohl unter Hinzufügung von Hartgußkugeln als Reibekörpern) in einer sich drehenden Trommel, die zur Drehachse im Winkel befestigt ist, sich abschleifen zu lassen und durch Wägung der noch groben Teile den Verlust festzustellen (Rüttelprobe). Auch macht man die Vergleiche zwischen verschiedenen Gesteinen auf die Weise, daß man die Anzahl von Schlägen eines Fallbohrers vermerkt, der aus bestimmter Höhe und mit bestimmter Belastung auf die Probekörper fällt und ein Loch von festgesetzter Tiefe hervorruft.

Bei Gelegenheit der Bearbeitungsfähigkeit und Abnutzbarkeit ist auch die Sprödigkeit bzw. Zähigkeit der Gesteine zu erwähnen. Spröde Körper haben geringe Widerstandsfähigkeit gegen Stoß, während sie bei ruhender Belastung recht fest sein können. Trennungen pflanzen sich bei ihnen leicht weit fort. Zäh setzen der Abtrennung von Teilen großen Widerstand entgegen. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß schnell abgekühlte Eruptivgesteine gelegentlich infolge innerer Spannung sich spröde zeigen und deshalb durch Schlag leicht zerspringen. Auch Glasgehalt fördert die Sprödigkeit. Im übrigen hängen diese Eigenschaften natürlich mit dem Gefüge zusammen. Die Verfilzung der Hornblendefasern eines Nephrits z. B. macht den zähen Charakter dieses früher zu Steinbeilen benutzten Materials erklärlich. Die dem Schlag von Hufeisen ausgesetzten Pflastersteine, auch der Steinschlag der Landstraßen, sowie das Stopfmateriale der Gleisanlagen, welches viele Stöße erfährt, müssen ganz besonders zähe sein.

Ein Urteil über die Schlagfestigkeit gewinnt man bereits beim Handstückschlagen<sup>1)</sup>. Genauern Anhalt gibt der Versuch, eine glatt auf trockenem Sand liegende Gesteinsprobeplatte bestimmter Abmessung (etwa 10:10:2 cm) durch eine aus wechselnder Höhe auf sie in ihre Mitte fallende Stahlkugel von festgesetztem Gewicht zu zertrümmern.

c) **Festigkeit.** α) **Druckfestigkeit.** Die Hauptfestigkeitsbeanspruchung von Gesteinen, die im Hochbau, Brückenbau, Tunnelbau usw. verwandt werden, ist die auf Druck. Diese wichtige Eigenschaft der größern oder geringern Druckfestigkeit hängt von der Art der das Gestein bildenden Mineralien und auch wesentlich von ihrem Verbands ab. Das Mineral Gips z. B. hat eine geringere Druckfestigkeit als Quarz. Poröse zerreibliche Gesteine, z. B. Kreide, und solche mit mildem Bindemittel, wie stark tonige Sandsteine, sind wenig druckfest im Gegensatz zu kompakten Materialien, deren Gemengteile lückenlos aneinanderschließen (Marmor), oder die ein festes Bindemittel haben (kieselige Sandsteine), und in vielen andern Fällen gibt die Erkennung der



Fig. 199. Korrosion einer Granitplatte durch Sandstrahlgebläse. Nach Gary.

<sup>1)</sup> Nach dem üblichen Ausmaß der Gesteinsproben für Sammlungen (etwa Länge 11 cm, Breite 8 cm, Dicke einige cm) nennt man sie meist Handstücke.

aufbauenden Mineralien und die Beobachtung des Gefüges eine Erklärung für die Festigkeitsverhältnisse. Es hängen diese Eigenschaften ebenso von den Bestandteilen und von der Konstruktion der steinernen Materialien ab wie die Festigkeitsverhältnisse eines Hauses, einer Brücke vom verwandten Stoffe und vom Verbande der betreffenden Bauteile.

Die Druckfestigkeit zu erkennen, ist wichtig bei der Verwendung von Bau- und Plastersteinen<sup>1)</sup>, auch hinsichtlich der Benutzung von Gesteinen als Steinschlag für Landstraßen und Eisenbahnbettungen.

Man bedient sich meist zur Ermittlung der Druckfestigkeit glatter Würfel von gewöhnlich 7 cm Kantenlänge (7,07 cm Kantenlänge entsprechen 50 qcm Druckfläche). Die Herstellung der Probekörper muß schonend vor sich gehen. Grobe Behandlung des Versuchsmaterials (z. B.



Fig. 200. Betonwürfel nach dem Druckversuch.

durch Hammerschläge) kann die Druckfestigkeit stark erniedrigen. Die Druckflächen sind genau eben und parallel herzustellen. Man mißt die Druckfestigkeit durch die Mittelwerte von mehreren (meist 5—10) Versuchen mittels Maschinen, indem man den Druck so lange vergrößert, bis ein Zusammenbruch des Gesteins eintritt. Die Platten der Maschine müssen dem Probekörper glatt anliegen. Der Druck ist natürlich auf die ganze Fläche zu verteilen, nicht etwa nur auf ihren zentralen Teil zu richten, wobei das Material auch zugleich auf Schubfestigkeit beansprucht sein und höhere Zahlen geben würde. Eine regelmäßige Verschiedenheit der Ergebnisse bei Zylindern und Prismen wird nicht beobachtet. Bei schichtigen Gesteinen sollen die Druckflächen mit der Schichtung parallel verlaufen. Bei einigen Gesteinen (z. B. Marmor) treten bei der Maximalbelastung vor dem Bruch die sog. Mohrschen Linien-systeme auf (Fig. 201). Die Zerstörung schreitet mehr oder minder deutlich der Art voran, daß sich von den vier freien Würfelseiten Platten ablösen. Die

Zerstörungszonen dringen, sich verjüngend, ins Innere, so daß den Druckplatten mit den Würfelflächen anliegende pyramidenartige Körper übrig bleiben (Fig. 200). Die Druckfestigkeit verzeichnet man durch Angabe der Pressung in kg auf den qcm.

Im übrigen hängt das Ergebnis der Versuche bis zu einem gewissen Grade von der Form der Probestücke und von der Beschaffenheit der Druckplatten der Maschine ab. Beim Zerdrücken zwischen harten Platten ist insbesondere ein deutlicher Einfluß der Höhe des Probestückes festzustellen: niedrige (plattenförmige) Stücke ergeben wesentlich größere Zahlen als der als Normalform betrachtete Würfel; höhere (säulenförmige) Stücke liefern dagegen etwas kleinere Werte, und zwar nähert sich letzterer bei wachsender Länge des Probekörpers einem festen Grenzwert.

Benutzt man sehr gleichmäßige Papierzwischenlagen, welche genügend Druck aushalten, so stellt sich eine Konstanz der Ergebnisse auch bei niedrigen Höhen der Druckkörper ein. Die Ursache liegt darin, daß dem Probekörper eine größere Freiheit der Formänderung gegeben

<sup>1)</sup> Zu Plastersteinen ist ein Material nur gut tauglich, wenn es bei geringer Abnutzbarkeit eine große Zerdrückungsfestigkeit aufweist und überdies die Eigenschaft hat, bei der Verwendung rau zu bleiben. Allzu feinkörnige Gesteine, wie Basalte (die zwar oft wenig abnutzbar und sehr druckfest sind), werden leicht glatt, was ein Gleiten der Zugtiere veranlaßt. Trefflich geeignet sind als Plasterstein mittelkörnige Granite, Syenite, Gabbros, Diabase.

ist, als wenn er zwischen den pressenden harten Platten der Maschine oben und unten an der Querschnittsvergrößerung verhindert wird. Zum nämlichen Ergebnis gelangt man bei Proben, deren Länge etwa das 2,5-fache des Durchmessers ist. Bei ihnen macht sich die störende Wirkung der den harten Platten der Presse anliegenden, am Ausweichen verhinderten Enden im Verhältnis



Fig. 201. Druckfestigkeitsprobe. Marmorzylinder mit den vor dem Bruch erscheinenden Mohrschen Linien.

weniger geltend als bei kurzen Probestücken. Die Festigkeitszahl bei diesen Versuchen stimmt gut mit dem oben genannten Grenzwert überein. Man ist berechtigt, diese Zahl als die Idealfestigkeit, d. h. als Ausdruck der dem Körper wirklich innewohnenden Festigkeit anzusehen. Daß man trotzdem gewöhnlich die „Würfel Festigkeit“ bestimmt, geschieht, weil die Herstellung des Probekörpers und die Versuchsdurch-

führung dann am einfachsten sind und weil man für die Praxis nur Vergleichszahlen für die verschiedenen Materialien zu haben wünscht. Hierfür eignet sich die Würfel Festigkeit so gut wie jede andere. Das Verhältnis der Würfel Festigkeit zur Idealfestigkeit betrug bei einem karrarischen Marmor 1,18, bei (hartem) Melaphyr 1,08.

Bei der Beschreibung der Gesteine im systematischen Teile dieses Buches sind Angaben über die Würfel Festigkeit gemacht. Um eine allgemeine Vorstellung zu geben, sei vermerkt, daß man z. B. bei Sandsteinen öfter Zahlen wie 200—800 kg/qcm findet, bei Kalksteinen und Dolomiten vielfach 500—1200 kg/qcm, bei Granit und verwandten Gesteinen 800—2500 kg/qcm und mehr. Bei Basalten geht die Druckfestigkeit zuweilen bis 4000 kg/qcm, ja es werden bei ihnen Festigkeiten von 5000 kg/qcm und darüber angegeben. Vom Wasser durchtränkte Gesteine haben oft eine geringere Druckfestigkeit als trockene, insbesondere wenn Ton am Aufbau teilnimmt. Man mißt die Druckfestigkeit deshalb sowohl im trockenen als auch im wassersatten Zustande des Materials, im übrigen auch nach vielfachem Gefrierenlassen (vgl. S. 105).



Fig. 202. Druckfestigkeitsprobe. Marmorzylinder regelmäßig zerbrochen.

Es ist selbstverständlich, daß der natürliche Erhaltungszustand eines Gesteins die Druckfestigkeit sehr

beeinflusst. Man muß sich z. B. davor hüten, anzunehmen, daß Granite immer sehr druckfest seien. Verwitterung und innere Zertrümmerung durch Gebirgsdruck (besonders bei Material aus der Nähe von Verwerfungen) können die Festigkeit sehr stark vermindern. In der Hinsicht ist das zwischen Appennin und Alpen eingetriebene kristalline ligurische Massiv lehrreich, das bei 16 km Länge und 8 km Breite zufolge mylonitischer Zerrüttung kein technisch brauchbares Gestein liefert.

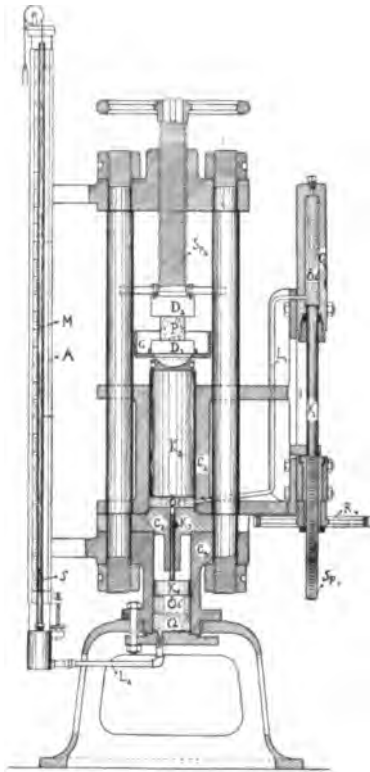


Fig. 203. Presse für Druckfestigkeitsuntersuchungen nach Amsler. Getriebe  $R_1$  drückt die Schraubenspindel  $K_1$  in den ölgefüllten Zylinder  $C_1$ . Der Druck pflanzt sich durch die Rohrleitung  $L_1$  in den Kolbenraum des Zylinders  $C_2$  fort, preßt den Kolben  $K_2$  mittels des Kugelgelenkkörpers  $D_1$  gegen das Probstück  $P$ . Gefäß  $G$  sammelt die Bruchstücke beim Versuch. Nach oben bildet der durch die Spindel  $Sp_2$  auf  $P$  niedergelassene Druckkörper  $D_2$  das Widerlager für  $P$ . Zur Anzeige des Druckes wird der sehr dünne Kolben  $K_3$  im Zylinder  $C_3$  und der an  $K_3$  angeschlossene Kolben  $K_4$  in Zylinder  $C_4$  benutzt.  $K_4$  drückt auf Öl und preßt Quecksilber  $Q$  durch die Rohrleitung  $L_3$  in eine Manometervorrichtung  $M$  auf dem Ablese Brett  $A$ . Der Schwimmer  $S$  zeigt den Quecksilberstand an.

Man kann sich für ein Gestein jeweils eine Säulenhöhe berechnen, deren Fuß noch gerade die Last der auflagernden Gesteinsmasse trägt, ohne zermalmt zu werden. Für Sandstein von 400 kg/qcm Druckfestigkeit und dem Raumgewicht 2,3 würde sich eine solche Säule von 2000 m Höhe ergeben. Die geringe Erhebung und die nach oben sich meist stark verjüngende Gestalt der Berge bringt es mit sich, daß ihr Bergfuß weit unter der Maximalbeanspruchung des Gesteins belastet erscheint. Dabei ist jedoch zu bedenken, daß die „Gebirgsfestigkeit“ infolge von Spalten und andren schlechten Stellen meist weit geringer sein wird als die durch den Versuch an gesundem Material festgestellte Druckfestigkeit. Z. B. bei Tunnelbauten unter hohen Bergen und bei Bergwerken ist das zu berücksichtigen. Man sucht dem Gebirgsdruck durch Ausmauern der Strecken usw. zu begegnen.

Die Erfahrung zeigt, daß in solchen tiefgelegenen künstlichen Hohlräumen der Druck allseitig wirkt. Auch die Sohle von Strecken wird eingedrückt, also nach oben gepreßt. Wie A. Heim betonte, wird man trotz der damit verbundenen hohen Kosten gut tun, tiefe Tunnel rundum röhrenartig auszumauern, um spätern dann noch kostspieligeren Maßregeln und Unglücksfällen zu entgehen.

β) Auf Zugfestigkeit die Gesteine stark zu beanspruchen, vermeidet man, da sie verhältnismäßig gering ist. Sie beträgt nur  $\frac{1}{8}$ — $\frac{1}{40}$ , im Durchschnitt  $\frac{1}{30}$  der Druckfestigkeit.

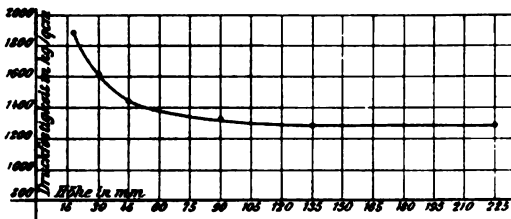


Fig. 204. Beziehung zwischen Höhe des Probekörpers und der Druckfestigkeitszahl bei Marmor von Carrara (Vergl. S. 102).

Zur Erklärung dieser geringen Festigkeit muß man bedenken, daß man es in den Gesteinen mit Aggregaten zu tun hat. Der Zusammenhang wird beim Zug im allgemeinen an den Grenzen der Bestandteile gelöst. Es kommt also nicht die Individualfestigkeit der Gemengteile in Betracht, sondern die Aggregat-

festigkeit, die wesentlich von dem Gefüge des Materials abhängt. Die Individualfestigkeit von Glimmer z. B. ist sehr hoch, etwa so groß wie die Zugfestigkeit von manchem Schmiedeeisen (ca. 30 kg/qmm).

γ) Die Biegungsfestigkeit der Gesteine ist weit geringer als die Druckfestigkeit, nämlich etwa  $\frac{1}{2}$ — $\frac{1}{12}$ , im Durchschnitt etwa  $\frac{1}{7}$  dieser Größe, die Scher-(Schub-)Festigkeit im Durchschnitt etwa  $\frac{1}{14}$  der Druckfestigkeit.

Bei Besprechung der Gesteinsfestigkeiten sei auch des „knallenden Gebirges“ oder der „Bergschläge“ gedacht. Es betrifft das ein z. B. in Steinkohlen- auch Salzbergwerken und bei Tunnelbauten (Tauern, Simplon) beobachtetes, unter Knall vor sich gehendes Abspringen von Platten oder Scherben kompakten Gesteins parallel zur bloßgelegten Fläche; ein Anzeichen des plötzlichen Ausgleiches innerer Spannungen im Gestein.

d) Raumgewicht und spezifisches Gewicht. Für den Transport und für Belastungsberechnungen kommt das Gewicht der Volumeinheit, das sog. Raumgewicht (Volumgewicht) der Gesteine in Frage. Nur bei kompakten Massen fällt es mit dem spezifischen Gewichte (d. h. dem Gewicht der Volumeinheit lückenlosen Materials) zusammen. Bei porigen Gesteinen nimmt Luft teil am Aufbau der Kubikeinheit, welche letztere dann natürlich geringeres Gewicht besitzt, als wenn das Material in sich geschlossen wäre. Man findet das Gewicht der Volumeinheit durch Wägung und Volumbestimmung von Probekörpern, das spezifische Gewicht am Gesteinspulver mit Hilfe der pyknometrischen Methode. Unter dem Dichtigkeitsgrad  $d$  versteht man das Verhältnis vom Raumgewicht  $r$  zum spezifischen Gewicht  $s$ , also  $r/s$ ; bei dichten Körpern ist  $d = 1$ , bei undichten kleiner als 1. Der Grad der Porosität oder Undichtigkeitsgrad  $u$  wird durch  $1 - r/s$  ausgedrückt.

Das mittlere spezifische Gewicht der Gesteine beträgt etwa 2,7, d. h. 1 cbm kompakten Gesteins wiegt im Mittel etwa 2700 kg.

e) **Wetterbeständigkeit.** (Vgl. Bildung der Sedimentgesteine Abschnitt X.) Sie hängt von dem sehr wichtigen Faktor der klimatischen Verhältnisse des Ortes der Gesteinsverwendung, sowie von der mineralischen Art eines Gesteins und von seinem Gefüge ab. Es kommen für technische Verhältnisse folgende Umstände in Betracht.

α) **Erweichung** zufolge Aufnahme von Wasser. Tonige und mergelige Bestandteile eines Gesteins nehmen Wasser auf und erweichen. Je nach dem Gehalt an solchen Stoffen und je nach der Art ihrer Verteilung macht sich das in einer mehr oder minder ausgeprägten Verringerung der Festigkeit des Gesteins bemerkbar. Entsprechende Prüfungsversuche bekunden den Grad dieser Wassererweichung. Auf der Gesteinsoberfläche werden Ton- und Mergelteilchen durch Regen ausgeschlämmt.

β) **Frostbeständigkeit** bzw. **Zerfriern.** Gesteine, die Wasser aufgenommen haben und der Kälte ausgesetzt werden, sind gefährdet, durch Zerfriern zu zerfallen, zu bersten, oberflächlich abzublättern oder abzusanden. Das in ihnen verteilte Wasser vergrößert beim Kristallisieren mit außerordentlicher Kraft sein Volumen und wirkt, falls nicht Raum genug zur Ausdehnung vorhanden ist, sprengend. 1 ccm Wasser wird zu 1,0908 ccm Eis. Ist Raum zur Ausdehnung gegeben, das Gestein z. B. großporig und sind die Lücken vom Wasser nicht bis  $\frac{1}{10}$  erfüllt, oder kann es nach außen entweichen, so bleibt die Sprengwirkung aus, oder sie ist doch gering; größere Wirkungen vollziehen sich, wenn ein Ausweichen des Wassers beim Gefrieren nicht oder nur unvollkommen möglich ist und die Gesteinsfestigkeit der Sprengkraft des kristallisierenden Wassers nicht gewachsen ist. Sehr feste Gesteine können also trotz Porengehalt frostsicher sein.

Vor allem ist zu betonen, daß erst eine vielfache Wiederholung des Gefrierprozesses größere Zerstörungen hervorruft. Das Eis wirkt in solchen Fällen, die sich vor allem bei Wasserbauten ereignen können, wie ein immer weiter vorgeschobener Keil. Hat es nämlich ein Spältchen geöffnet, so erfüllt sich dies nach dem Auftauen mit Wasser; dieses gefriert wieder, reißt dabei das Spältchen weiter auf, und so wird die Kluft allmählich vorge-schoben und auch verbreitert.

Wenn der Frost keinen wirklichen Zerfall eines Gesteins zustande bringt, so wird doch wohl vielfach die Festigkeit des Materials durch ihn vermindert.

Es ist ersichtlich, daß besonders innerlich z. B. durch Gebirgsdruck zermürbte Materialien (manche Granite), ferner fein poröse, etwa durch Auslaugung ihres kalkigen Bindemittels zum Teil beraubte Sandsteine (wie sie in der Nähe wasserführender Verwerfungen vorkommen), weiterhin tonhaltige, auch leicht spaltende, schieferige und schülferige, oder mit vielen gut spaltenden Mineralien (Glimmer) versehene Gesteine dem Zerfriern besonders ausgesetzt sind. Sie gewähren dem Wasser leichtern Eingang als kompakte Massen.

Die Frostzerstörung fehlt natürlich in Ländern, deren Klima keine Temperaturerniedrigung unter 0° mit sich bringt (natürlich auch an hier nicht in Betracht kommenden Orten, an denen kein Auftauen von Eis stattfindet), und so erklärt sich z. B. die Dauerhaftigkeit von Obelisken in Ägypten und ihr schneller oberflächlicher Zerfall in kalten und zugleich feuchten Ländern [Obelisken in Paris, New York. Der letztere wurde, um dem Eindringen von Wasser (auch von Pflanzen) Einhalt zu tun, mit Kreosot haltendem Paraffin getränkt].

Man prüft Gesteine auf Fröstbeständigkeit durch vielfach (etwa 25 mal) abwechselndes Eintauchen in Wasser bis zur Sättigung, Gefrierenlassen in Kälteschränken, Auftauen bei Zimmertemperatur und Bestimmung der Gewichtsabnahme. Der Verlust wird in Prozenten des Raumgewichts angegeben. Nach den Gefrierversuchen wird das Material von neuem auf Druckfestigkeit geprüft.



Bemerkung. Einfluß auf die Entstehung von gröbern oder feineren Rissen und damit auf die Festigkeitsverhältnisse und auf das Verhalten gegen Frost hat auch die Art der Gewinnung und Bearbeitung eines Gesteins. Sind mit ihr starke Erschütterungen (z. B. durch Sprengwirkungen, schwere Hammerschläge, Stürze aus großer Höhe und auf festen Untergrund) verbunden, so wird der gute Zusammenhalt der Gemengteile gefährdet, die Gefahr des Zerfrierns durch Bildung von Rissen erhöht. Auch die Art der Bearbeitung von Gesteinsstücken ist in der Hinsicht natürlich von Bedeutung. So kann z. B. das „Spitzen“ und „Kröneln“ von Sandsteinen Risse hervorrufen und Frostabsandung zur Folge haben.

γ) Lösung und chemische Umsetzung. Es ist selbstverständlich, daß in regenreichen Gegenden in Wasser verhältnismäßig leicht lösliche Gesteine nicht dem Wetter ausgesetzt werden dürfen, so nicht Gips als Naturstein, der zu 20—25 Teilen in 10000 Teilen Wasser löslich ist. In regenlosen Gegenden oder auch in trockenen Bergwerken baut man indes gelegentlich sogar mit leicht löslichen Salzen, wie Soda oder Steinsalz.

Karbonate lösen sich allmählich in kohlen-säurehaltigen Gewässern, wobei zu vermerken ist, daß auch der Regen schon Kohlensäure enthält. Wenn die Auflösung auch nur langsam vor sich geht, so genügt sie doch, um z. B. polierten, nicht geschützten Marmorfiguren ihre Glätte zu nehmen.

Auf chemischer Umsetzung beruht die schnelle Zerstörung von Kalkkarbonat (z. B. der Oberfläche von Marmor oder des dolomitischen bzw. kalkigen Bindemittels von Sandstein) durch schweflige Säure oder Schwefelsäure, wie sie durch die Verbrennung von Eisenkies ( $\text{FeS}_2$ ) haltenden Kohlen in der Luft der Städte und dann auch im Wasser und Schnee gefunden wird.

Der Kohlensäuregehalt der Luft beträgt 2,5—3,5 Raumeinheiten in 10000 Teilen Luft. An Gewichtsteilen enthält eine Million Luft in London 20,49 Schwefelsäure, in Manchester 41,66. Das Regenwasser führt verhältnismäßig viel O und  $\text{CO}_2$ . Während die Atmosphäre aus 78,10 N; 20,93 O; 0,94 Argon und nur 0,03  $\text{CO}_2$  besteht, hat die im Wasser von 10° C absorbierte Luft etwa die Zusammensetzung 63,49N + Ar; 34,05 O; 2,46  $\text{CO}_2$ . Auf 1 l Regenwasser kommen

ca. 1,5 ccm  $\text{CO}_2$ . Auch Ammoniak und Salzsäure findet man im Niederschlagswasser, gleich wie im Schnee, dessen ev. längeres Liegenbleiben die Absorption begünstigt. Nach Sendtner fanden sich in München zunächst 32,8 mg  $\text{SO}_2$  im kg Schnee, nach 12 Tagen 91,5 mg. Dabei kommt natürlich die Konzentration durch Verdunsten des Schnees mit in Betracht.

Am meisten leiden durch Kohlensäure bzw. schwefelige Säure oder schwefelsäurehaltiges Wasser natürlich horizontale Gesteinsflächen, weil auf ihnen die Flüssigkeit sich lagert, also lange einwirkt.

Als Beispiel für die Zerstörung dolomitischen Sandsteins sei nach E. Kaiser die Zersetzung des für den Kölner Dom vielfach verwendeten sog. Stubensandsteins von Schlaitdorf in Württemberg erwähnt. Zufolge der Einwirkung von Rauchgasen, die schwefelige Säure oder Schwefelsäure enthalten, auf das karbonatische Bindemittel des porösen Bausteins entsteht in ihm Bittersalz und Gips, die in kleinem Abstand von der Steinoberfläche in schichtweise sich rhythmisch wiederholenden Kristallisationen gefunden werden und einen Zerfall verursachen.

Die Entstehung einer feinen Rinde von Kalziumsulfid, welche die Oberfläche glätter macht, übt nach E. Kaiser eine gewisse Schutzwirkung aus.

Von sonstigen chemischen Umsetzungen, die sich in dem Wetter ausgesetzten Bausteinen vollziehen, seien als besonders wichtig zunächst noch



Fig. 205. Durch Rauchgase zerstörter Sandstein am Kölner Dom. Nach E. Kaiser.

hervorgehoben die Veränderung von Eisenkies bzw. Markasit ( $\text{FeS}_2$ ) zu Brauneisenstein ( $2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ ) unter Bildung von Eisenvitriol, auch von Schwefelsäure. Das Sulfat und die Säure wirken weiter zersetzend z. B. auf Karbonate unter Bildung von Gips ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) ein. Es können hierdurch Gesteine zum vollständigen Verfall kommen, und ist also die Benutzung von viel und besonders fein verteilten Eisenkies und zugleich Karbonat enthaltenden Materialien, falls sie wie Dachschiefer oder Sandsteine den Atmosphärien ausgesetzt werden sollen, zu vermeiden. (Nachweis des Eisenkies S. 92, des Karbonats S. 93.) Auch ein Gehalt an Eisenkarbonat ( $\text{FeCO}_3$ ) gibt Veranlassung zur Bildung von Brauneisenstein, der sich z. B. auf eisenkarbonathaltigem Marmor als gelbbraune Flecken und Streifen geltend macht (Nachweis S. 94).

Noch nicht recht geklärt ist die Eigenart der „Sonnenbrenner“ genannten Basalte. Sie erhalten bald nach der Ingebrauchnahme zahlreiche rundliche, helle Flecke (Fig. 206) und zerfallen leicht (Körnerbasalt), sind mithin für Pflastersteine ungeeignet. Es handelt sich wohl um die schnelle Verwitterung eines glasigen Bestandteils. Nach Leppla erkennt man derartige Basalte bereits im fleckenlosen Zustande durch mehrstündiges Behandeln der Gesteinsplitter mit warmer Lösung von Ammonkarbonat oder mit warmer Essigsäure. Es erscheinen dann die Flecke.

Poröse Gesteine saugen, falls sie als Grundmauer ins Erdreich tauchen, aus letzterm Lösungen infolge der Kapillarkraft auf und veranlassen auf die Weise Umsetzungen mit Stoffen im Gestein, etwa gleichfalls mit Eisenkies. Beim Verdunsten der Lösungen an der Gesteinsoberfläche kommt es, ähnlich wie auf dem Wüstenboden in großem Maßstabe, hier im kleinen zu Ausblühungen der Salze,



Fig. 206. Basalt mit sog. Sonnenbrand.

so von Bittersalz, Alaun, Eisenvitriol, Gips, Salpeter. Man schützt die obere Gesteinsmassen eines Bauwerkes durch einen Abschluß nach unten vermittelt recht dichter Materialien. Natürlich kann auch der Mörtel Veranlassung zu chemischen Umsetzungen der Gesteinsgemengteile geben.

Alle solche chemischen Umänderungen schädigen mehr oder minder die Haltbarkeit der Gesteine. Der beste Schutz liegt in sorgfältiger Materialauswahl.

δ) Zerstörung durch Pflanzen. Auf rauhen oder mit gröbern oder auch feinen Rissen versehenen Gesteinen, besonders wenn sie Feuchtigkeit leicht halten, z. B. tonige Bestandteile besitzen, siedeln sich oft Pflanzen an, so Pilze, Flechten, Moose, deren Keime der Wind heranträgt. Durch Eindringen und Verdicken der Wurzeln beim Wachstum verursachen sie einzeln zwar nur geringfügige, aber nach vielfacher Wiederholung sehr merkliche Absprengungen der oberflächlichen Gesteinsteile. Durch Abscheidung von pflanzlichen Säuren wirken die lebenden Gewächse und durch die Zersetzungs-

stoffe die vermodernden Teile weiterhin chemisch umsetzend ein. Auf Ruinen wachsende Bäume und Sträucher, sowie Efeu an Wänden können in genannter Art zur Zerstörung von Bauten beitragen.

**Bemerkung.** Einen gewissen Anhalt für die Wetterbeständigkeit eines zu benutzenden Materials hat man am Orte der Gewinnung, wo neben frisch gebrochenen auch, besonders in den Außenteilen (der „Schwarte“) des Gesteinsvorkommens, lange dem Wetter ausgesetzte Massen zu beobachten sind. Es ist aber zu bedenken, daß in der Natur die Verwitterung häufig schon in selbst geologisch langen Zeitläufen, die nach vielen Tausenden von Jahren zählen, eingewirkt und Gesteinsschädigungen hervorgerufen hat, die bei der Benutzung des Materials für technische Zwecke zunächst nicht zu befürchten sind. So kommen hier nicht in Betracht die Umänderungen von Feldspat zu Kaolin oder Glimmer, von Biotit zu Chlorit usw.

Wichtige Beobachtungen kann man öfter in der in Rede stehenden Hinsicht an Bauwerken machen. Weiter geben Laboratoriumsversuche Aufschluß<sup>1)</sup>, zumal wenn es sich um Besonderheiten handelt, wie z. B. um die Widerstandsfähigkeit von Gesteinen gegen schweflige Säure, die in Städten durch Verbrennen eisenkieshaltiger Kohlen massenhaft in die Luft kommt. Hervorzuheben ist auch an dieser Stelle der praktische Nutzen der Dünnschliffuntersuchung, die einen vortrefflichen Einblick gewährt in die Art der Bestandteile eines Gesteins bzw. sonstiger in gleicher Art zu behandelnder Baumaterialien. Sie deckt das Vorhandensein schädlicher Gemengteile etwa von Eisenkies, Glas u. a. auf, läßt den Erhaltungszustand und die Verbandsverhältnisse erkennen und gestattet somit einen Schluß auf das Verhalten des Materials bei seiner Verwendung. Dazu kommt, daß man auch das dünne Schliffblättchen sehr wohl der Einwirkung von Reagentien aussetzen und seine dann eintretenden Veränderungen in allen Stadien der Entwicklung mikroskopisch beobachten kann.

Schutz gegen Wetterunbill hat man Ornamentsteinen z. B. durch Polieren der Oberfläche zu geben versucht. Es ist das in der Tat ein gutes Mittel, da es die Angriffsoberfläche, die bei rauher Außenseite besonders groß ist, sehr vermindert. Das Wasser läuft an glatten Flächen ab, während es in Vertiefungen rauher Steine stehen bleibt, hier weiter Gase (etwa schweflige Säure, Kohlensäure) absorbiert und chemisch wirkt, einsickert und bei Frost mechanische Zerstörungen verursacht. Pflanzenkeime und Staubteilchen haften natürlich gleichfalls schwieriger an glatten als rauhen Flächen. Den besten Beweis für Gesteinsschutz durch Oberflächenglättung liefern die von Diluvialgletschern polierten Granite Skandinaviens, die kaum durch Verwitterung gelitten haben.

Auch durch Tränken der Gesteine mit erhärtenden und die Hohlräume verstopfenden Mitteln hat man günstig auf die Erhaltung des Materials eingewirkt.

**f) Wasserdurchlässigkeit.** Die wechselnde Fähigkeit der Gesteine, Wasser durch sich hindurchzulassen (zu filtrieren), in sich aufzuspeichern oder ihm den Durchpaß zu verlegen, ist von hoher Bedeutung für die Grundwasserhältnisse, das Vorkommen von Quellen, auch für die Festigkeitszustände der Gesteine und somit für den Wasserbauingenieur, Architekten, Landwirt und Forstmann von hoher Bedeutung. Klüftige, spaltenreiche Gesteine, viele Kalksteine, vor allem lockere Gesteinsmassen, wie Sand, Kies, Grand, Gerölle, lassen Wasser schnell durch sich hindurchsickern; lückenlose oder doch porenarme Gesteine, wie nichtklüftiger Granit, Diabas u. a., vor allem auch Ton und tonige Gesteine verhindern ihm den Durchgang; sie stellen sich also einem Einsickern bzw. falls sie die Unterlage durchlässiger Gesteine sind, einem weitem Versinken des Wassers in den Weg<sup>2)</sup>, sammeln als wassertragende Gesteine das Wasser in den lockern Massen über sich an bzw. lassen es, ihrem Gefälle entsprechend, auf sich abfließen. Wo solche Gesteine zutage treten, bilden sie einen Quellenhorizont; ein solcher ist in Norddeutschland die obere Grenze des unteren Geschiebemergels, weiter z. B. die Rötgrenze

<sup>1)</sup> Vgl. außer dem großen Werke von J. Hirschwald, Handbuch der bautechnischen Gesteinsprüfung, Seipp, Wetterbeständigkeit der natürlichen Bausteine, sowie Abgekürzte Wetterbeständigkeitsprobe desselben Verfassers.

<sup>2)</sup> Flüsse in Gegenden mit wasserundurchlässigen Gesteinen neigen zu Hochwasser.

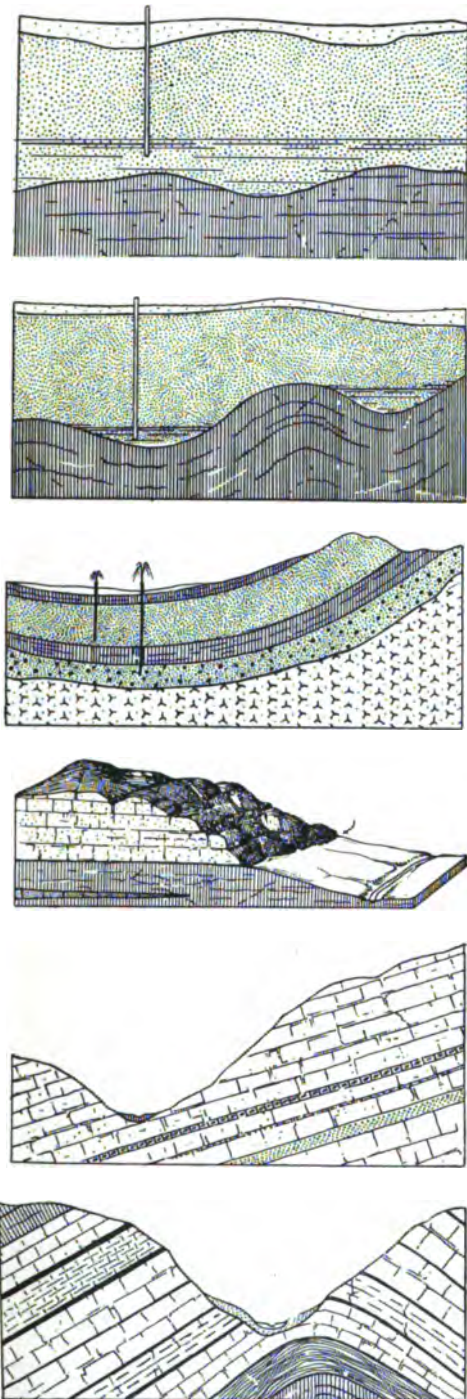


Fig. 207/212 Grundwasserverhältnisse.

Fig. 207/8. Wassertragende Schichten (etwa Ton) gestrichelt. Fig. 209. Artesische Brunnen. Zwei Wasserzonen. Fig. 210. Quellenhorizont an der Basis zerklüfteten Kalksteins. Fig. 211. Tal mit einseitigem Wasserzufluß. Fig. 212. Tal in Sattelfirste, ohne Wasserzufluß auf den Schichtflächen.

gegen Muschelkalk, im Schwarzwald die Auflagerungsfläche des Buntsandsteins auf das Grundgebirge.

Am übersichtlichsten lassen sich die technisch und volkswirtschaftlich außerordentlich wichtigen Verhältnisse des Grundwassers durch einige typische Profilzeichnungen vorführen, wie es in den Fig. 207 bis 212 geschehen ist. Zu vermerken ist in der Hinsicht, daß die Wasserführung in lockerem Gesteinsmaterial wesentlich von der Größe der festen Teile abhängt, je kleiner sie sind, desto mehr Wasser wird aufgesaugt. Die Bewegung des Grundwassers geschieht im allgemeinen sehr langsam. Sein Aufsteigen folgt dem Gesetz der kommunizierenden Röhren; von Wichtigkeit ist aber auch, daß ein Druck hangender Gebirgsschichten das Wasser in Spalten aufpreßt, und daß auch die Erwärmung in tieferen Zonen eine Rolle spielt. Warme Wasser steigen auf. Gelegentlich hebt die Entbindung von Gasmassen Wasser empor.

Bezüglich der tonigen Gesteine, der Hauptregler der Grundwasserverhältnisse, ist noch zu vermerken, daß sie zufolge der reichlichen Wasseraufnahme ihr Volum vermehren (quellen) und in dem Zustande (z. B. in Tunneln, Bergwerken) stark drückend, treibend wirken. Dazu kommt, daß Ton und Mergel hierbei in einen plastischen, leicht beweglichen, fließfähigen Zustand geraten. Insbesondere auf schräger Unterlage und wenn eine Ausweichungsmöglichkeit besteht, setzen sie sich in Bewegung und nehmen dabei ev. auf ihnen lagernde Massen mit.

Dem Ingenieur stellen sich somit bei technischen Anlagen, besonders in bergigem Gelände, bedrohliche Schwierigkeiten entgegen, wenn er mit tonreichen Gesteinen zu tun bekommt. Oft mußten außerordentliche Aufwendungen gemacht werden, um den Mißlichkeiten und Gefahren zu entgehen, die gleitende Gesteinsmassen mit sich bringen. Ein anschau-

liches Bild von diesen in technischer Hinsicht so überaus wichtigen Verhältnissen bezüglich des Eisenbahnbaues in Süd-Italien gibt Theobald Fischer in Kirhhoffs Länderkunde von Europa. Er schreibt: Eine besondere, Italien kennzeichnende Schwierigkeit bot sich dem Eisenbahnbau in den Apenninen in der weiten Verbreitung gleitender Bodenarten, Tone und Mergel. Auf weite Strecken kam der Eisenbahnkörper immer und immer wieder ins Gleiten, eine neu angelegte Strecke glich der alten; man war gezwungen, Tunnel anzulegen oder die Linien ganz zu verlegen, um solch gefährliche Gebiete zu umgehen. Namentlich Sizilien steht in dieser Hinsicht obenan. Die Linien Palermo—Porto Empedocle und Catania—Licata durchlaufen auf 130 km gleitende Tone. Einschnitte, die man bis zu 20 m Tiefe geführt hatte, flossen zusammen, Dämme glitten auseinander, ganze Strecken setzten sich talabwärts in Bewegung, alle Versuche der Befestigung scheiterten. Ähnlich liegt es bei der Linie Neapel—Foggia und der Linie Avellino—Ponte Santa Venera. Etwa 500 km Eisenbahn liegen in solchem Boden. In derartigen gebirgigen Tongegenden kostet oft 1 km 500 000—600 000 Lire und mehr, und die Tunnelbauten, zu denen man nach jahrelangen vergeblichen Ausbesserungen schreitet, zuweilen der laufende Meter 4000—5000 Lire.

Ein kennzeichnendes Beispiel für Fundamentierungsschwierigkeiten bei der Errichtung schwerer Bauwerke auf Boden mit Tonlage siehe bei der Besprechung der Tongesteine.

Aus dem Bergwerksbetriebe seien die Schwierigkeiten treibender Tone in den Grubenbauten des Schemnitzer Gangsystems erwähnt. Die Erhaltung von Strecken in drückenden Tonen ist oft sehr schwierig. Beim Tagebau von Gr. Ilsede bei Hannover hob eine von unten drückende Tonschicht Gleisanlagen mehrere Meter empor.

Viele Rutschungen im Baugrunde, beim Wegebau, in Eisenbahneinschnitten, in Bergwerken, Steinbrüchen, Gräbereien usw. sind durch diese Beweglichkeit mit Wasser gesättigter Tongesteine zu erklären. Leider spielt oft dabei nicht höhere Naturgewalt, sondern Unkenntnis der einschlägigen gesteinskundlichen Verhältnisse eine Rolle.

Man prüft zusammenhaltende Gesteine auf Wasserdurchlässigkeit mittelst Apparate, bei denen Wasser unter bekanntem Druck während bestimmter Zeit gegen Probescheiben gepreßt und nach dem Durchgang durch das Versuchsobjekt in seiner Menge festgestellt wird. Lockere Massen kann man auf Filtriergeschwindigkeit untersuchen, indem man eine Lage bestimmter Höhe auf einer Unterlage von Filtrierpapier in Siebe bringt, mit Wasser übergießt und nun die in einer Zeiteinheit durchlaufende Flüssigkeit mißt. Dabei ist die Temperatur des Wassers nicht ohne Belang. Warmes Wasser filtriert leichter als kaltes.

**g) Luftdurchlässigkeit.** Diese Eigenschaft der Bodenarten und poröser Gesteine ist von großer Wichtigkeit für die Durchlüftung des Bodens und der Gebäude durch die Bausteine hindurch. Daß auch manche anscheinend dichte Gesteine, so Sandsteine, luftdurchlässig sind, läßt sich durch einen anschaulichen Versuch der Art zeigen, daß man eine solche Sandsteinplatte vorn und hinten mit je einer eingelassenen und randlich verkitteten Eisenplatte belegt, durch deren Mitte ein eisernes Rohr bis zum Sandstein führt. Man kann dann mittels des Einlaßrohres Luft durch das Gestein hindurchblasen und z. B. ein vor das Auslaßrohr gestelltes brennendes Licht verlöschen. Der Grad der Luftdurchlässigkeit ließe sich in ähnlicher Weise wie die oben erwähnte Wasserdurchlässigkeit bestimmen.

Sind die Gesteinsporen von Wasser erfüllt, so wird natürlich der Luftdurchlaß verhindert, was nach Durchfeuchtung des Sandsteins bei obigem Versuch gezeigt werden kann.

Anmerkungen. Nicht alle Poren eines Gesteins kommen auf die Wasser- bzw. Luftdurchlässigkeit in Betracht, nämlich nur diejenigen, welche miteinander in Verbindung stehen und auf die Weise einen, wenn auch sehr verwinkelten Durchlaßweg vorstellen. Aus dem Grunde kann die Erschließung der Porosität auf dem Wege der Bestimmung von Raumgewicht und spezifischem Gewicht, bei der natürlich sämtliche Poren zur Geltung kommen, nicht als unmittelbar kennzeichnend für die Durchlässigkeit des Materials angesehen werden, vielmehr entscheidet darüber am besten der einschlägige Durchlässigkeitsversuch.

Die Aufsaugefähigkeit für Flüssigkeiten hängt natürlich mit der Porosität gleichfalls zusammen. Wirksam sind hierbei die Poren, die mit der Gesteinsoberfläche in Verbindung stehen. Man ermittelt sie, indem man Gesteinswürfel, die bei 100° getrocknet und dann ge-

wogen sind, in Druckwasser (etwa auf den Boden einer allmählich zu erhöhenden Wassersäule oder in den Preßraum einer hydraulischen Presse) legt und die Menge aufgenommenen Wassers durch Wägung bestimmt. Auch hat man wohl die Höhe ermittelt, bis zu welcher in gegebener Zeit Wasser bzw. Sole in porösen Gesteinen aufsteigt, die man als Säulchen mit ihrem Fuß in die Flüssigkeit stellte. Die Verdunkelung der Farbe an den durchfeuchteten Partien gibt schon einen Anhalt über das Maß des Aufsteigens. Einen vorläufigen Überblick über die Verhältnisse gewährt auch die Beobachtung, ob und in welcher Zeit ein auf die Oberfläche eines getrockneten Gesteins geträufelter Wassertropfen aufgesogen wird. Die Verteilung der Poren wird deutlicher, wenn man bei diesem Versuch gefärbte Flüssigkeiten, etwa Alizarintinte, benutzt. Bei Gesteinsplatten, die wie z. B. Marmortische in Läden äußerst sauber bleiben müssen, darf nichts einziehen. Sehr poröse Stoffe sind bekanntermaßen vorzüglich geeignet zur Aufsaugung von Flüssigkeiten, so Kieselgur für Nitroglyzerin.

Zur Sichtbarmachung von Spalten, Schichtfugen, lockeren Zonen usw. bedient man sich nach Hirschwald einer konzentrierten alkoholischen Lösung von Nigrosin. Die Probestücke werden zwei Tage in sie hineingelegt. Nach dem Zerschlagen des Gesteins lassen sich die Wege für Flüssigkeiten an, der Farbenverteilung gut erkennen.

h) **Wärmeleitungsfähigkeit, spezifische Wärme und Wärmefestigkeit.** Die Leitfähigkeit der Gesteine für Wärme ist verhältnismäßig gering. Setzt man die für Silber = 100, so kann man die ungefähre Zahl 0,5 für Gesteine annehmen. Stoffe, die wie Granit aus richtungslos gruppierten Körnern bestehen, leiten die Wärme nach allen Richtungen gleich schnell, ausgesprochen schieferige hingegen wie Gneis in Richtung der Schieferung besser als senkrecht dazu. Jannetaz fand Unterschiede von z. B. 1,5:1 (Gneis vom St. Gotthard) und 3:1 (Glimmerschiefer). Innerhalb der Schieferfläche pflanzte sich die Wärme überallhin gleich schnell fort. Bei Ton und Mergel wurde kein Einfluß der Schichtung wahrgenommen<sup>1)</sup>.

Wie man beim Tunnelbau erkannt hat, haben solche Verschiedenheiten der Wärmeleitungsfähigkeit Einfluß auf die Temperaturen im Berginnern. Bei steiler Schichtenstellung wird die Erdwärme leicht parallel der Schichtung nach außen abgeführt, und die Wärme erweist sich daher geringer als bei flacher Schichtenlagerung in derselben Tiefe; bei flacher Stellung der Gesteinsplatten schützen die obern Schichten die untern mehr vor Wärmeverlust, ähnlich wie der Deckel auf einem Topf den Inhalt des letzteren warm hält.

Das Vermögen, die Wärme zu leiten, ist bei Gesteinen nach den Versuchen von E. Leß nicht nur bei verschiedenen Arten, sondern auch bei verschiedenem Vorkommen desselben Gesteins wechselnd groß. Wesentlich ist für solche Verhältnisse das Vorhandensein oder Fehlen von luftgefüllten Poren in den Gesteinen. Die in den Hohlräumen enthaltene Luft leitet die Wärme sehr schlecht. Daher eignen sich sehr poröse Stoffe, wie Kieselgur, als Wärmeschutzkörper zur Umhüllung von Dampfrohren, Kälteräumen usw. Poröse Gesteine als Bausteine verhindern einen allzu schnellen Temperatúrausgleich. Sie fühlen sich warm an. Wie bei allen praktischen Wärmeübertragungen durch die Luft spielen aber in dieser Hinsicht Luftströmungen eine große Rolle. Nach der Porenausfüllung mit Wasser nimmt die Wärmeleitung der Gesteine bedeutend zu, und zwar haben dann normaler Granit, Gneiß, Kalkstein und Marmor praktisch das gleiche Wärmeleitungsvermögen. Mit solcher Porenfüllung ist bei Gesteinen, die in unterirdischen Betrieben, z. B. bei Tunnelbauten, angetroffen werden, immer zu rechnen.

Die spezifische Wärme wurde neuerdings bei einigen Mineralien genauer festgelegt; sie ist bei ihnen beträchtlich, nämlich etwa 0,3 (Wasser = 1) Für Gesteine findet man Zahlen wie 0,2—0,25 angegeben. Die spez. Wärme der Mineralien steigt mit der Temperatur.

<sup>1)</sup> Jannetaz beobachtete diese Verhältnisse auf angeschliffenen und mit Wachs überzogenen Flächen, denen Wärme von einem durch das Wachs gestochenen, erhitzten Platin draht zugeführt wurde, an den im Wachs entstehenden Schmelzhöfen.

Solche Zahlen werden sich auch bei den künstlichen feuerfesten Steinen finden, die aus natürlichem Material, z. B. aus Ton, gemacht werden. Die hohe spezifische Wärme ist maßgebend für die Wärmemenge, welche von solchen Steinen etwa in Wärmespeichern aufgenommen und demnach auch wieder abgegeben wird.

Man ermittelt die spezifische Wärme von Gesteinen dadurch, daß man abgewogene Mengen auf bestimmte Temperaturen erwärmt und in das Wasser eines sog. Kalorimeters wirft, an welchen die Gesteinswärme bis zum gegenseitigen Ausgleich abgegeben wird. Die Temperaturerhöhung des Wassers gibt ein Maß für die spezifische Wärme des Probekörpers.

Sehr wesentlich für die Schnelligkeit der Erwärmung eines Gesteins oder einer Bodenart ist ein sekundärer Umstand, nämlich der Grad seiner Durchfeuchtung, insofern Wasser mit seiner sehr hohen spezifischen Wärme viel Wärme verschluckt. Wasseraufspeichernde und wasserundurchlässige Materialien, vor allem also Tongesteine, liefern einen kalten (schwer erwärmbaren) Boden. Sandige (wasserdurchlässige) Böden erwärmen sich weit schneller, geben die Wärme aber auch schneller wieder ab.

Die Durchrieselung von Gebirgsteilen durch kühles Oberflächenwasser vermag die Gesteinstemperatur herunterzudrücken, ein Umstand, der bei tiefen Tunnelbauten ins Gewicht fallen kann (Simplon-Tunnel). Aus größerer Tiefe aufsteigende Quellen andererseits erhöhen die Wärme der durchtränkten Gesteine (Schemnitzer Bergwerke).

Wärmefestigkeit (Feuerfestigkeit) kommt bezüglich der Bausteine z. B. bei Bränden, auch hinsichtlich der Verwendung von Gesteinen als Ofenbaumaterial in Betracht. Gegen hohe Temperatur sind die Silikate, besonders reine Tone, aber auch die Quarzgesteine recht widerstandsfähig. Karbonate, z. B. als Kalkstein oder als Bindemittel in Sandsteinen, verlieren  $\text{CO}_2$  und zerfallen. Manche aus mehreren Mineralien bestehende Gesteine haben nach starker Erhitzung, wohl infolge ungleicher Ausdehnung der verschiedenen Gemengteile und entstehender Risse, sehr an Festigkeit eingebüßt, viele Sandsteine werden im Feuer ganz mürbe und zerreiblich, grobkörnige Granite bröcklig. Bei Gesteinen mit Gehalt an Quarz spielt dessen mit einer Volumveränderung verbundene Umwandlung bei  $575^\circ$  eine Rolle, auch sein oft großer Gehalt an Flüssigkeitseinschlüssen, die beim Erhitzen sprengend wirken können. Besonders schädlich ist eine örtlich beschränkte Erhitzung (sie bewirkt starke Spannungen) und ebenso das „Abschrecken“, d. h. plötzliche Temperaturerniedrigung z. B. beim Bespritzen mit Löschwasser.

Bereits die Erwärmung durch kräftige Sonnenbestrahlung und darauf folgende Abkühlung (während der Nacht oder durch Regen) vermag bei vielfältiger Wiederholung durch Ausdehnung und Zusammenziehung des Materials an der Oberfläche von Bausteinen ein Abheben und Abschuppen der äußern Partien vom weniger durch die Temperatur beeinflussten Innern zu bewirken, zumal bei dunklen Gesteinen, die leicht hoch erhitzt werden. Auch dürfte die ungleiche Erwärmung der verschieden tief gefärbten Gemengteile und ihr voneinander abweichendes Ausdehnungsvermögen eine Gefügelockerung von Bausteinen mit sich bringen und damit die Zerstörung durch die Atmosphären begünstigen. Auf der inneren Lockerung der Gesteine durch Erhitzen und Abkühlen beruht auch die alte Methode der Gewinnung von Gesteinsmaterial durch „Feuersetzen“.

Feuerfeste Steine für Ofenbau müssen nicht nur hohe Temperatur (gelegentlich bis  $1800^\circ$ ) vertragen, sondern auch indifferent gegen die chemischen Prozesse sein, die im Ofen vor sich gehen. Die Natur liefert als nicht nur schwer schmelzige, sondern auch gegen viele chemische Einflüsse sichere Mineralien besonders Quarz, Ton und Graphit.

Höchst feuerfest ist die aus Magnesit ( $\text{MgCO}_3$ ) durch Brennen herzustellende Magnesia ( $\text{MgO}$ ); auch Dolomit ( $\text{MgCO}_3 \cdot \text{CaCO}_3$ ) liefert beim Glühen dieselbe Substanz, allerdings mit dem Wasser und Kohlensäure anziehenden Kalziumoxyd ( $\text{CaO}$ ) gemengt. Um diese mißliche beim eventuellen Lagern der feuerfesten Materialien hervortretende Stoffaufnahme hintenzuhalten,

brennt man bis zur beginnenden Frittung. Die dichten Frittungshäutchen schützen das Oxyd vor dem Zutritt von Wasser und Kohlensäure. Dabei sind natürlich geringe Beimengungen schmelziger Stoffe (Eisenverbindungen) nützlich. In chemischer Hinsicht hat man nach obigem erfreulicherweise in der Natur die Auswahl zwischen ganz „sauren“ Materialien (Kieselsäure), ganz basischen (kieselsäurefreien, Kalziumkarbonat, Magnesiumkarbonat, Kohlenstoff) und Stoffen mit mittlrem Gehalt an Kieselsäure (Ton mit ca. 50%  $\text{SiO}_2$ ).

Man prüft auf Brandfestigkeit durch einschlägige Versuche, indem man Gesteinswürfel dem Feuer aussetzt, darauf ihre Druckfestigkeit ermittelt und mit den nicht erhitzten Würfeln desselben Stoffes vergleicht. Die Schmelzfestigkeit wird ermittelt durch Bestimmung der Erweichungstemperatur in passenden (z. B. elektrisch geheizten) Öfen unter Anwendung eines Le Chatelierschen Thermoelements, eines Wannerschen Strahlungs-pyrometers oder Segerscher Kegel als Temperaturmesser. Dabei hat man beobachtet, daß, wie vorauszusehen, die Feuerfestigkeit z. B. von Ton sehr wesentlich von seiner Reinheit abhängt. Alkalien, Eisen- und Manganverbindungen, auch Kalk und fein verteilter Quarz ( $\text{SiO}_2$ ) drücken die Feuerfestigkeit von Ton stark herunter. Die chemische Analyse gibt über den Reinheitsgrad Aufschluß. (Siehe Tongesteine.)

i) **Bruchflächenbeschaffenheit, Farbe und Politurfähigkeit.** Für die Verwendung eines Gesteins und seinen Wert als Bau- oder Ornamentmaterial ist das Aussehen der Bruchfläche außerordentlich wichtig. Die Bruchflächenbeschaffenheit hängt von der Größe und der Art der Bestandteile, sowie von ihrem Verbande ab. Großkristalline Entwicklung bringt eine „Körnigkeit“ (im rein technischen Sinne) mit sich. Sie verliert sich mehr und mehr, wenn die aufbauenden Mineralien geringere Größen aufweisen, schließlich erscheint das Material dem bloßen Auge dicht. Nicht selten heben sich noch einige große Bestandteile (Einsprenglinge) aus feinkörnigem oder dichtem Untergrunde heraus. Je nach der Art der Gesteinselemente kommt weiter in Betracht das Fehlen oder Vorhandensein bzw. der Grad der Spaltbarkeit der Mineralien. Quarz z. B. als nicht spaltender Körper zeigt in jedem Körnchen muscheligen Bruch, ähnlich wie Glas, Feldspate und besonders Glimmer erscheinen auf den Bruchflächen gröberer Gesteine oft mit ebenen, glänzenden Flächen und beeinflussen dadurch das Aussehen wesentlich. Von großer Bedeutung in besagter Hinsicht ist die Struktur des Gesteins; die Bruchflächen erscheinen sehr verschieden, je nach dem Gefüge. Es kann z. B. kompakt oder porös, vielleicht gar wie bei Bimsstein schaumig sein, oder auch erdig; gelegentlich sind die Gemengteile als unregelmäßige, in keiner Richtung sich besonders ausdehnende „Körner“, andernfalls als ebenflächige große Kristalle entwickelt. Zuweilen tun sich, wie schon oben erwähnt, nur einzelne Kristalle durch besondere Größe hervor, oder es hat eine sparrige Verschränkung leistenförmiger Bestandteile statt, auch kommt eine Parallelerstreckung in gewissen Ebenen oder nach bestimmten Richtungen vor usw. Bei der systematischen Gesteinsbetrachtung ist auf diese Verhältnisse die gebührende eingehende Rücksicht genommen, eine Erklärung für das Zustandekommen gegeben und die technische Bedeutung dieser Verhältnisse hervorgehoben.

Die Farbe ist bei Gesteinen, die nur aus einem Mineral bestehen, wie Marmor aus Kalkspat, natürlich die des Minerals. Bei farblosen Mineralien stellt sich dann im Gestein meist Weiß ein. Im Falle mehrere Bestandteile am Aufbau teilnehmen, setzen sich die Einzelfarben der Bestandteile zu einer Gesamtfarbe des Gesteins zusammen, um so mehr, je geringer seine Korn-



größe ist. Granite, die aus weißlichem Quarz, weißlichem Feldspat und schwarzem Glimmer bestehen, sehen aus einiger Entfernung grau aus usw. Wenn ein Gemengteil die andern überwiegt, herrscht natürlich seine Farbe vor, so bei vielen rötlichen Graniten die des roten Orthoklas.

Die Gesteinsminerale sind entweder idiochromatisch, d. h. die betreffende Farbe kommt dem Stoff als solchem zu, er hat Eigenfarbe, wie z. B. die schwarze, im Dünnschliff braune basaltische Hornblende, oder sie sind allochromatisch. In diesem Falle ist die Farbe teils durch molekulare Beimischung fremder Substanzen veranlaßt, z. B. beim Zirkon (Zirkonsilikat  $ZrO_2 \cdot SiO_2$ ) durch Eisenoxyd, teils durch mechanisch eingeschlossene Fremdkörper, wie Verwitterungsprodukte und Infiltrationen. Gelegentlich rufen Luftporen, Einschlüsse von Blättchen, Stäbchen usw. schönen Farbenschiller hervor, so bei Feldspaten einen bläulichen und grünlichen Schein, bei Hypersthen einen Bronzeglanz usw. Solche Erscheinungen machen ein Gestein für Ornamentzwecke oft besonders wertvoll. Berühmt sind in der Hinsicht die Augitsyenite Süd-Norwegens mit blauschillernden Feldspaten und Labradoritgesteine aus Labrador.

Die bei Bausandstein hochgeschätzte rote Farbe rührt in den Gesteinen zumeist von Eisenoxyd ( $Fe_2O_3$ ) her, ein brauner oder gelber Farbenton von Brauneisenstein ( $2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$ ), welche Stoffe als mechanische Beimengungen in Gesteinen sehr verbreitet sind<sup>1)</sup>. Grünliche Farben besitzen Gesteine mit eisenhaltigen Silikaten, wie Olivin, Chlorit, Epidot, Glaukonit; graue, bläulich schwarze, schwärzliche Farbentöne, so bei Tonen und Kalksteinen, werden meist von organischen kohlenstoffhaltigen Bestandteilen verursacht, zuweilen auch gelbliche. Die betreffenden Gesteine werden durch Erhitzen (Verbrennen der Kohlenstoff-Verbindungen) gebleicht.

Bezüglich der Farbenwirkung bei Bau- und Ornamentsteinen wichtig sind weiterhin die ungleichmäßigen Verteilungen der Farben, wie sie bei Eruptiven durch eingestreute, besonders große Kristalle, örtliche Anhäufungen von Mineralien, Einschlüsse fremder Gesteine, bei Sedimentgesteinen durch Schichtenwechsel, ungleichmäßige Verteilung von Farbstoffen innerhalb derselben Lage, Anhäufungen z. B. von Ton an bestimmten Stellen im Sandstein (Tongallen) und bei beiden durch ungleichmäßige Verwitterung, sowie durch Mineralabsätze in Spalten (Gangbildungen) zustande kommen. Wo es gilt, für große Bauwerke gleichmäßiges Material zu gewinnen, machen sich diese Ungleichmäßigkeiten in der Farbenverteilung gelegentlich störend geltend.

Sehr wesentlich ist in der in Rede stehenden Hinsicht Farbbeständigkeit von Gesteinen. Gelegentlich zwar gewinnen Bausteine unter dem Einfluß der Atmosphären eine schönere, wärmere Farbe, z. B. gewisse gelbliche Kalksteine (italienische Travertine) ein tieferes Gelb wohl infolge Verwitterung fein verteilten Eisenkieses, im allgemeinen ist indes Farbbeständigkeit erwünscht. Öfter werden jedoch dunkel färbende, organische Bestandteile durch Oxydation an der Luft allmählich zerstört, das Gestein wird dabei gebleicht. Auch werden nicht selten beigemengte Eisenoxydul- oder Mangan-

<sup>1)</sup> Beim Brennen von Gesteinen, die durch Eisenhydroxyd gefärbt sind (Tone), geht die gelbe Farbe infolge der Umwandlung des Hydroxyds in Oxyd in eine rote über (viele Backsteine, Ziegel usw.). Grauschwarze Backsteine, wie sie in China üblich sind, entstehen bei reduzierendem Brennen, also wohl infolge der Bildung von Eisenoxyduloxyd.

oxydulverbindungen (z. B. Eisenkarbonat oder Mangankarbonat) höher oxydiert, und machen sie sich dann in gelben, braunen, schwarzen Flecken und Streifen z. B. auf Marmor unangenehm geltend. In der Hinsicht gefährdet ist besonders Eisenkies (Eisenbisulfid), der sich zu Brauneisenstein verwandelt.

Eisenoxyd ist widerstandsfähiger gegen die Atmosphärien als Eisenkarbonat und das Bisulfid vom Eisen.

Die Farbenwirkung eines Gesteins wird durch Politur infolge der Glanzerhöhung wesentlich verbessert. Auch setzt sie das Ansiedeln von Staub, Ruß, niedern Pflanzen wegen der erzielten glatten Oberfläche stark herab. Zur bessern Haltbarkeit des Materials trägt, wie bereits erwähnt, die Politur bedeutend bei.

Gut polierbar sind im allgemeinen Gesteine mit ungefähr gleich harten Mineralien, z. B. glimmerarme Granite, der nur aus einem Mineral bestehende Marmor u. a. Liegt ein Gemenge aus harten und weichen Substanzen vor, so werden die harten Bestandteile beim Polieren blank, die weichen, besonders blätterige, weniger glatt; erdige bleiben matt. Auch ragen infolge schwerer Abnutzbarkeit die harten Gemengteile aus den weichen nach der Politur etwas hervor. Kompakte Gesteine lassen sich natürlich bedeutend leichter polieren als poröse.

k) **Chemische Zusammensetzung.** Außer als Material für Bauten verschiedenster Art werden Gesteine in sehr bedeutenden Mengen in der chemischen Großindustrie bzw. im Hüttenbetriebe gebraucht, an Eisenerzen z. B. jährlich etwa 140 Millionen Tonnen (1910), an Steinkohlen allein in Deutschland 159 Millionen Tonnen (1911).

Während nun bei der Verwendung von Gesteinen für die Zwecke des Architekten und Bauingenieurs ganz besonders die physikalischen Verhältnisse des Materials berücksichtigt werden, die chemischen nur insoweit sie die Haltbarkeit bedingen, handelt es sich bei der Verwertung von Gesteinmassen als Rohmaterial für die chemische Industrie in erster Linie um die stofflichen Verhältnisse der Gesteine. Die Verwendungsfähigkeit hängt vielfach von der Reinheit der Massen ab, so bezüglich des Quarzsandes für die Fabrikation klarer Gläser vom Freisein von schädigenden Substanzen wie eisenhaltigen Mineralien, bei der Mörtelbereitung aus Kalkstein von der Annäherung an 100% Kalziumkarbonat usw. Im systematischen Teile sollen die chemischen Verhältnisse der Gesteine eingehend gewürdigt und eine Reihe von industriellen Verwendungen berücksichtigt werden.

## IX. Übersicht der Eruptivgesteine.

### 1. Allgemeine chemische Zusammensetzung der Eruptivgesteine und graphische Darstellung der Analysenergebnisse.

An der stofflichen Zusammensetzung der Eruptivgesteine nehmen hauptsächlich teil Kieselsäure ( $\text{SiO}_2$ ), Tonerde ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ), Eisenoxyd ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), Eisenoxydul ( $\text{FeO}$ ), Kalziumoxyd ( $\text{CaO}$ ), Magnesiumoxyd ( $\text{MgO}$ ), Natron ( $\text{Na}_2\text{O}$ ), Kali ( $\text{K}_2\text{O}$ ), also acht Oxyde. Wasser ( $\text{H}_2\text{O}$ ) findet man bei frischen Gesteinen meist wenig, und in gleichfalls nur untergeordneten Mengen Phosphoroxyd ( $\text{P}_2\text{O}_5$ ), Titanoxyd ( $\text{TiO}_2$ ), Zirkonoxyd ( $\text{ZrO}_2$ ), Chlor ( $\text{Cl}$ ), Fluor ( $\text{Fl}$ ), Boroxyd ( $\text{B}_2\text{O}_3$ ), Lithion ( $\text{Li}_2\text{O}$ ), Manganoxydul ( $\text{MnO}$ ), Baryumoxyd ( $\text{BaO}$ ), Schwefel ( $\text{S}$ ), in Spuren noch eine Fülle anderer Stoffe. Kohlensäure ( $\text{CO}_2$ )-Führung und größerer Gehalt an Wasser deuten auf Verwitterungserscheinungen hin, ausgenommen bei glasreichen Gesteinen, die auch ganz frisch wasserreich sein können (bei Pechsteinen bis etwa 10% Wasser). Über die Gase der Eruptive vgl. S. 122. Das Verhältnis der chemischen Hauptbestandteile zueinander schwankt sehr, so der Bestand an Kieselsäure (abgesehen von ganz extremen Fällen, wie sie durch Erzgesteine einerseits, eruptive Quarzgesteine (Peracidite) andererseits gegeben sind) von 24—80%, doch sind Zahlen unter 42%  $\text{SiO}_2$  seltene Ausnahmen. Eruptive mit mehr als 65% Kieselsäure ( $\text{SiO}_2$ -Gehalt des Kalifeldspats) nennt man wohl saure, solche mit 52—65% Kieselsäure neutrale (oder intermediäre), solche mit weniger als 52% Kieselsäure basische Gesteine.

Die Durchschnittszusammensetzung der Eruptive in Gewichtsprozenten ist nach Washington 58,2  $\text{SiO}_2$ ; 15,8  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; 3,3  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ; 3,9  $\text{FeO}$ ; 3,8  $\text{MgO}$ ; 5,2  $\text{CaO}$ ; 3,9  $\text{Na}_2\text{O}$ ; 3,2  $\text{K}_2\text{O}$ ; 1,8  $\text{H}_2\text{O}$ ; 1,0  $\text{TiO}_2$ ; 0,4  $\text{P}_2\text{O}_5$ .

Von Bedeutung ist, daß erfahrungsmäßig nicht alle möglichen Mischungsverhältnisse der oben angeführten wichtigsten Stoffe vorkommen, sondern gewisse Vereinigungen ausgeschlossen erscheinen; so wird das Zusammenkommen von sehr viel Kieselsäure und viel Kalk oder Magnesia nicht beobachtet, ebenso nicht von viel Tonerde mit viel Magnesia und Eisenoxydul u. a. m.

Das Ergebnis der chemischen Analyse<sup>1)</sup> drückt man in Gewichtsprozenten oder in Molekularproportionen (Gewichtsprocente dividiert durch Molekulargewicht) aus. Zur übersichtlichen Darstellung bedient man sich gelegentlich der Formeln, häufiger graphischer Darstellung. Gesteins-Formeln, die auch die Gesteinsstruktur versinnbildlichen sollen, hat Michel-Lévy vorge schlagen. Sie haben sich nicht recht eingebürgert, können deshalb hier über gangen werden. Osann bringt nur die chemischen Verhältnisse mit seinen Formeln vorteilhaft zum Ausdruck.

Sein Verfahren möge an einem Beispiele erörtert werden<sup>2)</sup>. Die Analysenergebnisse eines Gabbrogesteins von Harzburg (Harz) sind in Molekularverhältnissen auf 100 berechnet, und zwar auf wasserfreie Substanz bezogen und unter Umrechnung des  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  zu  $\text{FeO}$ : 60,04  $\text{SiO}_2$ ; 13,67  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; 7,92  $\text{FeO}$ ; 2,63  $\text{MgO}$ ; 10,98  $\text{CaO}$ ; 3,61  $\text{Na}_2\text{O}$ ; 1,15  $\text{K}_2\text{O}$ . Eine bequeme Übersicht wird erlangt durch eine Aufteilung dieser Größen in Gruppen, von denen die erste ( $s$ ) den Ge-

<sup>1)</sup> Über ihre Ausführung vgl. W. F. Hillebrand, Analyse der Silikat- und Karbonatgesteine.

<sup>2)</sup> Näheres in Tschermaks mineral.-petrogr. Mitteilungen 1899 u. f.

samtkieselsäuregehalt kennzeichnet, die zweite ( $A$ ) die Anzahl der Molekel  $(\text{Na}, \text{K})_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ , die dritte ( $C$ ) die Anzahl der Molekel  $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$  und die vierte ( $F$ ) die Anzahl der Molekel  $(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Ca})\text{O}$  angibt. Abgesehen von Gehalt an Kieselsäure sind diese Gruppenformeln charakteristisch für bestimmte Mineralien, und zwar  $A$  für die Alkalifeldspate und ihre Vertreter Nephelin, Leucit, bei denen allen  $(\text{Na}, \text{K})_2\text{O} : \text{Al}_2\text{O}_3 = 1:1$ , also wie in  $A$  ist. Auch für Sodalith und Hauyn stimmt das fast ganz genau. Gruppe  $C$  verkörpert wieder, abgesehen von  $\text{SiO}_2$ , den Kalkfeldspat  $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$ , und schließlich  $F$  die dunklen Gemengteile wie Augit, Hornblende, Olivin. Die Aufteilung geschieht in folgender Art:  $\text{SiO}_2$  bleibt geschlossen für sich;  $s$  ist also durch die Molekelzahl von  $\text{SiO}_2$  gegeben, im vorliegenden Beispiel = 60,04. Zur Bildung von  $A$  werden die Moleküle  $\text{Na}_2\text{O}$  und  $\text{K}_2\text{O}$  zusammengezählt, und von den  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Molekülen werden entsprechend viel dazugenommen, im Beispiel also 3,61  $\text{Na}_2\text{O}$  + 1,15  $\text{K}_2\text{O}$ . Mithin ist  $A = 4,76$ . Die Zahl der Moleküle  $C = \text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$  ist durch den noch verbleibenden Rest an  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Molekülen gegeben, im Beispiel 13,67 weniger 4,76 (welch letztere zur Bildung von  $A$  verbraucht sind). Es

bleiben also 8,91 Moleküle  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , denen gleichviel von  $\text{CaO}$  zugefügt werden. Die Anzahl von Moleküle  $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$  beträgt mithin 8,91;  $C = 8,91$ . Die übrigbleibenden Moleküle  $\text{CaO}$  (nämlich  $10,98 - 8,91 = 2,07$ ) werden wie  $\text{FeO}$  und  $\text{MgO}$  zur Gruppe  $F$  verwandt. Die Anzahl der Moleküle dieser Gruppe ist mithin  $2,07 \text{ CaO} + 7,92 \text{ FeO} + 2,63 \text{ MgO}$ , insgesamt 12,62. So nach ist  $F = 12,62$ . Zusammenfassung: 60,04  $s$ ; 4,76  $A$ ; 8,91  $C$ ; 12,62  $F$ , wobei  $s + 2A + 2C + F = 100$ . Um bequemere Zahlen zu bekommen, werden  $A$ ,  $C$  und  $F$  so weit reduziert, daß ihre Summe = 20 ist. Die entsprechenden Zahlen, die abgerundet werden können, sind dann  $a$ ,  $c$  und  $f$ . Beim besagten Beispiel lautet die Formel dann  $60s$ ;  $3,5a$ ;

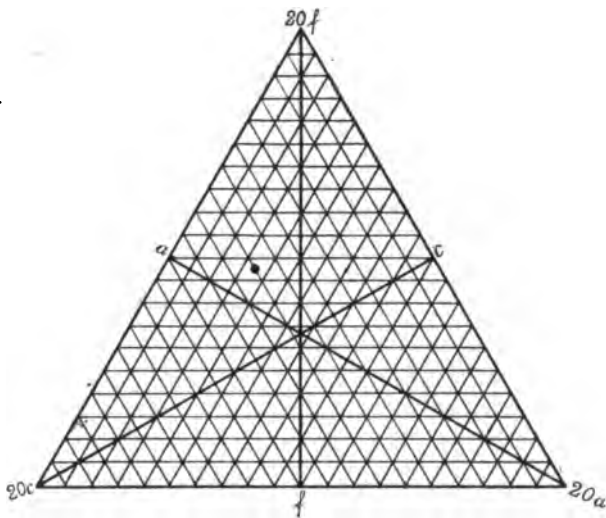


Fig. 212. Osann'sches Dreieck.

$7c$ ;  $9,5f$ . Um auch das Zahlenverhältnis der Moleküle  $\text{Na}_2\text{O}$  und  $\text{K}_2\text{O}$  leicht kenntlich zu machen, wird die Summe der Moleküle von  $\text{Na}_2\text{O}$  und  $\text{K}_2\text{O}$  auf 10 berechnet.  $n$  gibt davon die Anzahl der  $\text{Na}_2\text{O}$ -Moleküle an; natürlich ist die Zahl der  $\text{K}_2\text{O}$ -Moleküle dann  $10 - n$ . Beim Beispiel ist  $n = 7,6$ . Das volle Symbol heißt danach:  $60s$ ;  $3,5a$ ;  $7c$ ;  $9,5f$ ;  $7,6n$ .

Die Osann'sche Formel erleichtert den Überblick der Analysenergebnisse, da man nur mit wenigen Größen zu tun hat. Außerdem lassen sich unter Berücksichtigung der Dünnschliffuntersuchung allerlei Schlüsse auf die Art und Mengenverhältnisse der Bestandteile ziehen. So erkennt man im besprochenen Falle des Gabbrogesteins von Harzburg außer der Kieselsäurestufe  $s$ , daß in ihm ein Alkalifeldspat enthalten ist. Man muß dabei bedenken, daß das Verhältnis Alkalifeldspat: Anorthit nicht  $a:c$ , sondern  $2a:c$  ist. ( $\text{K}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2 = 2\text{KAlSi}_3\text{O}_8 = 2$  Kalifeldspat und  $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2 = 2\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 = 2$  Albit, während  $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 = \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 = 1$  Anorthit.) Es liegt also eine Feldspatmischung von etwa  $7:7 = 1:1$  vor. Natronfeldspat überwiegt stark den Kalifeldspat ( $7,6:2,4$ ). An dunklen Gemengteilen ( $f$ ) ist der Gabbro reich. Zu  $A = 4,76$  Alkalifeldspat gehören  $6A = 28,56$  Kieselsäure, denn die Formel für ersteren lautet  $(\text{K}, \text{Na})_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$ , zu  $C = 8,91$  Kalkfeldspat ( $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$ )  $2 \cdot 8,91 = 17,82 \text{ SiO}_2$ ; zu  $A + C$  also  $46,38 \text{ SiO}_2$ . Von der Gesamtmenge von  $60,04 \text{ SiO}_2$  verbleiben für  $F$   $13,66 \text{ SiO}_2$ , und da  $F = 12,62$  ist, so ist die wesentliche Zusammensetzung von  $F$  aus Metasilikaten, bei denen  $\text{SiO}_2:\text{RO} = 1:1$ , ersichtlich.

Eine einfache graphische Darstellung der chemischen Zusammensetzung der Gesteine besteht darin, auf einem in 100 Teile gegliederten Streifen mit verschiedener Schraffierung oder Farbe die Gewichts- oder Molekularprozentage aufzutragen. Auch hat man vorgeschlagen, auf den Strahlen einer

Sternfigur den Gehalt an Kieselsäure, Tonerde usw. abzumessen und durch Verbindung der Strahlenden ein Feld zu umschließen. Mit Hilfe der Osannschen Formel ist es einfach, eine Dreiecksprojektion zu Hilfe zu nehmen (Fig. 212, S. 117).

Die Höhenlinien des großen Dreiecks in Fig. 212 sind in je 20 Teile zerlegt, und Parallelen zu den Dreiecksseiten sind durch die Punkte auf den Höhenlinien gelegt. Alle Punkte auf der Basislinie haben die Bedeutung  $f = 0$ , die auf der ersten Parallelen  $f = 1$  usw., der Punkt in der Dreiecksspitze gegenüber der Basis bedeutet  $f = 20$ . Entsprechend ist es mit  $a$  und  $c$  gehalten. Der Projektionspunkt für den oben erwähnten Gabbro mit  $a = 3,5$ ;  $c = 7,0$ ;  $f = 9,5$  ist in die Figur eingetragen. Denselben Punkt erhält man, wenn die Seiten des Dreiecks als Koordinaten benutzt werden, z. B. wenn man auf der linken Seite nach oben  $9,5 f$  und dann nach rechts  $3,5 a$  abzählt. Zwei Daten von den dreien ( $a, c, f$ ) genügen, um die Projektion zu machen.  $s$  kann im Osannschen Dreieck nicht dargestellt werden. Sollen vier Größen diagrammatisch gekennzeichnet werden, so benutzt man ein reguläres Tetraeder.

Statt  $a, c$  und  $f$  stellt man zur Kennzeichnung der chemischen Umstände eines Gesteins auch in Dreiecksprojektion dar das Verhältnis von  $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 : (\text{Fe, Mg, Ca})\text{O}$ , das sog. SAIF-verhältnis, ferner das von  $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{CaO} : (\text{Na, K})_2\text{O}$  (ALCK).

## 2. Allgemeine Übersicht der Erstarrung von Eruptivgesteins-Schmelzflüssen.

### a) Gesteinsdifferenzierungen.

Es erhebt sich hier zunächst die Frage nach der Erklärung einer besonders bei großen Tiefenerstarrungen weitverbreiteten Erscheinung, nämlich der chemischen und damit zusammenhängend mineralischen Verschiedenheit von Teilen eines und desselben Eruptivkörpers. Als Beispiel solcher Gesteinsdifferenzierung sei das Gabbrovorkommen von Carrock Fell in Cumberland angeführt, das einen Lakkolithen darstellt, der im Zentrum Quarzgabbro mit 59,5%  $\text{SiO}_2$  führt. Nach den Rändern zu findet sich gewöhnlicher Gabbro ein, der nach außen immer ärmer an  $\text{SiO}_2$  und insbesondere reicher an Eisenerz wird, bis schließlich ein ultrabasisches Gestein mit 27% titanhaltigem Eisenerz und nur 32,5%  $\text{SiO}_2$  vorliegt. Anderorts, so bei Meißen in Sachsen, gehen Granite in Syenite über, am Monzoni Syenite in Diorite u. a. mehr. Gelegentlich tritt eine große Mannigfaltigkeit heraus, die sich als die Herausbildung von „Komponentengesteinen“ eines Gesteinstypus kennzeichnet. In der Hinsicht sind die Gabbros von Interesse. Es handelt sich bei ihren Magmen um Silikate wesentlich von Al, Fe, Ca, Mg, Na, ferner um  $\text{Fe}_3\text{O}_4$ , Kalziumphosphat und von in geringeren Mengen vorhandenen Stoffen. Das normale Gabbrogestein zeigt in gleichmäßigem Wechsel von Kristallen Natronkalkfeldspat, Diallag, Olivin, Eisenerz, Apatit. Andererseits findet man aber in einem Gebiete neben normalem Olivingabbro Komponentengesteine, z. B. einerseits ein an Olivin und Diallag armes Labradorgestein, andererseits ein feldspatarmes Olivin-Diallag-Gestein, oder einen Diallagfels, einen Erzfels, Apatitschlieren u. dgl.<sup>1)</sup>

Zur Erklärung solcher Gesteinsdifferenzierungen könnte man annehmen, daß in einem ehemals einheitlichen Eruptivkörper sich Sonderungen vollziehen

<sup>1)</sup> Andre Beispiele der Gesteinsdifferenzierung bieten sich in den Gangschizolithen sowie in den „gemischten Gängen“ dar, auf deren Schilderung (S. 150, 169 u. 147) verwiesen sei.

- a) im Temperaturbereiche, bei dem das gesamte Material noch flüssig war. Der Vorgang sei Magmensecheidung genannt;  
 b) bei dem Vorgange der Kristallausscheidung. Dieser Prozeß möge magmatische Kristallisationsentmischung heißen;  
 c) im bereits festen Gestein. Der Vorgang sei Umstehen genannt.

a) Gesteinsdifferenzierung durch Magmensecheidung.

Zunächst ist nicht ausgeschlossen, daß sich im langen Lauf der Zeit eine Trennung der feurigflüssigen chemischen Bestandteile in Magmen nach dem spezifischen Gewichte vollzog, daß also schwere Stoffe der Lösung sich unten, leichte oben anreicherten.

Als Beispiel für eine solche magmatische Entmischung nach der Schwere und zwar eins größter Art, gilt die radiale Sonderung der Erdstoffe. Man nimmt an, daß der magmatische Erdball schon im Zustande der Dissoziation<sup>1)</sup> Sonderungen erfuh. Die chemischen Elemente entmischten sich und trennten sich nach dem spezifischen Gewicht: außen die leichtesten, darunter die schwereren Stoffe der Lithosphäre und zuunterst die schwersten (der metallreiche Erdkern). Trotz vieler verwischender Vorgänge ist dieser Zustand im allgemeinen noch vorhanden. Das hohe spezifische Gewicht der Gesamterde gegenüber dem geringern ihrer Außenteile weist auf schwere Massen im Innern des Erdballes hin. Je schwerer ein Element ist, um so seltener im großen ganzen wird es auf der Erdoberfläche gefunden. Ob aber diese Sonderung ein Beispiel von Magmensecheidung ist oder sich bereits im gasigen Erdball vollzog, steht dahin. Die Möglichkeit einer Trennung durch die Schwere ist auch für Gase gegeben und wird z. B. für die Atmosphäre angenommen, deren Sauerstoffgehalt nach außen mehr und mehr zugunsten des Stickstoffs abnehmen soll, bis auch dieser verschwindet und die Luft aus Wasserstoff besteht.

Fernerhin könnte sich eine Magmensecheidung unter dem Einfluß der Temperaturänderung vollziehen, die ein Schmelzfluß durch Abkühlen erfährt. Die Mischbarkeit der chemischen Komponenten einer Schmelze wechselt ja gelegentlich mit dem Wärmegrad<sup>2)</sup>. Ob das für Silikate zutrifft, ist noch nicht sichergestellt.

Von Einfluß könnte schließlich bei der in Rede stehenden Magmensecheidung der osmotische Druck gewesen sein<sup>3)</sup>. Eine durch ihn veranlaßte Entmischung würde zwar sehr langsam erfolgen.

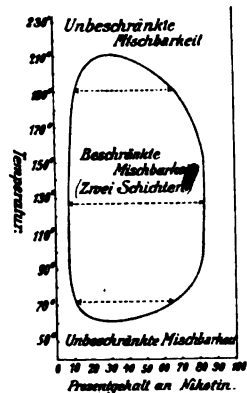


Fig. 213. Schema für die Mischbarkeit von Nikotin und Wasser.

<sup>1)</sup> Das chemische Gleichgewicht verschiebt sich bei Temperaturerhöhung in dem Sinne, daß sich Reaktionen abspielen, die Wärme erfordern. Das ist im allgemeinen bei Zerlegung der Verbindungen in ihre Elemente der Fall. Daher werden solche Verbindungen bei immer weiter gesteigerter Temperatur schließlich in ihre Elemente zerfallen, z. B. wird der bei mäßig erhöhter Temperatur vor sich gehende Verbrennungsprozeß  $C + O_2 = CO_2$  bei gesteigerter Hitze eingeschränkt, es herrscht die Reaktion  $C + O = CO$  vor, welche weniger Wärme liefert,  $CO_2$  zerlegt sich zu  $CO$  und  $O$ ; schließlich findet keine Verbrennung mehr statt. Umgekehrt verhalten sich sog. endotherme Verbindungen; sie entstehen unter Wärmebildung, so Cyan und gewisse Kohlenwasserstoffe. Derartige Verbindungen sind spektroskopisch in der Sonne nachgewiesen.

<sup>2)</sup> Sie kann bei Temperaturerhöhung steigen oder auch fallen. Besonders interessant sind Umstände wie bei Nikotin und Wasser, bei denen festgestellt ist, daß ein von Temperatur und Konzentration abhängiges Nichtmischbarkeitsfeld in den Mischbarkeitsbezirk eingelagert ist (Fig. 213). Über 210° herrscht völlige Mischbarkeit. Bei bestimmten Konzentrationen und unter 210° findet eine Entmischung statt, und zwar in Lösungen, deren Zusammensetzung die Enden der Pfeile in Fig. 213 angeben. Unter 60° beginnt die völlige Mischbarkeit wieder. Vorlesungsbeispiel: Wasser + Phenol über 68° vollkommen mischbar, unter 68° Emulsion.

<sup>3)</sup> In einer gleichmäßig warmen Lösung stehen die gelösten Teile miteinander im Gleichgewicht. Wird durch Temperaturerhöhung örtlich Energie zugeführt, so übt hier eine kleinere

Das Ergebnis dieser einzelnen oder mit einander verbundenen Umstände wäre die Differenzierung in verschiedene Teilmagmen.

b) Der hier magmatische Kristallisationsentmischung genannte Vorgang ist ein Entmischen durch Bildung von Kristallisationszentren und führt zur Magmenerstarrung.

Beim Sinken der Temperatur bis zu einem bestimmten, vor allem von der chemischen Zusammensetzung des Magmas abhängigen Grade, beginnt, wenn nicht Unterkühlung eintritt, ein Schmelzfluß durch Kristallisieren seine Verfestigung. Als Gemisch hat er keinen scharfen Erstarrungspunkt als Ganzes, sondern ein Erstarrungsintervall: die Verfestigung vollzieht sich innerhalb eines Temperaturbereiches, in welchem ausgeschiedene Kristalle und Mutterlauge der jeweiligen Löslichkeit entsprechend nebeneinander vorhanden sind. Man muß also festhalten, daß auch dasselbe Mineral sich aus einem Schmelzflusse bei verschiedenen Wärmegraden ausscheiden kann, ein Vorgang, der sich besonders bei Tiefenerstarrungen oft über eine sehr lange Zeit erstrecken mag.

Nun besteht der Kristallisationsvorgang ja darin, daß sich im Magma unzählige Sammelstellen (Kristallisationszentren) bilden, nach denen die entsprechenden chemischen Verbindungen sich aus einem gewissen Umkreis (Kristallisationshof) begeben, um sich dort zu verfestigen. Die Wanderung der Stoffe beim Kristallisieren geschieht also im flüssigen Zustande. Der Festwerdung geht eine chemische Differenzierung im Magma voraus, indes nicht eine für wenige große, sondern für sehr viele kleine Bezirke. Wie groß diese einzelnen Rekrutierungsräume sich ausdehnen, hängt wohl von der Schnelligkeit der Wärmeentziehung und von der innern Reibung, der Beweglichkeit bzw. Zähigkeit, des Schmelzflusses ab. Verliert das Magma seinen Wärmeschatz sehr langsam, so werden sich die ausscheidenden Mineralien, ganz entsprechend bekannten Vorgängen der Erstarrung von Metallen, zu bedeutenderer Größe entwickeln als bei schnell verlaufender Erkaltung. Die innere Reibung des Schmelzflusses hängt von seiner chemischen Art und von der Temperatur ab. Sie ist bei kieselsäurereichen Schmelzflüssen im allgemeinen größer als bei basischen, doch kommt dabei wohl auch der Gehalt des Magmas an Wasser und anderen flüchtigen Stoffen als Viskositätsverringern in Betracht. Erhöhung der Temperatur erniedrigt die innere Reibung.

Es ist nun sehr wohl möglich, daß die Kristallisationsentmischung größere Dimensionen annimmt, vergleichsweise wie beim Meereis, das sich an den kältesten Stellen der natürlichen Salzlösung ausscheidet und sich fortgesetzt nach unten verdickt, bis eine ganz ansehnliche „Oberflächenfazies“ der Erstarrung vorliegt. In ähnlicher Art könnte man durch solche fraktionierte Kristallisation basische Ränder von Eruptiven, also eine häufige Erscheinung der Gesteinsdifferenzierung, erklären. Verändernd hineinspielen dürfte gelegentlich in diesen Vorgang der Kristallisationsentmischung eine Sonderung nach der Schwere. Im Magma sich ausscheidende Kristalle werden, falls sie schwerer sind als die Schmelze, bestrebt sein, zu Boden zu sinken, und wenn sie leichter sind, aufzusteigen, so daß eine Scheidung durch

Menge gelösten Stoffes denselben osmotischen Druck aus wie eine größere in der kälteren Partie. Daher wandern gelöste Stoffe in entsprechender Menge nach den kälteren Stellen. Die osmotischen Gesetze gelten mit leidlicher quantitativer Richtigkeit nur für verdünnte Lösungen. Damit ist natürlich nicht gesagt, daß in stärkerer Lösung osmotischer Druck keine Rolle spielt.

Absetzen (Absinken) bzw. Aufsteigen stattfinden kann, wie das ja bei Kristallisationen aus wässrigen Lösungen (Niederschlägen) die Regel und auch bei künstlichen Metallschmelzen in den sog. Saigerungen so häufig zu bemerken ist<sup>1)</sup>. In der Tat ist es im Hinblick auf die oft sehr verschieden schweren Gemengteile<sup>2)</sup>, deren Kristallisation nicht gleichmäßig begann, bei denen vielmehr gerade sehr schwere Erze zuerst anfangen, sich abzusondern, bemerkenswert, dennoch eine im allgemeinen recht gleichmäßige Verteilung der Gemengteile in den Eruptivgesteinen zu finden. Man wird also in einem sich durch Kristallisation verfestigenden Magma Umstände voraussetzen müssen, die einer Sonderung der Minerale nach ihrem spezifischen Gewichte entgegnetreten. Dahin gehört der Vorgang, daß schwere, in tiefere also heißere Regionen absinkende Ausscheidungen hier wieder gelöst werden. Weiter ist zu bedenken, daß ein Verfilzen der Ausscheidungen untereinander, auch Strömungen in Magmen dem Niedersinken von Bestandteilen entgegenwirken können. Andererseits darf man wohl annehmen, daß die Schmelzflüsse während ihrer Kristallausscheidung meist zähflüssig waren, und daß deshalb wenigstens eine schnelle Trennung der Mineralien nach ihrer Eigenschwere nicht möglich war.

Gelegentlich scheint es aber doch zum Absinken und Ansammeln von schweren Gemengteilen in tieferen Teilen von Magmen gekommen zu sein, so von Hornblenden in den untern Partien von Basaltvorkommnissen. Vielleicht erklären sich so auch manche massenhaften, örtlichen Anhäufungen von Erzen in Eruptivgesteinen.

In der Hinsicht interessieren recht sehr die Eisen, Kupfer und Nickel führenden Erze in Sudbury, Canada. Granit und Quarzdiorit gehen dort nach der Tiefe in Norit über, und die sulfidischen Erze finden sich in den unteren Partien dieses Gesteins.

c) Schließlich können sich Entmischungen auch noch im durchaus festen Zustande durch Umstehen ereignen.

Daß sich mit Temperaturänderungen in starren Körpern nicht selten molekulare Umwandlungen ereignen, ist jedem Chemiker und Mineralogen geläufig<sup>3)</sup>.

Mit ziemlicher Sicherheit läßt sich eine Differenzierung im festen Zustande beim Meteoreisen voraussetzen (siehe Meteoriten, S. 203). Bezüglich der silikatischen Eruptive hat man einen Anhalt in der Hinsicht bei künstlichen Gläsern. Die Verfestigung hat bei ihnen die Entmischung überholt.

<sup>1)</sup> Z. B. sinkt das in einer Sn-Bi-Schmelze zuerst ausgeschiedene schwere Wismut herunter; in einer Pb-Sb-Schmelze steigt das zuerst kristallisierende leichtere Antimon empor.

<sup>2)</sup> Ein Feldspatbasalt z. B. enthält Erz, Apatit, Plagioklas, Augit, Olivin mit den spezifischen Gewichten 5; 3,2; 2,7; 3,3; 3,3.

<sup>3)</sup> Besonders interessant und gut untersucht sind die Entmischungen, welche sich im festen Eisen vollziehen. Eisen mit geringem Gehalt an C (z. B. 0,6%) zeigt beim schnellen Abkühlen den harten Martensit (gehärteter Stahl), das ist eine feste Lösung von Kohlenstoff oder Eisenkarbid ( $\text{Fe}_3\text{C}$ ) in Eisen. Beim langsamen Abkühlen jedoch entmischt sich (im festen kristallisierten Zustande des Eisens) die Lösung in Cementit ( $\text{Fe}_3\text{C}$ ) und Ferrit (reines Eisen), wie man durch mikroskopische Beobachtungen erkennen kann. Die Entmischung geht mit merklicher Geschwindigkeit nur bei erhöhter Temperatur vor sich, bei niedrigeren Wärmergraden entzieht sie sich wegen unendlich langsamen Verlaufs der Beobachtung. — Auf Wanderungen von Stoffen in festem Zustande beruht auch z. B. die Herstellung von schmiedbarem Guß und das Zementieren (Kohlenstoff wandert aus dem Roheisen heraus bzw. in Schmiedeeisen hinein), die Diffusion von festem Gold in festem Blei und ähnliches mehr.



bei allmählicher Abkühlung bzw. durch nachträgliche langdauernde Erwärmung entglasen bekanntlich viele Kunstgläser, d. h. die Entmischung geht im erstarrten Material vor sich. Bei niedriger Temperatur verläuft sie außerordentlich langsam. In der Natur stellen sich Entglasungen (z. B. Sphärolithbildungen) in wohl noch nicht ganz erkalteten Eruptiven gleichfalls ein. Das spricht dafür, daß auch in bereits vollends abgekühlten glasigen Massen, wenn sie durch Überlagerung wieder wärmer werden, kristalline Differenzierungen stattfinden. Bei Eruptiven der kristallinen Schieferen mag das vorgekommen sein.

#### b) Die „Gase“ im Magma.

Bei den obigen Erörterungen ist auf die Durchtränkung der Magmen mit Beimischungen, wie Wasser, Kohlensäure, Fluor, Chlor, Bor u. a. keine Rücksicht genommen. Zwar sind diese Stoffe in der Tat nicht anders auf-



Fig. 214. Glühende Eruptionswolke des Mt. Pelée (Martinique). Nach Lacroix.



Fig. 215. Dampferfüllter Krater des Papandajan (Java). Mit ausfließendem Bach heißen Wassers.

zufassen als die übrigen Komponenten, etwa Ca, K oder Na, nämlich als normale Bestandteile, nur mit großer Neigung sich in Dampfform zu verwandeln (vergleichbar dem Quecksilber bei gewissen metallischen Legierungen) indes spielen wohl grade sie bei der Differenzierung in Teilmagmen und bei der Kristallisationsentmischung eine wichtige Rolle. In der Hinsicht hat man die Meinung, daß sie dem Schmelzfluß eine größere innere Beweglichkeit verleihen als sie trocknen Magmen zukommt. Damit mag, wie Brögger betonte, das besonders häufige Vorkommen magmatischer Differenzierungen bei Tiefengesteinen, aus denen die Gase nur langsam entweichen können, im Zusammenhange stehen. Auch die Herausbildung des großkristallinen Gefüges der genannten Gesteine kann durch diese geringere innere Reibung im Schmelzfluß mit bedingt sein.

Als für sich bei niedriger Temperatur erstarrende Stoffe werden die Gase im Magma ferner den Beginn der Kristallisationen anderer Stoffe herunter-

setzen; ihr Entweichen kann daher Verfestigung zur Folge haben, etwa wie die Entfernung von Kohlenstoff als CO aus der Eisenschmelze das Kristallisieren von Eisen im Puddelherd veranlaßt.

Zum großen Teil verflüchtigen sich die in Rede stehenden Stoffe aus dem Magma; die Dampfwolken der Vulkane sind Zeugen davon. Ein Rest findet sich im Gestein als oft massenhafte Einschlüsse in Mineralien. Sie wurden von wachsenden Kristallen umkapselt und als Zeugen der einstigen Magmendurchtränkung aufbewahrt (vgl. z. B. Fig. 156, S. 74). Es sind wässrige Lösungen von Chloriden und Sulfaten der Alkalien auch alkalischen Erden, und in manchen solchen Einschlüssen, besonders in Quarzen und Olivinen, hat man flüssige Kohlensäure erkannt. Zum Teil gehen die Gase wie z. B. gelöstes Wasser in die Konstitution von Gemengteilen (Glimmer, Hornblende) über. Auch können sie im Gestein bleiben, wenn es ganz oder zum Teil den Charakter einer starren Flüssigkeit, also von Glas, erhält. Dann hat die Abkühlung die Ausscheidung gewissermaßen überholt, und so findet man gelegentlich noch beträchtliche Mengen von flüchtigen Bestandteilen, z. B. Wasser in sog. Pechsteinen, die davon bis an 10% führen. Ein Teil davon mag allerdings sekundär sein. Von großem Interesse ist es, daß auch Chlor und wenn gleich bislang vereinzelt, Kohlenwasserstoffe in solchen Gläsern beobachtet sind.

Die Ursache für die Abscheidung der absorbierten Gase aus den natürlichen Schmelzflüssen ist der Wärmeverlust der Magmen. Er veranlaßt die Ausscheidung zunächst von Kristallen. Dabei wird die Gasmenge, welche in den Schmelzteilen gelöst war, die jetzt als Kristalle vorliegen, im Schmelzrest sich ansammeln, bei fortschreitender Kristallisation aber schließlich zu folge großen Dampfdruckes in Freiheit gesetzt.

Die vom erstarrenden und erkaltenden Magma ausgeschiedenen Gase und wässrigen Lösungen sammeln sich z. T. in Klüften und sonstigen Hohlräumen (Drusen) der Eruptivgesteine, wo sie mancherlei Absätze (Pegmatite, Zeolithe) verursachen, auch aus Schmelzfluß ausgeschiedene Minerale gelegentlich zum Teil wieder zerstören (vgl. Greisen S. 176, Propylitisierung usw. S. 177); anderseits dringen sie von unterirdisch festwerdenden Eruptiven aus allmählich ins Nebengestein, wo sie die sog. Kontaktmetamorphosen (S. 171) veranlassen. Oft stiegen und steigen sie auf Spalten der Erdrinde empor, scheiden dabei gelöstes Material (taube Stoffe und Erze) ab, durchtränken, vielleicht schon weit ab von ihrem Ursprung, wenn auch noch als heiße Gewässer (Thermen), Gesteine und verwandeln sie in wasserführende Zersetzungsprodukte. Schließlich erscheinen sie auf der Erdoberfläche, wo sie die in ihnen noch enthaltenen Substanzen, besonders kolloidale Kieselsäure als Sinter absetzen. Für Gebiete erlöschender vulkanischer Tätigkeit sind solche heißen Quellen ganz charakteristisch.

Natürlich können die Thermen auf dem langem Wege vom Schmelzfluß in der Tiefe zur Erdoberfläche ihre Zusammensetzung durch Vermischen mit Zuflüssen oder Auflösen von Stoffen, etwa von Steinsalz, wesentlich geändert haben.

Die Verknüpfung vieler Erzvorkommnisse (Silber-, Gold-, Kupfer-, Bleierze) mit Eruptiven ist bergbaulich von größter Wichtigkeit. Besonders deutlich tritt die Natur der Eruptive als Erzbringer in der nord- und südamerikanischen Kordillere heraus; auch in Ungarn sind diese Beziehungen sehr deutlich.

Schließlich müssen an dieser Stelle die vielen Kohlensäurequellen, seien es wässrige oder Gasquellen, in Eruptivgebieten erwähnt werden. Wie Geysire und andre Thermen wird man sie im allgemeinen als Ausklänge der Eruptionen, als letzten Abschnitt der Magmenentmischung ansehen können.

Unmittelbare Anschauung über den Zusammenhang der Gasausscheidungen mit der Eruptionstätigkeit gewinnt man beim Studium tätiger Vulkane, bei denen Wolken von Wasserdampf, Aushauchungen von Kohlensäure, schwefliger Säure, Salzsäure, Schwefelwasserstoff, Chloriden von Natrium, Kalium, Ammon, Eisen usw. typisch sind.

Die Fumarolentätigkeit der Vulkane läßt sich im allgemeinen stofflich und zeitlich so gliedern, daß zunächst die Aushauchungen von Alkalichloriden erlöschen, dann hört auf der Fortgang der Chloride von Eisen, Ammon, sowie der Salzsäure, ferner die Emanation von  $\text{SO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$  und die Schwefelbildung, schließlich die der Kohlensäure, Borsäure und des Wasserdampfes.

Merkwürdige Ergebnisse hat das Studium der Fumarolen vieler Vulkane durch Brun ergeben. Er kommt zum Schluß, daß Wasser als Bestandteil des vulkanischen Magmas keine Rolle spielt. Aus Vulkanen entweichende Wasserdämpfe sind nach ihm lediglich auf eingesickertes Regenwasser zurückzuführen. Hingegen sind bedeutsam N, bzw.  $\text{NH}_3$ , Cl, H, Kohlenwasserstoffe und deren Abkömmlinge H, CO,  $\text{CO}_2$ , auch gasige Siliziumverbindungen. In Anbetracht der Wasserführung von Schmelzflußmineralien wie Glimmer, Hornblende sowie der wässrigen Einschlüsse von Granitquarz geht diese Meinung zu weit. Auch spricht der Umstand, daß Glimmer und Hornblende beim Glühen Wasser entbinden, nicht dafür, daß sie im wasserfreien Schmelzfluß entstanden und nachträglich Wasser absorbierten; denn bei gesteigertem Drucke können auch wasserhaltige Mineralien bei hoher Temperatur sich bilden. Vor allem haben sorgfältige Untersuchungen von Day und Shepherd in den Gasen des Kilaueaschmelzflusses außer N,  $\text{CO}_2$ , CO,  $\text{SO}_2$ , H, S, Cl, F auch  $\text{H}_2\text{O}$  sicher festgestellt.

Bezüglich der

### c) Reihenfolge der Ausscheidungen in Eruptivgesteinen

hat man früher gemeint, ein Auskristallisieren der Mineralien nach abnehmender Höhe ihres Schmelzpunktes annehmen zu sollen. In der Tat sind ja schwer-schmelzige Substanzen, wie Magnetit, Olivin u. a., öfter vor leichter schmelzigen wie Nephelin, Plagioklas, ausgeschieden. Eine Ausnahme macht aber bereits der hoch schmelzende Quarz, der bei Graniten am Schluß der Kristallisationsfolge entstand, wie man daran erkennen kann, daß er die Lücken zwischen den übrigen Gemengteilen ausfüllt.

Die Annahme, daß die Zeitordnung der Mineralausscheidung im Magma durch den Gehalt an Kieselsäure insofern gekennzeichnet werde, daß erst kieselsäurearme, dann mehr saure Gemengteile entstehen, ist gleichfalls nicht als allgemein richtige Regel befunden. Um ein weit verbreitetes Beispiel zu erwähnen, sei vermerkt, daß in sog. ophitischen Diabasen der kieselsäurearme Augit die Lücken zwischen den Sparren des  $\text{SiO}_2$ -reicheren Plagioklas einnimmt, also nicht älter, sondern jünger als letzterer ist (s. Fig. 237, S. 139 u. Fig. 298, S. 191).

Zur Aufklärung der in Rede stehenden Verhältnisse wird man sich an die physikalisch-chemischen Regeln halten müssen, die beim Studium der künstlichen Lösungen und Schmelzen erforscht sind. Dabei ist aber zu bedenken, daß eine einigermaßen sichere Theorie erst für die einfacheren Fälle besteht und die natürlichen Schmelzflüsse meist sehr verwickelt zusammengesetzt sind. Trotzdem sind Erwägungen wie die nachstehenden beim Studium der Gesteins-

kunde außerordentlich lehrreich, sei es auch nur um die Grundregeln der Kristallisationsentmischung von Schmelzflüssen zu erläutern.

Als Vergleichsbeispiel für eine Kristallisationsfolge sei zunächst aus der Metallwelt der einfache Fall einer trocknen, also wasserfreien Schmelze von zwei Komponenten, nämlich von Blei und Antimon, herangezogen. In Fig. 216 ist in *A* der Schmelzpunkt des Bleis ( $326^{\circ}$ ), in *B* der des Antimons ( $631^{\circ}$ ) dargestellt. Das Mischungsverhältnis von Blei zu Antimon wird auf der Abszisse gekennzeichnet, auf der die Zahlen Gewichtsprozent Antimon anzeigen. Jeder Punkt im Koordinatensystem bedeutet also eine bestimmte Mischung bei bestimmter Temperatur, z. B. *C* eine solche von 93% Blei und 7% Antimon bei einer Temperatur von ca.  $700^{\circ}$ . Ein Sinken der Temperatur wird durch Wandern des Punktes *C* auf *CD* versinnbildlicht. Die Erfahrung zeigt nun<sup>1)</sup>, daß es bei der Abkühlung von ca.  $290^{\circ}$  ab in der erwähnten Schmelze zur Ausscheidung von Bleikristallen kommt, und zwar zur Aussonderung einer ganz bestimmten von der Temperatur abhängigen Menge, d. h. also die Lösungsfähigkeit der Schmelze an Blei ist jeweils um ein bestimmtes Maß gesunken. Der flüssige Rest reichert sich durch die Bleiauscheidung natürlich an Antimon an, jedoch nur bis zu einem gewissen Grenzwert; graphisch ausgedrückt: die Zusammensetzung der Schmelze ändert sich entlang *aE* bis bei  $247^{\circ}$  (Punkt *E* der Fig.) der Gehalt des noch flüssigen Teils an Antimon 13% beträgt. Nunmehr erstarrt auch dieser Rest, und zwar bei gleichbleibender Temperatur ( $247^{\circ}$ ) unter gleichzeitiger Ausscheidung beider Metalle. Offenbar strebt, sozusagen, die Schmelze bei ihrer Abkühlung der Zusammensetzung eines bestimmten sog. eutektischen Gemisches zu; um es zu erreichen, scheidet sie bei der Abkühlung den überschießenden Bestandteil aus, worauf sie, unter Innehaltung einer bestimmten Temperatur und konstanter Zusammensetzung des jeweiligen Schmelzrestes bis zur vollständigen Erstarrung zu einem Gemisch beider Komponenten fest wird. Ist umgekehrt mehr Antimon vorhanden, z. B. entsprechend Punkt *F* 75% Antimon und 25% Blei, und die Temperatur vielleicht  $700^{\circ}$ , so beginnt beim Erkalten (vergleiche Linie *FG*) bei  $525^{\circ}$  (Punkt *b*) die Ausscheidung von Antimon; sie setzt sich entsprechend der führenden Linie *BbE* derart fort, daß bei  $247^{\circ}$  (Punkt *E*) wiederum die Zusammensetzung der Restschmelze mit 13% Antimon und 87% Blei erreicht wird und sie sich zu einem eutektischen Gemisch verfestigt.

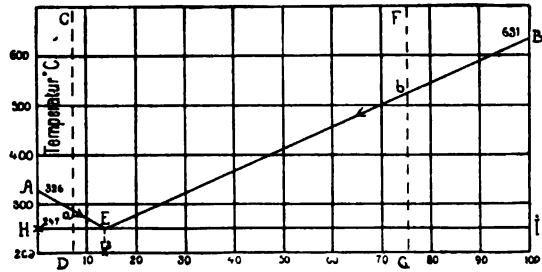


Fig. 216. Erstarrungsschema für Blei-Antimonschmelzen.

Hat eine Blei-Antimonschmelze von Anfang an die Zusammensetzung des Eutektikums, so scheidet sich weder Antimon noch Blei zuerst aus, sondern die Erstarrung beginnt und endet bei  $247^{\circ}$  unter gleichzeitiger Aussonderung beider Metalle und unter Wahrung der nämlichen Zusammensetzung des jeweiligen noch flüssigen Gemisches.

Sei ferner betont, daß das Blei-Antimongemisch beim Temperaturnachlaß bis unter die Schmelzpunkte der Komponenten völlig flüssig bleibt, wie Fig. 216 zeigt, bei welcher das Feld über *AE* ganz dem noch durchaus flüssigen Gemisch angehört und *AE* Bleiauscheidung, *BE* Antimonausscheidung bedeutet. Unter *E* ist alles fest. Die Felder *AEH* und *BEJ* stellen den Breizustand dar, d. h. Schmelze mit ausgeschiedenem Blei- bzw. Antimonkristallen.

Aus dem einfachen Diagramm der Fig. 216 lassen sich bereits eine Reihe auch petrographisch wichtiger Lehren ziehen. Zunächst ist klar ersichtlich, daß in einer Schmelze (wie auch in einer Lösung) ein Gegensatz zwischen Lösungsmittel und Gelöstem nicht besteht. Die Stoffe halten sich gegenseitig in Lösung. Ferner tritt bei solchen komplexen Schmelzen

<sup>1)</sup> Man macht solche Beobachtungen mit Hilfe der von G. Tammann sogenannten „thermischen Analyse“, d. h. unter Verwertung der Abkühlungskurven (S. 61) insbesondere bezüglich der Dauer der Kristallisationsvorgänge und unter Kontrolle durch metallographische Studien (S. 57). Letztere sind für die Petrographie von großer Bedeutung; schon Sorby erkannte z. B. bei technischen Eisen „that their structure is in many respects analogous to that of igneous rocks“. Durch metallographische Beobachtung erkennt man leicht, daß ein Eutektikum keine chemische Verbindung ist; es erweist sich vielmehr mechanisch zusammengesetzt. Im Einklang damit ist der Mangel multipler chemischer Proportionen der Komponenten.

die gegenseitige Verschiebung der Ausscheidungsgrenzen der Komponenten und die Herausbildung einer Kristallisationsbahn heraus; sie ist der Weg zu einer bestimmten chemischen Zusammensetzung ( $E$  in Fig. 216). Die Aufteilung der Schmelzen bzw. Lösungen erfolgt ersichtlich nicht bei einem für jede sich ausscheidende Substanz bestimmten Temperaturpunkt, vielmehr vollzieht sich die Kristallisation derselben Kristallart in einem Temperaturintervall. Einen bestimmten Erstarrungspunkt haben die reinen Stoffe (natürlich auch wenn sie chemische Verbindungen sind) und die Eutektika. Im übrigen kann die Kristallisation einer Substanz gelegentlich ein Intervall von Hunderten von Temperaturgraden in Anspruch nehmen. Die Reihenfolge der Ausscheidungen ist nicht durch die Skala ihrer Schmelzpunkte gegeben, sondern durch die jeweils vorliegende chemische Zusammensetzung der Schmelze. Zu Seiten von  $E$  in Fig. 216 kehrt sich ja das Recht der Erstkristallisation um. Bedingend für die Ausscheidungsfolge ist die Position des eutektischen Punktes  $E$ . Bei stark einseitiger Lage von  $E$  ist die Regel natürlich fast einheitlich; diese Lage hängt erfahrungsgemäß außer mit dem Molekulargewicht und der Schmelzwärme mit dem Schmelzpunktunterschiede der Komponenten zusammen. Ist letzterer gering, so liegt der die Zusammensetzung des eutektischen Gemisches kennzeichnende Punkt in den mittlern Teilen der Abszisse der in Rede stehenden einfachen Schemata mit zwei Komponenten; ist der Schmelzpunktunterschied groß, so findet man den eutektischen Punkt in der Nähe des Schmelzpunktes der leichter schmelzenden Komponente (vgl. Fig. 218).

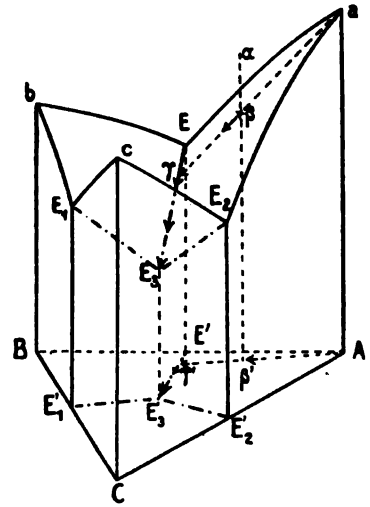
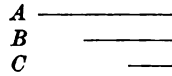


Fig. 217. Erstarrungsschema einer ternären Schmelze.

Bei drei Komponenten  $ABC$  können sich entsprechende Vorgänge abspielen, man kommt dann zu einem ternären eutektischen Punkte, der noch tiefer liegt als die drei zwischen  $A$  und  $B$ ,  $B$  und  $C$ ,  $C$  und  $A$  anzunehmenden binären eutektischen Punkte. Es kristallisiert zunächst einer der drei Stoffe aus, dann scheiden sich bei sinkender Temperatur zwei zugleich ab und zum Schluß alle drei Stoffe gleichzeitig bei konstanter Temperatur in bestimmter Mischung als ternäres Eutektikum.

Zur nähern Erläuterung sei auch für diesen Fall ein Diagramm gegeben (Fig. 217). Wir benutzen ein gleichseitiges Grunddreieck  $ABC$ .  $A$  stellt 100%  $A$ ,  $B$  100%  $B$ ,  $C$  100%  $C$  dar, auf den Linien  $AB$ ,  $BC$ ,  $CA$  bedeutet jeder Punkt zwischen den Endpunkten eine Mischung aus den betreffenden beiden Bestandteilen, ganz entsprechend den Abszissen in der Fig. 216. Alle Punkte innerhalb des Dreiecks  $ABC$  kennzeichnen Mischungen aus den drei Stoffen  $A$ ,  $B$ ,  $C$ , und zwar kann man das Verhältnis von  $A : B : C$  z. B. durch das der Lote vom betreffenden Punkte zu den Dreiecksseiten kennzeichnen. Die Summe der Lote ist für alle Punkte innerhalb des Dreiecks gleich der Höhenlinie des letztern und kann daher gleich 100% gesetzt werden. Die Lotlängen eines Punktes im Dreieck geben die Prozentzahlen von  $A$ ,  $B$  und  $C$  im ternären Gemisch an. Auch kann man zwei Dreiecksseiten als Koordinaten benutzen (vgl. Osann'sches Dreieck S. 117). Errichtet man ferner Temperatursenkrechten auf  $A$ ,  $B$ ,  $C$ , so kann man auf ihnen die Schmelzpunkte von  $A$ ,  $B$ ,  $C$  in  $a$ ,  $b$  und  $c$  eintragen und weiter auf den Ebenen  $AaBb$  sowie  $BbCc$  und  $CcAa$ , wie früher, das binäre Diagramm. Es bedeutet also  $E$  das binäre Eutektikum von  $A$  und  $B$ ,  $E_1$  das von  $B$  und  $C$ ,  $E_2$  das von  $C$  und  $A$ . Die Kristallisation von Gemischen der drei Stoffe wird

durch die drei in das dreiseitige Prisma sich hineinsenkenden Flächen, welche sich in den Linien  $EE_3$ ,  $E_1E_3$  und  $E_2E_3$  schneiden, gekennzeichnet. Es sind die Kristallisationsflächen von  $A$ ,  $B$  und  $C$  für sich. Nehmen wir als Beispiel eine Mischung entsprechend Punkt  $\alpha$ , so treffen wir beim Absinken auf  $\alpha\beta'$  in  $\beta$  auf die Ausscheidungsfläche für  $A$ . Die Kristallisationsbahn dieses Stoffes verläuft auf  $\beta\gamma$ , d. h. es scheidet sich bei Temperaturerniedrigung (Absinken auf  $\beta\beta'$ ) fortgesetzt  $A$  aus. Bei  $\gamma$  wird die Ausscheidungsfläche von  $B$  getroffen: die Kristallisationsbahn schlägt die Richtung auf  $EE_3$  ein, d. h. es sondern sich jetzt  $A$  und  $B$  gleichzeitig ab. Bei immer weiterem Temperaturgefälle wird schließlich der ternäre eutektische Punkt  $E_3$  erreicht, und alle drei Stoffe  $A$ ,  $B$  und  $C$  kristallisieren gleichzeitig bei konstanter Temperatur und gleichbleibender Mischung bis die ganze Schmelze sich verfestigt hat. Das Schema der Ausscheidung ist hier also<sup>1)</sup>



In der Projektion der Fig. 217 stellt sich die Kristallisationsbahn des erörterten Falles in den Linien 1)  $\beta\gamma'$  ( $A$ -Ausscheidung), 2)  $\gamma'E_3$  ( $A$ - und  $B$ -Ausscheidung) und 3) durch Punkt  $E'_3$  ( $A$ -,  $B$ - und  $C$ -Ausscheidung) dar.

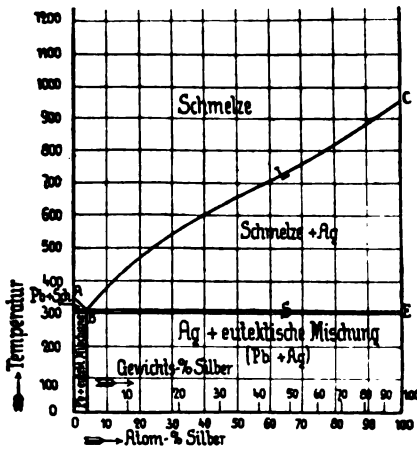


Fig. 218. Erstarrungsschema für Blei-Silberschmelzen.

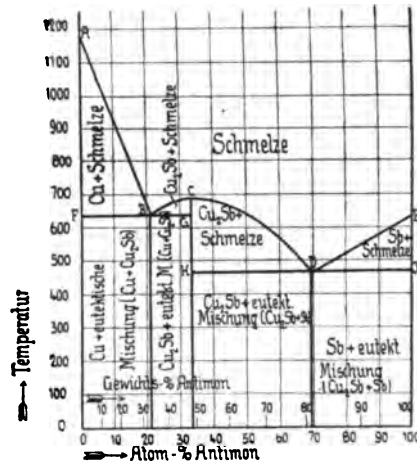


Fig. 219. Erstarrungsschema für Kupfer-Antimonschmelzen.

Bei Gesteinen ist die Komponentenzahl oft sehr groß. Man ist bei ihnen noch weit von völliger Erkenntnis der Ausscheidungsfolge entfernt.

Besteht zwischen den beiden Komponenten auch eine chemische Verbindung (oder mehrere), so gliedert sich die Kurve, welche den Beginn der Erstarrung anzeigt, in entsprechend viele  $V$ -Kurven, beim Beispiel Fig. 219 also in zwei. Die Verfolgung der Erstarrung ist geradeso wie beim einfachen Schema z. B. der Fig. 216. Eine Schmelze der Fig. 219, welche etwa durch ca. 65 Gewichtsprozent Antimon gekennzeichnet ist, würde beim Abkühlen von  $640^\circ$  ab anfangen die chemische Verbindung  $Cu_2Sb$  abzuscheiden und sich dadurch allmählich in ihrer Zusammensetzung der des Punktes  $D$  nähern, den sie bei  $475^\circ$  erreicht. Dann wird der jetzt vorhandene Schmelzrest bei konstanter Temperatur als eutektisches Gemisch von  $Cu_2Sb$  und Antimon fest.

Hinsichtlich der Ausscheidungsfolge hebt sich in solchen Fällen ganz besonders lehrhaft heraus, daß sie je nach der Zusammensetzung der Schmelze recht wechselvoll sein kann. Es steigert sich das mit der Anzahl der Verbindungen, die zwischen den Komponenten möglich sind.

<sup>1)</sup> Die Erfahrung, daß bei Schmelzen entsprechend Fig. 217 auch die zuerst sich ausscheidenden Stoffe bis zum Schluß der Erstarrung sich absondern bzw. weiterwachsen, darf nicht verallgemeinert werden. Es kann sehr wohl vorkommen, daß die Kristallisationsbahn über die Grenze zwischen den Ausscheidungsfeldern zweier Substanzen hinwegschreitet. (Vgl. in der Hinsicht das bei Gelegenheit von Betrachtungen über die Entstehung von Salzlagern zu erläuternde Kristallisationschema.)

Beim System  $\text{SiO}_2\text{-CaO}$  sind es z. B. zwei ( $V'$  und  $V''$  Fig. 220), nämlich  $\text{CaO} \cdot \text{Si}_2\text{O}_7$  (mit 52%  $\text{SiO}_2$ ) und  $2\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$  (mit 35%  $\text{SiO}_2$ ). Das Diagramm besitzt drei Eutektika mit 63%, 46% und 32,5%  $\text{SiO}_2$ . Nach ihnen geht je nach der Ausgangszusammensetzung der Schmelze die Kristallisationsbahn. Wie Fig. 220 zeigt, kann sie also eine sechsfach verschiedene sein.

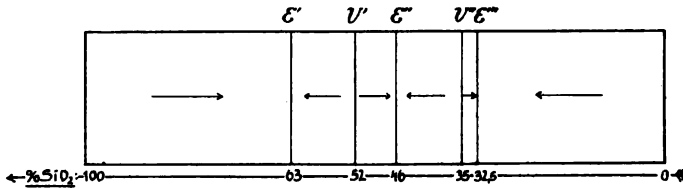


Fig. 220.

Auch tritt deutlich heraus, daß chemisch sich sehr nahe stehende Schmelzen entgegengesetzte Kristallisationstendenzen haben können.

Beim Schema Fig. 221 liegt das Maximum  $C$  der chemischen Verbindung  $A_2B$  wie eine Wasserscheide. Links von  $33\frac{1}{3}$  Mol. %  $B$  geht die Bahn bis zum Punkte  $E$ , rechts nach  $E'$ . Das Ergebnis ist bei äußerst naher, aber das eine Mal wie im Fall 1 links, das andere Mal (Fall 2) rechts von  $C$  liegender Zusammensetzung der Schmelze ein sehr verschiedenes. Die linke Bahn führt zu einem Produkt mit einer Grundmasse aus Kristallen von  $A$  und  $A_2B$ , die rechte zu einer von  $B$  und  $A_2B$ ; bei beiden bildet  $A_2B$  die Einsprenglinge. In der Nähe von  $E$  oder  $E'$  können andererseits letztere bei nur kleinen Schwankungen der Zusammensetzung wechseln.

Gibt es zwischen zwei Stoffen eines ternären Gemisches, z. B. zwischen  $A$  und  $C$  (Fig. 222) eine chemische Verbindung  $A_n C_m$ , so erscheinen bei Verhältnissen entsprechend Fig. 219 auf der  $AC$ -Seite des Prismas der Fig. 217 ein Maximum und zwei binäre Eutektika  $E_2$  und  $E'_2$  der Projektionsfigur 222. Vom Bogen zwischen diesen beiden eutektischen Punkten zieht sich in den Innenraum des Prismas eine Ausscheidungsfläche für die Verbindung  $A_n C_m$  gewissermaßen wie ein Bergrücken hinab. Im Innern des Prismas liegen entsprechend zwei ternäre Eutektika  $E_3$  und  $E'_3$ . In Fig. 222 sind zwei Beispiele für Kristallisationsfolgen gezeichnet. Die Bahn

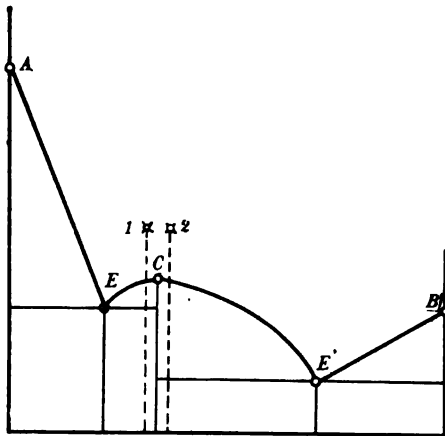


Fig. 221.

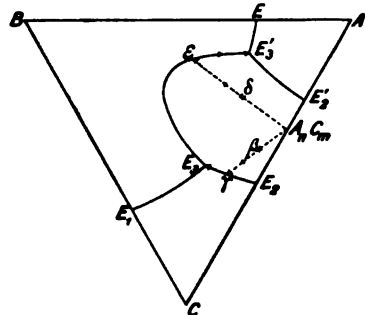


Fig. 222.

$\beta\gamma E_3$  bedeutet auf  $\beta\gamma$  Aussonderung von  $A_n C_m$ , auf  $\gamma E_3$  von  $A_n C_m$  und von  $C, E_3$  heißt Ausscheidung von  $A_n C_m, C$  und  $B$ . Die Bahn  $\delta\epsilon E'_3$  bedeutet auf  $\delta\epsilon$  Kristallisation von  $A_n C_m$ , auf  $\epsilon E'_3$  von  $A_n C_m$  und von  $B, E'_3$  heißt Ausscheidung von  $A_n C_m, B$  und  $A$ .

Als besonderer an Fig. 219 sich anschließender Fall sei vermerkt, daß manche chemische Verbindungen nicht unzersetzt schmelzbar sind. Das ihnen im Diagramm zukommende Maximum ( $C$  der Fig. 223) ist dann verdeckt. In ihr bedeutet  $bD$  Aussonderung von  $B, DE$  von  $A B_2, aE$  von  $A$ .

Petrographisch lehrreich ist der Schluß, den man aus dem Diagramm der Fig. 223 ziehen kann, daß gewisse Mineralien, die sich aus Schmelzfluß abgeschieden haben, sich aus ihrer eigenen Schmelze nicht ohne weiteres bilden. So ist es bei der Substanz  $AB_2$  in Fig. 223. Eine Schmelze dieser Zusammensetzung scheidet nicht unmittelbar  $AB_2$  aus, sondern  $B$ , das sich bei tieferen

Wärmegraden in  $AB_2$  umsetzt, mithin wieder verschwindet. Die Figur ist also fernerhin ein deutlicher Hinweis auf den wichtigen Umstand, daß ein ganz normales Voranschreiten der Kristallisation gemischter Schmelzen nicht nur ein Werden, sondern auch ein Vergehen von Mineralien bedeuten kann. Resorptionen und Reaktionsränder sind vielfach nicht durch besondere Umstände, wie Zuflüsse, Druckänderung, Steigerung der Temperatur veranlaßtes Abnormes oder Rückläufiges im Kristallisationsakt, vielmehr eine Erscheinung auf der im alten Sinne regelrecht voranschreitenden Kristallisationsbahn. Die Kristallisation einer komplexen Lösung oder Schmelze kann ganz normalerweise, im Falle sich Gleichgewichte zwischen den festen und noch flüssigen Stoffen bilden, ein oft sehr mannigfaltiges Entstehen und Vergehen von Kristallarten vorstellen.

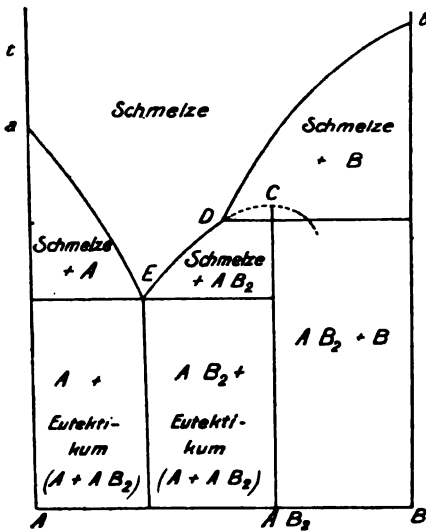


Fig. 223.

Erstarrungsschema mit verdecktem Maximum.

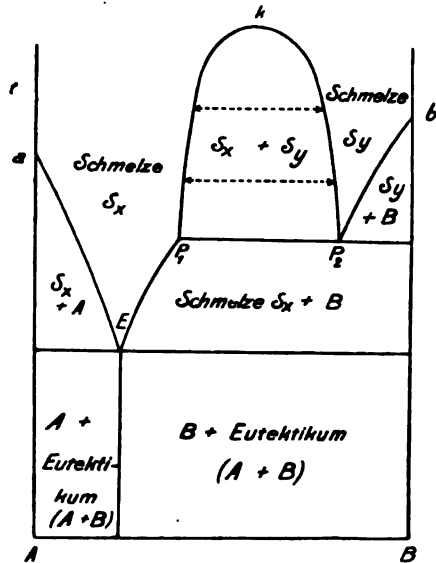


Fig. 224.

Erstarrungsschema mit Mischungslücke der Schmelze.

Von Wichtigkeit ist ferner noch der Umstand, daß die Schmelze bei bestimmten Temperaturen und Konzentrationen eine Mischungslücke aufweisen kann; sie ist in Fig. 224 durch den umrahmten Bezirk über  $P_1P_2$  gekennzeichnet. Die Kurve der Schmelzflußzusammensetzung ( $bP_2P_1Ea$ ) hat dann auch eine Lücke. Die Schmelzzusammensetzung springt diskontinuierlich von  $P_2$  auf  $P_1$ .

Schließlich ist der Fall möglich, daß die Komponenten sich auch im festen Zustande lösen können, dann scheiden sich aus der Schmelze also keine reinen Komponenten, sondern feste molekulare Mischungen (sog. feste Lösungen ev. isomorphe Mischungen) beider ab. Der Erstarrungstypen sind nach Roozeboom dann mehrere. Ein besonders wichtiger ist in Fig. 225 gekennzeichnet; er läßt sich auf Mischungen von Albit und Anorthit anwenden.

In dieser Fig. 225 ist ein Fall vollkommener Mischbarkeit auch im festen Zustande herangezogen. Eine Schmelze z. B. der Zusammensetzung der gestrichelten senkrechten Linie entsprechend erkalte; sie scheidet bei  $a$  Mischkristalle ab, und zwar von der Zusammensetzung, welche  $b$  bezeichnet<sup>1)</sup>. Sinkt die Temperatur auf die der Linie  $cd$ , so sind die Kristalle des Punktes  $b$  nicht mehr beständig, vielmehr solche der Zusammensetzung  $d$ . Hält man die Wärme lange auf

<sup>1)</sup> Die sich ausscheidenden Kristalle enthalten gegenüber der Schmelze also den Stoff in größerer Menge, der die Erstarrungstemperatur erhöht. Eine Plagioklasmischungs-Schmelze wird somit erst die höher schmelzenden, dem Anorthit nahestehenden Feldspäte ausscheiden.



der Höhe  $cd$ , so müssen sich also die  $b$ -Kristalle auflösen, weil nur die  $d$ -Kristalle mit der Schmelze im Gleichgewicht sind. Sinkt die Temperatur auf  $ef$ , so sind Kristalle der Zusammensetzung  $f$  bestandfähig. Diese bilden sich daher, während die vorher ausgeschiedenen aufgezehrt oder pseudomorphosiert werden. Evident haben die letzterwähnten Kristalle  $f$  die Zusammensetzung der ursprünglichen Schmelze, die somit nunmehr vollständig fest wird und nur aus Kristallen der Zusammensetzung  $f = a$  besteht, falls eben die früheren Ausscheidungen verschwunden sind. Oft wird das nur teilweise oder kaum erfolgt sein, weil die Zeit für völlige Lösung oder Umänderung nicht langte (vgl. magmatische Resorptionen S. 68). Auch können neue Ausscheidungen die älteren umhüllen und sie so vor Zerstörung behüten (Zonenstruktur Fig. 153, S. 71).

Wie Fig. 226 zeigt, brauchen beim Falle vollständiger Mischbarkeit die Erstarrungskurven sich nicht mit einseitigem Abfall vom Schmelzpunkt der einen zu dem der andern Komponente zu erstrecken, vielmehr kann ein zwischenliegendes Minimum erscheinen (ein Maximum ist ein nur ausnahmsweise eintretender Fall). Bei  $g$  der Figur hat man unmittelbaren Übergang von flüssig zu fest. Dies Schema trifft z. B. zu bei Cu-Au und AgBr-AgJ.

Ist die Mischbarkeit im festen Zustande begrenzt, so gelten andre Schemata. Eins ist in Fig. 227 wiedergegeben. Nach Vogt läßt es sich vielleicht auf Mischungen von Kalifeldspat

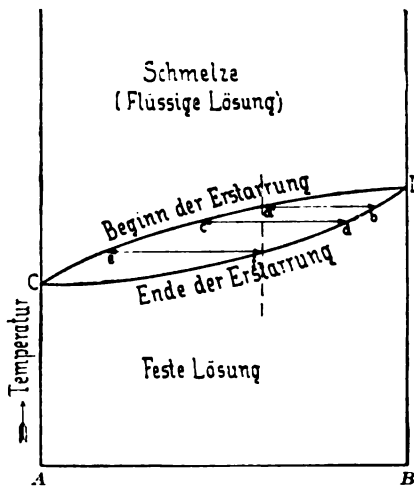


Fig. 225. Erstes Erstarrungsschema für durchgehende Mischbarkeit.

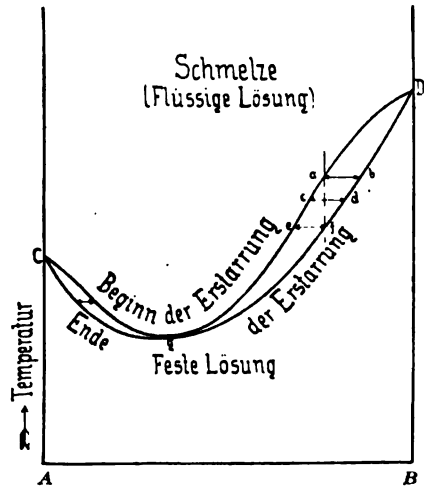


Fig. 226. Zweites Erstarrungsschema für durchgehende Mischbarkeit der festen Komponenten.

und Kalknatronfeldspat anwenden. Bei Zusammensetzungen zwischen 100%  $A$  und  $F$  ergibt sich gegenüber Fig. 225 nichts Neues. Eine Schmelze z. B. der gestrichelten Linie ganz links entsprechend würde beim Erkalten erst Mischkristalle  $a$  ausscheiden, schließlich aber nur mit solchen der Zusammensetzung  $F$  im Gleichgewicht sein und zu einheitlichen Mischkristallen dieser Art fest werden. Entsprechend wäre es bei Schmelzen der Zusammensetzung  $G$  bis 100%  $B$ . Solche Schmelzflüsse hingegen, die zwischen  $F$  und  $G$  fallen, erreichen einen eutektischen Punkt  $E$ . Der Überschub über dieses Normalgemisch wird beim Erkalten zunächst ausgeschieden: ist  $A$  im Überschub also dieses, ist  $B$  im Überschub natürlich  $B$ , jedesmal aber nicht reine Substanz, sondern mit etwas  $B$  bzw.  $A$  in molekularer Beimischung. Das wird dargestellt durch die eutektische Horizontale  $FEG$ ; ist deren Temperatur erreicht, so hat sich der jeweilige Überschub vollständig ausgesondert, entweder also in Gestalt von Kristallen der Zusammensetzung  $G$  (Mischkristalle  $\beta$ ) oder der Zusammensetzung  $F$  (Mischkristalle  $\alpha$ ), je nachdem  $B$  oder  $A$  im Überschub gegenüber dem eutektischen Gemisch vorhanden war. Der nun eutektische Schmelzrest teilt sich bei konstanter Temperatur in  $F$ - und  $G$ -Kristalle auseinander. Hat die Schmelze gerade die Zusammensetzung  $E$ , ist also kein Überschub über  $E$  da, so bleibt sie bis zur Temperatur von  $E$  völlig flüssig und teilt sich dann als Eutektikum in  $F$  und  $G$  auseinander.

Der nach Roozeboom schließlich noch mögliche zweite Fall bei beschränkter Mischbarkeit im festen Zustande ist durch Fig. 228 gekennzeichnet (Beispiel  $Cd$ - $Hg$ ). Die Erstarrungskurve besitzt einen Knick bei  $E$ . Wie eine Schmelze  $a$  mit Kristallen  $b$ , oder eine Schmelze  $c$  mit  $d$ -Kristallen harmonisiert, so auch  $E$  mit  $G$ . Dann aber kommt ein Sprung in der Zusammensetzung der Ausscheidungen, d. h. eine Lücke der Mischbarkeit. Beim Marsch der Schmelzenzusammen-

setzung auf *DEC* ändert sich die Zusammensetzung der Mischkristalle stetig von *D* bis *G* und *F* bis *C*, aber unstetig von *G* auf *F*. Mischkristalle der Zusammensetzung zwischen *F* und *G* gibt es in dem Falle nicht<sup>1)</sup>.

Druck verschiebt die Diagrammlinien; er erhöht den Schmelzpunkt von Stoffen, die unter Volumabnahme kristallisieren (gewöhnlicher Fall), findet dabei Volumvergrößerung statt (wie beim Wasser), so erniedrigt Druck den Schmelzpunkt. Zu erwähnen ist auch die Verlegung des eutektischen Punktes bei Druckänderung; es könnte das gelegentlich bedingend für einen Wechsel der Ausscheidungsfolge sein. So würde bei einer Lage des eutektischen Punktes der Fig. 229 in *E* eine Schmelze *F* bei ihrer Abkühlung erst *A* absondern, während bei einer Lage des eutektischen Punktes bei *E'* erst die Komponente *B* zur Abscheidung käme. Es könnte also bei verschiedener Tiefenlage eines Magmas eine Umkehrung der Ausscheidungsfolge und bei Druckänderung Resorption einer Kristallisation statthaben.

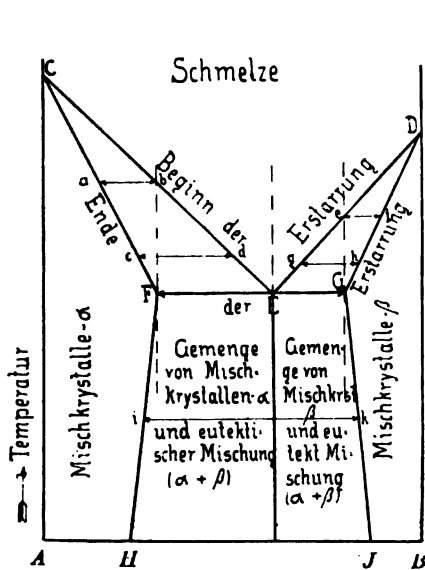


Fig. 227. Erstes Erstarrungsschema mit Mischungslücke der festen Komponenten.

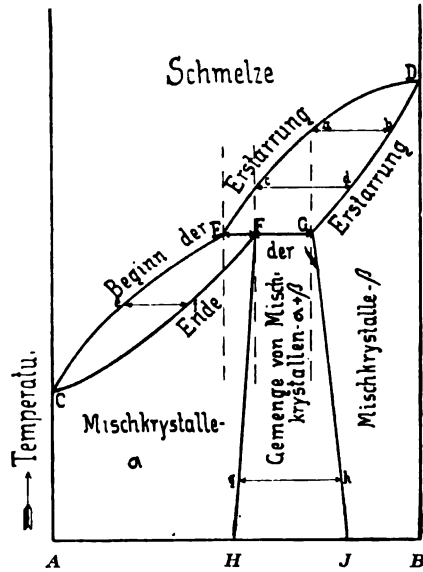


Fig. 228. Zweites Erstarrungsschema mit Mischungslücke der festen Komponenten.

Verwickelter als es oben angenommen ist, können die Verhältnisse werden, wenn Unterkühlung (Kristallisationsverzug) eintritt. Unterbleibt z. B. nach Erreichung der eutektischen Zusammensetzung in Fig. 230 die Ausscheidung von *B* bei fortgesetzter Absonderung von *A*, geht also die Aussonderung von *A* über *E* weiter, so kann aus dem an *B* übersättigten Schmelzreste wohl schließlich bei Aufhebung der Übersättigung als Rückschlagsbildung eine große Menge von *B* sich abscheiden, ohne zunächst in eutektischer Vermischung mit *A* aufzutreten. Erst der Rest würde ein Eutektikum bilden. Unterkühlung kann im Falle der Fig. 225 auch verhindern, daß erst Kristallisationen entstehen, die in ihrer Zusammensetzung von der der Schmelze abweichen. Bei Aufhebung der Unterkühlung kristallisiert z. B. gleich *f* aus und nicht

<sup>1)</sup> Der Vollständigkeit halber ist in den Fig. 227/28 auch angedeutet, daß die Mischbarkeit sich beim Abkühlen in festen Zustände noch ändern kann. Bedeutet *F* in diesen Figuren Kristalle *A* mit bestimmtem Gehalt an *B* und entsprechend *G* Kristalle *B* mit bestimmtem Gehalt an *A*, so zeigen die von *F* und *G* nach unten auseinandergehenden Linien *FH* und *GI* eine Vergrößerung der Mischungslücke an, d. h. es würden sich beim Abkühlen unterhalb *FG* noch Entmischungen einstellen, z. B. würden die *F*- und *G*-Kristalle bei der Temperatur *gh* der Fig. 228 in *g*- und *h*-Kristalle übergehen. Es handelt sich also hierbei um ein „Umstehen“ (Ausscheidungen im festen Zustande). Derartige nimmt man für den Albit in Perthit (S. 77) an.

Umstehen findet auch bei Modifikationsumschlägen statt. Zum Beispiel findet sich das beim System  $\text{CaO-SiO}_2$ , bei dem eine Änderung Quarz  $\leftarrow \rightarrow$  Tridymit bei ca.  $900^\circ$ , von  $\alpha\text{-CaSiO}_3 \leftarrow \rightarrow \beta\text{-CaSiO}_3$  bei  $1200^\circ$  vermerkt wird.

erst *b*. So ist es anscheinend bei künstlichen Feldspatschmelzen. Solche und andre Kristallisationsverzögerungen mögen bei natürlichen Silikaten sich oft eingestellt haben.

Es werden sich viele Beobachtungen an Metallen und künstlichen Salzen aller Wahrscheinlichkeiten nach — *mutatis mutandis* — auf trockne Silikatlösungen übertragen lassen. Insbesondere die Mitglieder des Carnegie-Instituts Day and Allen, Wright, Wight u. a., auch verschiedene Forscher in Europa, wie Vogt, haben sich in dieser Hinsicht bemüht und eine Reihe schöner Erfolge gehabt. Viele Untersuchungen sind aber noch nötig, um einigermaßen sichern Einblick in die Erstarrungsgeschichte der natürlichen Schmelzflüsse zu erlangen. Die Mannigfaltigkeit, welche bereits in den obigen Erläuterungen heraustritt, die sich nur auf zwei und den einfachsten Fall von drei Komponenten beziehen, ist kennzeichnend für die Schwierigkeit des Problems, den Erstarrungsvorgang so verwickelter Schmelzen, wie Magmen es sind, zu erforschen. Mancherlei Umstände greifen, wie C. Dölter betonte, zudem bei der Magmenverfestigung ineinander; Änderung der Temperatur und auch des Druckes, Beimischung eingeschmolzenen Nebengesteins, Unterkühlungen und Rückschläge, Kristallisationsvermögen, Kristallisationsgeschwindigkeit, Dissoziation, chemische Umsetzung u. a. m. machen die Verhältnisse verwickelt. „Falsche Gleichgewichte“ sind bei Eruptiven offenbar sehr häufig, z. B. der Fall, daß nicht mehr berechnete Ausscheidungen erhalten blieben oder daß metastabile Stoffe statt stabiler sich bildeten.

Sehr wesentlich ist wohl ferner, daß man es in den Magmen zumeist mit Schmelzflüssen zu tun hat, die einst unter starkem Druck mit Wasser, Kohlensäure und andern Gasen durch-

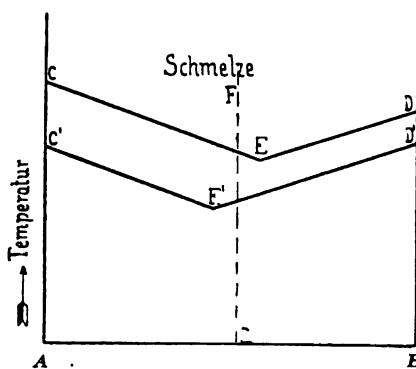


Fig. 229. Wechsel der Lage des Eutektikum mit dem Druck.

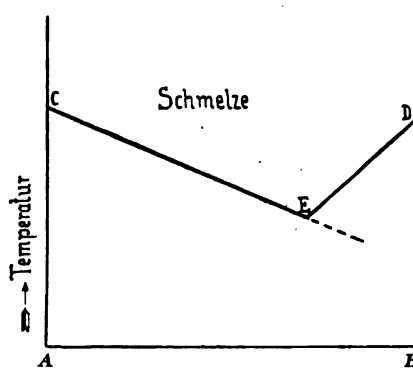


Fig. 230. Unterkühlung.

tränkt waren<sup>1)</sup>. Nach E. Baur werden die Beständigkeitsgrenzen der Stoffe durch den Wassergehalt des Magmas wesentlich verschoben, so daß es deshalb z. B. zu Ausscheidungen und später, nach einem gewissen Maß der Wasserabgabe, zu Resorptionen solcher Minerale kommen kann. Interessante Überlegungen über den Gasgehalt der Magmen stellte Niggli an.

Einen Anhalt über die Maximalhöhe der Kristallisationstemperaturen von Mineralien der Eruptive gewinnt man im Hinblick darauf, daß ein Kristall sich oberhalb seiner Schmelztemperatur und bei polymorphen Stoffen, daß eine Modifikation sich oberhalb ihrer Umwandlungstemperatur

<sup>1)</sup> Schmelzflüsse und wässrige Lösungen sind physikalisch-chemisch nicht wesentlich verschieden, wie das sofort heraustritt, wenn man es z. B. mit unter 100° sich verflüssigenden Salzen zu tun hat, deren Schmelze man also schon bei gewöhnlichen Druckverhältnissen mit Wasser verdünnen kann. Es ist dann ein Übergang von einer reinen Wasserschmelze zur reinen Salzschemelze leicht herzustellen.

Wasser ist eben eine Schmelze mit dem Erstarrungspunkt 0°. Ein so wesentlicher Unterschied zwischen wässriger und magmatischer Entstehung der Mineralien, wie man früher wohl annahm, besteht also nicht. Neptunismus und Plutonismus bedeuten nicht mehr so starke Gegensätze wie ehemals. Die Pegmatitbildung in Graniten (S. 154), die Zeolithausscheidung bei Oberflächengesteinen, die Entstehung der kieseligen Absätze wie Opal, Chalcodon und Achat in vulkanischen Bezirken, kann man als den letzten (thermalen) Akt der Verfestigung von Schmelzflüssen ansehen. Theoretisch vollständig wäre die Erstarrung erst nach der Abscheidung der im Wasser gelösten Substanzen und seiner Verfestigung zu Eis.

nicht bilden kann. Besonders Minerale mit Modifikationsmöglichkeiten können gelegentlich als „geologische Thermometer“ dienen. Der Quarz z. B. muß stets unter  $900^{\circ}$  aus dem Magma ausgeschieden sein. Oberhalb dieser Temperatur kristallisiert  $\text{SiO}_2$  als Tridymit.

Den Wassergehalt darf man in der in Rede stehenden Hinsicht nur mit größter Vorsicht in Anrechnung bringen. Wenn ein Mineral, wie z. B. Glimmer, beim Erhitzen unter Atmosphärendruck auch Wasser abspaltet, so kann es doch diesen Bestandteil bei stärkerem Druck auch bei höheren Temperaturen bewahren bzw. mit ihm in solchen Wärmegraden entstehen.

Nachbildung der Eruptivgesteine. Es ist von großem Interesse, daß es gelungen ist, durch Zusammenschmelzen der chemischen Bestandteile in geeigneten Öfen und Erkaltenlassen eine Anzahl von Eruptivgesteinen nachzubilden. So stellten Fouqué und Michel Lévy Basalte dar, ähnlich denen, die der Vesuv (sog. Leuzitbasanit) oder der Ätna (Feldspatbasalt) liefert. Es sind  $\text{SiO}_2$ -arme Oberflächengesteine. Man erhält kristallinische Massen durch langsame Abkühlung, Glas bei schneller Erstarrung. Von leicht aus „trockner“ Schmelze kristallisierenden Mineralien seien hier genannt Olivin, Augit, basische Plagioklase, Leuzit, Nephelin, Melilith, auch Biotit, Melanit, Spinelle, Tridymit. Nur mit Hilfe von Schmelzmitteln sind erhalten z. B. Quarz, Hornblende, Kalifeldspat. Noch ist es nicht gelungen, Tiefengesteine wie Granit, Gabbro nachzuahmen. Manche nehmen an, daß zu ihrer Entstehung eine Durchtränkung des kristallisierenden Magmas mit Wasserdampf und sonstigen Gasen gehört (vgl. S. 122), die also auch in der Hinsicht zu den wesentlichen Bestandteilen der Magmen gelten müssen.

### 3. Art der Bestandteile von Eruptivgesteinen.

Die Eruptivgesteine sind entweder völlig aus Kristallen aufgebaut und werden dann holokristallin (vollkristallin) genannt, oder sie bestehen aus Kristallen und Glas, und es liegt sog. hypokristalline Entwicklung vor. Seltener besitzen sie eine rein glasige, hyaline Ausbildung.

Hiermit erklären sich Namen wie Hyalobasalt, Glasbasalt, Hyaloandesit usw.

Es ist in der Gesteinslehre üblich, nur aus Schmelzfluß entstandene amorphe Massen Glas zu nennen. (Vgl. jedoch in der Hinsicht die Fußnote S. 132.) Sedimentgesteine führen gelegentlich sekundär gebildetes Glas, z. B. wenn sie von Eruptivgesteinen eingeschlossen und zum Teil eingeschmolzen wurden (Sandsteineinschlüsse in Basalt).

Schnelle Erstarrung der feurigen Schmelzflüsse bringt glasige Verfestigung, langsamer Übergang aus dem teigigen in den festen Zustand kristalline Entwicklung eines Gesteins zuwege. Dementsprechend erkennt man zuweilen glasreiche Krusten auf der Oberfläche von Lavaströmen, in ihrem Innern kristallreiche Ausbildung. Die Außenfläche hat sich eben infolge leichter Ausstrahlung der Wärme schneller abgekühlt als die tieferen Partien. Hochofenschlacken zeigen ein ähnliches Verhalten, und Gläser, die man lange in einem dem Kristallisieren günstigen, halbweichen Zustande hält, stehen um, „entglasen“.

Es ist zu bemerken, daß die Bildung kristalliner oder glasiger Gesteine im übrigen vom Kristallisationsvermögen der betreffenden Schmelzflüsse abhängt. Im allgemeinen kristallisieren an  $\text{SiO}_2$  ärmere natürliche Magmen leichter als an  $\text{SiO}_2$  reiche.

Welche Rolle bezüglich kristalliner Entwicklung Gase und Flüssigkeiten spielen, welche an der Zusammensetzung der Magmen teilnehmen und in ihnen natürlich wie alle andern Bestandteile schmelzflüssig sind, ist experimentell noch nicht klargestellt. Sie werden oft als Beför-

derer der Kristallentwicklung (agents minéralisateurs, Kristallisationsförderer) aufgefaßt. Wahrscheinlich erklärt sich das durch den Umstand, daß sie die Viskosität des Schmelzflusses herabsetzen.

In technischer Hinsicht ist der Gegensatz zwischen glasigem und kristallisiertem („steinigem“) Material sehr bedeutend. Dichte Gesteinsgläser sind spröde, splitterig und deshalb z. B. als Stein Schlag nicht zu verwenden.

Anmerkung. Das spezifische Gewicht von Gläsern ist zumeist geringer als das chemisch entsprechender kristalliner Körper. So beträgt es z. B. bei Quarz 2,653, das des  $\text{SiO}_2$ -Glases ist 2,228. Analoge Zahlen sind für Orthoklas 2,558 und 2,307, Labrador 2,689 und 2,525, Augit 3,267 und 2,803, Hornblende 3,216 und 2,826, Olivin 3,381 und 2,857. Gesteinsgläser sind mithin spezifisch leichter als kristalline Entwicklungen desselben Magmas.

Man faßt die gesteinsbildenden Mineralien nach ihrer chemischen und petrographischen Verwandtschaft zu Gruppen zusammen und gliedert z. B. mit Fouqué und Michel Lévy in

1. Feldspate und feldspatartige Mineralien: Feldspate, Leuzit, Nephelin, Sodalith. Sie sind alkali- bzw. kalziumhaltig, tonerdereich, frei von Magnesia und Eisen, farblos oder licht und verhältnismäßig leicht.

2. Magnesia-Eisensilikate: Hornblenden, Augite, Biotit, Olivin. Sie sind meist arm an Alkali und Tonerde oder frei davon, reich an Magnesia bzw. Eisen, meist gefärbt und verhältnismäßig schwer.

3. Freie Kieselsäure: Quarz und Tridymit,  $\text{SiO}_2$ .

4. Erze und akzessorische Gemengteile: Magnetit, Eisenglanz, Titan-eisenerz, Apatit, Titanit, Zirkon, Rutil usw.

Muskovit (Kaliglimmer), der in obiger Zusammensetzung fehlt, spielt seine Hauptrolle im Verein mit Alkalifeldspat und Quarz (in Graniten).

Das Zusammenvorkommen der Mineralien nennt man ihre „Paragenesis“. Bezüglich der Eruptivgesteine sind in der Hinsicht einige Regelmäßigkeiten bekannt, so die, daß Quarz gern neben an Kieselsäure reichem Feldspat auftritt, Muskovit hauptsächlich mit Kalifeldspat und Quarz, Titanit gern mit Hornblende vorkommt. Andererseits erscheinen Olivin und Quarz sehr selten miteinander, Quarz ist neben Leuzit oder Nephelin ausgeschlossen<sup>1)</sup> u. a. m.

Wenn es sich um Gleichgewichte handeln würde, so könnte man die Paragenesen unter dem Gesichtspunkte der Phasenregel betrachten, der V. M. Goldschmidt folgende, gewissermaßen praktisch mineralogische Form gibt: Aus  $n$  Komponenten können nicht mehr als  $n$  Mineralien nebeneinander stabil existieren. Ist etwa  $n=2$ , z. B.  $\text{Al}_2\text{O}_3$  und  $\text{SiO}_2$ , so können von den möglichen Stoffen  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ;  $\text{SiO}_2$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3$   $\text{SiO}_2$  nur je zwei nebeneinander vorkommen. Vermerkt sei ferner, daß die Mineralien entstehen, welche sich in ihrer Zusammensetzung der Zusammensetzung der Mischung am meisten nähern; in der graphischen Darstellung (bei vier Stoffen mittels Tetraeder) liegen also ihre Punkte nahe an dem des gesamten Aggregats.

Nach dem Vorherrschenden heller Gemengteile (besonders Feldspat, Quarz, auch Muskovit) oder dunkler (Hornblenden, Augit, Biotit, Olivin, Erze) spricht man von leukokraten bzw. melanokraten Gesteinen.

Amerikanische Geologen haben vorgeschlagen, die Gruppen 2 und 4 wegen ihres Eisen- (Fe) und Magnesiumgehaltes (Mg) als femische, die Gruppen 1 und 3 als salische (wegen Reichtum an  $\text{SiO}_2$  und  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) zu bezeichnen. Eine Gruppe, bei der neben  $\text{Al}_2\text{O}_3$  auch  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  auftritt (Biotit, Aegirin u. a.) heißt alferrisch.

#### 4. Verband der Bestandteile (Gefüge) von Eruptivgesteinen.

Wie Bauwerke, etwa Brücken, in ihrem technischen Wesen außer durch das verwandte Material durch die Anordnung der Bauteile charakterisiert werden, so sind es gleichermaßen die

<sup>1)</sup> Beim Kristallisieren werden sich Leuzitsubstanz  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$  und  $\text{SiO}_2$  zu  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ , also Kalifeldspat, zusammenfinden, ebenso das Nephelinsilikat  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$  mit  $2\text{SiO}_2$  zu  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ , also Natronfeldspat.

Gesteine durch ihre Bestandteile und ihr Gefüge. Zuweilen erkennt man diese Verhältnisse mit unbewaffnetem Auge. Ja manche Umstände, wie das Aussehen der Bruchfläche, ob muschelig, splitterig, eben, uneben, körnig, faserig, dicht, zellig, blasig, erdig (Ausdrücke, die sich von selbst verstehen und deshalb unten nicht weiter erläutert sind), lassen sich nur oder doch am besten ohne künstliche optische Hilfsmittel würdigen. Da die Bestandteile bei vielen Gesteinen aber zu geringe Größe besitzen, um als solche und in ihrem Verbands deutlich mit bloßem Auge oder der Lupe erkannt werden zu können und da auch die Mikrostruktur grober Gemengteile wesentliche Bedeutung hat, so ist bei allen Gesteinsuntersuchungen, wenn man den nötigen vollen Einblick gewinnen will, natürlich die Anwendung der Dünnschliffmethode geboten.

Von manchen wird bezüglich des Gefüges unterschieden die Textur (welche durch die räumliche Anordnung der Gemengteile gekennzeichnet ist) und die Struktur, bei der die Größe und Gestalt der Bestandteile in Betracht kommt.

Bei der Betrachtung des Gefüges der Eruptivgesteine kommt zunächst der auch in technischer Hinsicht sehr wichtige Gegensatz zwischen losen, lockern und zusammenhaltenden Gesteinen sowie bei letztern weiterhin der mehr oder minder poröse (lückige) oder kompakte, lückenlose Aufbau in Betracht.

Lose Auswurfmassen. Heftig aus einem natürlichen Schmelzfluß entweichende Gase können Magmenteile mit sich emporreißen und aus dem Eruptionsherde herausschleudern. Die Schmelzflußteile erstarren bei kleinen Dimensionen schnell, oft bereits in der Luft oder bald nach dem Niederfall und sind deshalb meist glasreich. Nach Größe und Gestalt des Auswurfmaterials unterscheidet man vulkanische Blöcke (unregelmäßig gestaltete, größere Massen), die als bereits feste Gesteine ausgeworfen wurden, vulkanische Bomben (über walnußgroße, rundliche oder länglich birnförmige, öfter gedrehte, gelegentlich mit faltiger oder auch brotkrustenartig zerborstener Oberfläche versehene Auswürflinge), Fladen (kuchenartig), Lapilli = Rapilli (etwa nußgroß und kleiner), vulkanische Asche, vulkanischer Sand und Staub. Die Bomben zeigen beim Zerschlagen nicht selten einen Kern, ein schon vor dem Emporschleudern erhärtetes, gelegentlich fremdes (nicht aus dem Magma ausgeschiedenes) Gesteinsstück. Es ist das eigentliche Projektil, an welches sich flüssige Schmelze setzte, die mit emporgerissen wurde und nun erkaltet als Kruste den Kern umgibt. Oft auch fehlt diese magmatische Umhüllung, so bei vulkanischen Bomben des Monte Somma (Vesuv), die umgewandelten Appeninenkalk vorstellen und nicht selten mit sehr schönen Mineralien durchsetzt sind.

In ähnlicher Weise findet man um Kristalle, die im Magma ausgeschieden waren und durch Explosionen dem Eruptionsherde entrissen wurden, solche dann meist infolge sehr schneller Erstarrung glasige Hüllen. Gelegentlich werden Kristalle auch ohne anhängende, flüssige Magmenteile ausgeworfen, so Hornblenden, Augite, Feldspate, und sie rieseln dann als Kristallregen auf



Fig. 231. Vulkanische Bombe.  
Basalt. Auvergne (Frankreich).

die Abhänge des Vulkans nieder (Leuzitregen am Vesuv, Labrador- und Augitfälle am Ätna).

Die losen vulkanischen Massen zeigen oft, den Perioden der Auswürfe entsprechend, Lagenstruktur. Wenn sie in Wasserbecken gefallen oder gespült sind, enthalten sie zuweilen Versteinerungen, insbesondere von Pflanzen. Solche Auswurfmassen können in Tone, Sandsteine und andere Sedimente übergehen.



Fig. 232. Geschichteter vulkanischer Tuff. Papenkaule bei Gerolstein (Eifel).

Gewinnen die einst losen Auswürfe einigen Zusammenhalt, was durch Pressung der untern durch die obern Massen, Überlagerung durch andre Gesteine, durch Gebirgsdruck oder durch verkittende Absätze aus wandernden wässrigen Lösungen geschehen kann, so nennt man sie vulkanische Tuffe. Je nach der Art des verfestigten Materials scheidet man wohl Agglomerattuffe (verkittete gröbere Stücke und Lapilli) und Aschentuffe, auch Kristalltuffe.

Ihrem Absatz im Medium der Luft oder im Wasser entsprechend, kann man die Tuffe bei den Sedimenten unterbringen. Wegen ihrer sehr engen Beziehungen zu den vulkanischen Gesteinen sind sie hier bei den Eruptiven gewürdigt. In vielen solchen Ablagerungen sind durch heiße vulkanische Gewässer nachträgliche Umänderungen vor sich gegangen (Absätze von Zeolithen, Karbonaten, Bildung von Alaunstein). Dabei sind die früher lockern Massen durch die Mineralneubildungen verkittet.

Bei der Gelegenheit sei erwähnt, daß wohl viele der sog. Bimssteintuffe von Schlammströmen herrühren, wie man sie bei Ausbrüchen der Sunda-vulkane beobachtet hat. Solche Ströme führen vulkanische Asche, Bimssteinstücke (schaumige Gläser) im Gemisch mit Wasser, das von geschmolzenem Schnee und Eis, Regen und Wolkenbrüchen auf den Höhen des Vulkans, auch aus den Kraterbecken stammt, in welchem man oft kochende, brodelnde Sümpfe beobachtet, und denen gelegentlich Bäche heißen Wassers entströmen (z. B. Papandajan, Java). Die Bimssteintuffe des Brohltals in der Eifel werden solche Entstehung haben. Doch hat man auch gemeint, sie seien Ablagerungen aus Explosionswolken, wie sie am Mt. Pelée beobachtet sind (Fig. 214, S. 122).

Tuffe sind in technischer Hinsicht als poröse, daher leichte und Wärme schlecht leitende, luftdurchlässige Bausteine bemerkenswert. Zum Teil werden sie zur Herstellung von



Fig. 233. Frischer Aschenfall am Vulkan Klut (Java) auf einen nun verwüsteten Wald.

hydraulischem Mörtel verwandt (Puzzolanerde, Traß, Santorinerde). Aus Bimssteinsanden und Kalkbrei fertigt man die bekannten Schwemmsteine an.

**Blasenraumgefüge.** Viele Gesteine enthalten Hohlräume, die von Gasen herrühren, welche sich bei der Verfestigung aus dem Magma noch zu der Zeit entwickelten, als es so zähe geworden war, daß die Blasen nicht mehr vollends aus ihm entweichen konnten, vielmehr stecken blieben. Gelegentlich gewinnt es den Anschein, daß rundliche Gasblasen an der Stelle, wo sich die Hohlräume jetzt befinden, auch ausgeschieden sind, insbesondere wenn sie z. B. alle in einer Ebene oder in sich wiederholenden Zonen liegen. Derartige bemerkt man zuweilen bei vulkanischen Bomben und bei Diabas-kugeln. Die Zonen kennzeichnen periodenhaftes Ausscheiden von Gas (entsprechend den rhythmischen Kristallisationen, z. B. bei Achat). Andererseits scheinen die Gase im Magma noch eine Strecke aufgestiegen oder von der fließenden Schmelze mitgeführt zu sein, worauf die längliche Gestalt mancher Blasenräume und die parallele Anordnung benachbarter Hohlräume hinweist.

Zum Teil sind die Blasen mikroskopisch klein, in andern Fällen sind sie erbsengroß, gelegentlich besitzen sie selbst mehrere Fuß im Durchmesser. Manche Gesteine sind durch die entweichenden Gase förmlich schaumig aufgebläht, so vor allem die Bimssteine<sup>1)</sup>. (Fig. 234.)



Fig. 234. Bimsstein. Lipari bei Sizilien.

Nicht selten sind die Blasenräume nachträglich durch Infiltrationen ganz oder zum Teil ausgefüllt. Hierher gehören die lagenförmig aufgebauten, runden Achatmassen in Melaphyren, z. B. von Oberstein an der Nahe, von Uruguay sowie die weißen Kalkspatabsätze in grünen Diabasen (Mandelsteinen, Blattersteinen) des Harzes, in Nassau usw.

In technischer Hinsicht ist bemerkenswert, daß blasige Gesteine als Bausteine zwar den kompakten an Druckfestigkeit nachstehen, besonders bei Kleinporigkeit Wasser (Regen) und Lösungen (aus dem Erdboden) aufsaugen, infolgedessen auch dem Zerfrieren ausgesetzt sind, daß sie aber andererseits durch ihren Porenreichtum gewisse Vorteile gewähren: sie sind leicht, leiten wegen reichlichen Luftgehaltes die Wärme schlecht und sind dem Luftdurchlaß günstig, falls die Poren miteinander in Verbindung stehen.

**Miarolitisches Gefüge.** Im Gegensatz zu vielen lückenlosen Gesteinen, wie zahlreichen Basalten, Gabbros usw., liegen in manchen Eruptivmassen, z. B. Trachyten, die Gemengteile sperrig, und finden sich zwischen den aufbauenden Mineralien gleichmäßig verteilte, oft eckige Hohlräume, die man auf eine Schrumpfung des sich verfestigenden Magmas zurückführt. Die Schwindung verteilte sich in solchen Fällen auf den ganzen Gesteinskörper. Im übrigen mögen auch zuweilen große Lücken, Spalten und Klüfte durch

<sup>1)</sup> Der Name Bimsstein bezeichnet kein chemisch bestimmtes Gestein, vielmehr eine Strukturart, die bei sehr verschiedenen Eruptiven vorkommen kann.



Schrumpfungen des aus dem flüssigen in den festen Zustand übergehenden Materials zustande gekommen sein. Bei manchen Gesteinen, so gewissen Graniten, wird wohl angenommen, daß eine frühere miarolitische Struktur durch nachträgliche Infiltrationen, Absätze aus zirkulierenden Gewässern, wieder verwischt sei<sup>1)</sup>. Möglicherweise handelt es sich bei solchem Lückenfüllen aber doch um primäre Bildungen, und zwar um letzterstarre (eutektische) Schmelzreste, zumal wenn Implikationsstruktur vorliegt.

In technischer Hinsicht ähneln die miarolitischen Gesteine denen der vorhergehenden Gruppe.

**Richtungslos körniges Gefüge (eugranitisches Gefüge).** Man findet es unter den Eruptivgesteinen hauptsächlich bei den in der Erdkruste als

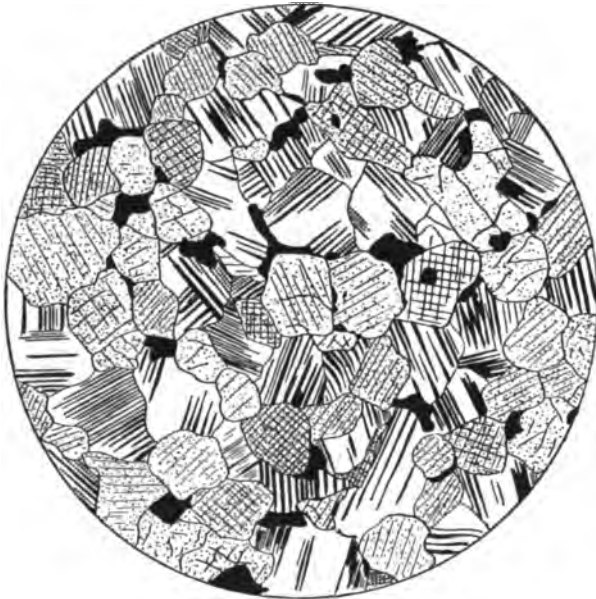


Fig. 235. Richtungslos körniges Gefüge. Plagioklas-Augitknolle aus Basaltuff. Habichtswald (Hessen).

große Massen erstarrten plutonischen Gesteinen, z. B. bei Granit, besonders ausgeprägt bei manchen Gabbros (Fig. 235). Die Hauptgemengteile haben rundliche Gestalt, und es ist keine Bevorzugung des einen oder andern insbesondere hinsichtlich der Größenentwicklung vorhanden. Bei manchen dieser Gesteine, z. B. Graniten, haben einzelne Bestandteile mehr oder minder ausgeprägte kristallographische Umrandung, so Glimmer, auch Feldspate. Man spricht dann von hypidiomorph-körnigem Gefüge (idiomorph = automorph = eigengestaltig, d. h. wie S. 67 erwähnt ist,

mit kristallographischen ebenen Flächen umrandet, im Gegensatz zu allotriomorph = xenomorph = fremdgestaltig, unregelmäßig begrenzt).

Nach dem Grade der Körnigkeit unterscheidet man makroskopisch wohl riesenkörnig, grobkörnig, grobkörnig, mittelkörnig, feinkörnig. Makroskopisch dichte Gesteine können mikroskopisch körnig sein.

Bei Apliten haben die Gemengteile (Quarz und Feldspat) körnige Ausbildung mit Hineinigung zur Kristallformentwicklung (Fig. 236). Rosenbusch nannte dies Gefüge panidiomorph-körnig, Grubenmann autallotriomorph.

Das Kennzeichnende in der Entstehungsgeschichte typisch körniger Gesteine liegt darin, daß von jedem Gemengteil nur eine Generation vorhanden ist und die verschiedenen Hauptmineralarten sich mit gleichmäßiger Raumbeanspruchung, also ohne Bevorzugung einer Art, entwickelten. Aus ihrer meist nicht kristallographisch mit ebenen Flächen begrenzten, sondern unregelmäßigen Gestalt folgt, daß sie alle am Schlusse der Verfestigung noch gleichzeitig Substanz

<sup>1)</sup> Das Verhalten der verschiedenen natürlichen Schmelzflüsse bezüglich der Volumverhältnisse beim Erstarren ist noch nicht sicher erkannt. Gegen die Annahme einer Volumverkleinerung beim Kristallisieren spricht das enge Anschließen von Eruptivgängen an ihr Salbandgestein; das Platzen von Tiegeln mit erstarrten Silikatschmelzen deutet sogar Ausdehnung an.

auf sich niederschlugen und sich so gegenseitig an der regelmäßigen Formentwicklung hemmten, was anfänglich nicht geschah. Zuweilen kann man an sog. Zonenstruktur erkennen, daß z. B. äußerlich unregelmäßige Plagioklase idiomorph entstanden und erst am Schlusse ihres Wachstums unregelmäßigen Umriss erhielten. Hört die Ausscheidung einer Substanz und damit die Vergrößerung ihrer Individuen frühzeitig auf, so von Biotit in manchen Graniten, oder werden Kristalle durch Umhüllung seitens anderer dem Wachstumsprozeß entzogen, so erscheinen sie mehr oder minder gut kristallographisch entwickelt.

Bei nicht monomineralischen Gesteinen mit deutlicher Ausscheidungsfolge, zu welchem z. B. auch die Granite gehören, sollte man normalerweise porphyrische Struktur erwarten.

Die Erklärung dafür, daß im Gegensatz zu dieser Annahme die Verfestigung nicht wie bei porphyrischen Gesteinen damit endete, daß viele neue Kristallisationszentren und damit viele kleine Kristalle einer Grundmasse entstanden, kann dahin gegeben werden, daß infolge langsamer Abkühlung genügend lange Zeit vorhanden war, daß die zu den Kristallisationszentren sich bewegenden Magmenkomponenten bis zu den alten Ausscheidungen

gleicher Art gelangen und sich auf ihnen niederschlagen konnten (Sammelkristallisation). Dabei mag der Gehalt des Magmas an „Gasen“ (s. S. 122) die innere Beweglichkeit vermehrt, d. h. ein Wandern der kleinsten Teile begünstigt haben. Die Bildung vieler winziger Kristalle



Fig. 236. Autotriomorphes Gefüge.  
Apfitt von Meißen, Sachsen. Nach Worm.

unterblieb, und ein Eutektikum tritt also strukturell deshalb nicht heraus, weil seine Kristallisationen sich an ältere Ausscheidungen gleicher Art anschlossen.

In technischer Hinsicht repräsentiert die körnige Struktur Gleichmäßigkeit in allen Richtungen, gewissermaßen Isotropie durch Mittelwerte. Die Festigkeitsverhältnisse sind besonders bei mittlern und feinem Korn gute.

**Ophitisches Gefüge. Intersertalgefüge.** Gewisse im Schliff strahlige oder balkenartige Gemengteile (Feldspate) sind gerüstartig miteinander verschränkt, und

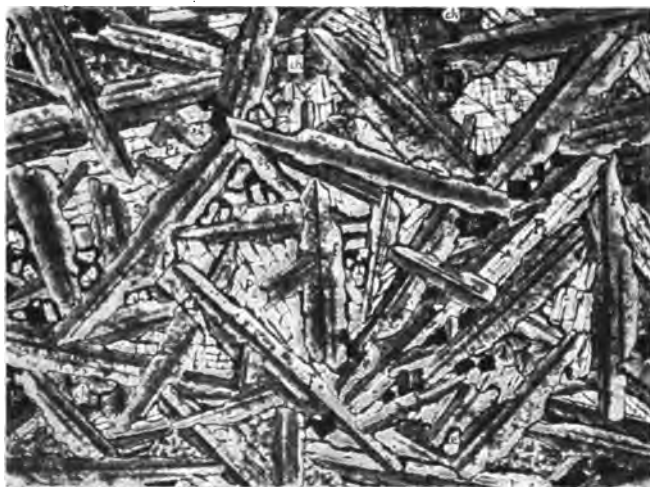


Fig. 237. Ophitisches Gefüge. Nach Gentil.  
Diabas von Aïn Tellout (Oran). Sperriger Plagioklas / mit Augitfülle  $P_2$ ;  
 $\mu$  Erz;  $ch$  Chlorite;  $e$  Epidot.

die Lücken zwischen ihnen werden von einer Zwischenklemmungsmasse, z. B. Augit oder von mehreren Mineralien, zum Teil auch Glas, ausgefüllt. Man findet dies auch diabasisch-körnig oder divergentstrahlig-körnig genannte Gefüge bei vielen Diabasen, auch Basalten (Fig. 237). Die Struktur sehr vieler Meteoreisen ist gleichfalls eine Art Intersertal-Gefüge. Evident ist der Gerüst-Gemengteil der ältere, die Ausfüllungsmasse später entstanden.

Besteht letztere nur aus einem Mineral, so bei Diabasen nur aus Augit, nicht auch aus Feldspat, so muß man annehmen, daß beispielsweise in diesem Falle zufolge einer Sammelkristallisation der sich mit dem Augit als Eutektikum aussondernde Feldspat an den zuvor schon ausgeschiedenen Feldspat randlich angewachsen ist; denn daß die Schmelze schließlich aus Augitsubstanz bestand, ist nicht wahrscheinlich.

In technischer Hinsicht ist aus der Struktur einleuchtend, daß frische ophitische Gesteine eine beträchtliche Druckfestigkeit haben und, wenn sie nicht glasig sind, auch zähe (stoßfest) sein werden. In dem Falle würden sie sich z. B. als Steinschlag, bei nicht zu dichtem Gefüge auch für Pflastersteine gut eignen.

Porphyrisches Gefüge<sup>1)</sup>. Man kann im Gestein Einsprenglinge, das sind einzeln liegende, größere Kristalle, die im übrigen oft mehr oder minder vollkommen kristallographisch umrandet sind, und eine Grundmasse unterscheiden, welche letztere einen Untergrund für die Einsprenglinge bildet (Fig. 238). Die Bestandteile der Grundmasse können wegen zu geringer Größe häufig mit bloßem Auge nicht mehr erkannt werden. Gelegentlich ist sie glasig.

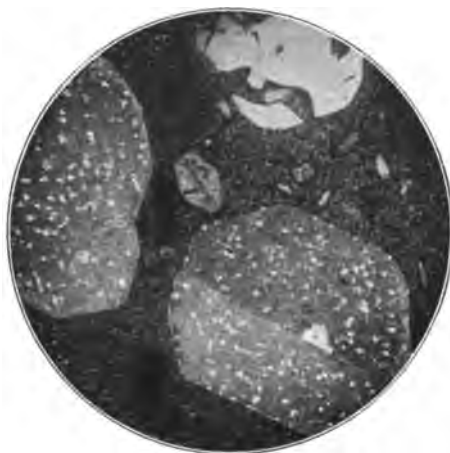


Fig. 238. Porphyrisches Gefüge. Granitporphyr. von Rochesson (Vogesen). Einsprenglinge von Feldspat (mit Kaolinisierungstupfen) und Quarz (hell), auch Hornblende in feinkörniger Grundmasse.

Porphyrische Struktur erscheint sehr oft bei auf der Erdoberfläche ergossenen Gesteinen, aber auch am Rande von unterirdisch in Form von Stöcken erstarrten Massen und bei Eruptiven, die in kleineren Spalten verfestigt sind<sup>2)</sup>.

Die Einsprenglinge (wenigstens ihre innern Teile) sind offenbar ältere Ausscheidungen gegenüber der Grundmasse. Der Gegensatz in der Größenentwicklung der eingesprengten Kristalle und der Individuen des Untergrundes bekundet, daß zu Anfang der Kristallauscheidung genügende Zeit und verhältnismäßige leichte innere Beweglichkeit des Schmelzflusses das Versammeln der Einsprenglingssubstanzen aus ausgedehnteren Bezirken zu großen Kristallen gestattete, während später infolge schnellerer Abkühlung und vermehrter Zähigkeit sich viele winzige Kristallisationsbezirke bilden mußten, die natürlich kleine Kristalle, das Material der

Grundmasse, lieferten. Überholte die Erstarrung die Kristallisation, so entstand als Grundmasse durchaus oder zum Teil (am Schluß) Glas. Da porphyrische Struktur hauptsächlich bei Oberflächengesteinen auftritt und gerade diese im Ausscheiden der gelösten Gase aus dem emporbrechenden Magma eine wichtige Begleiterscheinung der Verfestigung zeigen, kann man annehmen, daß außer schnellerer Erkaltung das Entweichen der Gase Ursache der verringerten innern Beweglichkeit im Schmelzfluß und damit der Herausbildung vieler Kristallisationszentren mit kleinem Rekrutierungsbezirk ist. Daß oft der Gegensatz zwischen den Einsprenglingen und den Grundmassenbestandteilen kein schroffer ist, läßt sich bei dieser Auffassung erwarten und wird auch durch die Beobachtung von Übergängen vielfach bestätigt.

Im übrigen führt eine solche Betrachtung auf einen kausalen Zusammenhang zwischen dem Umstande der porphyrischen Verfestigung und der Eruption. Zufolge der Ausscheidung der jetzigen Einspreng-

<sup>1)</sup> πορφύρετης (von πορφύρα, die Purpurschnecke) wurde im Altertum ein purpurnes Gestein (Hornblendeporphyr, porfido rosso antico) aus Ägypten genannt.

<sup>2)</sup> Körnige und porphyrische Strukturen sind ihrem Wesen nach nicht auf Eruptivgesteine beschränkt. Z. B. besitzen manche Marmore typisch körniges Gefüge, und Mergel mit Gipsinsprenglingen kann man porphyrisch nennen.

linge wuchs die Dampfspannung des Magmas gewaltig an (s. S. 2 u. 3), so daß es zum Durchbruch hangender Gesteinsmassen mittels eigener Dampfspannungskraft des Magmas kommen konnte. Auf der Erdoberfläche erstarrte der dampfärmere Schmelzrest zur Grundmasse. Porphyrische Struktur und Oberflächengesteins-Natur hängen also ursächlich zusammen. Bei Tiefengesteinen genügte die Dampfspannung nicht zum Schaffen eines Weges nach außen, es kam zu keinem schnellen Wechsel der Kristallisationsbedingungen.

Die Rosenbuschsche Auffassung geht dahin, daß die Einsprenglinge porphyrischer Ergußgesteine bereits in der Erdtiefe ausgeschiedene Bestandteile, intratellurische Bildungen, seien, die Grundmasse hingegen das Erstarrungsprodukt aus der Zeit nach dem Emporsteigen des Magmas auf die Erdoberfläche, also eine Ausscheidung der Effusivperiode. Wo Einsprenglinge und Grundmassengemengteile denselben Mineralarten angehören, nahm Rosenbusch an, daß die Mineralausscheidung zur Effusivzeit von neuem eingesetzt habe, d. h. es würde eine Rekurrenz der Mineralbildung vorliegen. Es ist indes sehr wohl denkbar, daß Einsprenglinge auch noch nach dem Erguß entstanden, wenn eben die Ausscheidungsbedingungen für die Bildung großer Kristalle noch gegeben waren. Die Auffassung, es seien die Einsprenglinge nur in einer intratellurischen Periode gewachsen, ist jedenfalls stets dann nicht anzunehmen, wenn die Mineralarten, welche die großen Kristalle bilden, auch in der Grundmasse ausgeschieden sind. Solange ein Mineral als Grundmassengemengteil kristallisiert, muß sich seine Substanz auch auf den gleichartigen Einsprenglingen absetzen, wie man z. B. an den sog. Aureolen (Grundmassenausscheidungen) von Quarz um Quarzeinsprenglinge in Porphyren oder an den eisenarmen (hellen) Kristallisationshöfen um Einsprenglings-Magnetite, -Augite usw. in Basalten erkennen kann. Daß in solchen Fällen ein Einsprengling sein Wachstum beim Beginn der Effusivzeit beschloß, ist nicht anzunehmen. Wo Einsprenglinge und Gemengteile der Grundmasse mineralisch übereinstimmen, würde es sich hiernach bei der Bildung der letztern nicht um eine Rekurrenz, sondern um eine Fortsetzung der Mineralausscheidung unter veränderten äußern Bedingungen handeln.

Möge an dieser Stelle noch einmal auf die Verfestigung eines sehr einfachen künstlichen Gemisches, des von Blei und Antimon, hingewiesen werden. Bereits oben (S. 125) wurde erwähnt, daß die Zusammensetzung der Schmelze bei Erniedrigung der Temperatur die Konstitution des sog. eutektischen Gemisches (13% Sb und 87% Pb) anstrebt. Bei überschüssigem Antimon wird also dieses, bei Übermengen von Blei letzteres in einer von der jeweiligen Temperatur abhängigen Menge ausgeschieden, bis bei 247° die erwähnte Zusammensetzung erreicht ist. Blei und Antimon kristallisieren dann zugleich. Derselbe Bestandteil sondert sich also bei sehr verschiedener Temperatur, mithin verschiedener Beweglichkeit der Schmelze, aus. Scheidet sich anfangs etwa Antimon aus, und, wie erörtert, bei 247° das Gemisch, so wird man annehmen, daß Antimontkristalle von bedeutenderer Größe in einer Grundmasse sich vorfinden, daß also eine porphyrische Struktur mit Antimon als Einsprenglingen und Blei-Antimon als Grundmasse sich vorfindet. Umgekehrt wird man bei Bleiüberschuß Bleikristalle eingesprengt in der nämlichen Grundmasse vermuten. In der Tat wird dies beobachtet. Diese Überlegungen lassen sich — mutatis mutandis — auch auf die Silikatschmelzflüsse übertragen, wo aber die Verhältnisse durch meist größere Anzahl der in Betracht kommenden Substanzen, ferner infolge der Durchtränkung der Schmelzflüsse mit Gasen sowie durch Unterkühlung und verschieden große Kristallisationsfähigkeit der Komponenten verwickelter sind. Auch fehlt es noch sehr an einschlägigen Beobachtungen. Immerhin gibt es gelegentlich Gesteine, die anscheinend ein einfaches Schema repräsentieren, so z. B. die Tsingtauite, d. s. Porphyre mit Einsprenglingen von Feldspat und einer Grundmasse aus Quarz-Feldspat.

Wenn Gemengteile des Schmelzrestes sich an bereits früher ausgeschiedene Mineralien derselben Art ansetzen, so kommen sie in der Grundmasse nicht zur Geltung (Sammelkristallisation). Auf die Weise entstehen Übergänge zum körnigen Gefüge, und schließlich bildet sich dies selber heraus. Es steht mit seinen äußerst günstigen Kristallisationsbedingungen im extremen Gegensatz zu den rein glasigen Erstarrungen, bei denen zufolge allzu rascher Abkühlung überhaupt keine Gelegenheit zur Kristallisation war.

So stellt sich denn der Unterschied von rein glasiger, por-

phyrischer und ophitischer bzw. körniger Struktur als wesentlich abhängig von der Möglichkeit der Sammelkristallisation und damit als Einfluß der Zeit hin, die dem Kristallisationsakt durch die äußeren Umstände (besonders hinsichtlich der Schnelligkeit der Wärmeabfuhr) zugemessen war. Übermäßig schnelle Abkühlung bringt amorphe, glasige Verfestigung mit sich (Fig. 239<sub>,1</sub>). Gewissermaßen die Normalstruktur von Gesteinen mit Ausscheidungsfolge ist das porphyrische Gefüge (Fig. 239<sub>2</sub>). Bei Diffusionsbedingungen, die der Ansammlung der gelösten Materie zu großen Kristallen besonders günstig sind, kommen ophitischer und gleichmäßig körniger Aufbau zustande (Fig. 239<sub>3</sub>).

Bei der technischen Verwendung porphyrischer Gesteine als Baustein ist zu bedenken, daß Einsprenglinge in einer Grundmasse eine Störung der im allgemeinen erwünschten Gleichmäßigkeit eines Gesteins bedeuten. Es macht sich das natürlich bei sehr großen Einsprenglingen, z. B. bei Trachyten mit gelegentlich zollgroßen Sanidinen, (Drachenfelstrachyt), besonders geltend. Wittert ein so großer Kristall aus dem Verbande heraus, so ist gleich eine bedeutende Bresche in das Material gelegt, d. h. der Verwitterung ein Tor geöffnet. Bei kleinern Einspreng-

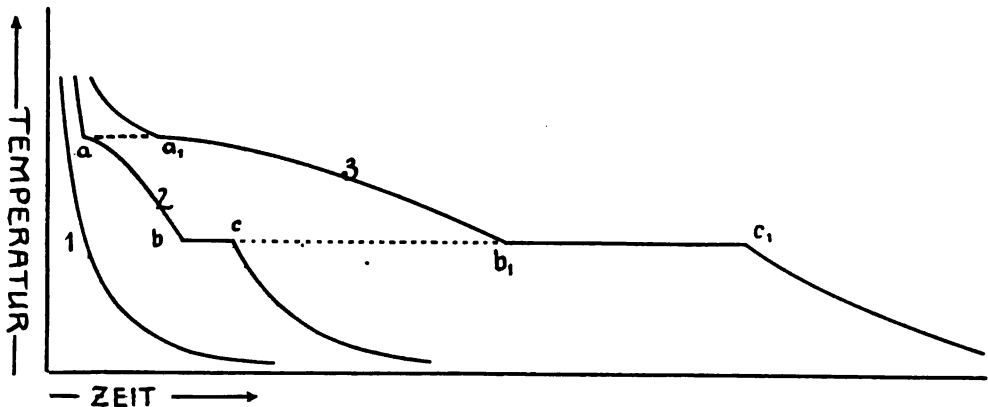


Fig. 239. Erstarrungskurven bei glasiger (1), porphyrischer (2) und körniger (3) Verfestigung einer Schmelze.

lingen hat die Porphyristruktur weniger Bedenken, besonders wenn die Grundmasse makroskopisch dicht ist, wie z. B. bei vielen Quarzporphyren und Basalten. Andererseits erhöht großporphyrische Struktur die Farbenwirkung. Sei in der Hinsicht an die prächtigen porphyrtartigen Rapakivi granite Finnlands erinnert.

Implikationsgefüge (Schriftgranitgefüge, granophyrisches Gefüge). Ein Gemengteil, z. B. Feldspat, bildet einen Untergrund, in den parallel zueinander (wenigstens jeweils auf kleinern Bezirken) meist eckig umschriebene Teile eines andern Minerals, z. B. Quarz, eingebettet sind (Fig. 240). Es beruht diese Struktur auf gleichzeitiger Ausscheidung der Gemengteile. Wahrscheinlich handelt es sich um ein sog. eutektisches Gemisch (Kristallisationsrest mit konstanter Zusammensetzung). Die Bezeichnung eutektische Struktur schlechthin für den Implikationsverband ist trotzdem nicht berechtigt, da eutektische Gemische auch andres Gefüge haben können, wie das von Metallen bekannt ist [gradblättrige (Ag, Pb), krummblättrige (Cu, Ag), sphärolithische (Pb, Sn), zellige (Au, Pb), Eutektika usw.].

Myrmekit nennt man bei Plutoniten und kristallinen Schiefen im Dünnschliff erscheinende halbrunde oder krustenförmige Wucherungen aus gekrümmten, divergent-strahligen Quarzstengeln und Plagioklas, die sich gern am Kalifeldspat finden und wohl aus ihm entstanden sind.

Poikilitisches Gefüge. Eine Mineralart in großen Durchschnitten,

z. B. Hornblende, bildet den Untergrund, in den kleinere, rundliche oder ebenflächig begrenzte Kristalle eines andern Gemengteils, z. B. Serpentin, in nicht paralleler Anordnung eingeschlossen sind (Fig. 241).



Fig. 240. Implikationsgefüge. Quarzporphyr vom Roßkopf bei Barr (Vogesen). Quarz (hell) in (dunklem) Feldspatuntergrund.



Fig. 241. Poikillitisches Gefüge. Hornblendeperidotit von Schriesheim (Odenwald).

Die folgenden drei Strukturen finden sich bei porphyrischen Gesteinen.

**Trachytisches Gefüge.** Die Grundmasse ist glasfrei oder glasarm, dunkle Gemengteile treten in ihr zurück, und ihr Hauptbestandteil, der Feldspat, erscheint in vielen leistenförmigen Durchschnitten, die sich in Zügen annähernd parallel oder stromartig gewunden anordnen. Man findet dies Gefüge, wie der Name sagt, besonders oft bei Trachyten (Fig. 242).

**Pilotaxitisches Gefüge und hyalopilitisches Gefüge.** Die Grundmasse bildet ein Gewirre zarter, im Schliff meist nadelförmig erscheinender Gemengteile, insbesondere von vorwiegendem Feldspat und Augit.

Durch wesentlichen Eintritt von Glas in die Grundmasse geht die pilotaxitische in die hyalopilitische Struktur über. Die Grundmasse bildet einen glasgetränkten Mikrolithenfilz.

Diese beiden Strukturarten hat man oft Gelegenheit bei Andesiten zu sehen.

**Sphärolithes Gefüge.** Ein Gemengteil oder mehrere bilden rundliche Gebilde, die sich von einem Untergrunde abheben (Fig. 243). Der Aufbau der Sphärolithe kann körnig, schalig oder radialstrahlig sein. Im letztern Falle liefern sie zwischen gekreuzten Nicols ein beim Tischdrehen feststehendes Interferenzkreuz (Fig. 110, S. 50).



Fig. 242. Trachytisches Gefüge. Trachyt von Castello d'Ischia bei Neapel.

Sphärolithe kommen in sehr winzigen mikroskopischen Dimensionen, aber auch bis fußgroß vor, und zwar besonders bei Quarzporphyren und liparischen, auch andesitischen Gläsern.

Man hat in den Sphärolithbildungen einen Ansatz kristallisierender Substanz um einen Kristallisations-Anfangspunkt vor sich, der oft in der Mitte der Gebilde gefunden wird.

Eine Art Sphärolithgefüge ist ferner die bislang in typischer Ausbildung nur bei Meteorsteinen beschriebene chondritische Ausbildung. Es



Fig. 243. Perlit mit Sphärolithen und Kristalliten.

handelt sich dabei um kleine, gewöhnlich nur bis etwa hirsekorngroße Kügelchen, meist aus Olivin oder Orthaugit. Olivinchondren bestehen zuweilen aus nur je einem runden Kristall, andernfalls aus Körnern, bei Orthaugitchondren ist eine exzentrisch strahlige Struktur häufig. Die Chondren sind wohl erstarrte Tropfen (Fig. 244).

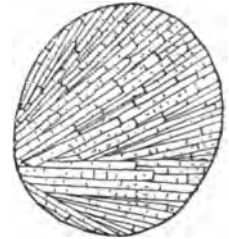


Fig. 244. Bronzitchondro

Anhangsweise seien hier die sog. Lithophysen erwähnt, das sind durch uhrglasartige Scheidewände gekammerte Hohl-

körper von vielfach knolliger Gestalt. Sie bergen öfter hübsche Mineralbildungen. Ihr kammeriges Gefüge deutet nach Harker an, daß es bei der Kristallisation zur Entwicklung von Gasen kam.

Axiolithe nennt man Gebilde, die eine Längsachse und daran sitzende senkrecht oder schräg zur Achse gestellte Teile aufweisen.

Perlitgefüge findet sich gelegentlich bei glasigen Gesteinen (Perliten, Perlsteinen). Das Glas gliedert sich dann in rundliche, auch rundlich eckige, meist ziemlich kleine bis erbsengroße Teile, die das Bestreben des Magmas anzeigen, sich nach Art sonstiger Flüssigkeiten zu Tropfen zusammenzuballen (Fig. 243). Zuweilen sind solche Glaskugeln innerlich gespannt. Sie zeigen dann Polarisationserscheinungen und zwar sehr zierliche Interferenzkreuze im parallelen polarisierten Lichte. Ob dabei die Kugelradien Richtung größter oder kleinster optischer Elastizität sind, beobachtet man leicht mit Hilfe des Gipsblättchens vom Rot erster Ordnung (S. 48).

Sog. Aschengefüge stellt Fig. 245 dar. Es handelt sich um Bimssteinteilchen, die durch Explosionen zerstäubt sind. Die Bläschenwände sind zu Scherben zerbrochen, welche mit ihrer Kreisbruchstückform noch das einstige schaumige Gefüge des Materials andeuten. Zwischen ihnen lagert feineres Gesteinspulver.

Fluß-, Fluidal-, Fluktuationsgefüge. Es ist eine versteinerte Flußerscheinung. An der Anordnung der Gemengteile erkennt man, daß die Masse einst im Fließen begriffen war, demzufolge sich die Ausscheidungen den Strömungen entsprechend anordneten. Man bemerkt diese Textur

gelegentlich bei Tiefenerstarrungen, z. B. bei Graniten, die dann Gneischarakter annehmen (wie viele alpine, erzgebirgische und odenwälder Granite), auch bei Syeniten und Elaeolithsyeniten (Miass, Ural), besonders häufig bei vulkanischen Gesteinen wie Quarzporphyren, auch bereits makroskopisch (Fig. 246).

Erkaltete Lavaströme lassen den einstigen feurigen Fluß oft unmittelbar an der eigenartigen Oberflächenausbildung erkennen, die in ihrer wulstigen und gekröseartigen Gestalt das Bild eines zähen, verfestigten Schmelzflusses vorweist. Man spricht dann von Fladenlava im Gegensatz zur Schollenlava (Blocklava), deren Oberfläche mit Schollen und Bruchstücken bedeckt ist. Besonders berühmt sind die dünnflüssigen Laven auf Hawaii, wo sie sich gelegentlich wie eine Riesenüberschwemmung weithin ausgebreitet haben. (Fig. 11, S. 8 und Fig. 248, S. 146.) Nach Heim erkaltet Fladenlava langsam ohne bedeutende Dampfentwicklung, Schollenlava schnell und unter reichlicher Gasentbindung.

Bemerkung. Ein und derselbe Gesteinskörper (Stock, Lakkolith, Decke, Lager, Gang) kann an wechselnden Stellen sich strukturell verschieden zeigen, z. B. kann ein Stock körnig in der Hauptmasse, porphyrisch am Rande des Vorkommens sein (porphyrische Randfacies). Gänge sind öfter am Salband dichter als in der Gangmitte.

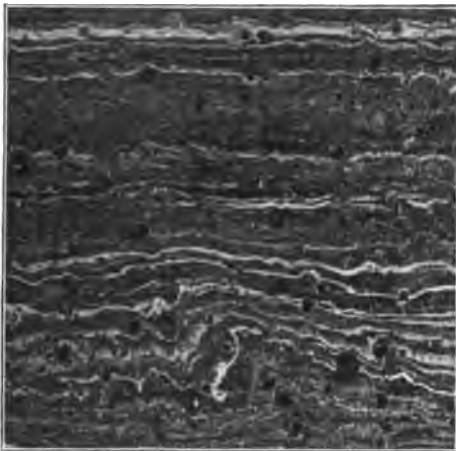


Fig. 246. Quarzporphyr mit makroskopischem Fluidalgefüge. Augustusburg (Sachsen).

mit unscharfer Umrandung in das normale Gestein verlaufen, gelegentlich sich auch scharf umschrieben abgrenzen. Zuweilen sind sie in gewissen Richtungen, einem Fließen des Magmas entsprechend, im Groben parallel angeordnet. Solche Schlieren bestehen in Graniten z. B. oft aus An-



Fig. 245. Aschengefüge. Porphyrtuff, Westfalen.  
Nach einer Abbildung von O. Mügge.

Schlieriges Gefüge. Schlieren nennt man zum Teil viele Meter große, meist jedoch kleinere Gesteinspartien, welche sich von dem normalen Gestein, z. B. Granit oder Gabbro, in dem sie vorkommen, durch starke Anhäufung sonst gleichmäßig verteilter Gemengteile oder durch besondere Mineralführung bzw. durch beides abheben. So bemerkt man zuweilen in hellen, weißlichen oder rötlichen Graniten dunkle Flecken, Streifen oder Flammen, die meist



häufungen von Biotit, Hornblende, auch Augit, ähnlich gibt es Biotit-sowie Diallag- und andre Schlieren in Gabbro usw. (Fig. 247).

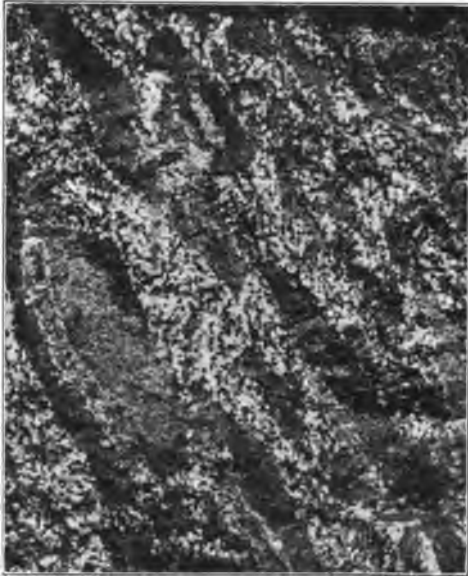


Fig. 247. Schlieriger Gabbro; Bruchfläche. Radautal, (Harz).

Von großer praktischer Wichtigkeit sind zuweilen nesterförmige, auch gangartige Erzschlieren in Eruptivgesteinen. Bedeutende Magnetisenerzbaue im Ural, so an der Gora Blagodat bei Kuschwa sowie an der Wissokaja Gora bei Nischne Tagilsk, beruhen auf der Gewinnung von Erzen in quarzfreien Porphyren.

An andern Orten haben sich titanreiche Magnetite (Lapland) oder Titaneisenerz (Egersund in Norwegen) in Gabbrogesteinen, Chromeisenerz in Olivingesteinen (Kraubath in Steiermark), Magnetkies in Gabbro (Radautal im Harz, Kanada) in größern Mengen schlierig ausgeschieden. Auch die Massen von gediegen Eisen in grönländischen Basalten (Ovifak, Insel Disko) sind hier anzuführen.

Die Schlieren sind zum Teil Zeugen von Magmenscheidungen. zum Teil stellen sie ganz oder teilweise umgeschmolzene fremde Gesteine vor, welche ja leicht aus zerbröckeltem Nebengestein als Einschlüsse in einen Schmelzfluß gelangen können. Das geschmolzene Material der Einschlüsse mischte sich mit dem Magma und gab örtlich zu besondern Bildungen Veranlassung.

Andre Schlieren, meist heller Farbe, sind Nachschübe in ein noch nicht ganz verfestigtes Gestein oder Kristallisationen von Magmaresten, die sich an bestimmten Stellen, etwa in rundlichen oder spaltenförmigen Schrumpfungshohlräumen, anhäufte.

Die Olivinknollen sind eckige und rundliche Anhäufungen von vorwaltendem grüngelben Olivin und auch Bronzit, Diopsid, Spinell. Offenbar handelt es sich um Bruchstücke größerer Massen; sie sind wahrscheinlich als protogene Bildungen (endogene Einschlüsse) im Basaltmagma ausgeschieden und von ihm bei seinem Ergusse mitgeführt. In Basalt findet man gelegentlich so viel Olivinknollen, daß seine technische Verwendbarkeit, z. B. für Pflastersteine, beeinträchtigt wird. Entsprechende Bildungen sind die selteneren gabbroartigen Knollen in Basalt.

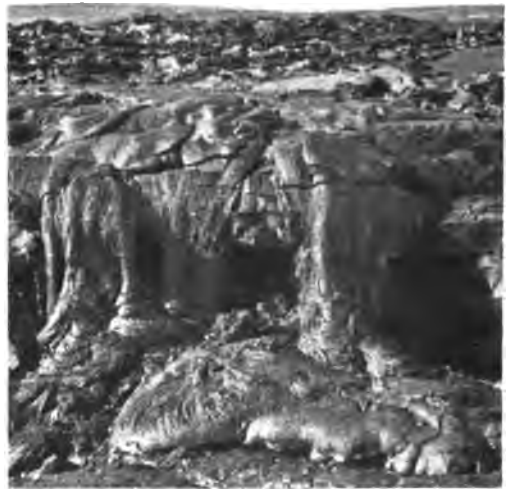


Fig. 248. Fladenlava am Kilauea (Hawaii).

Entsprechende Bildungen sind die selteneren gabbroartigen Knollen in Basalt.

Bei dieser Gelegenheit seien auch die sog. gemischten Gänge erwähnt, wie man sie in sehr schöner Entwicklung durch Bücking in Thüringen kennen gelernt hat. Es handelt sich hierbei um mehrere oft recht verschiedene Eruptivgesteine in einem Spaltenraum, z. B. derart, daß eine Gesteinsart beiderseits an den Salbändern auftritt und eine andre die Gangmitte ausmacht. Mit großer Wahrscheinlichkeit werden solche Vorkommnisse als Produkt einer magmatischen Differenzierung, d. h. einer örtlichen Trennung chemisch verschiedener Stoffe im Gange angesehen, doch ist auch die Meinung geäußert, daß es sich um Nachschübe oder Aufreißen von Gängen und zweite (ev. dritte) Injektion in die wieder entstandene Spalte handelt.

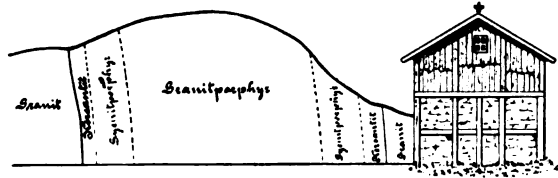


Fig. 249. Gemischter Gang im Elmental (Thüringen).  
Nach H. Bücking.

### Protoklasgefüge. Vor der vollständigen Verfestigung

der Eruptivgesteine kommt es bei den Bewegungen der Kristalle im Magma gelegentlich zu mechanischen Zerstörungen, ferner mag die Zusammenziehung des vollends erkaltenden Gesteins Pressungen, zuweilen Zertrümmerungen, auch die Gliederung nadelförmiger Kristalle, wie Apatit, in Teilstücke mit sich bringen. Solche Erscheinungen faßt man als Protoklassen zusammen.

**Kataklasgefüge.** Es wird durch die mechanische Einwirkung gebirgsbildender Druckkräfte auf feste Gesteine verursacht. Die Wirkung kann natürlich sehr verschieden sein. In ihren schwächsten Stadien äußert sie sich bei Kristallen, besonders Quarz, durch nicht parallele, sondern wellige Auslöschung der verschiedenen Teile eines Durchschnittes. Bei Orthoklas kommt es in solchen Fällen gelegentlich zur sekundären Entstehung von Zwillingstrukturen in Form des Mikroklin (S. 76). Der Glimmer kann gebogen, zerknittert, auch zerfetzt werden. Häufig kommt es zu sehr starken Zertrümmerungen, Zerquetschungen, Auswetzungen usw. Vgl. die Abbildung eines Gabbros in Fig. 250, dessen Gemengteile förmlich in einem Trümmergrus lagern (Mörtelgefüge).



Fig. 250. Kataklastischer Gabbro von Penig  
(Sachsen).

Der Grad der Druckwirkung wechselt meist stark von einer Stelle zur andern im Gestein. Bei größern Vorkommnissen findet man das Kataklasgefüge gelegentlich in Quetschzonen ganz besonders kräftig entwickelt, während dazwischen mechanisch weniger oder nicht beanspruchte Gesteinsmassen lagern<sup>1)</sup>. Solche innerlich zerdrückte Gesteinsstreifen kennzeichnen

<sup>1)</sup> O. Mohr hat berechnet, daß die Formänderungen sich nach Überschreiten der Elastizitätsgrenze nicht gleichmäßig in den kleinsten Teilchen gelten machen, sondern in zwei regelmäßig

sich äußerlich nicht selten durch Neubildungen (Absätze aus wandernden Gewässern, so von Kalkspat, Quarz, Epidot, auch Brauneisenstein, Erzen, Eisenkies, gelegentlich von Gold (z. B. im Ural, bei Gondo am Simplon in der Schweiz). Daß man derartige in sich zermürbte Eruptive gerade in der Nähe von Verwerfungen antrifft (z. B. im Odenwald in der Nähe der Rheintal-spalte), ist nach obigem leicht verständlich.

Falls nicht sehr feste Verheilung stattgefunden hat, sind kataklastische Gesteine natürlich nur mit Vorsicht technisch zu verwerten. Ihre Druckfestigkeit, Zähigkeit, Wetterfestigkeit kann gegenüber dem unbeanspruchten Material sehr gelitten haben.

**Brecciengefüge.** Breccien nennt man Gesteine, die aus eckigen Bruchstücken und einem verkittenden Bindemittel bestehen. Für gewöhnlich ist das letztere ein Absatz aus Wasser. Solche Gesteine werden später charakterisiert werden.

Es kommt aber auch vor, daß das Bindemittel magmatisch oder von Tuffcharakter ist. Dann heißen die Breccien Eruptivbreccien. So sind z. B. eckige Bruchstücke von Porphyr oder von andern Gesteinen, etwa Tonschiefer, zuweilen von einem Porphyrlavastrom umwickelt und durch den Schmelzfluß verkittet oder Bruchstücke von Diabas (z. B. im Vogtlande) oder von Andesit (Minahassa, Celebes) durch Tuff verbunden. Auch in Gängen kommt Eruptivbreccie vor. Das aufsteigende Magma hat in diesem Falle eckige Bruchstücke des bei der Gangbildung zersplitterten Nebengesteins in sich eingebettet. In den S. 3 erwähnten Explosionsröhren und in ihrer Um-



Fig. 251. Explosionsbreccie am Schalkenmehrener Maar (Eifel).

gebung findet man gleichfalls zerschmetterte Gesteine in eckigen Bruchstücken, vermengt mit zerstäubten Magmateilen, Lapilli, Bomben usw. (Explosionsbreccie).

## 5. Einteilung der Eruptivgesteine.

Bei der Systematik der Eruptivgesteine wird man wegen der Übergänge, die zwischen den Gesteinen sowohl bezüglich ihrer chemischen Natur als auch hinsichtlich der mineralischen Zusammensetzung und der Gesteinsstruktur bestehen, eine gewisse Unschärfe der Abgrenzungen in den Kauf nehmen müssen. Übergänge liegen in der Natur des Materials.

In bezug auf Benutzung und Bewertung von Einteilungsprinzipien, wie

gelagerten Zonen besonders heraustreten, denen bei Überbeanspruchung dann vielfach auch die Brüche folgen. (Vgl. das Marmorpräparat Fig. 201, S. 103.) Man bemerkt solche sich kreuzende Klüfte oft bei den Gesteinsvorkommnissen.

geologisches Vorkommen, chemische Zusammensetzung, Mineralkombination und Gefüge, gehen die Meinungen auseinander.

Nach dem geologischen Vorkommen haben A. Geikie und H. Rosenbusch eine Einteilung vollzogen. Letzterer unterschied: 1. Tiefengesteine, 2. Ergußgesteine, 3. Ganggesteine. Tiefengesteine erreichten als Magmen nie die Erdoberfläche, bilden Stöcke, Lakkolithe, Lager- und Quergänge. Ergußgesteine gelangten an die Oberfläche der Lithosphäre und ergossen sich also subaerisch oder submarin. Als Ganggesteine bezeichnet H. Rosenbusch eine gewisse Klasse von Eruptivgesteinen, die man nur ausnahmsweise anders als in Gangform angetroffen hat. Diese Einteilung in Tiefengesteine (abyssische Gesteine, Batholithe) und Ergußgesteine (Effusivgesteine, Oberflächengesteine) gliedert also nach dem Erstarrungsorte, der durch die in ihm herrschenden Bedingungen die Entwicklung des Magmas zum Gestein beeinflusste. Magmen, die große Räume in der Erdkruste ausfüllen, werden ihrer Tiefenlage entsprechend unter dem Druck der überlagernden Erdrinde kristallisieren, ihre Wärme und das Magma durchtränkende Stoffe (wie Wasser, Kohlensäure, auch B- und Fl-haltige Dämpfe) nur langsam ans Nebengestein verlieren, während auf der festen Erdkruste ergossene Schmelzflüsse umgekehrt unter geringerem Druck stehen, Wärme und durchtränkende Stoffe leichter und schneller abgeben können. Übergänge werden sich einstellen, wenn die Magmen in wenig tiefen, in kleinen oder durch Zersplitterung der Decke (z. B. bei Lakkolithen) bzw. durch Gangbildung mit der Erdoberfläche in Verbindung stehenden Räumen erstarren, andererseits wenn die oberflächlichen Ergüsse so mächtig sind, daß in ihren inneren Teilen die Verhältnisse bezüglich Druck, Wärmeabgabe usw. denen bei typischen Tiefengesteinen ähnlich werden.

Typische Tiefengesteine besitzen richtungslos körniges, ziemlich grobes, durch Sammelkristallisation (S. 139) bedingtes Gefüge. Es fehlen glasige Entwicklungen, da die Abkühlung nicht plötzlich vor sich ging, ferner Blasenräume, weil die absorbierten Gase bei der sehr langsamen Abkühlung ohne Steckenbleiben entweichen konnten, und weiterhin naturgemäß auch Bomben, Lapilli, Aschen, Tuffe, da die Überlagerung des Magmas durch Gesteinsmassen keine Auswürfe durch Explosionen gestattete.

Typische Oberflächengesteine<sup>1)</sup> sind in ihrer Hauptmasse aus Gemengteilen von geringerer Größe aufgebaut, als sie bei Tiefengesteinen im allgemeinen vorgefunden werden, oft porphyrisch, nicht selten glasig, zeigen vielfach Blasenräume, weisen oft Bomben, Lapilli, Aschen, Tuffe auf.

In Gängen (Ausfüllungen von Spalten der Erdrinde) findet man sowohl Gesteine, die in ihrer Struktur Tiefengesteinen, als auch solche, die Oberflächengesteinen gleichen. Wegen ihrer Übereinstimmung mit der einen oder der andern erwähnten Gesteinsgruppe rechnet man deshalb viele eruptive Spaltenfüllungen zu den Tiefengesteinen, so bei Graniten, und wieder andre trotz unterirdischer Erstarrung in Spalten zu den Ergußgesteinen, so bei Basalten.

Es gibt nun eruptive Gangmassen, die nach H. Rosenbusch mineralogisch und chemisch mit den Tiefengesteinen übereinstimmen, sich jedoch von ihnen durch porphyrische Struktur bei makroskopisch feinkörniger Grundmasse

<sup>1)</sup> Der Name Oberflächengesteine erscheint umfassender für die hierher gehörigen Gesteine als die Bezeichnung Effusivgesteine, weil er dem Sinne nach auch die Auswurfmassen (Bomben, Lapilli, Aschen, Tuffe) umschließt, die ja keine Effusive, sondern Ejektionen sind.

unterscheiden, z. B. porphyrische, im übrigen Granit ähnliche Ganggesteine, die man Granitporphyre nennt. Ähnlich schließen sich an die andern Tiefengesteine (Plutonite, Batholithe) solche Porphyre an. Sie seien zusammenfassend Plutonitporphyre genannt. H. Rosenbusch bezeichnet sie als granitoporphyrische Ganggesteine.

Weiterhin existiert eine Anzahl von Gesteinen, die nach H. Rosenbusch fast ausschließlich in Gangform vorkommen und von dem genannten Forscher als Begleiter gewisser Tiefengesteine, gewissermaßen als ihre Gefolgschaft (Gangfolge) aufgefaßt werden. Man hält diese Gangfüllungen für Proben der verschiedenen Stadien sich chemisch differenzierender Tiefengesteinsmagmen, d. h. für Spalteninjektionen aus dem Herde eines sich durch Stoffwanderungen im Magma ändernden Schmelzflusses; von seinen chemischen Spaltungsvorgängen würden sie also Kunde geben, ähnlich wie man die wechselnden Oberflächengüsse eines Eruptionszentrums auf Differenzierung des Tiefenmagmas zurückführen kann. H. Rosenbusch hat diesen für die Deutung der Eruptive sehr interessanten Gesteinen zusammen mit den oben als Plutonitporphyre bezeichneten den Namen Ganggesteine gegeben. Es läßt sich aber im Hinblick auf das zahlreiche Vorkommen von Gängen bei plutonischen und vulkanischen Gesteinen nicht verkennen, daß die Bezeichnung gewisser in Gängen vorkommender Gesteine als Ganggesteine schlechthin nicht glücklich ist, auch weil dieselben Typen, die Ganggesteine heißen, als Facies an nicht gangförmigen geologischen Körper von Plutoniten, z. B. als Randteil von Lakkolithen, vorkommen. Es dürfte sich also empfehlen, nach Absonderung der Plutonitporphyre, die bestehende Eigenart der übrigen hier in Rede stehenden Eruptive mit dem Namen Spaltungsgesteine oder Schizolithe zu kennzeichnen und auf diese Weise nicht auf die häufige Gangform, sondern auf die Natur der Massen als Spaltungsprodukte bei der Namensgebung Gewicht zu legen. Weniger eine klassifikatorische Unterscheidung als vielmehr die erwünschte Bezeichnung der geologischen Erscheinung im Namen ergibt sich dann weiter je nach der geologischen Stellung der abgespaltenen Massen. In dem Sinne kann man die Namen Tiefen-Spaltungsgesteine oder Plutonit-Schizolithe und Gang-Spaltungsgesteine oder Gang-Schizolithe gut gebrauchen.

Als Plutonit-Schizolithe sind z. B. sog. aplitische Ausbildungen an Granitmassiven erkannt; dahin gehören die Granulite Sachsens, die eine Schale um einen Granitlakkolithen bilden. Auch die glimmerfreien, Alaskit genannten Granite sowie die syenitische Fazies an schwarzwälder Graniten, ferner die Anorthit-Olivinfelse (Forellensteine), Diallagfelse und Erzgesteine bei Gabbrovorkommnissen lassen sich hierher rechnen. Daß in solchen Fällen von „strenger Systematik“ nicht die Rede sein kann, also keine scharfen Grenzen zwischen Plutoniten und Plutonit-Schizolithen existieren, liegt in der Natur der Eruptive begründet.

Gang-Schizolithe gibt es in großer Zahl, so z. B. Aplite und Minetten als Gangfolge von Granit.

Bei der Kennzeichnung der Eruptive als Tiefengesteine und Oberflächengesteine stößt man auf die Schwierigkeit, daß dieser Charakter zumeist nicht durch geologische Betrachtung erschlossen wird (häufig auch nicht erschlossen werden könnte), die körnige bzw. porphyrische Struktur aber, die bei der Unterscheidung von Tiefen- und Oberflächengesteinen als Kennzeichen benutzt wird, in der Tat nicht mit der geologischen Unterscheidung streng parallel geht.

Da es angebracht erscheint, von Graniten, Syeniten usw. einerseits und Porphyren, Melaphyren, Basalten usw. andererseits zusammenfassend sprechen zu können, aber dem übergangsreichen Wesen der Gesteine zufolge Charakternamen kaum gegeben werden können, empfiehlt es sich, wie oben geschehen, die beiden Abteilungen mit den an sich indifferenten Namen plutonische und vulkanische Gesteine (Plutonite und Vulkanite) nach Pluto und Vulkan, den Göttern der Unterwelt und des Feuers, zu benennen.

Früher nannte man die plutonischen Gesteine wohl alte Eruptivgesteine, die vulkanischen Gesteine junge. Diese Bezeichnungen müssen insofern als unrichtig erklärt werden, als sich auch heutzutage in der Erdtiefe plutonische Gesteine entwickeln können. Sie sind wegen ihrer Lage nicht sichtbar, was bei den in frühern geologischen Perioden gebildeten (alten) Plutoniten zum Teil, und zwar dann der Fall ist, wenn die sie einst einhüllende Bedeckung durch die Verwitterung fortgeführt wurde, so daß die Gesteine somit an die jetzige Erosionsoberfläche der Erde reichen. Im übrigen lagern auch junge (tertiäre) plutonische Gesteine (italienische Gabbros) an der Erdoberfläche. Andererseits gab es in sehr alten geologischen Perioden vulkanische Gesteine.

Bezüglich der Oberflächengesteine wird noch eine Zweiteilung in alte (vortertiäre) und junge (tertiäre und quartäre) geübt. Es rührt dies davon her, daß die Kenntnis der Gesteine hauptsächlich von Deutschland ausging, wo man diese Einteilung machen durfte, weil keine durch die verschiedenen geologischen Perioden fortlaufende Reihe von Oberflächengesteinen vorliegt, vielmehr die Zeiten der hauptsächlichsten Oberflächeneruptionen (Devon, Karbon, Perm einerseits und Tertiär andererseits) durch die lange Eruptions-Ruhepause der Trias-, Jura-, Kreideperioden getrennt sind. Die (alten) Produkte der ersten Eruptionszeit unterscheiden sich von den jungen der zweiten vielfach durch ihren Erhaltungszustand; sie sind meist verwitterter als die letztern.

Da in andern Ländern eine solche geologische Teilung nicht durchzuführen ist, so ist die grundsätzliche Zerteilung der vulkanischen Gesteine in zwei Reihen aufzugeben. Indes empfiehlt es sich doch, für deutsche Verhältnisse beide überlieferte Namen beizubehalten, da dann mit ihnen gleich die wichtigen Alters- und Erhaltungsverhältnisse gekennzeichnet sind. Zusammenfassend kann man von der einen Reihe als der altvulkanischen (paläovulkanischen), von der andern als jungvulkanischen (neovulkanischen) sprechen (Paläovulkanite und Neovulkanite).

Im Hinblick auf obige Erörterungen sind in der vorliegenden Gesteinskunde die Eruptivgesteine folgendermaßen gegliedert.

#### Plutonite.

Anhang: Plutonitporphyre und Schizolithe (Spaltungsgesteine).

#### Vulkanite mit ihren Tuffen.

Die Einteilung innerhalb der plutonischen und vulkanischen Gesteine geschieht nach dem Mineralbestand. Es ist wichtig, sich zu vergegenwärtigen, daß das nicht mit einer Gliederung nach der chemischen Zusammensetzung streng parallel geht.

In neuerer Zeit machen sich berechnete Bestrebungen geltend, der chemischen Zusammensetzung der Gesteine bei der Systematik ein bedeutendes Gewicht zu geben. Immerhin ist zu bedenken, daß der Mineralbestand und das Gefüge naturwissenschaftlich sehr wichtige, auch ganz besonders und unmittelbar auffallende Merkmale eines Gesteins sind, und ferner daß ein und dasselbe Magma bzw. chemisch nur sehr wenig voneinander abweichende Schmelzflüsse sich in verschiedener Art mineralisch verfestigen können. Die Einteilung nach der Mineralführung kann also gelegentlich eine feinere sein als nach der chemischen Natur. In der Hinsicht sind Diagramme wie Fig. 221, S. 128 von Interesse, insofern sie zeigen, wie trotz nur geringer Schwankung der chemischen Zusammensetzung die Kristallisationsbahn recht verschieden sein kann. Der Punkt *C* der Fig. 221 ist gewissermaßen eine Wegescheide. Dicht an, aber rechts von *C* fließt die Kristallisation nach *E'*, dicht an, aber links von *C* nach *E*. Aus einer Schmelze von CaO und SiO<sub>2</sub> kann entsprechend bei nur sehr wenig wechselnder Zusammensetzung eine Mischung von Wollastonit und Kalkolivin oder eine mineralisch ganz andre, nämlich von Wollastonit und Tridymit entstehen.

Die arithmetisch schematisierende Einteilung, welche von Petrographen in Nordamerika aufgestellt ist, führt von einer natürlichen Einteilung ab und ist hier nicht berücksichtigt.

Eine sehr wichtige, sowohl im Mineralbestand als auch in der chemischen Zusammensetzung sich ausdrückende Teilung der Eruptive ist die in die zwei Reihen der Alkalikalkgesteine (bezw. Kalkalkaligesteine) und der Alkaligesteine. Den Alkalikalkgesteinen fehlen Leuzit, Nephelin, Sodalithminerale, Melilith, Natronaugit, Titanaugit, sowie Natronamphibol; sie treten bei Alkaligesteinen auf. Anorthoklas ist bei letzteren viel häufiger als bei ersteren. Für Alkalikalkgesteine gibt es keine „Leitminerale“, immerhin sind die Orthaugite wesentlich auf sie beschränkt.

In chemischer Hinsicht ist für ausgeprägte Alkaligesteine kennzeichnend, daß  $\text{Al}_2\text{O}_3 \leq \text{Alkali}$  (in Molekularprozenten), bei Alkalikalkgesteinen ist  $\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{Alkali}$ . Doch gibt es in der Hinsicht Übergänge. Geologisch wichtig ist, daß gewisse größere Bezirke sich als Alkaligesteins-Provinzen, andere als Alkalikalkgesteins-Provinzen herausheben. So ist das Gebiet um Kristiania ein Alkaligesteinsbezirk, ebenso das böhmische Mittelgebirge; im großen ganzen bieten sich hinsichtlich der Eruptionen in der Tertiärzeit am Rande des Pazifischen Ozeans Alkalikalkgesteine, am Atlantischen Meer Alkaligesteine dar. Für ältere geologische Zeiten sind solche Regeln noch nicht erkannt. Im übrigen verwischen manche Ausnahmen das Bild.

Im allgemeinen bezeichnend für die beiden Gesteinsreihen sind weiterhin die Gangfolge (s. S. 150), die Alkalikalkschizolithe einerseits und Alkalischizolithe andererseits. Typenvermischung kommt aber auch hier vor.

## 6. Übersicht der Plutonite.

Es seien zunächst die charakteristischen Mineralien der großen Gesteinsgruppen angegeben.

### 1. Alkalikalkplutonite.

- Familie der **Kalkalkaligranite**. Kalifeldspat, Plagioklas, reichlich Quarz.
- Familie der **Kalkalkalisyenite**. Kalifeldspat, Plagioklas.
- Familie der **Diorite**. Kalknatronfeldspat; mit und ohne Quarz.
- Familie der **Gabbros**. Natronkalkfeldspat; mit Olivin Olivingabbro.
- Familie der **Peridotite**. Olivin.

### 2. Alkaliplutonite.

- Familie der **Alkaligranite**. Alkalifeldspat, reichlich Quarz.
- Familie der **Alkalisyenite**. Alkalifeldspat.
- Familie der **Elaeolithsyenite**. Alkalifeldspat, Elaeolith.
- Familie der **Leuzitsyenite**. Alkalifeldspat, Leuzit.
- Familie der **Essexite**. Natronkalkfeldspat.
- Familie der **Theralithe**. Natronkalkfeldspat, Nephelin.
- Familie der **Ijolithe**. Nephelin; mit Olivin **Bekinkinite**.
- Familie der **Fergusite**. Leuzit; mit Olivin **Missourit**.

Zu diesen kennzeichnenden Mineralien treten folgende wesentlichen Gemengteile für sich oder miteinander:

### 1. Alkalikalkplutonite.

- Familie der **Kalkalkaligranite**. Glimmer (Muscovit oder Biotit), Hornblende, Augit.
- Familie der **Kalkalkalisyenite**. Biotit, Hornblende, Augit.
- Familie der **Diorite**. Biotit, Hornblende, Augit.
- Familie der **Gabbros**. Diallag oder Orthaugit (bei Norit), auch Hornblende.
- Familie der **Peridotite**. ev. Diallag, Orthaugit, Hornblende, Biotit.

### 2. Alkaliplutonite.

- Familie der **Alkaligranite**. Biotit, Hornblende, Augit.
- Familie der **Alkalisyenite**. Biotit, Hornblende, Augit.

Familie der Eläolithsyenite und Leuzitsyenite. Augit, Hornblende, Biotit.

Familie der Essexite. Kalifeldspat, Augit.

Familie der Theralithe. Augit.

Familie der Ijolithe und Bekinkinite. Augit.

Familie der Fergusite und Missouriite. Augit.

Hornblende und Augit tragen bei den Alkaliplutoniten den Natroncharakter, ausgenommen in den Übergangsgesteinen.

An akzessorischen Mineralien sind besonders bemerkenswert: Eisenerze, Apatit, Zirkon, Titanit, bei Alkaliplutoniten zudem Sodalithmineralien und Melanit.

### Familie der Granite.

Mineralbestand. Granit (Name von granum, Korn) ist gekennzeichnet durch die Mineralkombination Alkalifeldspat und Quarz. Dazu gesellt sich bei Kalkalkaligraniten Plagioklas, ferner sowohl bei Kalkalkaligraniten als auch bei Alkaligraniten (einzeln oder miteinander) Glimmer, Hornblende, Augit; sie erscheinen bei den Alkaligraniten als Lepidomelan, Natronamphibol und Natronaugit und zwar in verhältnismäßig geringer Menge. Oft nur mikroskopisch zu erkennen sind Eisenerze (Magnetit oder Eisenglanz), Apatit, Zirkon. Zuweilen finden sich als ursprüngliche Gemengteile Turmalin, Granat, Andalusit, Fluorit, auch Chlorit. Durch Umänderung entstanden sind andere Chlorite, Kaolin, Serizit, Epidot, Kalkspat.

Der Granitquarz ist farblos oder weißlich, auch bläulich

(wohl infolge sehr kleiner Einlagerungen, die ihn im reflektierten Lichte bläulich erscheinen lassen, entsprechend raucherfüllter Luft oder dünnem Seifenwasser), zuweilen gelblich (eingelagertes Eisenoxydhydrat) oder rot (Eisenoxyd). Flüssigkeitseinschlüsse sind in ihm häufig.

Der Alkalifeldspat (Orthoklas, auch Mikroklin bzw. Perthit) ist in der Regel makroskopisch undurchsichtig, rötlich, gelblich oder weißlich. Er wird von meist weißlichem oder gelblichem Plagioklas (Oligoklas oder Andesin, öfter zwar mit basischem Kern) begleitet, ausgenommen bei den Alkaligraniten, die plagioklasfrei sind. Die Glimmer treten als Biotit (dunkel) oder Muskovit (hell), einzeln oder beide zusammen, auf. Hornblende bildet meist schwarzgrüne Säulchen und Körner, der seltene Augit ist Diopsid. Orthaugit findet sich beisog. Charnockiten. Bei Alkaligraniten treten Riebeckit, Arfvedsonit bzw. Aegirin und zwar gern in Fetzenform auf.



Fig. 252. Granit des Lauschan (Kiautschougebiet).  
Behme phot.



Arten. Man unterscheidet Biotitgranit (auch Granitit genannt); Feldspat, Quarz, Biotit. Hornblendebiotitgranit (Hornblendegranit): Feldspat, Quarz, Biotit, Hornblende. Hornblendegranit: Feldspat, Quarz, Hornblende. Augitgranit: Feldspat, Quarz, Augit. Biotit-Muscovitgranit: Feldspat, Quarz, Biotit, Muscovit. Muscovitgranit: Feldspat, Quarz, Muscovit. Lithionitgranite führen Lithionglimmer, auch oft Topas, Turmalin, Zinnstein. Die Tonalite (vom Adamello in Tirol und dem Riesenerfer der Tauern) gehen in Quarzdiorite über. Schließlich gibt es Granite, die wesentlich nur aus Feldspat und Quarz bestehen (Alaskite). Die Alkaligranite gliedert man nach ihrem Biotit-, Riebeckit- bzw. Aegiringerhalt.



Fig. 253. Steinbruch in zerklüftetem Granit. Penang (Hinterindien).

Die sächsischen Granulite sind als Fazies von Granit zu betrachten, die durch Regionalmetamorphose strukturell verwandelt ist. Sie sollen bei den Spaltungsgesteinen geschildert werden (S. 168).

Pegmatite sind sehr grobkörnige Muscovitgranite (zuweilen mit Biotit, zum Teil fast glimmerfrei). Aus ihnen kann man gelegentlich gewaltige Kristalle gewinnen, so von Feldspat, dann auch Glimmermassen, die in große Tafeln spalten. Sie führen öfter sonst seltene Mineralien wie Beryll, Turmalin, Flußspat, Korund, Spinelle, auch Erze (Zinnerz, sulfidische Kupfererze, Quarz mit goldhaltigem Eisenkies, ferner Arsenkies). Die Gemengteile des Pegmatits wachsen gelegentlich förmlich aus denen des einschließenden Granits heraus.

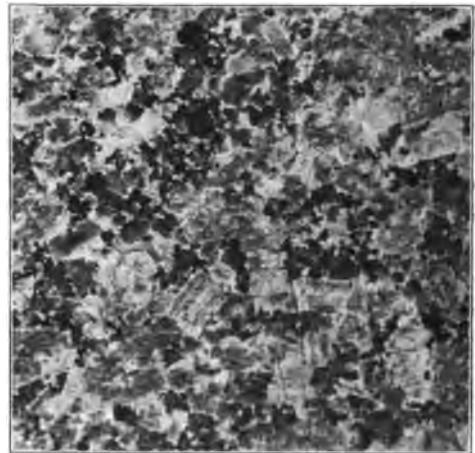


Fig. 254. Biotitgranit. Brocken (Harz). Polierte Fläche. Feldspat hell, Biotit schwarz, Quarz grau.

Die Pegmatite entstanden wahrscheinlich als Ausscheidungen aus dem wasserreichen Magmenreste, also aus einer Art „granitischem Saft“, der sich in Klüften und sonstigen Hohlräumen des Eruptivgesteins sammelte, auch ins Nebengestein eindrang. Zum Teil sind die Pegmatite sehr quarzreich, so daß sie förmlich zu Quarzgängen überführen, von denen man schon immer annahm, daß sie aus wässerigen Lösungen entstanden. Baumgärtel fand bei Theuma im Erzgebirge Quarzgänge von Kontaktwirkungen begleitet. Andere Beispiele für solche Eruptivquarze, die man in Ansehung ihrer besonderen stofflichen Art Peracidite nennen kann, sind z. B. aus Südafrika (Secucuniland) bekannt. Bemerkenswerterweise stehen Pegmatite und Aplite gelegentlich deutlich miteinander in örtlichem Zusammenhang. Daher könnte man die Pegmatite auch bei den Spaltungsgesteinen (S. 168) betrachten.

Sog. Schriftgranite zeigen in einem Feldspatuntergrunde auf kleinere Bezirke einheitlich orientierte, eckig umrandete Quarze. Sie stellen nach Teall eutektische Gemische dar, und zwar nach Vogt von 75 Gewichtsprozenten Kalifeldspat und 25% Quarz.

Reichlich Turmalin führende Granite heißen Turmalingranite.

Gefüge. Granite besitzen ein körniges Gefüge. Allerdings tritt der Glimmer meist nicht in Körner-, sondern Blättchenform, zuweilen kristallographisch sechseckig umrandet, auf. Nicht selten wird das Gefüge am Rande von Granitmassiven, besonders durch große Feldspate porphyrartig. Gelegentlich erkennt man miarolitische Entwicklung. Myrmekit (S. 142) ist nicht selten.

Eigenartige Ausbildungen zeigen die sog. Kugelgranite (Fig. 257). Sie sind durch rundliche Anhäufungen dunkler Gemengteile (Glimmer, Horn-

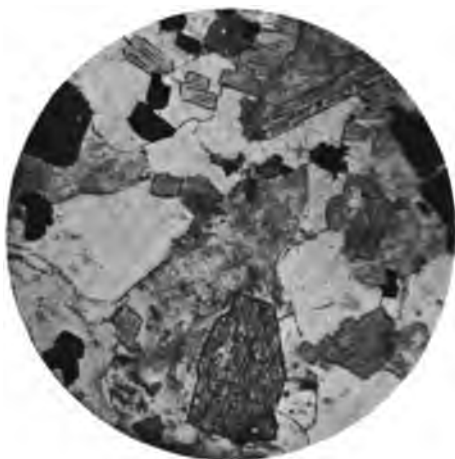


Fig. 255. Hornblendeblotitgranit.  
Markirch (Vogesen).

Orthoklas trübe, Hornblende Mitte unten (sich kreuzende Spaltrisse). Biotit unten und oben rechts (Spaltrisse), Quarz hell, Erz schwarz.



Fig. 256. Riebeckitgranit.  
Turcoaia (Rumänien).

Wesentlich Orthoklas und Quarz. Riebeckit in dunklen Fetzen.

blende) oder auch dunkler und heller (Feldspat, Quarz) Bestandteile ausgezeichnet. Man faßt die Kugeln als alte Ausscheidungen des Granitmagmas auf. Das gilt auch für größere Magnetitmassen (Lofoten) und zum Teil für die durch Biotit, Hornblende, auch Augit dunklen Flecke von unregelmäßiger Gestalt und nicht selten unscharfem Umriß, die man vielfach in Graniten beobachtet (dunkle Schlieren). Gelegentlich liegen in solchen Massen umgeänderte Einschlüsse vor. Zuweilen beobachtet man helle Schlieren, die als jüngste Erstarrungen des granitischen Magmas, zum Teil als Nachschübe in das noch nicht ganz verfestigte Material aufzufassen sind. Interessant sind Flußtexturen im Granit, dessen Gemengteile dann durch ihre Anordnung ihre frühere Bewegung gewissermaßen versteinert vorführen.

Besonders ausgeprägt ist diese Erscheinung bei sog. Gneisgraniten (Flasergneisen, Augengneisen), z. B. in den Alpen, im Erzgebirge, Odenwald u. a. O. Das Vorhandensein einer Schieferung an den Außenzonen alpiner Granite, die nach dem Innern der Vorkommnisse normal-körniges Gefüge haben, erklärt Weinschenk durch Druckkristallisation (Piëzokristallisation), d. h. durch eine Zwangskristallisation unter dem Einfluß des gebirgsbildenden Druckes, der die blätterförmigen Bestandteile parallel stellte und so Schieferung hervorrief (Fig. 27/28, S. 20).

Hier ist auch die Meinung zu erwähnen, daß durch Dynamometamorphose (infolge von Gebirgsdruck) bereits verfestigte Granite makroskopisch eine dem Fluidalgefüge ähnliche Struktur erlangen. Im Schliiff erkennt man bei solchen gequetschten Gesteinen meist deutlich Zertrümmerungserscheinungen und Verbiegungen der Gemengteile insbesondere an Quarz und Glimmer. Im Kalifeldspat erscheint dann öfter Mikroklinlamellierung. Derartige dynamometamorphe Granite ähneln gleichfalls Gneisen; so sind nach Lüdecke die „Gneise“ des Kyffhäusers dynamometamorphe Granite. Zuweilen werden durch Gebirgsdruck zerriebene Granite tonschieferartig (Lausitz). Der Mineralbestand wird durch die dynamische Einwirkung gleichfalls oft stark beeinflußt. Besonders charakteristisch ist die Bildung eines ölgrünen Glimmers (Serizit).



Fig. 257. Kugelgranit. Finnland. Polierte Fläche.

Das spezifische Gewicht der Granite schwankt zwischen 2,59 und 2,73.

Als Typus der chemischen Zusammensetzung hat J. Roth berechnet:  $\text{SiO}_2$  72;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  16;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  und  $\text{FeO}$  1,5;  $\text{CaO}$  1,5;  $\text{MgO}$  0,5;  $\text{K}_2\text{O}$  6,5;  $\text{Na}_2\text{O}$  2,5. Der Gehalt an  $\text{SiO}_2$  ist hoch und geht bis an 82% und fällt bei Graniten, die reich an Plagioklas, Biotit, Hornblende oder Augit sind, bis auf 61%. Infolge von Stoffwanderungen gibt es chemische Unterschiede besonders bezüglich des Gehaltes an Kieselsäure und Alkalien auch in einem und demselben Granitgebiet.

Einige Beispiele (aus H. Rosenbusch: Gesteinslehre).

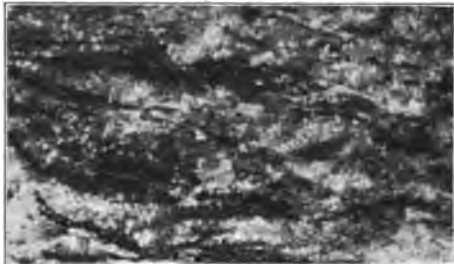


Fig. 258. Fluidaler Granit (Augengneis). Fjällrand (Norwegen), Querbruch.

|    | $\text{SiO}_2$ | $\text{TiO}_2$ | $\text{Al}_2\text{O}_3$ | $\text{Fe}_2\text{O}_3$ | $\text{FeO}$         |
|----|----------------|----------------|-------------------------|-------------------------|----------------------|
| 1. | 67,70          | 0,50           | 16,08                   | 5,26                    |                      |
| 2. | 63,80          | —              | 14,25                   | 0,79                    | 3,61                 |
| 3. | 72,50          | 0,66           | 12,16                   | 4,13                    | 0,03                 |
| 4. | 75,92          | 0,05           | 12,96                   | 0,33                    | 1,40                 |
|    | $\text{CaO}$   | $\text{MgO}$   | $\text{K}_2\text{O}$    | $\text{Na}_2\text{O}$   | $\text{H}_2\text{O}$ |
| 1. | 1,65           | 0,95           | 5,78                    | 3,22                    | —                    |
| 2. | 3,10           | 4,68           | 5,97                    | 2,14                    | 1,15                 |
| 3. | 0,93           | Spur           | 6,46                    | 2,19                    | 0,70                 |
| 4. | 0,15           | Spur           | 4,15                    | 4,60                    | 0,32                 |

1. Biotitgranit von Durbach (Schwarzwald). 2. Hornblendebiotitgranit, zwischen Gerardmer und Rochesson (Vogesen). 3. Muskovit-Biotit-Granit, Hautzenberg (Bayerischer Wald). 4. Alkaligranitit. Pike's Peak Distrikt (Colorado).

Kleine Mengen von Phosphorsäure (im allgemeinen bis 0,5%) sind wohl stets vorhanden.

Der Verwitterung fallen besonders die grobkörnigen Granite anheim, die sich leicht zu Grus und Sand auflösen. Der Feldspat bildet Kaolin oder

Muskovit, Biotit wird durch die Atmosphärlilien baueritisiert (Bleichung) und wie Hornblende zu Chlorit verwandelt; auch entstehen aus ihnen Serpentin, oder Epidot, der im übrigen auch aus Feldspat hervorgeht. Limonitabsätze färben den Grus gelb oder braun. In den Tropen spielt die Bildung von Laterit aus Granit eine große Rolle. Der Quarz bleibt chemisch unberührt und erleidet nur mechanische Zerstörung. Letztere erfolgt der Spaltbarkeit wegen besonders leicht bei den Glimmern.

Der Gehalt an Kieselsäure ist in verwitterten Graniten meist wenig verändert, hingegen die Kalkmenge stark, die an Natron mehr als die an Kali heruntergedrückt. Daß nur wenig Kali entfernt wird, mag an der Absorptionsfähigkeit des gebildeten Tons für Kalisalze liegen.

Die Verwitterung des Granits wird durch etwaige bankige Absonderung und durch senkrecht oder schräg dazu verlaufende Klüfte befördert. Durch Vereinigung dieser Absonderungen entstehen Blöcke, von deren Rande aus die Verwitterung allmählich fortschreitet. Hierbei kommt es öfter zu wunderlich zusammenhaltenden Felsbildungen (Fig. 259), und durch den Zusammensturz dieser Massen entstehen sog. Felsenmeere.



Fig. 259. Granitblöcke. Tsingtau (Kiautschou-Gebiet). Behne phot.

Für die Gewinnung des Granits sind die Absonderungen natürlich von großer Bedeutung. Meist begünstigen sie den Abbau, sie sind hingegen störend, wenn die Erzielung größerer Blöcke durch zu große Nachbarschaft der Klüfte verhindert wird. Das ist nicht selten bei Granit in der Nähe von Verwerfungsklüften der Fall, an welchen gelegentlich eine förmliche innere Zergusung des Materials statt hat. Bei manchen Graniten nutzen die Steinmetzen eine Art versteckter Spaltbarkeit des Gesteins, die *Gare*, *filone maestro* der Italiener, aus, deren Verlauf sie durch Erfahrung kennen gelernt haben. Die *Gare* ist eine Folge von Druck, der sich bei der Gebirgsbildung oder bei der Zusammenziehung des erkaltenden Gesteins einstellte und nur zu Spannungen, also nicht zur Kluffbildung führte.

Vorkommen. Die Granite kommen als oft mächtige stockförmige, auch als lakkolithische Massen, in Lagergängen und Quergängen vor. Ihre Verbreitung, besonders die der Biotitgranite, ist sehr bedeutend. Ausgedehnte Steinbrucharanlagen bestehen z. B. in Sachsen, Schlesien, im Fichtelgebirge, Odenwald, Schwarzwald, Harz, Thüringen, auf Bornholm, in Schweden usw. Die von Norden vorrückende Gletscherbedeckung Norddeutschlands transportierte zur Diluvialzeit viele skandinavische und finnische Granitmassen in die norddeutsche Tiefebene, wo sie als Findlinge (erratische Blöcke) für sich und im Moränenschutt liegen. In den steinarmen Gegenden sind sie von hoher technischer Bedeutung. Alkaligranite sind im südlichen Norwegen, vielfach in Afrika (Sokotra, Kamerun), Madagaskar und Nordamerika (Colorado, Grönland) gefunden.

Das Alter der Granite wechselt sehr. Viele sind archaisch, zahlreiche paläozoisch, andre (z. B. in den südamerikanischen Kordilleren, so der an 7000 m aufragende Huascarán in Nordperu) stammen aus der Jura-, ja Tertiärzeit. Insbesondere sind viele Alkaligranite jung befunden.

Der landschaftliche Charakter von Granitgebieten ist nicht überein. Oft bildet der Granit Kuppelberge (Fig. 260 und 261), anderorts zackige und gratige Formen, besonders dort, wo viele Gletscherströme den Untergrund zersägt haben (Tatra, Fig. 263). Gneisartige Granite neigen bei steil stehender



Fig. 260. Kuppe des Pike's Peak (Colorado.)  
Granit-Felsenmeer.

Schieferung zur Herausbildung wilder Zacken, Pfeiler und Nadeln (Mt. Blanc). Zuweilen bildet die Granitoberfläche beckenförmige Vertiefungen zwischen widerstandsfähigerem Nebengestein (z. B. der Bergener Granit in Sachsen inmitten des Kranzes seiner Kontaktgesteine).

Verwendung. Man benutzt Granit, rau oder poliert, vielfach als Ornamentstein, insbesondere für die Monumentalarchitektur. Dafür ist er besonders geeignet, wenn Dickban-

kigkeit das Herauslösen sehr großer Blöcke gestattet. Ein solch gewaltiger Block ist z. B. das Untergestell des Denkmals Peters des Großen in St. Petersburg; er mißt 12,5:10,8:6,3 m und wiegt an 2500 t. Schön gefärbte Varietäten, wie z. B. der schwedische rote Virbogränit, werden hoch geschätzt. Besonders erwähnenswert ist in dieser Hinsicht der sog. Rapakiwi, ein grobgebauter Hornblendebiotitgranit mit rotem Orthoklas bzw. Mikroklin und grünlichem Plagioklas: er steht vielerorts in Finnland an und kommt als Findling auch in Norddeutschland vor. Seine großen, eingesprenkten roten Orthoklase, die zuweilen vom grünen Plagioklas umrahmt sind, machen ihn besonders ansehnlich. Als Baustein für Wasserbau, Hochbau, Festungsbau, für Steinplatten, Pflastersteine beim Wegebau und für Steinschlag haben sich viele Granite gut bewährt. Gelegentlich werden sie auch als Mühlsteine verwandt.



Fig. 261. Brockenkuppe (Harz). Granit.

Als Druckfestigkeit des Granits wird im Mittel etwa 1500 kg/qcm angenommen. Sie geht oft auf 2200 kg/qcm, gelegentlich über 3000 kg/qcm hinaus, sinkt auch bis an 500 kg/qcm. Die Zugfestigkeit schwankt gleichfalls stark und beträgt im Mittel etwa 30 kg/qcm. Im allgemeinen läßt grobes Korn auf verhältnismäßig geringe Festigkeit schließen.

Die Wetterfestigkeit des Gesteins ist meist bedeutend, besonders bei mittlerem und feinerem Korn. Politur erhöht die Dauerhaftigkeit des Granits bedeutend. Hinsichtlich der Feuerfestigkeit hat man beim Brande von

Bauten, z. B. bezüglich der Granittreppen, schlechte Erfahrungen gemacht. Das Gestein ist gegen plötzliche Temperaturveränderungen (Abschrecken durch Löschwasser) sehr empfindlich und zerbröckelt unter solchen Umständen. (Vgl. S. 112.) Die Bearbeitbarkeit von Granit ist nicht zu schwierig, die Porosität und Abnutzung gering, die Farben sind oft schön (rötlich, grünlich, grau, weiß) und beständig. Eisenreicher Biotit kann ausbleichen und gelbe Flecken von Brauneisenstein verursachen, ebenso kann Eisenkie Gehalt wirken.

Die großen, hellen Glimmerplatten der Pegmatite werden mancherorts (z. B. Kanada) bergmännisch gewonnen, zerspalten, in Formen geschnitten und als Material für Lampenzylinder, Einsätze in Öfen und Schaulöcher für Hochöfen, wegen ihrer Isolierfähigkeit vielfach für elektrotechnische Zwecke, als Pulver auch für die Papierfabrikation benutzt. Die Feldspate von Pegmatiten, z. B. von norwegischen, werden für die Zwecke der Porzellanindustrie gewonnen.



Fig. 262. Bearbeitung von Granit.  
Achental (Schwarzwald).



Fig. 263. Granitgebirge der Hohen Tatra von Poprad aus gesehen.

### Familie der Syenite.

Bei der ägyptischen Stadt Syene (Assuan) kommt ein früher Syenit genanntes Gestein vor, das nach heutiger Nomenklatur als Hornblendebiotitgranit zu bezeichnen wäre.

Mineralbestand und Arten. Herrschender Alkalifeldspat ist mit stets dunklem Glimmer verbunden bzw. mit Hornblende, Augit (auch Orthaugit) oder mit mehreren dieser dunklen Gemengteile. Danach unterscheidet man Biotitsyenite, Hornblendesyenite, Augitsyenite. Muskovit ist den Syeniten fremd. Makroskopisch erscheint besonders bei Hornblende-

syenit noch Titanit, mikroskopisch findet man Eisenerz, Apatit, auch Zirkon, Flußspat, wie bei Granit. Durch Umwandlung entstehen Chlorit, Kaolin, Epidot, Kalkspat, Quarz, auch Uralit.

Der vorherrschende Orthoklas (auch Mikroklin), der durch seine rötliche oder graue Farbe die des Gesteins bedingt, ist von Kalknatronfeldspat (Oligoklas, Andesin, bei Augitsyeniten auch Labrador) oft verhältnismäßig reichlich begleitet. Bei Alkalisyeniten findet man keinen Plagioklas, aber gelegentlich Anorthoklas; ihre Hornblenden und Augite sind oft natronhaltig, der Glimmer ist Lepidomelan, und es stellen sich bei ihnen akzessorisch Sodalith und Nephelin ein.

Das Gefüge der Syenite ist ein körniges (Fig. 264), zuweilen porphyrisches. Gelegentlich wird durch die parallel gelagerten Tafelflächen der Feldspate oder auch der Glimmer eine Fluidaltextur verursacht (Fig. 265).

Das spezifische Gewicht beträgt 2,7—2,9.



Fig. 264. Hornblendesyenit. Hartha (Sachsen). Bruchfläche; Feldspat hell, Hornblende dunkel.

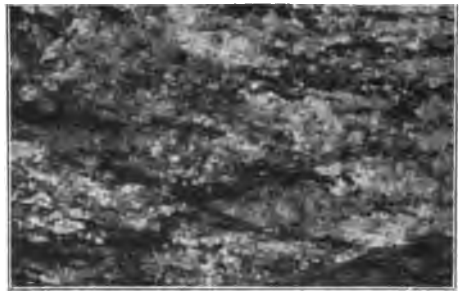


Fig. 265. Biotitsyenit. Moritzburg (Sachsen). Flußtextur. Querbruch.

Die chemische Zusammensetzung der Syenite sei an einigen Beispielen erläutert.

|    | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO  | CaO  | MgO  | K <sub>2</sub> O | Na <sub>2</sub> O | H <sub>2</sub> O | TiO <sub>2</sub> | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> |
|----|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------|------------------|-------------------|------------------|------------------|-------------------------------|
| 1. | 59,37            | 17,92                          | 6,77                           | 2,02 | —    | 4,16 | 1,83 | 6,68             | 1,24              | 0,38             | 0,26             | 0,58                          |
| 2. | 61,72            | 13,57                          | —                              | 7,16 | 0,33 | 5,88 | 3,33 | 3,37             | 3,12              | 0,95             |                  |                               |
| 3. | 60,60            | 16,79                          | 2,77                           | 2,17 | —    | 4,47 | 2,14 | 4,57             | 4,40              | 0,86             | 0,90             | 0,28                          |
| 4. | 61,77            | 18,05                          | 1,77                           | 1,75 | 0,08 | 1,54 | 0,89 | 5,21             | 6,83              | 1,10             | 0,74             | 0,15                          |

1. Hornblendesyenit von Biella (Piemont). 2. Hornblendeglimmersyenit von Blansko (Mähren). 3. Hornblendesyenit von Plauen (Sachsen), reich an Natron. 4. Alkalisyenit (Nordmarkit) von Brome Mountain, Montreal (Canada).

Gegenüber Graniten ist der Gehalt an SiO<sub>2</sub> niedriger, der an zweiwertigen Metallen im allgemeinen größer, an Alkalien geringer.

Es ist zu betonen, daß vom Syenit nach verschiedenen Seiten, zum Granit, Eläolithsyenit, Diorit, auch zum Gabbro, Übergänge bestehen. Geologisch sehr gut zu verfolgen ist z. B. die Stufenfolge vom Hornblendesyenit zum Hornblendebiotitgranit in der Gegend von Meißen. Der Biotitsyenit von Durbach im Schwarzwalde ist eine Fazies von Granit. Zum Diorit, Gabbro, Pyroxenit und Peridotit neigen vielfach die Monzonite von Predazzo und vom Monzoni in Tirol, die sich durch mannigfache Differenzierung besonders auszeichnen; sie führen neben Orthoklas reichlich Plagioklas, dazu auch Augit, Hornblende, Biotit, z. T. Nephelin und Olivin. Man rechnet sie zu den Alkali-

syeniten, von denen noch genannt seien die Laurvikite und Nordmarkite des Kristianiagebietes.

Bezüglich der Verwitterung verhält sich Syenit ähnlich dem Granit.

Die Verbreitung der Syenite tritt gegen die der Granite, mit denen sie die Art des Vorkommens teilen, sehr zurück. Besonders bekannte Fundorte von Syenit liegen bei Plauen und Meißen in Sachsen, auch bei Biella in Piemont und in der Gegend von Predazzo, Tirol. Sehr schöne, zu Ornamentzwecken neuerdings viel benutzte, dunkle Augitsyenite mit bläulich schillernden, großen Feldspaten kommen in der Alkaliprovinz des südöstlichen Norwegens vor. Auch in Nordamerika sind sie nicht selten.

Die Verwendung und Verwendbarkeit des Syenites ist die des Granites. Seine Druckfestigkeit stimmt mit der dieses Gesteins im allgemeinen überein. Werte von 1500 bis 2000 kg/qcm werden oft angegeben.

### Familie der Eläolithsyenite.

**Mineralbestand.** Die Eläolithsyenite sind ausgeprägte Alkaliplutonite, sie schließen sich an die Alkalisyenite an und werden durch die Mineralkombination Alkalifeldspat (oft perthitischer Orthoklas bzw. Mikroklin), Eläolith und durch Abwesenheit von Quarz gekennzeichnet. Kalknatronfeldspat ist meist nur spärlich oder nicht vorhanden, oft hingegen Anorthoklas, auch Albit. An dunklen, meist wenig hervortretenden Gemengteilen sind einzeln oder zusammen dunkler Glimmer (Lepidomelan), natron- und eisenreiche Hornblende (Barkevikit, Arfvedsonit) Augit (Diopsid oder dunkelgrüner Aegirinaugit und Aegirin, auch Titanaugit) zu verzeichnen. Sodalith, farblos, blau oder grün, kommt häufig vor, desgleichen Titanit. Auch heben sich gelegentlich Cancrinit und titanhaltiger Melanit heraus. Die große Mannigfaltigkeit der Zusammensetzung hat Veranlassung zur Aufstellung vieler Spielarten und unnötiger Namen gegeben. Mikroskopisch erscheinen Eisenerze, Apatit, Zirkon. Gelegentlich wird die Farbenpracht der Gesteine durch mannigfaltige, oft gelbe Ti-Zr-silikate, auch durch Flußspat noch erhöht.

Das Gefüge der Eläolithsyenite ist das der Syenite. Zum Teil ist der Eläolithsyenit pegmatitisch, d. h. sehr grob gebaut. Stellenweise gneißartig erscheint der sog. Miascit (von Miaß, Ural), ebenso der Eläolithsyenit von Cevedale, Portugal.

Das spezifische Gewicht ist gering, 2,46—2,69.

Beispiele für die chemische Zusammensetzung.

|    | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO  | CaO  | MgO  | K <sub>2</sub> O | Na <sub>2</sub> O | H <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | Cl   |
|----|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------|------------------|-------------------|------------------|-------------------------------|------|
| 1. | 53,71            | 1,03             | 21,82                          | 0,78                           | 2,74 | 0,19 | 1,90 | 0,56 | 7,07             | 8,52              | 2,27             | Spur                          | Spur |
| 2. | 56,30            | —                | 24,14                          | 1,99                           | —    | —    | 0,69 | 0,13 | 6,79             | 9,28              | 1,58             | —                             | —    |
| 3. | 50,96            | —                | 19,67                          | 7,76                           | —    | —    | 4,38 | 0,36 | 6,77             | 7,67              | 1,38             | —                             | —    |

1. Eläolithsyenit von Cerro da Posada, Picota, (Monchique Portugal).
2. Eläolithsyenit von Ditro (Ungarn). Leuzitsyenit von Magnet Cove (Arkansas).

Hervorzuheben ist der geringe SiO<sub>2</sub>-gehalt, die reichliche Menge von Tonerde und Alkali (besonders Natron).

Infolge von Verwitterung entstehen aus Eläolith und Sodalith oft Zeolithe.



Vorkommnisse von Eläolithsyeniten kennt man z. B. aus dem südlichen Norwegen, aus Portugal (Algarve, sog. Foyait), von Ditro in Ungarn (Ditroit, sehr wechselreich, oft schieferig), von Miaß im Ural (Miascit), auf der Halbinsel Kola (durch Aegirin dunkle Gesteine), aus Arkansas, bei Rio de Janeiro in Brasilien u. a. O. Sie werden zu Bau- und Pflastersteinen verwandt.

In Arkansas und S. Paulo, Brasilien, hat man auch Leuzitsyenite gefunden, bei denen ehemaliger Leuzit in großen Ikositetraedern, zu Nephelin und Orthoklas umgewandelt, vorkommt. Analyse s. oben.

Jacupirangit (S. Paulo, Brasilien) ist ein erz- und augitreiches Spaltungsgestein, Borolanit (Borolan, Schottland) enthält viel Melanit. Shonkinite (Shonkin, Montana) sind Eläolith- und Leuzitsyenite mit reichlichen dunklen Gemengteilen, besonders Augit.

### Familie der Diorite.

Der Name (von *διορίξεν* unterscheiden) ist von Haüy gegeben.

Mineralbestand und Arten.



Fig. 266. Diorit. Neuntesteln bei Hohwald (Vogesen). Gestreifte Durchschnitte Plagioklas, oben Hornblende, links (hell) Quarz, Erz und Biotit dunkel.

Die charakteristischen Gemengteile des Gesteins sind Kalknatronfeldspat und ein Glied oder mehrere aus der Familie der dunklen Glimmer, Hornblenden, Augite. Muskovit fehlt. Es gibt quarzhaltige und an Quarz freie Diorite. Danach scheidet man quarzhaltige bzw. quarzfreie Biotitdiorite, Hornblendediorite, auch Hornblende-Biotitdiorite, Augitdiorite. Einige Diorite enthalten Hypersthen. Mikroskopisch: Eisenerze, Apatit, Zirkon, auch Titanit. Durch Umwandlung entstanden Chlorit, Epidot, Strahlstein, Quarz, z. T. Kalkspat.

Besonders die Quarzbiotitdiorite leiten durch Orthoklasgehalt zu den Graniten über, Augitdiorite (oft mit Uralit) zu Gabbro und Norit.

Rötliche Farben des Feldspats sind selten, meist herrschen bei ihm graue und weißliche Töne.

Das Gefüge der Diorite ist granitartig. Kugelbildungen, schlierige Differenzierungen, Parallelgefüge (Dioritgneiß) und porphyrtartige Entwicklungen finden sich auch hier.

Das spezifische Gewicht beträgt etwa 2,75—2,97.

Beispiele für die ziemlich wechselnde chemische Zusammensetzung.

| SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | CaO  | MgO  | K <sub>2</sub> O | Na <sub>2</sub> O | H <sub>2</sub> O |                                     |
|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|------|------------------|-------------------|------------------|-------------------------------------|
| 66,91            | 15,20                          | —                              | 6,45  | 3,73 | 2,35 | 0,86             | 3,33              | 0,16             |                                     |
| 52,97            | 22,56                          | 5,47                           | 4,03  | 7,51 | 2,13 | 0,44             | 2,31              | 2,24             |                                     |
| 52,00            | 15,75                          | 3,55                           | 12,84 | 7,39 | 3,42 | 1,24             | 3,37              | 0,35             | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 1,06. |

1. Quarzglimmerdiorit vom Avio-See, Adamello (Tirol). 2. Quarzhornblendediorit aus dem Birkenauer Tal (Odenwald). 3. Augitdiorit von Richmond, Minnesota (Nordamerika).

Gegenüber Granit erkennt man meist geringere Mengen von  $\text{SiO}_2$ ;  $\text{CaO}$  und  $\text{MgO}$  überwiegen die Alkalien, bei denen Kali zurücktritt; Eisen ist reichlich vorhanden.

Die Verwitterungserscheinungen sind wie beim Granit, das geologische Vorkommen ebenso.

Die Verbreitung der Diorite ist nicht so groß wie die der Granite; immerhin sind es häufige Gesteine. In Deutschland findet man sie z. B. am Kyffhäuser, im Odenwald, Schwarzwald, in den Vogesen, in Thüringen. Bekannte Vorkommnisse in den Alpen, wo die Diorite zum Teil anscheinend selbständig, zum Teil als Randfacies von Graniten auftreten, sind die von Klausen (Tirol), sowie die des Adamello. Kugeldiorit findet sich zwischen Sartene und S. Lucia di Tallano auf Korsika.

Die Andendiorite Chiles, Argentinas usw. sind wohl die Kernbildungen der dort verbreiteten Andesite.

Die Benutzung des Diorits ist die gleiche wie bei Granit, dem er auch in bezug auf Druckfestigkeit und Haltbarkeit im allgemeinen gleich steht.

#### Familie der Gabbros.

Gabbro ist ein italienischer Name für diallaghaltigen Serpentin und auf die zu besprechenden Gesteine übertragen.

Mineralbestand. Bezüglich seiner Gemengteile ist der Gabbro durch basischen (d. h. dem Labrador und Anorthit nahestehenden) Plagioklas im Verein mit Diallag gekennzeichnet. Orthaugit, Hornblende und dunkler Glimmer können sich hinzugesellen. Öfter tritt auch Olivin auf, zuweilen Quarz. Im mikroskopischen Bilde erkennt man noch Eisenerz, Apatit, oft Spinelle. Zirkon ist selten, noch zu erwähnen sind hier und da auch in größern, selbst hüttenkundlich wichtigen Massen erscheinende nickelhaltige Sulfide (Sudbury in Kanada; Skandinavien).

Der Plagioklas ist meist weißlich, grau, auch bräunlich und licht grünlich, selten rötlich, seine Zwillinglamellierung gewöhnlich breit, der Augit vom Diallagcharakter und infolge von Einlagerungen auf seinen Absonderungsflächen metallisch schillernd. In der Abteilung der sog. Norite, die zum Teil den Dioriten nahe stehen, wird der Diallag mehr oder minder durch Orthaugit ersetzt.

Arten. Man scheidet Gabbro (Plagioklas + Diallag); Olivin-gabbro (Plagioklas + Diallag + Olivin); Norit (Plagioklas + Orthaugit);

11\*



Fig. 267. Gabbro. Volpersdorf (Schlesien). Gestreifte Durchschnitte Plagioklas, rechts unten Diallag.

Olivinnorit (Plagioklas + Orthaugit + Olivin). Auch hebt man beim Gabbro wohl den Hornblende- oder Biotitgehalt im Namen heraus (Hornblendegabbro, Biotitgabbro). Durch Zurücktreten bzw. Vorwiegen des einen oder andern Gemengteils kommt es in der Gabbrofamilie zu allerlei wechselvollen Abarten. Es seien hier als Gabbro-Komponentengesteine (S. 118.) erwähnt Anorthosite (fast nur Plagioklas und zwar Andesin bis Anorthit, meist aber Labrador), sie bilden eine Reihe zum Charnockit-Granit; Foellenstein (Troktolith) (Plagioklas + Olivin bzw. Serpentin); Olivinfelse (Peridotite); Olivin-Augitfelse; Augitfelse (Pyroxenit auch Granatpyroxenit); Eisenerze (Magnetit oder Magnetkies). Auch Korund führende Gesteine schließen sich an (Kyschtymit vom Ural). Ersichtlich neigt das Gabbromagma sehr zur Herausbildung von Spaltungsgesteinen. Manche der erwähnten Abarten könnten füglich als wenig selbständige Gesteine zu den Plutonit-Schizolithen gestellt werden. Bekannte, oft gangförmige Apatitvorkommnisse in Telemarken und Kanada sind an Gabbro gebunden und stehen mit ihm als Schlieren in genetischer Beziehung.



Fig. 268. Durch Gebirgsdruck innerlich zermalmer Gabbro.

Die Gabbrogesteine zeigen körniges Gefüge, bei grobem Korn öfter in sehr typischer Art. Porphyrische Entwicklungen sind kaum beobachtet, fluidalschlierige Texturen ziemlich häufig.

Kelyplit heißt eine um Olivin, Biotit und Eisenerze dort, wo sie an Feldspat stoßen, entstandene stengelige Schale aus heller oder grünlicher Hornblende, Spinell, Orthaugit auch Granat. Wie bei Graniten kommen schieferige bzw. flaserige Ausbildungen vor (Flasergabbro). Gabbropegmatite in Gangform stehen im Radautal (Harz) an.

Das spezifische Gewicht des Gabbros geht von etwa 2,8—3,1.

Beispiele für die chemische Zusammensetzung.

|    | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO  | CaO   | MgO  | K <sub>2</sub> O | Na <sub>2</sub> O | TiO <sub>2</sub> | Glühverlust | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> |
|----|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------|------|------------------|-------------------|------------------|-------------|-------------------------------|
| 1. | 49,14            | 15,90                          | 5,88                           | 9,49 | 0,05 | 10,50 | 6,64 | 0,28             | 2,26              | —                | 0,52        | 0,81                          |
| 2. | 48,99            | 16,92                          | 0,81                           | 5,56 | —    | 16,69 | 0,16 | 0,16             | 1,44              | —                | 1,16        | —                             |
| 3. | 47,70            | 19,04                          | 0,87                           | 8,84 | Spur | 8,96  | 8,65 | 0,53             | 2,53              | 1,80             | 1,38        | —                             |

1. Gabbro aus dem Radautal (Harz). 2. Gabbro von Langenlois (Niederösterreich). 3. Olivinabbro von Birch Lake (Minnesota).

Gegenüber den Dioriten tritt der geringere Gehalt an  $\text{SiO}_2$  und Alkalien ( $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$ ), sowie die reichliche Menge von  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  und  $\text{FeO}$  heraus.

Bezüglich der Umwandlung ist die eigenartige, Saussuritisierung genannte Änderung der Plagioklase mancher Gabbros zu verzeichnen. Die Feldspate sind dann glanzlos, splitterig, ohne deutliche Lamellierung und Spaltbarkeit. Im Schliff gewahrt man als Ursache ihre Umsetzung in ein Gemenge aus Zoisit, Epidot, Albit, Strahlstein, Granat usw. Der Augit solcher Saussuritgesteine ist oft uralitisiert. Zu erwähnen ist auch eine Verwandlung in Skapolith, mit der eine starke Umänderung der Gesamterscheinung verbunden ist (Skapolithgabbro mit Apatitgängen in Norwegen und Kanada), sowie in Prehnit. Der Diallag liefert wie die Orthaugite Serpentin (Bastit) oder Chlorit, zuweilen Talk. Man findet ihn auch in grünliche oder bräunliche Hornblende verwandelt. Olivin gibt Serpentin und dunkelt stark durch Eisenerzausscheidung.

Durch Regionalmetamorphose entstehen aus Gabbros Amphibolite und Hornblendeschiefer.

Die Gabbrogesteine erscheinen in der Natur als Stöcke, Lagergänge und Quergänge, wahrscheinlich auch in Form mächtiger Ergüsse. Italienische Gabbros haben eozänes oder nacheozänes Alter. Auch sonst muß einzelnen Gabbros (z. B. auf den Hebriden, in den Alpen) geologische Jugend zugesprochen werden. Berühmte paläozoische Gabbrovorkommnisse sind die im Radautal bei Harzburg, im südlichen Schwarzwald, Odenwald, in Schlesien (Volpersdorf), im sächsischen sog. Granulitgebirge, im österreichischen Waldviertel, in Skandinavien, auf den Hebriden. Anorthosite in Kanada, New York, Norwegen.

Die Verwendung der Gabbrogesteine entspricht der des Granites. Mittelkörnige Abarten geben sehr gute Pflastersteine. Die Druckfestigkeit ist ähnlich der von Graniten, die des Gabbro aus dem Radautal z. B. 1800 kg/qcm bei guter Qualität.

### Familie der Peridotite bzw. Serpentine.

Mineralbestand und Arten. Diese Olivingesteine (Peridot = Olivin) und ihr thermales Umwandlungsgestein Serpentin können als Anhang an die Gabbrogesteine aufgefaßt werden. Sie enthalten Olivin bzw. sehr häufig den aus ihm entstandenen Serpentin allein oder verbunden mit Hornblende, Diallag, Bronzit, Biotit. Danach unterscheidet man Olivinfels (Dunit), Hornblendeperidotit (Cortlantit), Diallagperidotit (Wehrlit), Bronzitperidotit (Harzburgit), Diallagbronzitperidotit (Lherzolith), Biotitperidotit. Der Alkalitypus tritt bei den Varietäten der Peridotite wieder auf. In manchen Peridotiten findet man reichlich Chrom-eisenstein, so in Klein-Asien z. B. bei Tschardy, wo linsen- und schlauchförmige Erzmassen von 70 m Länge, 25 m Breite und 20 m Höhe beobachtet sind. In Olivingesteinen des Ural (Solowiow) kommt gediegen Platin vor, in den Peridotitbreccien (Kimberliten) von Süd-Afrika Diamant.

Die Gesteinsfarben sind bei den Peridotiten meist dunkel, oft grünlich, gelbgrünlich, bräunlich, auch grünlich schwarz, insbesondere bei Serpentin. Es treten gern fleckige, flammige Zeichnungen auf, rötliche und schwärzliche Stellen in grünlich schwarzem Untergrunde usw. (Daher der Vergleich mit

einer Schlangenhaut, serpens = Schlange.) Diese eigenartigen Farben haben Veranlassung gegeben zur Benutzung solchen Serpentin, z. B. des von Zöblitz in Sachsen für die Herstellung von Vasen, Leuchtern usw., sowie für Platten zu Ornamentzwecken der Innendekoration. Am Wetter halten sich manche Serpentine nicht (Frostzerstörung). Gelegentlich erhöhen eingesprengte, runde, rote Granate die Farbenwirkung. Zu Schmuckgegenständen werden auch die sog. Schillerfelse (Serpentin und Bastit) verschliffen.

Der Bruch der Serpentine ist dicht und splitterig. Das spezifische Gewicht der frischen Peridotite ist sehr bedeutend, oft über 3. Es geht bis 3,45. Sie sind die schwersten Eruptivgesteine. Serpentinisierung drückt das spezifische Gewicht aber wieder stark herunter.

In chemischer Hinsicht fällt der niedere Gehalt an  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  und Alkalien auf, andererseits der Reichtum an  $\text{MgO}$  und  $\text{FeO}$ . Bei Serpentinien ist der Wassergehalt hoch. Oft wird etwas Titan, auch Nickel gefunden.

|    | $\text{SiO}_2$ | $\text{TiO}_2$ | $\text{Al}_2\text{O}_3$ | $\text{Fe}_2\text{O}_3$ | $\text{FeO}$ | $\text{MnO}$ | $\text{CaO}$ | $\text{MgO}$ | $\text{K}_2\text{O}$ | $\text{Na}_2\text{O}$ | $\text{H}_2\text{O}$ |
|----|----------------|----------------|-------------------------|-------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|----------------------|-----------------------|----------------------|
| 1. | 41,44          | —              | 6,63                    | 13,87                   | 6,30         | —            | 7,20         | 18,42        | 0,93                 | 0,24                  | 5,60                 |
| 2. | 38,62          | Spur           | 4,72                    | 6,67                    | 6,27         | 0,81         | 4,61         | 29,60        | 1,20                 |                       | 7,68                 |
| 3. | 42,80          | —              | —                       | —                       | 9,40         | —            | —            | 47,38        | —                    | —                     | 0,57                 |

1. Hornblendeperidotit von Schriesheim (Odenwald). 2. Diallagperidotit von Frankenstein (Odenwald). 3. Dunit von den Dun Mountains bei Nelson (Neuseeland).

Bekanntere Vorkommnisse sind z. B. folgende: Für Dunit: Dun Mountains in Neuseeland, Kraubath in Steiermark; für Hornblendeperidotit: Scholle im Granit von Schriesheim (Odenwald); für Diallagperidotit: Burg Frankenstein im Odenwald, Gallatin Co. in Montana; für Bronzitperidotit besonders in der Form von Schillerfels, bei dem Olivin in Serpentin und der Bronzit zu Bastit umgewandelt ist: Todtmoos im Schwarzwald, Harzburg im Harz; für Diallagbronzitperidotit: die Pyrenäen; für Biotitperidotit: Kaltes Tal bei Harzburg im Harz. Sehr große Serpentinmassive treten in S.-O.-Europa, sowie in Spanien auf. (Vgl. ferner Serpentin in kristallinen Schiefen, S. 328.)

Durch Zurücktreten des Olivins (Serpentins) gehen die Peridotite in Hornblendefels, Diallagite, Diallag-Bronzite (Websterit), Hornblende-Diallag-Bronzite (Ariégit der Pyrenäen) und Bronzite über. Zum Teil gehören diese Gesteine dem Alkalitypus an. Nephrit und Jadeit rechnen wohl auch hierher. Für Nephrit scheint das Zusammenvorkommen mit Gabbro und Serpentin kennzeichnend zu sein (Ligurischer Apennin, Alpen, Radautal im Harz, Jordansmühl in Schlesien). Jadeit findet sich bei Tawmaw und Hweky in Burma als weißer und grünlicher, gefleckter Jadeitfels und zwar zusammen mit einem Jadeit-Albitgestein gangförmig in Serpentin und in Geröllen. Es ist ein sehr wichtiger Ornamentstein für China.

Die Verwendung der Peridotite ist oben bereits berührt. Es ist zu erwähnen, daß die Druckfestigkeit bei Serpentinien wegen mehr oder minder weitgehender Verwitterung meist wohl geringer ist als sonst bei plutonischen Gesteinen. An Serpentin von Zöblitz (Sachsen) wurde sie zu 750 kg/qcm bestimmt.

Von den Umwandlungsprodukten in Gabbrogesteinen und Peridotiten hat der Asbest wegen seiner Beständigkeit bei hohen Temperaturen und

seiner schlechten Wärmeleitung Bedeutung. Hornblendeasbest ist von Chrysotilasbest zu unterscheiden. Letzterer ist Serpentin. Hornblendeasbest ist säurefest, Chrysotilasbest nicht. Hauptproduktionsländer für Asbest sind Kanada und Italien (Veltlin, Gegend von Aosta u. a.). Das Mineral findet sich in schmalen Klüften; seine Fasern stehen meist senkrecht zu den Spaltwänden. In Serpentin tritt oft Magnesit in Butzen und Gängen, ferner Chlorit zonenweise und als Randbildung auf. Solche gangförmigen Chlorite (zum Teil mit Magnetit) kennt man aus dem Zillertal (Tirol), in ähnlicher Art erscheint Talk (zum Teil mit Strahlstein). Praktisch wichtig sind Nickelhydrosilikate (Garnierit), die in Neu-Kaledonien in Serpentin auftreten, ferner der Meerscham Kleinasien; er ist ein Magnesiumhydrosilikat.

Von den Alkaliplutoniten sind noch folgende hier kurz zu erwähnen.

Essexit besteht aus Natronkalkfeldspat (meist Labrador), Orthoklas, Augit, zuweilen Biotit, Nephelin, Sodalith, Hauyn, Barkevikit, auch Olivin. Das Gefüge ist gabbroartig. Vorkommen: Rongstock im böhmischen Mittelgebirge (mit ausgezeichnetem Kontakthof in Kreidemergel), Predazzo in Tirol, Norwegen, Kanada, Arkansas u. a. O. Auch das Gestein der Löwenburg im Siebengebirge wird wohl zum Essexit gerechnet.

Theralith ist dem Essexit verwandt, enthält Natronkalkfeldspat, gelegentlich etwas Kalifeldspat, Nephelin (zuweilen in Analzim verwandelt), basaltischen Augit, oft Natronaugit, Barkevikit, Biotit, öfter Olivin, Hauyn bzw. Sodalith. Vorkommen: Duppauer Berg in Böhmen, Serra de Monchique in Portugal, Kanada, Montana.

Bezüglich der mineralogischen Art von Ijolith, Bekinkinit, Fergusit und Missouriit genügt es, auf die Tabelle S. 152 und die allgemeinen Bemerkungen über Alkaligesteine (S. 151) zu verweisen. Ijolith ist vom Berge Jiwaara in Finnland und von Kola bekannt; Bekinkinit von Madagaskar; Fergusit und Missouriit bilden Stöcke in der Kreideformation von Montana.

### Anhang an die plutonischen Gesteine.

a) **Plutonitporphyre.** Es sind Ganggesteine, die mineralogisch und chemisch mit Plutoniten übereinstimmen, auch holokristallin sind, aber porphyrisches Gefüge besitzen. Man unterscheidet Granitporphyr, Syenitporphyr, Eläolithsyenitporphyr, Leuzitsyenitporphyr, Dioritporphyr, Gabbroporphyr. Ersichtlich ist auch die alkalische Reihe unter ihnen vertreten.

Man erkennt bei den Granitporphyren (den wichtigsten dieser Gesteinsreihe) Einsprenglinge von Orthoklas, ev. auch Plagioklas und Quarz, letzterer oft in Form einer hexagonalen Bipyramide entwickelt, vielfach magmatisch korrodiert, auch wohl Einsprenglinge von Glimmer, Hornblende oder Augit. Reich an Augit, Bronzit und Biotit sind z. B. die dunklen Granitporphyre bei Leipzig, welche als Schlierengänge deckenförmige Pyroxenquarzporphyre durchsetzen. Die Grundmasse ist makroskopisch feinkörnig; sie besteht hauptsächlich aus Alkalifeldspat und Quarz, gelegentlich mit Plagioklas, dunklem oder hellem Glimmer, Hornblende oder Augit.

Aus der Alkalreihe der Plutonitporphyre seien erwähnt Granitporphyre von Ragunda, Schweden, die Syenitporphyre S.-Norwegens und Eläolith-

porphyre (Liebeneritporphyre) von Predazzo (Tirol) und aus Grönland (Gieseckitporphyre). Liebenerit und Gieseckit sind zu Muskovit verwandelte ehemalige Eläolithe.

Die Granitporphyre sind in Granitgebieten, z. B. im Odenwald, Schwarzwald, Vogesen, in Cornwall (zweiglimmerige Elvane), verbreitet und werden technisch z. B. als Baustein und Steinschlag verwertet. Das Völkerschlachtdenkmal von Leipzig ist aus Beuchaer Granitporphyr errichtet.

#### b) Schizolithe (Spaltungsgesteine).

a) Plutonit-Schizolithe (Tiefen-Spaltungsgesteine). Es handelt sich um Spaltungsgesteine, die an bestimmte Tiefengesteine als mehr oder minder ausgedehnte Fazies, d. h. als Teil des Tiefengesteins-Vorkommens, z. B. als Schale eines Lakkolithen, geologisch angegliedert sind. Sie haben also einerseits enge Beziehung zum normalen Tiefengestein, andererseits entsprechen sie chemisch und mineralogisch gangförmigen Spaltungserzeugnissen. Hierher sind zu rechnen die sächsischen Granulite. Da sie von Metamorphose nicht verschont geblieben sind, werden sie auch wohl zu den kristallinen Schiefen gestellt.

Das Sächsische Granulitgebirge stellt einen an der Erdoberfläche 20 km breiten und 50 km langen Granitlakkolithen dar, der randlich von einem ausgezeichneten Kontakthof paläozoischer Gesteine überragt ist (vgl. S. 173). In den obern Schalentteilen des Lakkolithen ist der Granulit vielfach mit Paralleltexur ausgestattet. Schieferige Granulite gehen in granitisch körnige über. Die als Weißstein seit langem bekannten Ausbildungen sind helle, oft ziemlich dichte Aggregate, bei denen man im Schliff hauptsächlich perthitischen Kalifeldspat und Quarz erkennt. Überraschend ist die lagenförmige Ausbildung des letzteren. Dazu kommt sehr oft makroskopischer roter Granat in Körnerform, nicht selten blauer Cyanit. Mikroskopisch treten in solchen leukokraten Granuliten oft Trümmerstrukturen heraus. Gelegentlich stellt sich unter Zurücktreten des Granats reichlicher Biotit und damit makroskopisch Lagentexur ein. Zuweilen bilden die Feldspate auf dem Querbruch solcher schieferigen Granulite „Augen“ (Augengranulite). Weiterhin findet man stellenweise Plagioklas und mit ihm Augit (oft Orthaugit) und schließlich dunkle Plagioklas-Augit-Gesteine, sog. Trappgranulite. Im Gegensatz zu den leukokraten Granuliten stellen sie eine melanokrate Form von Plutonit-Schizolithen dar. Als basische Spaltungsgesteine des Granulitlakkolithen sind wohl auch anzusehen, außer diesen mit dem Granulit eng verbundenen und in ihn übergehenden Pyroxengranuliten, die ursprünglichen Gesteine der jetzigen Serpentine und die nur an der obern Grenzzone des Granulits aufgefundenen Gabbros. Normale jüngere Granite durchsetzen den sächsischen Granulit mit scharfen Grenzen.

Ganz ähnliche Granulite hat man im niederösterreichischen Waldviertel gefunden. In weiter Verbreitung sind Granulite auf Ceylon beobachtet. Hier sind sie meist makroskopisch deutlicher körnig als die deutschen. Daß es Eruptivgesteine sind, wird zweifellos gemacht durch ausgezeichnete Umänderungen, welche Kalke und Dolomite als Nebengestein erfahren haben. Von besonderem Interesse sind Graphitgänge im Granulit von Ceylon; es sind mit der Granuliteruption in Zusammenhang stehende Fumarolenprodukte.

Sächsische Granulite werden vielfach gebrochen (z. B. bei Roßwein) und als Steinschlag, seltener als Pflastersteine verwandt.

Zu den Plutonit-Schizolithen kann man wohl auch die S. 154 erwähnten Alaskite, sowie manche Pegmatitmassen (so den groben Stockscheider des Lithionglimmergranits von Geyer im Erzgebirge) und die Peracidite (S. 154) rechnen, ferner mancherlei „Anhänge“ an Gabbrogesteine, wie gewisse Diallagfelse, Anorthit-Olivingesteine (Forellensteine), Anorthitfelse, auch Erzgesteine, wie den Olivin-Magnetitfels von Taberg in Schweden, die sich am Aufbau von Gabbromassiven beteiligen.

β) Gang-Schizolithe (Gang-Spaltungsgesteine). Sie stellen in Gangform erstarrte Teilmagmen dar, gewissermaßen Zeugen verschiedener chemischer Zustände, in denen sich die Magmen der Tiefengesteine befanden, denen sie als Gangfolge anzureihen sind. Die extremen Glieder der Spaltungsgesteine würden, vereinigt gedacht, ein ungefähres Bild des ursprünglichen, nicht differenzierten Magmas darstellen. Diese beiden Endglieder bezeichnet man als die aplitische und die lamprophyrische Ausbildung. Die aplitischen Gesteine sind reicher an Kieselsäure und Alkalien, ärmer an Oxyden zweiwertiger Metalle als die zugehörigen Tiefengesteine; bei den lamprophyrischen ist es umgekehrt. Die Apliten sind an tieffarbigen Gemengteilen arm; sie sind leukokrate Gesteine. Die Lamprophyre sind reich an dunklen Bestandteilen: melanokrat.



Fig. 269. Minette. Freiberg (Sachsen). Lappiger Glimmer, Mitte rechts unten Augitpseudomorphose. Glimmerblättchen in heller Feldspatgrundmasse.

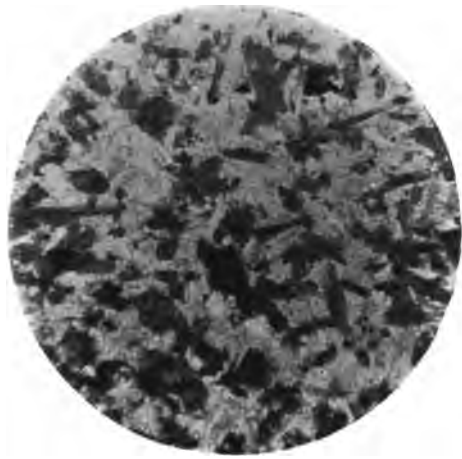


Fig. 270. Spessartit. Stengerts bei Aschaffenburg (Bayern). Hornblende in Feldspatgrundmasse.

Wir berücksichtigen von diesen Gesteinen hier die folgenden.

Aplit ist ein feinkörniges bis dichtes, selten porphyrisches (dann Alsbachit genanntes), zum Granit gehöriges Gestein, bei dem helle Farben herrschen, farbige Gemengteile also zurücktreten. Seine Bestandteile sind Alkalifeldspat, Quarz, Kalknatronfeldspat, nur wenig heller oder dunkler Glimmer oder beide. Nicht selten stellt sich schwarzer Turmalin in einzelnen Kristallen oder rundlichen Ansammlungen ein, auch roter Granat. Spärliche mikroskopische Gemengteile sind Eisenerz, Zirkon, Apatit. Das Gefüge ist durch die Neigung sowohl der Quarze als der Feldspate zu kristallographischer Umrandung gekennzeichnet Fig. 236 S. 139. Apliten kann man den leukokraten granulitischen Plutonit-Schizolithen an die Seite stellen. Man hat sie auch bei Alkaligranit, Syenit, Eläolithsyenit, Diorit und Monzonit.

Alkaligranitaplite sind z. B. der Groudit des Kristianiagebietes, Paisanit von Westtexas, Alkalisyenitaplite z. B. der Bostonit von Boston und S.-Norwegen, sowie der Gauteit des Böhmisches Mittelgebirges. Tinguaiten sind Apliten vom Eläolithsyenit.



Die Pegmatite der Granite (S. 154), sowie der Alkalisyenite und Eläolith-syenite werden wohl gleichfalls zu den Gang-Schizolithen gerechnet.

Die lamprophyrischen Gesteine haben dunkelgraue bis schwarze, bei Verwitterung oft braune Farben. Im Falle sie porphyrisch sind, bilden farbige Gemengteile die Einsprenglinge. Der Erhaltungszustand der Lamprophyre ist oft ungünstig für technische Verwendung; die Bildung von Kalkspat und nach seinem Verschwinden von eisenschüssigem Ton als Verwitterungsprodukt ist verbreitet. Es gehören zu ihnen Minetten als Gegenstück zu den Apliten. Orthoklas und Biotit sind die bezeichnenden Gemengteile. Dazu tritt oft Augit. Die Vogesite führen wesentlich Orthoklas und Hornblende. Kersantite enthalten Plagioklas und Biotit, oft dazu Augit und gelegentlich Hornblende, die Spessartite (auch Malchite) Plagioklas und Hornblende. Bei Minetten und Kersantiten findet man zuweilen Olivin. Garewait vom Ural enthält fast keinen Feldspat, sondern wesentlich Olivin und Diopsid. Im Gegensatz zu Apliten sind die in Rede stehenden Gesteine arm an seltenern Mineralien.

Die genannten Lamprophyre beobachtet man in meist schmalen Gängen, z. B. vielfach in den Vogesen, im Odenwald, Schwarzwald, im Elbtal bei Meißen und im Erzgebirge.

Von Alkalilamprophyren seien folgende erwähnt. Camptonite setzen sich holokristallin zusammen aus Plagioklas, viel Barkévikit, Titanaugit,

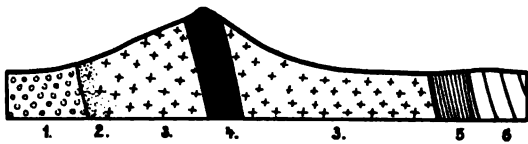


Fig. 271. Schematisches Profil durch den Kiirunavaara-Erzberg (Schweden). Nach Stutzer.

1. Konglomerat. 2. Augitsyenit. 3. Syenitporphyr.
4. Magnetisenerz. 5. Haukschichten. 6. Quarzit.

Biotit, Erz und zuweilen Olivin. Vorkommen z. B. New Jersey, Kristiania, Böhmen. Monchiquite sind den Camptoniten ähnlich, führen aber Glas und wenig oder keinen Plagioklas. Vorkommen: Serra de Monchique (Portugal), Arkansas, Kaiserstuhl in Baden, Siebengebirge (Heptorit mit Hauyn), Böhmi-

sches Mittelgebirge. Alnöite weisen Einsprenglinge von Biotit, Titanaugit, Olivin auf in einer Grundmasse aus Melilith, Biotit, Apatit, Perowskit, Erz. Vorkommen: Alnö in Schweden, Arkansas. Polzenite sind augitfrei oder augitarm und führen wesentlich Melilith und Olivin; verwittern diabasartig. Vorkommen: Polzengebiet in Böhmen. Bergalith zeigt wesentlich Melilith und Hauyn. Vorkommen: Oberbergen im Kaiserstuhl.

Schließlich sind hier zu erwähnen die gangförmigen eruptiven Magnetitgesteine (Kiirunavaarite) im syenitischen Gebiete von Kiirunavaara und Luossavaara hoch im schwedischen Norden. Das Vorkommen von Kiirunavaara stellt eine plattige Gangmasse dar von im Durchschnitt 70 m Mächtigkeit und 2,8 km sichtbarer und 4,7 km aus magnetischen Beobachtungen erschlossener Länge. Das apatithaltige Erz lagert in Porphyry und ragt bergartig zutage. Es ist als ultrabasisches Spaltungsprodukt eines noch in der Tiefe befindlichen Eruptivs aufzufassen. Auch das gewaltige Vorkommen von Gellivaara in N.-Schweden wird entsprechend zu deuten sein.

Als Erzinjektion aufgefaßt werden ferner gewisse sulfidische Lagerstätten, so das Magnetkieslager von Bodenmais in Bayern.

### Kontakterscheinungen bei Plutoniten.

Kontakterscheinungen nennt man die Umwandlungen (Kontaktmetamorphosen), welche das von einem Eruptivgestein durchbrochene Nebengestein durch die Eruption erfahren hat, sowie die besonderen Entwicklungen, welche gelegentlich ein Eruptivgestein an der Grenze zum Nebengestein aufweist. (Exomorphe und endomorphe Kontakterscheinungen.)

a) **Exomorphe Kontakterscheinungen.** Die oft riesigen Massen von Tiefengesteinen sind vielfach von einer Zone umgeänderten Nebengesteins,

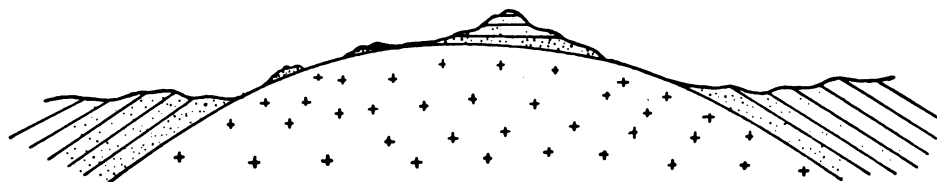


Fig. 272. Kontakthof um ein durch Verwitterung zum Teil bloßgelegtes plutonisches Gestein.

einem zuweilen ein und selbst mehrere Kilometer breiten Kontakthof umgeben. In ihm finden sich die stärksten Umwandlungen natürlich an der Grenze zum Eruptivgestein. Nach außen stellt sich allmählich das normale Nebengestein ein (Fig. 272 und 273). Die Art der Umwandlung hängt bei Plutoniten anscheinend nur von der Natur des Nebengesteins, nicht von der des Eruptivgesteins ab. Man findet nämlich ganz ähnliche Veränderungen um Granit wie um Syenit usw.

In chemischer Hinsicht sind die Kontaktgesteine zuweilen den normalen im wesentlichen gleich; es handelt sich dann hauptsächlich um physikalische Veränderungen durch Umkristallisieren. In andern Fällen haben sich starke Veränderungen vollzogen, z. B. findet man  $\text{CaCO}_3$  (Kalkstein) in  $\text{CaSiO}_3$  (Wollastonit) verwandelt und mit Augit, Glimmer, Granat und andern Mineralien beladen, deren Stoffe dem Kalk fremd waren, also in ihn hineingewandert sind (Beispiele: Kalksteine am Granit von Ontario; Granatisierung und Wollastonitbildung im Kalk von Concepcion del Oro in Mexiko).

Als Ursache der Umwandlungen hat man außer direkter Hitzewirkung des Schmelzflusses die heißen Dämpfe, Wasser oder Lösungen anzusehen, die aus dem Eruptivgestein sich entwickelten und in das Nebengestein hineindrangten.

Ein ganz besonders intensives Umwandeln findet bei der von R. Brauns Pyrometamorphose genannten Änderung statt, so z. B. die Umbildung von kristallinen Schiefern in Sanidingesteine. Zeugnisse solcher Vorgänge liegen aus der Eifel vor, wo die betreffenden pyrometamorphen Gesteine als Einschlüsse in Vulkaniten vorkommen.

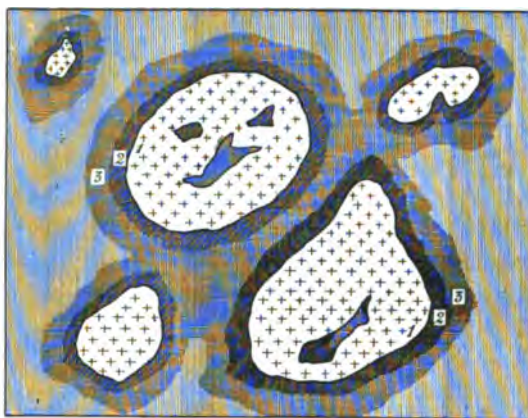


Fig. 273. Kontakthöfe um ein plutonisches, durch Verwitterung zum Teil bloßgelegtes Gestein.

Daß Temperaturerhöhung das Korn von Kalksteinen ohne Schmelzung vergrößert, zeigen die Fig. 274 und 275. Bei den betreffenden Versuchen wurde das Karbonat zwecks Vermeidung von Dissoziation unter Kohlensäuredruck in einer Bombe erhitzt.

Auch ist wohl die hohe Wärme des Wassers, das dem Magma entwich und das Nebengestein durchtränkte, ein Hauptgrund für das energische Umkristallisieren der Gesteinsbestandteile. Die Temperatur flüssigen Wassers konnte bei dem Druck, der in der Erdtiefe herrscht, ähnlich wie in einem Dampfkessel, weit über 100° gehen.

Unter solchen Umständen scheint es zur Herausbildung richtiger Gleichgewichte zu kommen; V. M. Goldschmidt fand die mineralogische Phasenregel (S. 134) bei Kontaktgesteinen in Geltung.

Umwandlung von Tonschiefern. Tonschiefer im Kontakt z. B. mit Granit, wie die der Gegend von Andlau-Hohwald in den Vogesen, erscheinen in dem ersten Stadium der Umwandlung als Knotentonschiefer, d. h. es zeigen

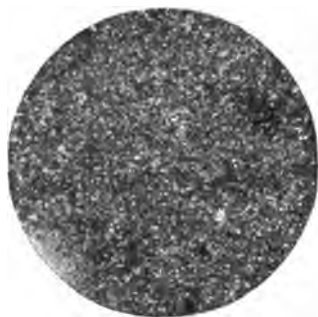


Fig. 274.  
Dichter Kalkstein von Solenhofen  
(Baiern).

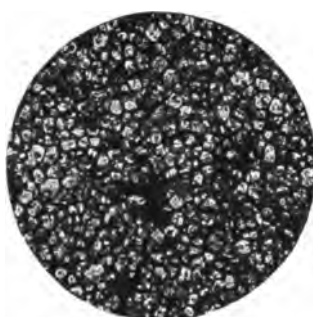


Fig. 275.  
Solenhofener Kalkstein, künstlich  
marmoriert.

sich zahlreiche, kleine, dunkle, knotige Flecke im Gestein. Es sind wahrscheinlich meist ungeänderte (glimmerige) Cordierite, Andalusite oder andre Neubildungen, welche die kohlige Substanz des Tonschiefers in sich aufnehmen. Manche solche Gesteine werden Fruchtschiefer genannt (Erzgebirge)

(Fig. 276), auch Fleckschiefer und Garbenschiefer. Letztere kennzeichnen sich durch dunkle Bündel schuppig verwitterter Hornblenden. Näher zum Eruptivgestein bilden sich die Knotenglimmerschiefer heraus. Das Gefüge ist deutlich kristallin geworden, und besonders Glimmer bereits makroskopisch zu erkennen. Die schieferige Struktur des Schiefers ist noch erhalten, verwischt hingegen in der Zone stärkster Umwandlung, in dem Saume der Hornfelse, die sich dem Granit anlegen. Sie sind hart und splitterig. Im Schliff erblickt man in den Kontaktgesteinen häufig Andalusit als neuen Gemengteil. Er gibt den Hornfelsen große Härte und einen mattroten Schimmer. Auch Hypersthen und Cordierit kommen vor, desgleichen Granat, zuweilen Magnetkies als Umwandlung von Eisenkies. Organische Substanzen sind oft zu Graphit verändert.

Chistolith stellt sich in kontaktmetamorphen Schiefen zuweilen in sehr großen Kristallen ein (Gefrees im Fichtelgebirge). Aus den Alpen sind kontaktmetamorphe Schiefer mit mannigfaltigen Gemengteilen beschrieben (Albitphyllite, Zoisitphyllite, Chloritschiefer u. a.).

Für technische Zwecke ist das Auftreten von Hornfelsen in Tonschiefergebieten wichtig, da sie z. B. für Steinschlag auf Straßen verwandt werden können, wozu der milde Tonschiefer nicht geeignet ist.

Zuweilen ist das Magma selber in das Nebengestein gedrungen, so in aufblätternde Schiefer, die dann gelegentlich förmlich von dem Schmelzfluß durchtränkt, zum Teil auch eingeschmolzen wurden. (Injektionsmetamorphismus.) Beispiele für sehr weitgehende und auf große Gebiete sich

erstreckende Einschmelzungen sind im Präcambrium an der S.-W.-Küste Finnlands und in N.-Amerika zu beobachten. Umwandlungen von Schiefern durch Injektionen von Granit kann man z. B. an den sog. Gneisen der Gegend von Schemnitz in Ungarn studieren. Es sind von Apliten imprägnierte und umkristallisierte Werfener Schiefer. Sei hier auch die paläozoische Umrandung des sächsischen Granitlakkolithen erwähnt. Man findet an ihm zunächst eine Zone der sog. Gneisglimmerschiefer, die wesentlich aus Biotit nebst Muskovit und Quarz, sowie mehr oder weniger reichlichen Körnern von Feldspat, meist Orthoklas, bestehen. Diese Zone wird auf die Imprägnation der Schieferhülle des Lakkolithen mit granitischem Material zurückgeführt, welche letzteres auch förmliche Lagergänge bildet. Stellenweise ist in diesen Schiefen Cordierit und Granat entstanden (Cordieritgneis, Granatgneis). Zuweilen liegt ein granitisch körniges Feldspat-Quarz-Cordierit- oder Feldspat-Quarz-Granatgemenge mit nur schmitzenförmigen Resten des sonst resorbierten Schiefers vor. Die zweite Zone des Kontakthofes wird aus den Garben- und Fruchtschiefern zusammengesetzt. Sie entbehren der Granitinjektionen und sind im wesentlichen Muskovitschiefer. Entsprechende Vermischungen verschiedener Gesteinstypen findet man in ausgeprägter Form auch im Bayerischen Walde, wo der „bojische Gneis“ Granit ist, der „herzynische Gneis“ mit seinen gebänderten, körnigstreifigen und schuppigen Abarten vom Granit injizierte Schiefer vorstellt; im Glimmerschiefer tritt die Granitinjektion mehr und mehr zurück und schließlich gehen diese immer noch hochgradig kontaktmetamorph beeinflussten Gesteine in wenig umgeänderte Tonschiefer, in sog. Phyllite, über.

Umwandlung von Kalkstein und Mergel. Der Kalkstein ist in der Nähe von Tiefengesteinen öfter umkristallisiert und gelegentlich sogar zu schönem, weißen Marmor verwandelt, so bei Miltitz in Sachsen, Auerbach im Odenwald. In umgeänderten Mergeln findet man oft silikatische Kontaktminerale wie Granat, Vesuvian, Wollastonit usw. Ein prächtiges Beispiel dafür ist der Kontakthof des Essexits von Rongstock in Böhmen, der oberjurone Mergel stark verändert hat. Der Einfluß ist bis auf 1 km erkennbar. Die Ganggesteine im Kontakthof sind propylitisiert (S. 177).

Kann man in solchen Fällen die Kieselsäure vom ursprünglichen Gestein ableiten, so ist andernorts eine Zufuhr vom Eruptivkörper, sei es in Form von Dämpfen oder Lösungen, anzunehmen. Carbonatgesteine scheinen in der Hinsicht besonders reaktionsfähig zu sein. So sind nach V. M. Goldschmidt die Skarngesteine Skandinaviens zu deuten, welche Kalkeisengranat (Andradit) und Hedenbergit (Kalkeisenaugite), auch Eisenglanz, Wollastonit u. a. aufweisen. Bei dichtem Gefüge nennt man solche Gesteine Kalksilikathornfels.

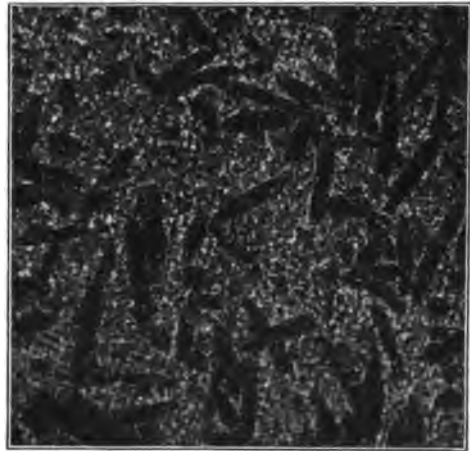


Fig. 276. Fruchtschiefer. Tirpersdorf (Sachsen).  
Dunkle Cordierite auf der Bruchfläche.

Erzlagerstätten im Kontakthof sind zum Teil umgewandelte Erzvorkommnisse. Flötze von Roteisenstein ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) oder Brauneisenstein ( $2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ ), auch wohl von Eisenkies ( $\text{FeS}_2$ ) findet man durch Kontaktwirkung zu Magnetisenerz ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) umgeändert (Beispiele: Spitzberg bei Altenau im Harz, Schwarze Krux bei Schmiedefeld in Thüringen). Andernorts muß Stoffzufuhr angenommen werden ähnlich wie bei der Skarnbildung. In Sachsen gehört hierher das Magnetitvorkommen von Berggießhübel. Bei ihm wie vielfach sonst, z. B. den Lagern im Banat spielen sulfidische Erze des Eisens, Kupfers, Bleis, Zinks usw. gleichfalls eine Rolle. Als extreme Typen lassen sich mit Bergeat unterscheiden einer mit OH-freien und einer mit reichlicheren OH-haltigen Mineralien. Kennzeichnend sind einerseits Granat, Pyroxen, Magnetit (auch Kupferkies), andererseits Vesuvian, Epidot, Chlorit, Hornblende. Zu dem ersten Typus gehören z. B. die Lagerstätten von Vaskö im Banat, zum zweiten die von Campiglia Marittima in Toskana. Wesentlich für die Herausbildung des einen oder andern Falles war vielleicht die herrschende Temperatur.

Dolomite kristallisieren im Kontakt gleichfalls um, gelegentlich entsteht aus ihnen Periklas ( $\text{MgO}$ ) oder Bruzit ( $\text{Mg}[\text{OH}]_2$ ) führender Kalkstein.

Auch andre Gesteine, z. B. Quarzite, Grauwacken, Diabase erleiden durch Kontaktmetamorphose an plutonischen Gesteinen tiefgehende Umänderungen, die in einem Umkristallisieren zu größerem Korn, aber auch in einer Bildung von neuen Mineralien wie Biotit, Sillimanit, Feldspat, Magnetit, Graphit, bei Diabasen von faseriger heller oder brauner kompakter Hornblende, sekundärem Augit, Körnerhaufen von Plagioklas bestehen (Diabashornfels). Manche sog. Amphibolite (zum Teil mit Granat), Grünschiefer und Chloritschiefer sind solche umgewandelten basischen Eruptivgesteine bzw. aus deren Tuffen entstanden. Vielleicht ist auch

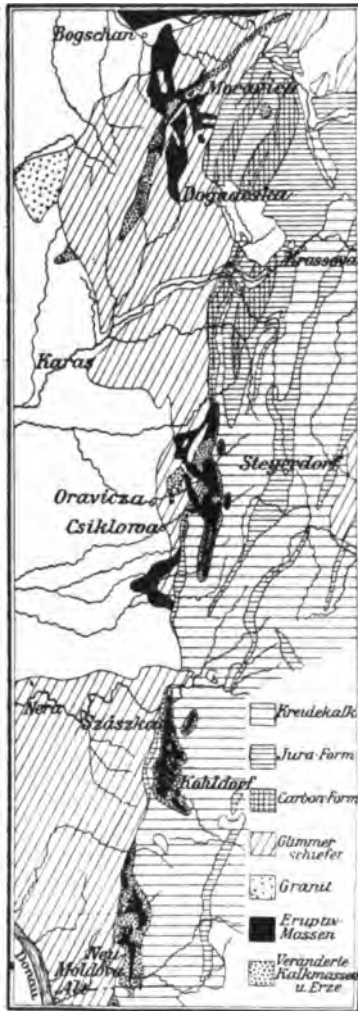


Fig. 277. Erzgebiet des Banat.  
Aus Beck, Erzlagerstätten, nach E. Süß.  
Die Eruptive liegen auf einer N.-S.-Spalte.

der prächtige Eklogit (grüner Augit und roter Granat) ein aus einem Gabbrogestein entstandenes Kontaktzerzeugnis von weitgehender Veränderung. Kohlenflötze der Alpen sind nach Weinschenk durch Granit zu Graphitlagern metamorphosiert, wie auch sonst organische Substanz z. B. in Kalksteinen Graphit liefert.

Das Umkristallisieren der Nebengesteine eines Eruptivgesteins unter dem Einfluß der

Magmaemanationen wird man sich teils als Hitzewirkung ohne Schmelzung, teils so vorstellen, daß die Gesteinsteilchen, natürlich nicht alle gleichzeitig, aber nach und nach viele oder sämtlich in Lösung gingen und sich in Form des Ausgangsmaterials (z. B. als Kalkspat) oder nach Umsetzung in der Lösung als neue Mineralien (wie Andalusit) abschieden. Hierbei kam es zur Bildung größerer Körner durch fortgesetzten parallelen Absatz der Kristallsubstanz um ein älteres Korn oder um ein neu entstandenes Kristallisationszentrum. Dabei wird der Umstand eine Rolle spielen, daß kleine Kristalle neben größeren auf lange Dauer in einer Lösung nicht erhaltungsfähig sind, vielmehr infolge ihrer bedeutendern Lösungstension von den größeren bekanntermaßen sozusagen aufgezehrt werden<sup>1)</sup>. Sie verschwinden und ihr Material setzt sich auf den größeren Individuen ab. Vorgänge der Sammlung zerstreuten Materials zu größeren Einheiten seien in Anlehnung an die Bezeichnung des militärischen Manövers, bei dem ausgeschwärmte Soldaten sich um eine Hauptperson sammeln, als kollektive Kristallisation (Sammelkristallisation) bezeichnet<sup>2)</sup>.

Die im Kontakt umgewandelten Nebengesteine haben öfter eine eigenartige mikroskopische Struktur, auf die zuerst A. Sauer und W. Salomon hingewiesen haben, und die man wohl geradezu Kontaktstruktur nennt (Fig. 278). Viele Gesteinsgemengteile, so besonders der Muskovit, Biotit, Quarz und Feldspat, oft auch Andalusit und Cordierit, sind abgerundet, lappenförmig oder zackig entwickelt, oft siebförmig durchbrochen, mit vielen rundlichen Einschlüssen versehen, also schwammig ausgestaltet (Bienenwabenstruktur, Pflastergefüge, Siebstruktur). Eingesprengte Granate, Andalusite und Chiasolithie sind öfter kristallographisch umgrenzt. Es hängt dies natürlich von der relativen Kristallisationsfähigkeit der aneinanderstoßenden Gemengteile ab. Eine Altersfolge der Bestandteile tritt nicht heraus.

b) **Endomorphe Kontakterscheinungen.** Abnorme Entwicklungen von plutonischen Gesteinen in der Nähe vom Nebengestein zeigen sich z. B. bei Granit in der Herausbildung porphyrischer Struktur oder in einer Verdichtung des Gesteinsgefüges (porphyrische bzw. dichte Randfacies), auch in der Führung besonderer Mineralien wie Granat, Andalusit (Andalusitgranit) oder Turmalin.

Spaltenfüllungen, die von Tiefengesteinen abgehen, z. B. der vom Ramberggranit abzweigende sog. Bodegang bei Thale im Harz, auf den C. A. Lossen aufmerksam machte, lassen besonders gut den Einfluß des Nebengesteins auf ein Magma erkennen, das in seiner großen Masse eben zum typischen, körnigen Tiefengesteine erstarrte, während die in der Spalte verfestigten Teile desselben Schmelzflusses hier und da Nebenmineralien, wie Andalusit, führen und sich porphyrisch und schließlich infolge schneller Abkühlung ganz dicht entwickelt zeigen. In manchen Fällen wird die besondere Struktur und eigenartige Mineralführung mit Einschmelzungen von Nebengestein zusammenhängen.

<sup>1)</sup> Experimentell ist die bedeutendere Löslichkeit kleiner Kristalle gegenüber größeren allerdings nur bei sehr kleinen Dimensionen ersterer nachgewiesen.

<sup>2)</sup> Ausgezeichnete Beispiele für Sammelkristallisation bietet die Metallurgie dar. Durch Walzen zu feinem Korn zerbrochenes Kadmium z. B. wird beim mehrtägigem Erhitzen auf etwa 180° grobkristallin, ebenso Zinn, Zink, Blei u. a.



Fig. 278. Kontaktstruktur. Andalusithornfels. Andlautal (Vogesen). Die stark umrandeten Kristalle sind Andalusit.

Eine Reihe endomorpher auch exomorpher Kontakterscheinungen wird auf Fumarolen (Dampfentwicklungen) zurückgeführt, die bei und nach den Eruptionen erfolgen und die bei höherer Temperatur aus dem Schmelzfluß ausgeschiedenen Mineralien zerstörten (pneumatolytische Kontakterscheinungen). Dahin rechnet die Bildung des Greisen. Es ist das ein z. B. aus dem sächsischen Erzgebirge, aus Cornwall und andern Orten bekanntes, den normalen Granit begleitendes Gestein, das wesentlich aus Quarz und hellem Glimmer (Muskovit oder Lithionglimmer) besteht. Dazu kommen gern Bor und Fluor haltende Mineralien, wie Topas, Flußspat, Turmalin, ferner auch Zinnstein. Es hat den Anschein, daß Bor und Fluor führende Dämpfe (Borsäure, Borfluorid, Flußsäure) und kiesel-säurehaltige Wasser eine Zerstörung des Granitfeldspates und seinen Ersatz durch Quarz, sowie die Bildung der erwähnten Mineralien verursachten. Zinnstein ist

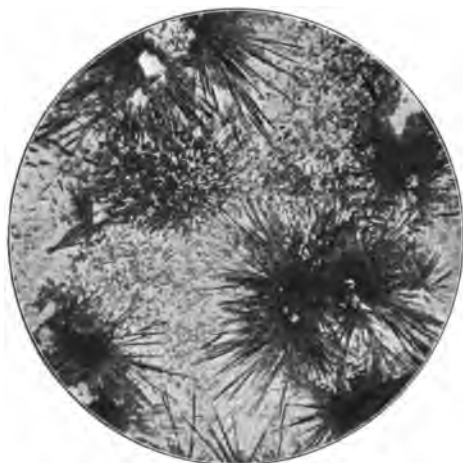


Fig. 279. Luxullianit. Luxullion (Cornwall).  
Turmalin in „Sonnen“.

vielleicht durch Wechselwirkung von Fluorzinn mit Wasserdampf entstanden.  $\text{SnFl}_4 + 2\text{H}_2\text{O} = \text{SnO}_2$  (Zinnstein)  $+ 4\text{HFl}$ . Auch gangförmige Zinnsteinvorkommnisse in Eruptivgesteinen werden vielfach als Fumarolenprodukt angesehen<sup>1)</sup>. Sie sind oft mit Greisen verbunden. Die Bildung von sulfidischen Kupfererzen (durch Umsetzung von Halogenverbindungen mit Schwefelwasserstoff), ebenfalls die von Apatitlagerstätten stehen anscheinend in manchen Fällen mit Fumarolen in ursächlichem Zusammenhang, wohl auch die Entwicklung von Skapolith aus Plagioklasen der Gabbros (z. B. an den norwegischen Apatitgängen).

Greisengesteine gehen in verwandte Glimmerquarzite, Turmalinquarzite, Turmalinfelse, Topasfelse usw. über.

Hier möge auch der axinitreiche Limurit und der sog. Luxullianit von Luxullion in Cornwall erwähnt werden, den ein großer Gehalt an Turmalin auszeichnet (Fig. 279). Weiterhin sei auf den fluorhaltigen Kryolith ( $3\text{NaF} \cdot \text{AlF}_3$ ) im Granit von Evigtok (Grönland) hingewiesen.

Papavasiliou nimmt an, daß der Schmirgel von Naxos, der Gangzüge in Marmor bildet, ein pneumatolytisches Erzeugnis von Granit ist. Im Hinblick auf die künstliche Darstellung des Rubins durch Wechselwirkung von  $\text{Al}_2\text{Fl}_6 + 3\text{H}_2\text{O} = \text{Al}_2\text{O}_3 + 6\text{HFl}$  kann man das auch für diesen in Marmoren Burmas sich vorfindenden Edelstein mutmaßen.

Weinschenk führt die Bildung technisch sehr wichtiger Lagerstätten von Graphit, der in Ceylon u. a. O. gangbildend, auch nesterartig in Eruptivgesteinen auftritt, auf Ausscheidungen aus entweichendem Kohlenoxydgas bzw. aus Carbynylen oder Cyanverbindungen zurück.

<sup>1)</sup> Ein Analogon der Bildung des Zinnoxyds stellen anscheinend die Kristalle des Eisenglanz ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) auf Laven dar. Sie entstanden wie folgende Gleichung besagt:  $2\text{FeCl}_3 + 3\text{H}_2\text{O}$  (Dampf)  $= \text{Fe}_2\text{O}_3 + 6\text{HCl}$ .

### Anhang. Apomagmatische Metamorphosen.

Die besprochenen Kontakterscheinungen sind nach dem auf Erzlagerstätten angewandten Ausdrucke *Bergeats perimagmatische Bildungen*; bei den nunmehr zu schildernden apomagmatischen Metamorphosen ist der Zusammenhang mit Eruptivgesteinen geologisch nicht erschlossen und daher mehr oder minder unsicher; es können also die Verhältnisse an dieser Stelle nur mit einer gewissen Reserve aufgeführt werden.

Chlorit-, Serpentin- und Talkbildung. Der Vorgang spielt sich an Gesteinen mit Fe- und Mg-haltigen silikatischen Mineralien, wie z. B. den weitverbreiteten tonerdehaltigen Augiten, Hornblenden, dunklen Glimmer ab, die chloritisiert werden bzw. an tonerdefreien Substanzen wie gewissen Augiten, Hornblenden, sowie hauptsächlich Olivin, die Serpentin liefern. Talk entsteht



Fig. 280. Bildung von Chlorit aus Biotit in Granitporphyr von Rochesson, Vogesen.



Fig. 281. Bildung von Serpentin aus Olivin in Pikrit von Tringenstein (Nassau).

aus einer großen Anzahl von Mineralien, wie Pseudomorphosen (Umwandlungen unter Erhaltung der Kristallgestalt) beweisen, so aus Olivin, Augit, Hornblende, auch aus Granat, Feldspat, selbst aus Quarz. Talk ist gern mit Chlorit, auch Serpentin verbunden.

Propylitisierung und Grünsteinbildung. Typisch sind die Verhältnisse der Propylitisierung in Ungarn, wo Andesite in „Propylit“ umgewandelt sind. Die im frischen Zustande dunklen Gesteine erscheinen grau-grün; außer Eisenkies findet man in ihnen mancherlei wasserhaltige Mineralien, wie Chlorit, Kaolin, Epidot, ferner Quarz, auch Kalkspat. Erzgänge, zuweilen mit edlem Material wie Gold- und Silbererzen, offenbar Bildungen derselben Thermen, welche die Propylitisierung verursachten, durchschwärmen das verwandelte Gestein und seine Nachbarschaft.

Verwandt ist die Grünsteinbildung, die man bei Diabasen, Porphyriten und andern basischen Eruptiven antrifft. Die grüne Farbe erklärt sich durch Veränderung des Augits zu Chlorit, sowie zu Hornblende, die auch in den trüb gewordenen, mehr oder minder saussuritisierten oder epidotisierten Feldspat einwanderten; es erscheint Kalkspat, auch Eisenkies. Titan-eisen wird zu Leukoxen.



Die Saussuritisierung betrifft kalkreiche Plagioklase vor allem der Gabbrogesteine. Die Feldspate bleiben hart, erscheinen dicht, ohne Spaltbarkeit und ohne Zwillingslamellen, grauweiß oder grünlichweiß. Außer etwaigen Feldspatresten findet man in dem entstandenen Aggregat besonders Zoisit bzw. Epidot und Albit, auch Granat, Hornblende, hellen Glimmer, Strahlstein, Quarz, Skapolith, Rutil u. a. mehr. Aus dem Augit entsteht oft Hornblende. Etwaiger Olivin ist in Talk, Chlorit und Strahlstein verwandelt, wobei gern ein Kranz von Granat hinzutritt.

**Epidotbildung.** Epidot ist oben schon verschiedentlich als Umwandlungsprodukt erwähnt. Gelegentlich tritt er stark in den Vordergrund. Es handelt sich um Veränderungen von Feldspaten, Biotiten, Augiten, Hornblenden.

Daß die Kaolinisierungen zum Teil unter die hydrothermalen Bildungen zu rechnen sind, ist in Anbetracht drastischer Fälle, wie sie sich z. B. beim Schemnitzer Bergbau, der in Andesiten umgeht, zeigen, nicht zweifelhaft. Es ist dieser Vorgang dort noch im Gange und schreitet energisch voran, während er sich auf der Erdoberfläche langsam vollzieht, aber schließlich zum ähnlichen Ergebnis führt, mit dem Unterschiede allerdings, daß die Thermenwirkung eher kristallines Produkt liefert als die kolloidale erzeugende Oberflächenverwitterung.

Schließlich seien hier noch verwandte Bildungen angeführt, die sich weniger in Form einer mehr oder weniger tiefgreifenden Verwandlung von Gesteinen zeigen, vielmehr in Absätzen dokumentieren, die sich in Hohlräumen, etwa in Blasenräumen von Eruptiven und ihren Tuffen, auch auf Spalten ihrer Nachbargesteine finden. Dahin rechnen folgende Erscheinungen.

**Zeolithbildung.** Die Zeolithe genannten Mineralien (s. S. 90) finden sich sehr häufig in den Blasenräumen von Basalten, Phonolithen und in ihren Tuffen, gelegentlich in Drusen von Graniten, aber auch auf Erzgängen. Allem Anschein nach sind es dann keine Erzeugnisse der Verwitterung, sondern Thermenbildungen.

In andern Fällen entstehen sie aber durch Oberflächenvorgänge, z. B. Natrolith aus Nephelin oder Sodalith. Ferner sollen zeolithartige Körper im Ackerboden als Speicher für Salze des K (das sie gegen Ca austauschen) eine große Rolle spielen. Beobachtet sind sie noch nicht; wahrscheinlich handelt es sich um kolloidale Stoffe entsprechend dem künstlichen Permutit.

**Verkieselung (Silifizierung).** An vielen Stellen vulkanischer Tätigkeit setzt sich aus Thermen Kieselsinter (Opal,  $\text{SiO}_2 + x \text{H}_2\text{O}$ ) ab. Gelegentlich trifft man ihn auch in den Vulkaniten nicht nur als Blasenraum- und Spaltenfüllung, sondern als Umänderungsprodukt von Gesteinsgemengteilen wie Feldspat oder Augit. Beim Eindringen der entsprechenden Lösungen in Sedimentgesteine können Verkieselungen stattfinden. Das ist gelegentlich in sehr beträchtlichem Maße bei Kalkstein geschehen. Auch Pflanzenteile sind oft in Opal verwandelt.

Schließlich sei hier noch angeführt die **Karbonatbildung**. In Blasenräumen von vielen basischen Eruptiven, z. B. Diabasen, trifft man, eventuell zusammen mit Chlorit, sowie mit Kieselmineralien, Kalkspat, der auch gern als feine Imprägnation von basischen Eruptiven und ihren Tuffen vorkommt. Man kann hier wohl noch Beziehungen zur vulkanischen Tätigkeit knüpfen, in anderen Fällen verliert sich das, so bei der Bildung von Karbonaten, die als Metasomatosen von Kalkstein auftreten, z. B. von manchen Magnesiten,

Dolomiten und von Galmei (Zinkkarbonat). Es ist eine kennzeichnende Eigenschaft des Kalziumkarbonats, daß sein Ca gegen andere Metalle ausgetauscht werden kann, nicht nur gegen Mg und Zn, sondern auch gegen Mn und Fe. Bei  $MnCO_3$  und  $FeCO_3$  wird dann oft gleich weiter in  $MnO_2$  (Braunstein) bzw. Brauneisenstein (kolloidales, wässriges Eisenoxyd oder kristallines  $2 Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$ ) umgesetzt.

Erzgänge. Während man früher die Erze der Gänge für Lateralsekretionen (Auslaugungsprodukte des Nebengesteins) hielt, bringt man sie jetzt meist, wie schon Elie de Beaumont es tat, mit Lösungen in genetischen Zusammenhang, von denen man annimmt, daß sie aus größeren Tiefen aufsteigen und als Emanationen von Magmen aufzufassen sind. Perimagmatische Erzbildungen in Kalkstein sind bereits S. 174 erwähnt. Als apomagmatische Lagerstätten wird man z. B. manche Blei-Zinkerzgänge (Rheinisches Schiefergebirge), auch die Zinnobervorkommnisse bezeichnen können.

Verfolgt man diesen Gedankengang, so lassen sich mit Bergeat manche interessante Schlußfolgerungen bezüglich der unterirdischen Verbreitung von Plutoniten ziehen; so weit Gangbildungen mit besonderem stofflichen Gepräge vorkommen, so weit wird sich auch das zugehörige Eruptivgestein erstrecken. Z. B. ist der Bereich der tertiären Eruptive auf der Innenseite des Karpathenbogens auf 600 km reich an Gängen mit Silber und viel Gold, die Spaltenfüllungen der 800 km langen Zone des mexikanischen Hochplateaus haben viel Silber und wenig Gold; auf der interandinen Hochebene von Bolivien sind auf 800 km Silbererze mit Zinnerz verbreitet; die 180 km lange und etwa 7 km breite Kupferzone am Oberen See in N.-Amerika ist in der Hinsicht gleichfalls von Interesse.

## 7. Übersicht der Vulkanite.

Dieselben Magmen, die in der Erdtiefe die oben erwähnten Granite, Syenite usw. liefern, verfestigen sich als Lavaströme, Decken, gelegentlich auch in Lakkolithen und Gängen zu Lipariten, Trachyten usw. Theoretisch gehört mithin zu jedem plutonischen Gestein ein vulkanisches und umgekehrt. Indes ist noch nicht zu allen vulkanischen das zugehörige plutonische Gestein gefunden, was in Anbetracht der verstecktern Lagerung der letztern erklärlich ist.

Wie die Plutonite sich in Alkalikalk- und Alkaligesteine gliedern, so sondert man auch bei den Vulkaniten Alkalikalkvulkanite und Alkalivulkanite. Die mineralischen und chemischen Unterschiede sind bei ihnen die nämlichen. Wesentliche Altersunterschiede werden nur bei den Alkalikalkvulkaniten gemacht.

### 1. Alkalikalkgesteine.

| Plutonite              | Entsprechende Vulkanite. |                      |
|------------------------|--------------------------|----------------------|
|                        | jung                     | alt                  |
| Familie der Granite    | Liparite                 | Quarzporphyre        |
| Familie der Syenite    | Trachyte                 | Quarzfremde Porphyre |
| Familie der Diorite    | Andesite                 | Porphyrite           |
| Familie der Gabbros    | Feldspatbasalte          | Diabase, Melaphyre   |
| Familie der Peridotite | —                        | Pikrite.             |

## 2. Alkaligesteine.

|             | Plutonite       | Entsprechende Vulkanite. |
|-------------|-----------------|--------------------------|
| Familie der | Alkaligranite   | Alkaliliparit            |
| Familie der | Alkalisyenite   | Alkalitrachyt            |
| Familie der | Eläolithsyenite | Phonolith                |
| Familie der | Leuzitsyenite   | Leuzitphonolith.         |

Die Essexite sowie die nephelin- bzw. leuzitführenden Alkaliplutonite der Theralithe, Ijolithe und Bekinkinite, Fergusite und Missouriite werden durch die Alkalibasalte repräsentiert, über deren Einteilung S. 195 besonders berichtet wird.

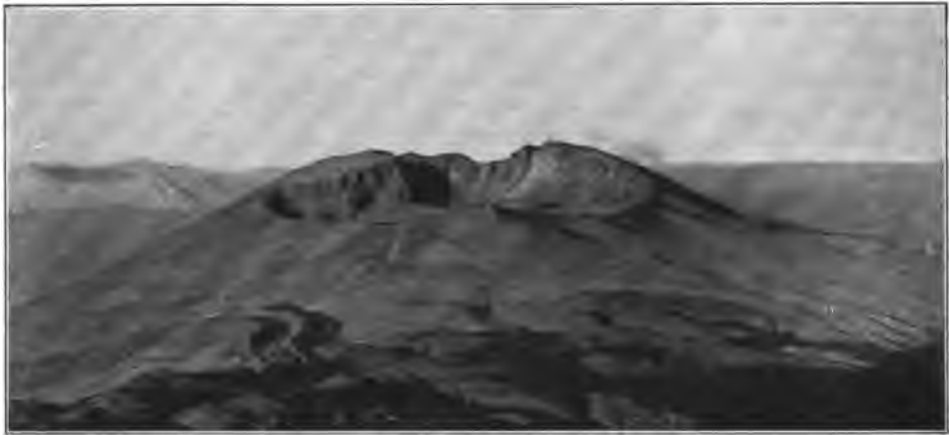


Fig. 282. Alter Krater. Teneriffa. Behne phot.

### Familie der Liparite und Quarzporphyre.

Die Liparite, die von Justus Roth nach Vorkommnissen auf den liparischen Inseln bei Sizilien so benannt sind und gelegentlich auch als Rhyolithe oder Quarztrachyte bezeichnet werden, und die Quarzporphyre (Liparite vortertiärer Perioden) entsprechen als vulkanische Gesteine den plutonischen Graniten.

Mineralbestand und Struktur. Die Einsprenglingsfeldspate sind bei Liparit Sanidin, bei Quarzporphyr Orthoklas, doch begleitet bei den Alkalikalkgesteinen meist Plagioklas (Oligoklas) den Kalifeldspat. Anorthoklas-einsprenglinge führt der Pantellerit von der Insel Pantelleria im Mittelmeer. Gelegentlich, besonders bei Lipariten, fehlt Quarz als Einsprengling. Solche Porphyre wurden nach dem Vorkommen im Kiautschou-Schutzgebiet Tsingtauite genannt. Die Einsprenglingsquarze erscheinen entsprechend ihrer Entstehung über  $575^{\circ}$  als hexagonale Bipyramiden, sog. Dihexaeder des  $\beta$ -Quarzes, sie sind aber oft magmatisch korrodiert oder zersprungen, letzteres wohl zufolge raschen Modifikationsumschlages. Auch der Biotit sowie Hornblende oder Augit (z. T. Orthaugit) bilden, wenngleich nicht häufig, große Kristalle. Aegirin und Natronhornblenden findet man in Alkali-Rhyolithen, z. B. beim sog. Comendit (Comende, S. Pietro, Sardinien). Bei den Sphärolithporphyren werden die Einsprenglinge durch Sphärolithe vertreten. Die

Grundmasse ist zum Teil felsitisch, d. h. kristallin aber dicht und von heller, weißlicher, grauer, gelblicher, grünlicher, rötlicher Farbe, oder glasig und dann meist dunkel. Gesteine, die nur aus felsitischer Masse bestehen, nennt man Felsitfels. Im Schriff erkennt man bei kristalliner Ausbildung der Grundmasse in ihr mehr oder minder deutlich Feldspat und Quarz, die sich mikrogrammatisch, schriftgranitisch oder auch sphärolithisch vereinigen. Ein Mikrofelsit genannter isotrop erscheinender oder sehr schwach polarisierender Bestandteil, der aus Schüppchen, Fäserchen usw. besteht und die Zusammensetzung eines Quarz-Feldspatgemisches hat, wird oft erwähnt. Es ist wohl ein eutektisches Gemisch. In den glasigen Grundmassen erblickt man im mikroskopischen Bilde oft massenweise kleinste Bildungen, Kristallite genannt, von kugeliger Gestalt (Globulite), oder knochenförmig (Longulite) bzw. perlschnurartig (Margarite) gestaltet, auch haarförmige Mikrolithe (Trichite), vgl. Fig. 151, S. 70. Nicht selten findet man Tridymit, spärlich erscheinen in der Grundmasse Apatit, Erz, Zirkon. Manche Liparite und Quarzporphyre sind porig und rau (Mühlsteinporphyre). Ausgezeichnet schön kann man bei Lipariten und Quarzporphyren gelegentlich Fluidaltexturen, zuweilen schon makroskopisch beobachten (Fig. 246, S. 145). Das buntgebänderte Gefüge der sog. Hälleflinta, eines sehr dichten (felsitischen) Porphyrs, besonders aus der Gegend von Dannemora und an andern Orten Schwedens, mag auch mit einstigem Fluß zusammenhängen. Vitrophyre führen Einsprenglinge und glasige Grundmasse.



Fig. 288. Schlucht in plattenförmig abgesondertem Quarzporphyr des Eggentals bei Bozen.

Bei den Liparit- bzw. Quarzporphyrgläsern unterscheidet man Pechsteine (wasserreiche Gläser,  $H_2O$  bis ca. 9%), Perlit oder Perlstein (mit Glasknoten und -kügelchen,  $H_2O$  ca. 4,5%), Obsidian (wasserarmes Glas, nach dem Entdecker Obsidius genannt,  $H_2O$  0,25—2,3%), Bimsstein (schaumiges Glas). (Vgl. Fig. 234, S. 137.) Hier mag betont werden, daß auch andre Ergußgesteine in Form von Pechstein, Perlstein, Obsidian und Bimsstein vorkommen.

Wie bei allen vulkanischen Gesteinen sind bei Lipariten und Quarzporphyren die Ausbildungen als Bomben, Aschen, Sande bzw. als verfestigte Tuffe möglich und auch oft vorhanden.

Insbesondere bei Quarzporphyren sind vulkanische Breccien verbreitet.

An Absonderungen kommen plattige (Eggental b. Bozen), auch feinblättrige (Tsingtau), seltener säulige vor.

Manche Quarzporphyre und Quarzporphyrtuffe sind durch Dynamometamorphose stark umgewandelt. Sie haben eine schieferige Textur erlangt und sind mit Serizitneubildungen erfüllt. Hierher gehören wenigstens zum Teil die sog. Flaserporphyre, Porphyroide, gewisse sog. Serizitgneise und Serizitschiefer (Ardennen, Taunus).

In chemischer Hinsicht sind sich Granit, Quarzporphyr und Liparit sehr ähnlich; im allgemeinen haben die Quarzporphyre etwas mehr Kieselsäure als die Granite und die Liparite noch mehr.

Als mittlere Zusammenstellung kann folgende angesehen werden:

|                               | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +FeO | CaO   | MgO     | K <sub>2</sub> O | Na <sub>2</sub> O |
|-------------------------------|------------------|--------------------------------|-------------------------------------|-------|---------|------------------|-------------------|
| 1. Granit nach J. Roth 72     |                  | 16                             | 1,5                                 | 1,5   | 0,5     | 6,5              | 2,5               |
| 2. Quarzporphyr „ 74          |                  | 12—14                          | 2—3                                 | 1,5   | 0,5     | 7—9              |                   |
| 3. Liparit n. F. Zirkel 75—77 |                  | 12—12,5                        | 1,5—2                               | 1—1,5 | 0,3—0,5 | 7—9              |                   |

Quarzkeratophyre sind an Natron reiche gelbliche bis grünliche Quarzporphyre. Der Feldspat ist Albit.

Die Verwitterung der Quarzporphyre und Liparite liefert zufolge der Feldspatveränderung Ton bzw. Kaolin (Tonporphyr). Die glasigen



Fig. 284. Liparit. Apati (Ungarn). Rechts unten und links verrundeter Quarz, rechts oben Feldspat, Glimmer dunkel, sphärolithische Grundmasse.



Fig. 285. Quarzvitrophyr. Auer an der Etsch. Unten Feldspat, Mitte links Quarz, Glimmer dunkel, fluidale Grundmasse.

Grundmassen zerfallen oft in ein feines Feldspat-Quarzgemenge, wobei etwaige Fluidalstrukturen nicht zerstört werden (Entglasung). Ein vortreffliches Beispiel für eine solche Umwandlung bietet der Quarzporphyr von Dossenheim in Baden dar. Auf Klüften und in rundlichen Hohlräumen der in Rede stehenden Gesteine erscheinen gelegentlich Achat, Quarz usw. als Absatz aus Wasser. Durch Solfatarenwirkung entstand bei Beregszasz (Ungarn) aus Quarzporphyr Alaunstein.

Vorkommen. Tätige Liparitvulkane sind nicht bekannt. Zeugnisse tertiärer Eruptionen liparitischen Gesteins findet man reichlich z. B. in Ungarn, Siebenbürgen, den Euganeen und auf den Liparischen Inseln. In Deutschland fehlen sie anscheinend. Hingegen sind Quarzporphyre im deutschen Karbon und Rotliegenden sehr verbreitet, so im Schwarzwald, Odenwald, in den Vogesen, bei Kreuznach, in Thüringen, im Harz, in Sachsen (Gegend von Leipzig, hier auch Pyroxenquarzporphyre), Erzgebirge, insbesondere bei Meißen; bei Grantola unfern Lugano berühmte Vitrophyre. Sehr ausgedehnte deckenförmige Vorkommnisse lagern bei Bozen, Tirol (an 1000 m

mächtig), sowie im Esterelgebirge und am Luganer See. Stromförmige Liparite sind im nordwestlichen Amerika bekannt.

Verwendung. Quarzporphyre finden als Pflastersteine, seltener als Werksteine, oft als Steinschlag Benutzung, schöne Ausbildungen, wie solche von Elfdalen (Schweden), auch als Ornamentstein. Die Druckfestigkeit wechselt stark. Häufig angegebene Werte sind 1500—2000 kg/qcm. Selbst Festigkeiten von 3000 kg/qcm wurden beobachtet. Die Tuffe werden als Baustein, z. B. in Thüringen und Sachsen (Rochlitz), benutzt. Liparite mit „steiniger“ Grundmasse liefern gelegentlich, so bei Schemnitz in Ungarn, vortreffliche Pflaster- und Bausteine. Bimstein hat besondere technische Bedeutung als Glättungs- und Poliermittel, auch für die Papierfabrikation und als poröser leichter Baustein. Die Kuppel der Hagia Sophia in Konstantinopel besteht aus diesem Material.

Kaolinisierte Quarzporphyre bzw. Liparite werden mancherorts durch Schlämmp Prozesse auf Kaolin zugute gemacht (z. B. bei Meißen).

### Familie der Trachyte und quarzfreien Porphyre (Feldspat-Porphyre).

Sie entsprechen den Syeniten.

Mineralbestand und Gefüge. Die jüngern Glieder der Gruppe, die **Trachyte** (nach ihrem zufolge feinporiger Grundmasse rauhen (*τραχύς*) Anfühlen von Häüy so genannt), zeigen bei porphyrischer Entwicklung Einsprenglinge von Sanidin in oft beträchtlicher Größe und von Kalknatronfeldspaten; Anorthoklas kommt bei Alkalitrachyten vor. Meist nicht reichlich sind eingesprengt dunkle Biotite oder Hornblenden (oft beide zusammen), Augit (nicht selten allein als dunkler Gemengteil), zuweilen Orthaugit. Hornblende und Biotit erscheinen oft magmatisch korrodiert und zu Augit-Magnetitaggregaten umgeändert. Bei Alkalitrachyten sind die Hornblenden und Augite natronreich. Nicht selten finden sich gelbe Titanitkristalle. Diemakroskopisch nicht entwirrbare Grundmasse baut sich aus schmalen Sanidinleisten oft in deutlicher, fluidaler Anordnung auf, während Eisenerze, Apatit, Zirkon zurücktreten (Fig. 286). Bei manchen Alkalitrachyten ist Sodalith reichlich vorhanden. In den Poren von Trachyt ist Tridymit nicht selten.



Fig. 286. Trachyt. Castello d'Ischia bei Neapel. Mitte Sanidin. Die Grundmasse führt reichlich Sanidinleisten in fluidaler Anordnung.

Die Farben der kristallinen Trachyte sind hell- oder dunkelgrau, gelblich, auch rötlich; manche sind durch Anhäufung dunkler Gemengteile fleckig oder streifig, so das poröse, Piperno genannte Gestein bei Neapel. Glasige Entwicklungen fehlen nicht; sie kommen z. B. am Monte Amiata in Toskana und im Arsostrom der Insel Ischia bei Neapel vor. Es sind solche Gläser zum Teil dunkel.

Vielfach schließen sich Tuffe an Trachytvorkommnisse an, so im Brohltal der Eifel (Traß) und bei Neapel (Puzzolane).

Das spezifische Gewicht der Trachyte beträgt im Mittel etwa 2,6.

Beispiele für die chemische Zusammensetzung:

|    | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO  | CaO  | MgO  | K <sub>2</sub> O | Na <sub>2</sub> O | H <sub>2</sub> O    |
|----|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------|------------------|-------------------|---------------------|
| 1. | 68,78            | 16,12                          | 3,54                           | 0,34 | 0,26 | 1,94 | 1,15 | 3,64             | 4,00              | 0,58                |
| 2. | 60,77            | 19,83                          | 4,14                           | 2,43 | —    | 1,63 | 0,34 | 6,27             | 4,90              | 0,24 (Glühverlust). |
| 3. | 63,61            | 16,34                          | 4,30                           | 2,08 | —    | 1,47 | 0,37 | 5,54             | 6,21              | 0,77                |

1. Trachyt vom Puy de Dome (Auvergne). 2. Trachyt (Obsidian) vom Monte Rotaro, Ischia bei Neapel.

Aegirintrachyt von Kühlsbrunnen, Siebengebirge.

Vorkommen. Alkalikalktrachyte fehlen in Deutschland. Man kennt sie vom Monte Amiata in Toskana, aus Ungarn, den Euganeen, Colorado, Mexiko. Alkalitrachyte sind sehr verbreitet. Erwähnt seien der Riebeckittrachyt von der Hohenburg bei Berkum und der Aegirintrachyt von Kühlsbrunnen im Siebengebirge, die Sodalithtrachyte in den phlegräischen Feldern bei Neapel und auf Ischia. Übergänge zu den Alkalikalktrachyten stellen dar der Plagioklas führende Trachyt des Drachenfels bei Bonn, des Puy de Dome in der Auvergne, der Ponzatrachyt, der des Arsostroms auf Ischia, der sich 1302 ergoß, und das Gestein des Monte nuovo bei Neapel, der 1538 in wenigen Tagen entstand.



Fig. 287. Traß über aufgerichtetem Tonschiefer. Brohltal (Eifel).

Die früher als miarolitische Trachyte betrachteten Sanidinite vom Laacher See sind nach Brauns pyrometamorphe kristalline Schiefer (vgl. S. 171).

Die Trachyte erscheinen in Kuppen (Ungarn, Euganeen bei Padua, Auvergne), in Kraterform (z. B. Astroni bei Neapel), als Lavaströme (Arsostrom auf Ischia bei Neapel) und als Gangbildungen (Siebengebirge). Die Kuppen sind zum Teil herausgewitterte Lakkolithe. Das ist von M. Stark für die Euganeen bewiesen, von wo er interessante Modifikationen des lakkolithischen Normaltypus, z. B. Halblakkolithe, Lakkolithe in Verbindung mit Oberflächenausbrüchen u. dgl. beschreibt (s. Fig. 288).



Fig. 288. Mte. Castello, Euganeen. Nach M. Stark. Trachyt und Kretaldehymung.

**Verwendung.** Trachyt wird als Werk- und Baustein oft benutzt. Allerdings läßt seine Wetterbeständigkeit, besonders wenn in ihm große Sanidine eingesprengt sind, zu wünschen übrig. Auch Pflastersteine und Stein-schlag stellt man aus ihm her. Als Druckfestigkeit von Trachyt wurde häufig 600—700 kg/qcm festgestellt.

Trachyt von Jumilla bei Cabo de Gata (Spanien) enthält stellenweise 7—30% Apatit, und da er auch 8—10% Kali führt, wird er als Düngemittel gebraucht.

Trachyttuffe (Traß, Duckstein, Tuffstein, Puzzolan) werden oft als hydraulische Mörtel verwandt. Da sie kalkarm sind, setzt man den gemahlene Tuffen Kalk zu. Die Bimssteinsande der Eifel bilden mit Kalkbrei angerührt das Material für die leichten, weil porösen, luftdurchlässigen, für Bauzwecke gut geeigneten und oft verwandten Schwemmsteine. Bei genügender Festigkeit werden Trachyttuffe auch ohne weiteres als Bausteine benutzt.

Die **quarzfreen Porphyre** (Feldspat-Porphyre) entsprechen ganz den Trachyten. Sie sind stärker durch Verwitterung verändert als diese. Man kennt sie als sog. Orthophyre in Gängen und Decken aus dem Saar-Nahegebiet, Thüringen, den Vogesen, vom Ural (mit Schlieren von Magnetit) u. a. O. Übergänge zu den Alkaligesteinen sind die Keratophyre z. B. des Harzes; der Natronreihe gehören an die Lahnporphyre im rheinischen Schiefergebirge und die Gänge und Decken von Rhombenporphyr in der Kristianiagegend; letztere zeichnen sich durch im Schnitt rhombenförmige und dreieckige, große Anorthoklase aus.

#### **Familie der Phonolithe und Leuzitphonolithe, Eläolithporphyre und Leuzitporphyre.**

Die Phonolithe (Klingsteine) repräsentieren die Eläolithsyenite, und die Leuzitphonolithe die Leuzitsyenite unter den jungen vulkanischen Gesteinen.

**Nephelinphonolith.** Mineralbestand und Gefüge. Falls porphyrischer Aufbau vorliegt, hebt sich bei den Phonolithen Sanidin (gern mit bedeutendem Na-gehalt), auch wohl Anorthoklas aus der dichten grünlichen oder bräunlich grünen Grundmasse heraus, selten der Nephelin, der mikroskopisch in Durchschnitten durch hexagonale Säulen oder in unregelmäßigen Lappen zu erblicken ist (Fig. 292). Dazu gesellt sich Aegirinaugit oder Aegirin, auch wohl Diopsid und Hornblende. Häufig kommen Hauynminerale, zum Teil den Nephelin ersetzend, vor; geschieht das sehr reichlich, so ist der Name Hauynphonolith berechtigt. Auch Titanit findet sich in Phonolithen. Eisenerze, Apatit, Zirkon treten zurück. Die oft makroskopisch gleichmäßige, hornsteinartige, dichte, gelegentlich rauhe, graue, grünliche oder bräunliche Grundmasse besteht aus Sanidin, Nephelin, Aegirin. Vitrophyrische Entwicklungen sind sehr selten.



Fig. 289. Phonolithkuppe des Hohentwiel, Hegau.



Hervorzuheben ist der Reichtum mancher Phonolithe (so der böhmischen) an schönen Drusenzeolithen (Natrolith, Chabasit, Apophyllit), die wohl Absätze aus Thermen im Gefolge der Eruptionen sind.

Bei frischen Gesteinen hat man ein spezifisches Gewicht von etwa 2,55.

Beispiele für die chemische Zusammensetzung:

|    | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO  | CaO  | MgO  | K <sub>2</sub> O | Na <sub>2</sub> O | H <sub>2</sub> O | SO <sub>3</sub> | TiO <sub>2</sub> | Cl   |
|----|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------|------------------|-------------------|------------------|-----------------|------------------|------|
| 1. | 55,21            | 21,78                          | 2,06                           | 2,01 | Spur | 2,10 | 0,13 | 3,48             | 10,64             | 2,7              | 0,46            | Spur             | 0,07 |
| 2. | 58,16            | 21,57                          | 2,77                           | —    | 0,24 | 0,01 | 1,26 | 6,57             | 5,97              | 2,3              | 0,16            | —                | —    |
| 3. | 54,02            | 19,83                          | —                              | 4,09 | —    | 2,09 | 0,31 | 5,98             | 9,88              | 2,75             | —               | —                | —    |
| 4. | 51,10            | 19,90                          | 4,02                           | 1,98 | —    | 4,04 | 0,90 | 5,94             | 8,61              | 2,07             | —               | —                | —    |

1. Phonolith vom Hohentwiel; Hegau. 2. Phonolith vom Teplitzer Schloßberg (Böhmen). 3. Leuzit-nephelinphonolith von Olbrück, Eifel. 4. Hauynphonolith vom Tachaberg, Böhmen.



Fig. 290. Phonolithlakkolith von Kojeditz (Böhmen).  
Nach Hibsich.

Ph Phonolith; tm oberturoner Mergel; oS oligocäner Sand; d Lehm; T Tephritblöcke.

Die gelbliche und grauweiße, vom Magnetit befreite Verwitterungsrinde von Phonolithstücken setzt sich meist scharf vom frischem Gestein ab.

Bekannte Phonolithvorkommnisse finden sich im Hegau (Hohentwiel), Kaiserstuhl, in Thüringen (Heldburg), in der Rhön, im böhmischen Mittelgebirge, im zentralen Frankreich. Das Gestein bildet Kuppen, die zum Teil, wie der Marienberg bei Aussig, als Lakkolithen zu deuten sind, Decken, Ströme, Gänge.

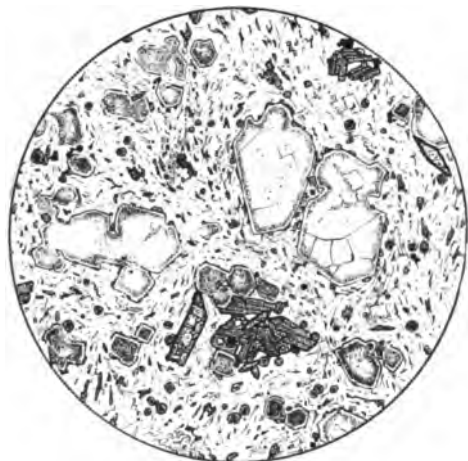


Fig. 291. Hauynphonolith vom Tachaberg (Böhmen).  
Nach Scheumann. Einsprenglinge von Hauyn (zonar) und Aegirinaugit in trachytischer, sandinreicher Grundmasse. Titanit rechts. Melanit in Körnchen.

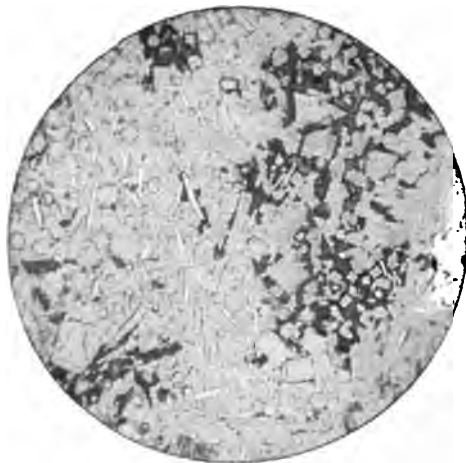


Fig. 292. Phonolith. Brüxer Schloßberg (Böhmen).  
Sechseckige und viereckige Durchschnitte von Nephelin, Sanidinleisten. Aegirin als Füllmasse.

Man beobachtet bei Phonolithen häufig eine plattige Absonderung, die zur Verwendung des Gesteins zum Dachdecken, für Sitzplatten, Belege von Fußböden usw. Veranlassung gibt. Auch säulige Gliederung kommt zuweilen vor. Einige Versuche über die Druckfestigkeit von Phonolithen er-

gaben 1700—2300 kg/qcm. Manche Phonolithe, so die aus den Randteilen der Vorkommen von Aussig in Böhmen, blättern am Wetter auf.

**Nephelinleuzitphonolithe** heißen Phonolithgesteine, die oft schon makroskopisch wenig Sanidin, ferner Leuzit, Hauynminerale, Aegirin, Biotit, Titanit zeigen, bei denen ferner im Schliff noch Nephelin, Magnetit, Apatit, zuweilen Melanit erscheinen. Sie finden sich in der Eifel (Olbrück, Rieden, Perlerkopf), im Kaiserstuhl, am Monte Vulture bei Melfi (Italien).

**Leuzitphonolithe** mit Einsprenglingen von Sanidin und Leuzit und ohne Nephelin, sind aus der Gegend von Rom und von der Rocca Monfina in Süditalien bekannt.

Auch die Phonolithgesteine weisen reichlich Tuffe auf, so im Hegau und in der Eifel, wo in der Gegend des Laacher Sees reichlich Bimssteintuffe vorkommen.

### Familie der Andesite und Porphyrite.

Die Beziehungen der Andesite bzw. Porphyrite zu andern vulkanischen Gesteinen gehen nach zwei Seiten, nämlich einerseits nach Quarzporphyren und Lipariten, die dem Granit, und andererseits nach Diabasen, Melaphyren und Basalten, die den Gabbrogesteinen entsprechen. Die quarzhaltigen Andesite bzw. Porphyrite werden als Dazite bzw. Quarzporphyrite herausgesondert (Dazia = Siebenbürgen). Eine zu den Alkalivulkaniten zu rechnende Gruppe hat man Trachyandesite genannt.

**Mineralbestand und Struktur.** Bei porphyrischer Entwicklung erscheinen als Einsprenglinge Kalknatronfeldspate, die im Schliff oft Zonarstruktur (Fig. 153, S. 71), d. h. zonenweise wechselnde optische Eigenschaften, also entsprechende chemisch verschiedene Zusammensetzung zeigen, selten Sanidin, bei Daziten und Quarzporphyriten auch Quarz,



Fig. 293. Kl. Ararat (Armenien). Andesit-Vulkan. Dannenberg phot.

dann Biotit, Hornblende, Pyroxen, auch Orthaugit in wechselnden Verhältnissen. Hiernach richtet sich die Namengebung für die einzelnen Glieder. Somit sind Bezeichnungen wie Quarzhornblendeporphyr, Biotitporphyr, Augitandesit, Orthaugitandesit usw. leicht verständlich.

Quarz, Hornblende, Biotit wurden oft magmatisch verändert, wobei die zwei letztern sich in Augit-Magnetithaufen umwandelten. Zuweilen wird Hornblende (auch Plagioklas) durch Tridymit ersetzt.

Die Grundmasse der in Rede stehenden Gesteine zeigt im Mineralbestand Plagioklas, bei Daziten und Quarzporphyriten wohl auch Sanidin bzw. Orthoklas und Quarz, dann besonders Augitsäulchen und Erzkörnchen. Apatit, Zirkon treten nicht besonders hervor. Nicht gerade selten tritt Tridymit auf, der bei Andesiten auch öfter in Porenräumen erscheint. Häufig

sind die Andesite bzw. Porphyrite typisch pilotaxitisch aufgebaut, d. h. Plagioklasleistchen, Augitsäulchen und Erzkörnchen bilden ein filziges Gewebe, das auch vielfach mit Glas durchtränkt ist (hyalopilitisches Gefüge). Weiselbergit (vom Weiselberg bei St. Wendel, Nahegebiet) ist ein Augitporphyrit mit einer an braunem Glas, Augit- und Plagioklasmikrolithen reichen Grundmasse. Andesitische Gläser (Pechstein, Perlit, Obsidian, Bimsstein) sind sehr verbreitet. Vielfach werden bei Andesiten und Porphyriten Lavabreccien beobachtet. Tuffe sind häufig zu beobachten.

Das spezifische Gewicht beträgt etwa 2,50—2,85.

Beispiele für die chemische Zusammensetzung:

|    | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO  | CaO  | MgO  | K <sub>2</sub> O | Na <sub>2</sub> O | Glühverlust | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> |
|----|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------|------------------|-------------------|-------------|-------------------------------|
| 1. | 67,98            | —                | 13,05                          | —                              | 5,69 | —    | 1,63 | 5,14 | 3,23             | 7,96              | 0,32        | —                             |
| 2. | 65,91            | 0,58             | 15,58                          | 2,07                           | 2,19 | —    | 2,40 | 1,41 | 3,94             | 4,01              | 1,15        | 0,20                          |
| 3. | 59,22            | —                | 13,59                          | 5,55                           | 4,03 | —    | 5,13 | 1,66 | 4,64             | 5,31              | 1,25        | —                             |
| 4. | 67,24            | —                | 13,72                          | 1,90                           | 5,04 | Spur | 3,46 | 1,22 | 2,57             | 4,90              | 0,54        | —                             |
| 5. | 63,08            | —                | 14,19                          | 7,98                           | —    | —    | 4,20 | 1,23 | 2,09             | 3,47              | 3,45        | —                             |

1. Dazit von Zovon, Euganeen. 2. Quarzporphyrit (mit Biotit, Bronzit, Augit) vom Lemberg (Nahegebiet). 3. Hornblendetrachyandesit vom Stenzelberg (Siebengebirge). 4. Hypersthenandesit von Georgios I., Santorin. 5. Augitporphyrit von Weiselberg bei St. Wendel (Nahegebiet).



Fig. 294. Erosionsschlucht in Andesit-Lavabänken. Ani (Armenien).

Die Umwandlung, die besonders bei den altvulkanischen Porphyriten ins Auge fällt, führt zur Bildung von Kaolin, Chlorit, Kalkspat, Brauneisenerzteilchen. Quarzpropylite und Propylite nennt man hierher gehörige grünliche Gesteine mit derbem Feldspat, chloritisiertem und epidotisiertem Augit, Biotit und Hornblende, auch Kalkspat. Uralit findet man als Zwischen-

stufe. Es wird angenommen, daß diese Gesteine durch Thermen (heiße Quellen) umgewandelt sind. Sie führen gern Eisenkies und sind öfter mit Erzvorkommnissen verbunden. Man kennt sie besonders aus Ungarn und Siebenbürgen. Außer der „Grünsteinbildung“ beobachtet man hier, z. B. bei dem durch seinen uralten Golderzbergbau berühmten Schemnitz (Selmezbanya) in der Nähe der Erzgänge eine weitgehende, ersichtlich durch (noch ausfließende) Thermen verursachte Kaolinisierung der Andesite. Es handelt sich um das Ausklingen der vulkanischen Tätigkeit (vgl. S. 177). Wie bei Quarzporphyren werden auch bei Quarzporphyriten bzw. Porphyriten manche fein kristallinen Grundmassen durch Verwitterung von Glas entstanden sein.

Vorkommen. Die Andesite sind außerordentlich reichlich zur Tertiärzeit gebildet und entstehen auch heutzutage noch an vielen Stellen der Erde,

z. B. auf den Sundainseln (vgl. Fig. 12, S. 9). Sehr verbreitet sind sie sonst in Ungarn, Siebenbürgen, Japan, in der Andenkette. Trachyandesitischer Natur sind die Vorkommnisse im Siebengebirge (Wolkenburg, Stenzelberg), des Mont Dore, Velay und Cantal in Frankreich, der Canaren und Azoren. Die Porphyrite trifft man oft im Rotliegenden Deutschlands, so an der Saar, im Nahegebiet, in Sachsen (wo sie Vorläufer der Quarzporphyre sind), Thüringen und im Harze (Ilfeld). Schöne Vorkommnisse hat man bei Recoaro (Tirol), Lugano (Schweiz) (sog. schwarzer Porphyr). Außerordentlich große Verbreitung und gewaltige Mächtigkeiten haben die porphyritischen Gesteine in den südamerikanischen Kordilleren.

**Verwendung.** Die in Rede stehenden Gesteine eignen sich zur Verwendung als Werk- und Plasterstein, auch für Steinschlag. Eine große Industrie bei Quenast in Belgien beruht auf dem Vorkommen eines Quarzhornblendeporphyr. Besonders schöne Ausbildung zeigt der saussuritierte sog. Porfido rosso antico von Gebel Dukan in Ägypten (er ist durch roten Epidot gefärbt), ferner der grüne Porfido verde antico von Marathonisi (Peloponnes), der dem Diabasporphyr nahesteht.

### **Familie der Basalte, Diabase und Melaphyre.**

Die große Gruppe der Basalte ist in zwei Reihen zu gliedern, insofern sich hier die Trennung in Alkalikalkvulkanite und Alkalivulkanite, wenn auch noch nicht in scharfer Weise, vornehmen läßt. Diabase und Melaphyre rechnen zur Alkalikalkreihe. Diese sei zunächst betrachtet.

#### **Alkalikalkbasalte (Plagioklasbasalte), Diabase und Melaphyre.**

Sie repräsentieren unter den Vulkaniten im wesentlichen die Gabbrofamilie.

##### **Plagioklasbasalt.**

**Mineralbestand und Gefüge.** Es handelt sich um dunkelgraue bis schwarze Gesteine mit den wesentlichen Gemengteilen Natronkalkfeldspat und basaltischem Augit; sehr oft sind sie olivinhaltig.

Der Plagioklas ist kalkreich, bildet selten Einsprenglinge; in der Grundmasse zeigt er sich in Leistenform. Der Augit spielt eine viel größere Rolle als bei Andesiten; er erscheint als Einsprengling, nicht selten mit Zonenbau, auch sog. Sanduhrstruktur (Fig. 154, S. 72) und mit mancherlei Einschlüssen, sowie reichlich in der Grundmasse.

Der Olivin tritt oft makroskopisch in Körner- oder kristallographischer Form heraus; frisch ist er von gelbgrüner Farbe, bei seiner Serpentinisierung wird er grünschwarz, auch wohl rot durch Ausscheidung von Eisenoxyd.

Magnetit findet sich reichlich; häufig ist Titaneisenerz in balkenförmigen, dunklen Schnitten, besonders in grobgebauten Basalten, auch in braun durchsichtigen Lappen und Fäserchen. Im Olivin gewahrt man oft Spinelle (Picotit). Biotit beobachtet man zuweilen in kleinen Lappen am Magnetit. In gewissen Gruppen erscheint Orthaugit, besonders in olivinfreien Basalten, selten Quarz, Eisen mit Magnetkies und Graphit.

Die Grundmasse ist vielfach vollständig kristallin aus Plagioklas, Augit, Erz, Apatit entwickelt, doch gibt es auch glasführende Ausbildungen

und schließlich Basaltvitrophyre, die im Dünnschliff meist gelblich oder bräunlich durchscheinen. Pélés Haar ist ein schöner, fadiger Basaltbimsstein von Hawaii.

Alle Basalte mit den mineralischen Merkmalen der Alkalreihe (wie Anorthoklas, Sanidin, Nephelin, Leuzit, Sodalith, Hauyn, Melilith, Titanaugit, Barkevit, Rhönit) sind aus der vorliegenden Gruppe auszuschließen.



Fig. 295. Plagioklasbasalt von Spitzbergen. Plagioklas (hell) in augitischem Untergrunde. Erz.

Die Struktur der Plagioklasbasalte ist recht wechselnd; manche sind makroskopisch oder mikroskopisch besonders durch Augit bzw. Olivin porphyrisch. Man findet körniges und auch ophitisches bzw. intersertales Gefüge, ferner blasige Entwicklungen, auch Mandelsteine. Der Korngröße nach scheidet man wohl die groben nicht porphyrischen Plagioklasdolerite von dichteren Plagioklasbasalten.

Trapp (genannt nach der treppenförmigen Überlagerung von vielen Lavaströmen übereinander, Fig. 296) sind die den intersertalen Diabasen entsprechenden jungen Eruptive. Sie

heben sich durch Großartigkeit der Vorkommnisse (Island, Dekhan, mit insgesamt an 1000 m mächtigen Lavabänken) heraus.

Sehr verbreitet sind Tuffe von Basalt, auch Bomben, Lapilli, Aschen. Palagonit ist ein Aschentuff von Palagonien (Sizilien), auch von Island; er hat gelblichbraune bis schwarze Farbe; seine früher glasigen Lapilli sind mehr oder minder stark umgewandelt.

Arten. Man gliedert unter den Plagioklasbasalten die weniger verbreiteten olivinfreien (nicht selten Orthaugit führenden) von den olivinhaltigen ab und kennzeichnet Besonderheiten im Namen wie Quarzbasalt, Eisenbasalt (Ovifak, Grönland). Als Analogon zu den Kiirunavaariten ist ein kleines Vorkommen von Magnetitbasalt

(sog. Arapahit mit 25% Bytownit, 15% Augit, 4% Apatit und 56% Magnetit) von North Park in Colorado von Interesse.

Das spezifische Gewicht der Feldspatbasalte beträgt 2,7—3,3, meist 2,8—2,9.

Beispiele für die chemische Zusammensetzung:

|    | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | CaO   | MgO  | K <sub>2</sub> O | Na <sub>2</sub> O |
|----|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|-------|------|------------------|-------------------|
| 1. | 50,05            | 18,78                          | —                              | 11,69 | 11,66 | 5,20 | 0,38             | 2,24              |
| 2. | 49,73            | 18,46                          | 6,95                           | 5,59  | 10,71 | 3,99 | 1,07             | 3,50              |



Fig. 296. Trapplandschaft. Island, nordwestliche Halbinsel K. Kellhack phot.

## 1. Dolerit von Reykjavik (Island). 2. Mittel der Etnalaven 1863—65.

Die Verwitterung führt zur Bildung von Serpentin aus Olivin, ferner von Kalkspat, Brauneisenstein, Ton. Das Gestein verliert seine schwarze Farbe, wird grau, braun, rot, gelblich, milde (Basaltwacke, Wackenton). Schießlich entsteht ein gelber, brauner, bis schwarzer Lehm.

Beauxitistein weißliches, gelbliches oder bräunliches, kolloidales Verwitterungsprodukt von Basalt, auch von andern Gesteinen, das hauptsächlich ein Gemenge der Hydrogele von Tonerde und Eisenoxd darstellt.

Vorkommen. Plagioklasbasalte sind als Vulkane, Kuppen, mächtige Decken, Lavaströme, Gänge sehr verbreitet, so im Dekhan, auf dem Far-oer, Orkneys und Hebriden, auf Island, Hawaii. Die deutschen Basalten sind wohl alle zum Alkalitypus zu rechnen.

**Diabas.**

Mineralbestand. Die charakteristischen Gemengteile des Diabas sind Natronkalkfeldspat und Augit. Daneben erscheint stets Eisenerz (Magnetit oder Titaneisenerz, zuweilen auch Eisenkies) und Apatit. Gelegentlich stellt sich Olivin ein (Olivindiabas), ferner Diopsid, Orthaugit, Hornblende, auch wohl Biotit und Quarz in schriftgranitischer Verwachsung mit Feldspat. Der Augit ist oft zu Chlorit ganz oder teilweise umgewandelt, ein Vorgang, der wohl auf Thermen zurückzuführen ist. Daher rührt die grüne Farbe der betreffenden, an Propylite (S. 188) erinnernden Gesteine. Ein Alkalitypus ist gelegentlich durch Kalifeldspat und Natronaugit angedeutet (Essexitdiabase im Harz und in Nassau).

Fig. 297. Basaltgang von Antrim (Schottland).



Fig. 298. Olivindiabas von Asby (Schweden).  
Sperrige Leisten von Plagioklas mit Augitfülle;  
zerklüftete Körner von Olivin; Erz.

unregelmäßig gelagerte Leisten bildet, deren Zwischenräume von Augit erfüllt sind (divergentstrahligkörniges oder diabasisch körniges Gefüge). Durch Verbreiterung der Feldspatdurchschnitte und durch vom Feldspat mehr gesonderte Entwicklung des Augits hat man Übergänge zu den körnigen Ausbildungen der Gabbros.

Gefüge. Die Diabase zeigen körniges oder typisch ophitisches Gefüge, bei welchem der Plagioklas

Gelegentlich sind Diabasmassen, besonders randlich, glasig entwickelt. Aus der Gegend des Ladogasees und aus Finnland kennt man solche Diabasläser (Hyalodiabase, sog. Sordawalit bzw. Wichtisit). Variolitische Diabase sind dichte, grünliche Gesteine mit kleinen, grauen oder violetten, schaligen oder strahligen Kügelchen (Perldiabas).

Durch Dynamometamorphose werden Diabase schieferig, und es entstehen sog. Diabasschiefer, Grünschiefer und chloritische Schiefer.

Diabastuffe sind recht verbreitet. Oft sind sie mit tonigen und kalkigen Absätzen vermengt. Im gefalteten Gebirge haben sie vielfach eine plattige Textur (Schalsteine).

Das spezifische Gewicht der Diabase liegt meist zwischen 2,8 und 3.

Beispiele für die chemische Zusammensetzung:

|    | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO  | CaO   | MgO  | K <sub>2</sub> O | Na <sub>2</sub> O | H <sub>2</sub> O | TiO <sub>2</sub> | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | CO <sub>2</sub> |
|----|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------|------|------------------|-------------------|------------------|------------------|-------------------------------|-----------------|
| 1. | 47,36            | 16,79                          | 1,53                           | 7,93 | 0,44 | 10,08 | 6,53 | 0,84             | 2,85              | 3,05             | 0,51             | 0,26                          | 0,48            |
| 2. | 51,22            | 14,06                          | 4,32                           | 8,73 | 0,16 | 8,33  | 4,42 | 1,25             | 2,55              | 1,28             | 2,42             | 0,25                          | 0,19            |

1. Diabas aus dem Lupbodetal (Harz).

2. Whin Sill-Diabas von Cauldron Snout, Durham (England).



Fig. 299. Diabas-Lavastromoberfläche.  
Niederscheid (Nassau). Nach R. Brauns,

Im gemäßigten Klima unterliegen die Diabase der Verwitterung in starkem Maße. Durch Brauneisensteinbildung verliert sich die grüne Farbe. Schließlich tritt ein Zerfall in Lehm ein, der gewöhnlich ein guter Pflanzennährboden ist.

Vorkommen. Die sehr verbreiteten deutschen Diabase gehören den paläozoischen Schichtenfolgen an, zwischen denen sie Lager und Gänge bilden. Zum Teil sind sie zwischen Sedimente gepreßt (Lagergänge), zum Teil oberflächlich bzw. auf dem Meeres-

boden ergossen und später von Sedimenten überdeckt. In der Hinsicht ist ihr nicht seltenes Zusammenvorkommen mit Radiolarit-(Tiefsee-)Sedimenten interessant. Sehr schöne Erhaltung der Lavoberfläche beobachtete R. Brauns an Diabasen des rheinischen Schiefergebirges (Fig. 299). Die eruptiven und die sedimentären Lagen sind miteinander gefaltet worden, erstere hierbei zuweilen zersplittert, zerquetscht und z. B. in Tonschiefer eingeknetet. Selten trifft man säulige, öfter aber brotlaibartige Absonderungsformen bei Diabasen an (vgl. Figur 68, Seite 37. Gelegentlich findet man vulkanische Diabasbomben. Die rundlichen Absonderungskörper, auch die Bomben, zeigen zuweilen Blasenräume in rhythmisch auftretenden, konzentrischen, rundum verlaufenden Zonen, zum Zeichen dafür, daß die Blasen noch an Ort und Stelle ihrer Ausscheidung in dem zähen Schmelzfluß liegen. Sie entsprechen den pulsierenden Kristallisationen Liesegangs und stellen gewissermaßen die Gefällflächen der Abkühlung dar.

Eine große Verbreitung haben die Diabase ferner in Schweden, auch in England und Nordamerika (Pallisaden des Hudson).

Verwendung. Diabase werden in vielen Steinbrüchen gewonnen und besonders zu Pflastersteinen und Steinschlag verarbeitet. Als Druckfestigkeit findet man öfter etwa 2000 kg/qcm, selbst 2600 kg/qcm.

Schalsteine verwendet man zuweilen als Baustein.

Kontakterscheinungen am Diabas. Tonschiefer sind im Kontakt mit Diabas zuweilen zu harten, splitterigen, dichten, öfter grünlichen oder graugelben sog. Adinolen umgewandelt. Auch findet man im Kontaktbereich gelegentlich fleckige und bänderige Schiefer (Spilosite, Desmosite).

Analysen haben dargetan, daß Kontaktmetamorphosen am Diabas zuweilen unter chemischer Veränderung des Nebengesteins sich vollzogen haben, daß also nicht eine einfache Umkristallisation stattgefunden hat. Es handelt sich dann besonders um Zufuhr von Kieselsäure und Natron.

In der Gegend nördlich von Christiania fand Brögger an Olivindiabasen die Kontaktwirkungen ganz denen von Graniten entsprechend, insofern sich hier Andalusithornfelse, ferner sog. Kalksilikathornfelse mit dunklen Glimmern, Granat und Augit zeigten. Eine auch technisch bedeutsame Umwandlung haben Diabase bei Oberscheld in Nassau an Roteisenerz hervorgerufen. Dort ist das Erz zu Magneteisenstein verändert.

### Melaphyr.

Wie die Diabase den Plagioklasdoleriten, so entsprechen die Melaphyre den Plagioklasbasalten im engeren Sinne (S. 190). Es sind olivinfreie oder olivinhaltige, aus Plagioklas und Augit bestehende, frisch schwarze, umgewandelt grünlich oder braun aussehende Gesteine. Zuweilen erscheint Orthaugit, auch wohl Biotit und Hornblende, oft Glas; ferner zeigen sich im Schliff Eisenerz und Apatit. Die porphyrischen Ausbildungen der olivinhaltigen Melaphyre weisen als Einsprenglinge auf Plagioklas, Olivin und wenig Augit (Navite) oder hauptsächlich Olivin (Olivin-Weiselbergite). Intersertale Olivinmelaphyre sind die Olivin-Tholeiite. Olivinfreie Analoga der Navite sind die Diabasporyrite, der Olivin-Tholeiite die Tholeiite. Spilite sind einsprenglingsfreie dichte Gesteine. Sehr verbreitet sind Melaphyre mit Blasenräumen, die leer oder sehr wechselnd mit Kalkspat, Chlorit, Achat, Quarz, Zeolithen u. a. Mineralien erfüllt sind.

Man findet die Melaphyre als meist karbonische oder permische Lager, so in Sachsen (Zwickau), im Harz (Ilfeld), Thüringer Wald, Saar-Nahegebiet, in England, Nordamerika (kupferführend am Oberen See).

Am Monzoni und bei Predazzo finden sich Alkalimelaphyre (Essexitmelaphyre).

Pikrite gliedern sich an Olivindiabase an, aus denen sie sich durch Zurücktreten und schließlich Wegfall des Plagioklas ableiten. Sie entsprechen Peridotiten. Ihre charakteristischen Gemengteile sind Olivin (Serpentin) und Augit; Biotit, Hornblende, sowie Orthaugit können sich dazu einstellen. Im Schliff erkennt man noch Eisenerz und Apatit. Plagioklas deutet den Übergang zum Diabas an. Die Farbe der Pikrite ist grünlichschwarz bis schwarz.

Bei porphyrischer Struktur heißen diese Gesteine Pikritporphyrit. Pikrite und Pikritporphyrite sind ziemlich häufig mit Diabasen verbunden, so im rheinischen Schiefergebirge, im Vogtland, Fichtelgebirge und in England.



**Familie der Alkalibasalte.**

Aufschluß über ihre Beziehungen zu den Plutoniten und ihren wesentlichen Mineralbestand gibt folgende Tabelle, in der Augit als ständiger Gemengteil fortgelassen ist.

|           | Plagioklas   |             | Plagioklas u. Nephelin |                 | Plagioklas u. Leuzit              |                 | Nephelin       |             |
|-----------|--------------|-------------|------------------------|-----------------|-----------------------------------|-----------------|----------------|-------------|
|           | mit Olivin   | ohne Olivin | mit Olivin             | ohne Olivin     | mit Olivin                        | ohne Olivin     | mit Olivin     | ohne Olivin |
| Vulkanite | Trachybasalt |             | Nephelinbasanit        | Nephelintephrit | Leuzitbasanit                     | Leuzit-tephrit  | Nephelinbasalt | Nephelinit  |
| Plutonite | Essexit      |             | Theralith              |                 | Sommaït                           | —               | Bekinkinit     | Ijolith     |
|           | Leuzit       |             | Melilith               |                 | ohne Plagioklas, Nephelin, Leuzit |                 |                |             |
|           | mit Olivin   | ohne Olivin | mit Olivin             | ohne Olivin     | mit Olivin                        |                 | ohne Olivin    |             |
| Vulkanite | Leuzitbasalt | Leuzitit    | Melilithbasalt         | —               | Limburgit                         | Augitit         |                |             |
| Plutonite | Mis-sourit   | Fergusit    | —                      | —               | Alkaliperidotit                   | Alkalipyroxenit |                |             |

In dieser Fülle von Gesteinen, aus der sich auch noch eine Gruppe, die der Hauynbasalte, ausgliedern läßt und bei denen die Melilithbasalte eine noch weitere Aufteilung erfahren können, kann man gelegentlich zwei Typen

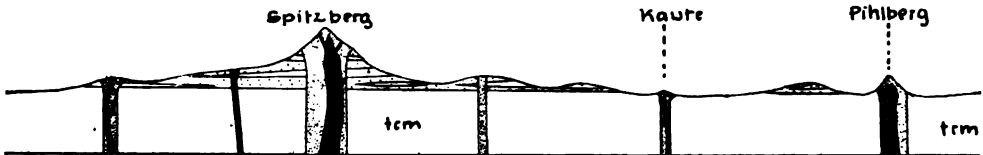


Fig. 300. Profil von Leipa (Böhmen). Basalt schwarz. Tuff fein punktiert. tcm Kreidemergel. Nach Scheumann.

voneinander sondern, eine leichtere phonolithische SiO<sub>2</sub>-reichere Ausbildungsart (grau, weil die nicht gefärbten Bestandteile reichlich vorhanden sind, nicht selten mit Aegirinaugit) und einen schwereren basischeren Typus (schwarz, mit reichlichem Titanaugit).

**Trachybasalte.** Ihre Zugehörigkeit zur Alkalireihe macht sich kenntlich durch den geologischen Verband und gelegentliche Führung von Anorthoklas, Sanidin, Nephelin, ferner Leuzit, Häüyn, Hornblende, Rhönit, beim phonolithoiden Typus auch durch Aegirinaugit.

Das Gefüge ist sehr oft porphyrisch, beim sauren Typ öfter durch Plagioklas, beim basischen durch Augit und Olivin. Körnige Ausbildung ist nicht selten, auch blasige Entwicklung. In der Grundmasse findet sich oft Glas. Vorkommen: a) phonolithoide Arten am Meru (Ostafrika) und auf den Canaren; b) basaltische Arten sind in Deutschland außerordentlich häufig, so im Siebengebirge, Westerwald, Vogelsberg<sup>1)</sup>, Knüll, Rhön, Meißner (auch Dolerit).

<sup>1)</sup> Der hessische Vogelsberg ist mit seinen 2500 qkm Grundfläche das größte deutsche Basaltgebiet.

Habichtswald, Thüringen, in der Lausitz. Weitere Vorkommnisse im böhmischen Mittelgebirge, mittleren Frankreich, auf den Canaren, Azoren u. a. O.

Sehr beachtenswert ist das häufige Auftreten der sog. Olivinknollen in Trachybasalten. Es sind nach Art der plutonischen Gesteine aufgebaute Gemenge aus Olivin, Orthaugit, Pyroxen (auch grünem [chromhaltigen] Augit), die oft wie fremde Einschlüsse im Basalte liegen, und auch von manchen Petrographen für solche gehalten werden, während andre diese Knollen als Urausscheidungen (protogene Bildungen) des Basaltes ansehen. Als solche alte Bildungen wird man auch Knollen mit Gehalt an Horn-



Fig. 301. Säulenförmig abgesonderter Basalt. Bühl am Habichtswalde bei Cassel.

Vgl. auch die Fig. 6 und 7, S. 6; Fig. 15, S. 10; Fig. 66, S. 36; Fig. 67, S. 37; Fig. 69, S. 38, in denen Vorkommnisse von Basalten dargestellt sind.

blende, Biotit, Plagioklas, Zirkon-, Sapphirkristallen, Magnetkies- und Magnetitknollen, vielleicht selbst Quarz-Feldspataggregate ansprechen können.

Angeführt seien hier noch die Teschenite (Plagioklas, Titanaugit, Diopsid, Analcim, auch Barkevikit, Biotit, Apatit, Erz) aus der schlesisch-mährischen Kreideformation des Bezirkes von Teschen und Neutitschein, auch in Portugal u. a. O.

Zu den Nephelinbasaniten und Nephelintephriten gehören viele Basalte Deutschlands und Böhmens, der Canaren und Capverden. Besonders bekannt ist die löcherige Mühlsteinlava, welche bei Niedermendig in der Eifel in unterirdischen Steinbrüchen gewonnen wird.

Leuzitbasanite und Leuzittephrite liefert der Vesuv; Tephrite sind auch von der Rocca Monfina bei Neapel, Tavolato bei Rom, vom Kaiserstuhl und vom Böhmischem Mittelgebirge bekannt geworden.

Nephelinbasalte und Nephelinite sind zuweilen sehr grob entwickelt (Nephelinit vom Katzenbuckel im Odenwald, Meiches im Vogelsberg, Nephelinbasalt vom Löbauer Berg in Sachsen), anderseits phonolithisch oder basaltisch dicht, so z. B. vom Roßberg b. Darmstadt, in der Rhön, im Erzgebirge, im Böhmischem Mittelgebirge. Gelegentlich findet sich in ihnen Melilith.

Leuzitbasalte und Leuzitite. Olivinführend sind viele Vorkommnisse in der Eifel (oft mit Nephelin). Leuzitit, also olivinfrei, anderseits mit Melilithfülle ausgestattet, ist ein sehr bekanntes Gestein vom Capo di Bove bei Rom; auch im Albanergebirge finden sich vielfach solche Basalte.

Melilithbasalte sind mit Nephelin- und auch Leuzitgesteinen verknüpft. Besonders bekannt sind die Vorkommnisse im Hegau und in der Schwäbischen Alb.

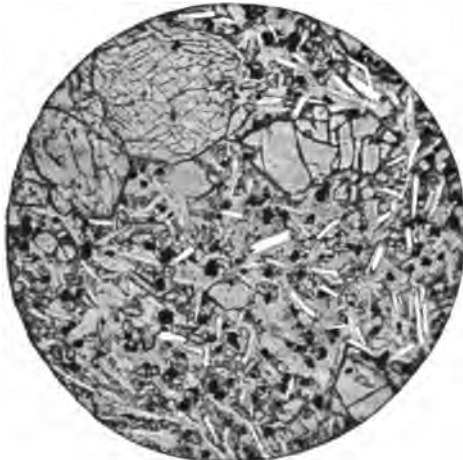


Fig. 302. Trachybasalt. Ölberg, Siebengebirge a. Rh. Links oben Augit, daneben rechts unten Olivin (auch in der Mitte und rechts unten), helle Plagioklasleisten, dunkle Magnetite.

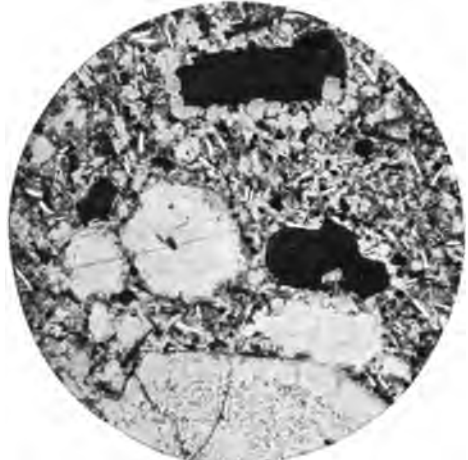


Fig. 303. Leuzitdiorit. Tavolato bei Rom. Rundliche, helle Leuzitdurchschnitte; große dunkle Schnitte Augit; helle Leisten Plagioklas, unten Häülyn.



Fig. 304. Nephelinbasalt. Wohlbach bei Adorf (Sachsen). Mitten unten Augit; links und rechts oben Olivin; helle kleine Durchschnitte Nephelin; Erz dunkel.

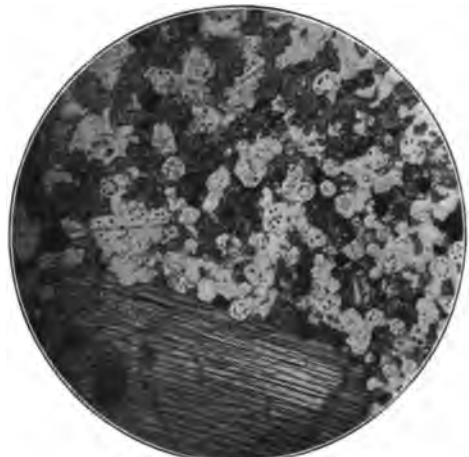


Fig. 305. Leuzit. Capo di Bove bei Rom. Unten Augit; sonst rundliche, helle Leuzite (mit Kornkränzchen) und Augit der Grundmasse.



Fig. 306. Mellilithbasalt. Hochbohl (Schwäbische Alb). Links großer Olivin; helle Leisten Mellilith; rechts unten am Olivin Augit; dunkle Erzdurchschnitte

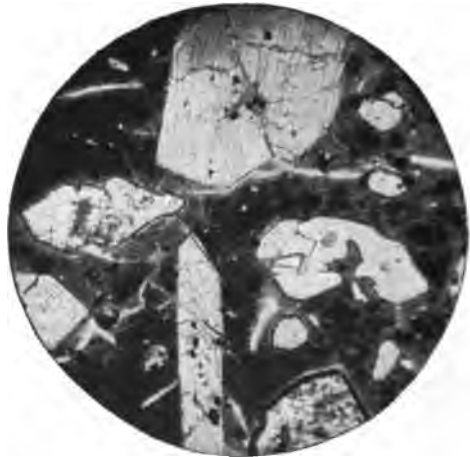


Fig. 307. Limburgit. Sasbach, Kaiserstuhl (Baden). Oben sowie links unten Augit; Mitte links und rechts Olivin (auch unten rechts); dunkles Erz im Glasuntergrunde

Die Limburgite haben ihren Namen von der Limburg bei Sasbach am Kaiserstuhl in Baden. Ihr Olivin ist eisenreich (Hyalosiderit). Häufig in der Hessischen Senke, im Böhmischem Mittelgebirge, auch in Schonen, auf den Capverden, in Ostafrika. Augitit ist z. B. vom Duppauerberg und Böhmischem Mittelgebirge sowie von den Capverden bekannt.

Vielorts finden sich Basalttuffe von grauer, brauner oder rötlicher Farbe. Manche führen schöne Kristalle, z. B. von Hornblende, Augit, Leuzit, Melanit in der erdigen, oft stark verwitterten Grundmasse. Kalkspat, Aragonit, auch Zeolithe haben sich oft in den Poren und Klüften angesiedelt. Besonders erwähnt sei der Peperin, ein aschgrauer Tuff von Leuzitit in der Gegend von Rom.

Verwendung der Basalte. In vielen Anlagen wird Basalt gewonnen und für Prellsteine, Pflastersteine und Steinschlag, sowie als Betonmaterial, gelegentlich auch zum Baustein für Hoch-, Brücken-, Hafen- und Festungsbau zubereitet. Seine häufige säulige Absonderung begünstigt die Gewinnung. Druckfestigkeit gewöhnlich 1100—3500 kg/qcm. Selbst über 5000 kg/qcm sind beobachtet. Man muß bedenken, daß Struktur und Erhaltungszustand auf diese Zahlen von großem Einfluß sind.

Poröser (schlackiger) Basalt ist von alters her ein geschätzter Baustein. Auch für Pflastersteine und Mühlsteine wird er verwandt. Gegenüber dichtem Basalt haben porige den Vorzug, bei der Abnutzung nicht glatt zu werden, andererseits sind sie als Pflastersteine schwerer rein zu halten als ersterer.

Mancherorts werden Basalttuffe als Baumaterial verwandt wenn sie genügende Festigkeit aufweisen.

Beauxit (umgewandelter Basalt, vergl. S. 191) verarbeitet man auf Aluminium, verwendet ihn, mit Ton vermengt, auch zu feuerfesten Ziegeln.

Kontakterscheinungen am Basalt. Nicht selten sind von Basalten Sandsteine umschlossen. Es sind letztere dann vielfach prismatisch abgesondert, auch gefrittet oder völlig zu Glas umgeschmolzen. In ihrem Mineralbestande findet man in diesen Sandsteinen häufig Cordierit in sechsseitigen Säulen (Drillingsbildungen rhombischer Individuen). Einzelne Quarzkörner sind gern von einem stacheligen „Augitkranz“ umgeben. Auch Tone sind vielfach von Basalten geschmolzen, hart, splitterig (zu sog. Porzellanjaspis) geworden, Tonschiefer rotgebrannt. Kalksteine wurden gelegentlich im Kontakt mit Basalt auf kleine Entfernungen vom Eruptivgestein hin zu Marmor umgeändert. Besondere Berühmtheit wegen der Fülle schöner Mineralien, die in ihnen unter dem Einflusse des Magmas entstanden sind, haben umgeänderte Kalksteineinschlüsse des Vesuv. Sie finden sich als



Fig. 308. Vesuv (rechte), Atrio del Cavallo mit Lavastrom und Monte Somma (links).

vulkanische Bomben des Monte Somma. Viele sind reich an Sanidin (Sandidinbomben), auch an Vesuvian, Biotit usw.

Von technischer Wichtigkeit sind die Umwandlungen, welche gelegentlich Braunkohlen durch Basalte, so z. B. am Meißner, erfahren haben. Am genannten Berge lagert eine noch jetzt 150 m mächtige Basaltplatte (Rest einer Decke) auf einer tonigen Zwischenmasse (Schwühl) und einem 30 m dicken Braunkohlenflötz, das durch den einst feurig flüssigen Basalt bis auf 6 m in Pechkohle umgewandelt ist. Auch die Kohle wird bei solchen Umänderungen oft prismatisch abgesondert, wobei sich die Kohlenstengel senkrecht zur Grenzfläche gegen den Basalt stellen.

## 8. Meteoriten.

In chemischer Hinsicht handelt es sich bei diesen außerirdischen Gesteinen<sup>1)</sup> um Stoffe, die auch auf der Erde bekannt sind. Hauptsächlich vertreten sind Fe, Ni, Co, Si, Mg, Ca, Al, Cr, S, P, O, auch C, H, N, Cl, und manche andre, z. B. Cu, in Spuren.



Fig. 309. Meteoreisen von Willamette, Oregon (Nord-Amerika). Nach Ward.

Mineralogisch setzen sich die Meteoriten wesentlich zusammen aus gediegen (metallischem) Nickeleisen mit ein wenig Kobalt; Cohenit  $(\text{Fe, Ni, Co})_3\text{C}$ , zinnweiße, gelbanlaufende, spröde, stark magnetische Kristalle; Phosphornickeleisen oder Schreibersit  $(\text{Fe, Ni, Co})\text{P}_3$  (in Nadelform auch Rhabdit genannt), weiße oder weißlich graue, je nach geringerem oder größerem Nickelgehalt leichter oder schwieriger anlaufende, sehr spröde, stark magnetische Kristalle, Flitter oder Körner; Troilit  $(\text{FeS})$ , bronzegelbe bis braune, tropfenartige Knollen, auch Platten, zylindrische Gebilde sowie Körner und Kriställchen; Olivin, Orthaugit, Klinaugit, Plagioklas, Chromit, Glas. An seltenern Sachen seien noch erwähnt Diamant, Graphit, Kohlenwasserstoffe, Daubrélith  $(\text{FeS. Cr}_2\text{S}_3)$ , Oldhamit  $(\text{CaS})$ , Tridymit, Eisenchlorür. Dem allgemeinen Aussehen nach kann man die kosmischen Gesteine sondern in Meteor-eisen, Pallasite, Mesosiderite, Meteorsteine. Erstere bestehen wesentlich aus Nickeleisen, die Pallasite erscheinen wie ein eiserner Schwamm, dessen Lücken zum Teil oder ganz durch Olivine oder Orthaugite bzw. beiderlei Mineralien ausgefüllt sind. Bei den Mesosideriten ist neben steinigem Material auch Eisen in Netzform vorhanden, bei den Meteorsteinen tritt

<sup>1)</sup> Ausführliches in E. Cohen, Meteoritenkunde. Sehr schöne Abbildungen im Meteoriten-Atlas von G. v. Tschermak und im Werke von A. Brezina und Cohen über Meteoreisen.

Eisen noch mehr zurück, meist bildet es nur Flitter in der steinigen (d. h. silikatischen), vornehmlich aus Olivin, Orthaugiten, auch Klinaugiten, bestehenden, zuweilen Plagioklas führenden Hauptmasse. Die Durchschnittszusammensetzung ihres silikatischen Teils entspricht etwa der irdischer Peridotite. Letztere enthalten zwar kein Eisen, aber gelegentlich stark eisenhaltiges Platin (Ural). Die Meteoreisen zeigen außerordentlich häufig einen Lamellenbau. Er tritt meist vortrefflich auch schon dem bloßen Auge heraus, wenn man Platten poliert und kurze Zeit an der Luft erhitzt (anläßt) oder mit verdünnter Salpetersäure ätzt. Es erscheinen die nach ihrem Entdecker benannten Widmannstättenschen Figuren (Fig. 310 und 315). Die Erklärung dieser Zeichnungen liegt in der ungleichen Verteilung des Nickelgehalts im Eisen und in der schweren Angreifbarkeit der nickelreicheren Teile gegenüber den nickelärmern. Nickelarm (Ni bis ca. 7%) ist das sog. Balkeneisen (Kamazit), welches die Hauptmasse der Lamellen bildet. Umsäumt wird es durch feine Streifen von Bandeisen (Taenit). Letzteres ist Ni-reich (ca. 15–30, selbst 48% Ni<sup>1)</sup>) und bleibt also auf der geätzten Schlißfläche als schmale, erhabene Leisten zu beiden Seiten des Kamazits stehen. Beim Anlassen färbt sich Kamazit kräftiger als Taenit. Denkt man sich die Textur körperlich, so hat man die Erscheinung von Kamazitscheiben, die beiderseits mit Taenit belegt (plattiert) sind. Diese aus Kamazitplatten und Taenitbelag bestehenden Scheiben ordnen sich parallel den Flächen des regulären Oktaeders an (Fig. 314).



Fig. 310. Meteoreisen von Toluca (Mexiko). Poliert und geätzt: Widmannstättensche Figuren. Oben zwei Troilitknollen. Nach Brauns.

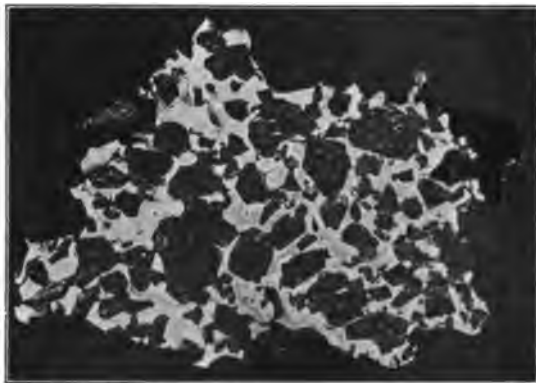


Fig. 311. Mesosiderit von Brahin (Gouv. Minsk, Rußland). Nickeleisen hell.

oft Troilit, ferner treten Schreibersit, Daubrélith, Cohenit, auch Graphit und sehr selten Diamant auf, letzterer z. B. im Eisen von Cañon Diablo, Arizona.

<sup>1)</sup> Ungleicher Nickelgehalt wohl hauptsächlich durch beigemengten Kamazit. Die Namen Kamazit und Taenit hat man auf alle Ni-armen bzw. Ni-reichen Eisennickelmischungen der Meteoreisen übertragen, auch wenn keine Balken bzw. Bänder im Schnitt vorliegen.

Zur Unterscheidung von Nickeleisen einerseits und Schreibersit, sowie Cohenit andererseits sei auf die Geschmeidigkeit des erstern, die Härte und Sprödigkeit letzterer hingewiesen. (Probe mit der Reißnadel, Fig. 137, S. 60.) In Kupferchlorid-Chlorammon ist Cohenit wie Nickeleisen löslich, Schreibersit nur wenig.

Bezüglich der chemischen Zusammensetzung der Meteoreisen sei vermerkt, daß viele unter 6,5% Ni enthalten. Sie bestehen allein aus Kamazit (Kamazit-Siderobolite) und sind z. T. aus



Fig. 312. Plessit zwischen Kamazitbalken. Vergr. ca. 1:75. El Inca-Meteoreisen, Chile.

heile und zerbrochene Kristalle liegen durcheinander. Besonders auffallend sind wechselnd große, meist aber sehr kleine bis hirsekorngroße, graue Kügelchen, Chondren genannt. Zum Teil sind es einheitliche, runde, durch Glaslamellen gefächerte Olivinkristalle, andre bestehen in porphyrischer Entwicklung aus großen und kleinen Olivinen oder nur aus Olivingrus. Oft lassen sich die Chondren als Bronzit erkennen, und dann haben sie meist exzentrisch stängelige oder faserige Struktur (Fig. 317). Häufig sind die Chondren aus Olivin und Bronzit gemischt aufgebaut. Außer dem chondritischen Gefüge findet man bei Meteorsteinen auch die körnige, die ophitische und porphyrische Textur.

Tektite sind Meteoriten aus dunklem, grün, seltener bräunlich durchscheinendem Glas mit 70—80%  $\text{SiO}_2$ , 10—16%  $\text{Al}_2\text{O}_3$  und nur 3—5% Alkalien; ein Wassergehalt fehlt. Der Flug durch die Luft hat ihnen kennzeichnende Formen sowie Kanellierungen (Luftabströmungslinien) gegeben. Tektite finden sich in diluvialen und jungtertiären Ablagerungen als Scherben auf 150 km verstreut zwischen Budweis und Trebitsch, ferner in S.-O.-Asien (Billiton) und in Südastralien.

Die überraschende Erscheinung der in Rede stehenden himmlischen Gäste kündigt sich besonders nachts durch Lichterscheinungen, im übrigen auch durch Geräusche (Knall, Donner) an. Das Meteor kommt mit planetarischer Geschwindigkeit in die Erdatmosphäre, wird durch Reibung an der Luft und durch Zusammenpressen letzterer zum Glühen erhitzt, verringert seine Geschwindigkeit beim Eindringen in das schützende Luftpolster unsers Planeten wie es scheint bis zum Stillstand und stürzt dann auf die Erde. Dieser Vorgang erklärt das Äußere der Meteoriten. Innerlich kalt, außen schnell bis zum Glühen erhitzt, zerspringen sie oft infolge von Spannungen. Die eisernen Meteore oxydierten sich beim Fluge in der Luft an der Oberfläche, und sie, aber besonders die Meteorsteine, bedeckten sich mit einer Schmelzrinde, die als später festgewordene schwarze Haut die Stücke überzieht, gleich wie auch die Bruch-

einem einheitlichen Korn mit durchgehender Würfelspaltbarkeit (oder mehreren) aufgebaut (Kamazit-Hexaedrite) oder oktaedrisch-schalig (Kamazit-Oktaedrite) oder dicht (dichte Kamazit-Siderobolite). Stellt sich außer Kamazit Taenit ein, so wird der Ni-Gehalt höher (beobachtet 6,5 bis 17, selbst 26%). Bei oktaedrischer Struktur findet man dann Plessit neben Kamazit (Kamazit-Plessit-Siderobolite). Manche dichten Meteoreisen rechnen gleichfalls zu solchen Ni-reichern Eisen. Ausnahmsweise werden Gehalte an Nickel von etwa 35% gefunden, einmal sind 62% Nickel festgestellt.

Die Meteorsteine, deren aufbauende Hauptminerale bereits oben genannt sind, haben vielfach eine Art Tuffstruktur; größere und kleinere,



Fig. 313. Kamazit mit Taenit im Pallasit von Rittersgrün (Sachsen).

stücke bzw. schaligen Vertiefungen, die durch das Herausspringen kleinerer Teile entstanden. Bei dem schnellen Fluge und entsprechender Reibung wurde die Schmelzmasse nach hinten gedrängt, wohl auch nach rückwärts schweifartig fortgeblasen. Auf die Weise erklären sich die Verrundung der Stirnseite, die striemige, rillige Oberfläche, Wülste und andre Erscheinungen bezüglich der Form von Meteorsteinen, auch von Eisen.

Berwerth wies nach, daß durch nachträgliche Erhitzung, wie sie von den Findern von Meteoriten zwecks Verwendung der Eisenmassen wohl oft vorgekommen ist, sich das Gefüge der Meteoreisen verändert. Der Kamazit erhält eine flimmerige Körnelung mit Martensitgefüge. Taenit wandert aus Plessitfeldern aus und lagert sich an das Bandeisen (Sammelkristallisation).

Der Ursprung der Meteore ist zweifelhaft. Man hält sie wohl für die Bruchstücke einer oder

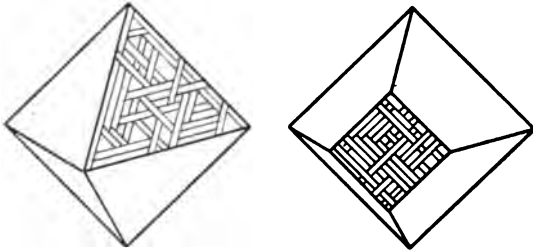


Fig. 314. Schema des oktaedrischen Aufbaus von Meteor-eisen. Nach Tschermak.



Fig. 315. Kamazit-Plessit-Siderobolit von Jewell Hill (Nord-Carolina, Nord-Amerika). Poliert und geätzt: Widmanstättenische Figuren. Troilitlamellen (dunkle Einschnitte). Die Widmanstättenischen Figuren setzen an den (Ältern) Troilitlamellen ab.

mehrerer Planeten, die durch Zusammenprall zertrümmert wurden oder durch innere Spannungen zersprangen, andererseits für Auswürflinge außerirdischer Vulkane auf kleinen Sternen, deren Anziehungskraft nicht genügte, die Wurfkraft der vulkanischen Explosion zu überwinden. Im System der irdischen Petrographie würde man die Meteorsteine zu den vulkanischen Massen stellen. Doch würden sie vor allem wegen ihrer häufigen chondritisch-sphärolithischen Struktur eine besondere Stellung einnehmen. Die Chondren scheinen erstarrte Schmelztröpfchen zu sein, die durch Magmazerstäubung entstanden. Künstliche Tropfen, aus Olivin oder Bronzit hergestellt, werden ganz ähnlich fest.

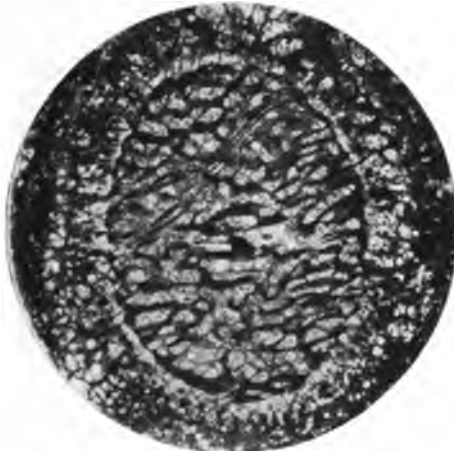


Fig. 316. Olivinchondre im Meteorstein von Mezö Madaras (Slebenbürgen). Nach Tschermak.

Die Meteoreisen sind durch Übergänge mit den Meteorsteinen verknüpft und ihnen also auch in der Entstehung verwandt.

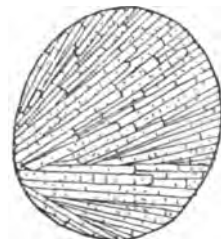


Fig. 317. Bronzitchondre.

Faßt man die Meteoriten als Material eines zertrümmerten Planeten auf, so dürften die (schweren) Meteoreisen dessen Innern entstammen und die Meteorsteine Proben der durch Oxydation verschlackten Planetenkruste sein. In dem Sinne wäre eine Ähnlichkeit z. B. mit den Verhältnissen im Puddelofen vorhanden, dessen Eisenbad gleichfalls durch Oxydation (und zwar von Si, Mn, Fe des Roheisens) über sich eine silikatische Schlacke bildet. Die ungezängte,



schlackenreiche Luppe ist stofflich und im Gefüge Mesosideriten vergleichbar, die Schlacke den Meteorsteinen chemisch ähnlich.

Auch unsere Erde wird als ein Stern angesehen, der im einstigen noch feurigflüssigen Zustande des Materials der jetzigen Lithosphäre oberflächlich silikatisch verschlackte. Ihr Kern mag, wie schon S. 1 vermerkt ist, aus gediegen Eisen bestehen.

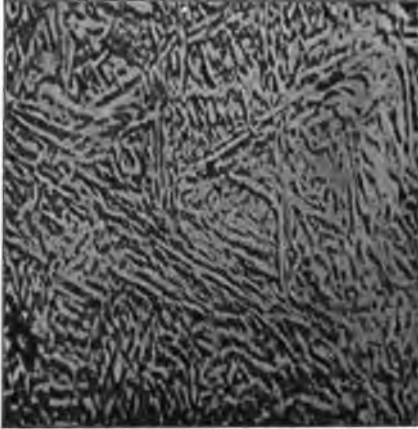


Fig. 318. Martensit mit Oktaederstruktur  
Nach Osmond. Vergr. 1:1000.



Fig. 319. Ferrit (hell) mit Oktaederstruktur und  
Perlit (dunkel) als Fülle in technischem Eisen.  
Nach Osmond. Vergr. 1:85.

Anhang. Ein Vergleich des Meteoreisens mit dem künstlich hergestellten Eisen ist naturwissenschaftlich wie technisch von Interesse.

Bekanntermaßen kennt man beim technischen Eisen an Bestandteilen hauptsächlich folgende. Ferrit Fe. Sein polyedrisches Marmorgefüge erinnert an mikroskopisch körnige, sein gelegentlicher oktaedrischer Aufbau an die oktaedrischen Meteoreisen. Carboferrit

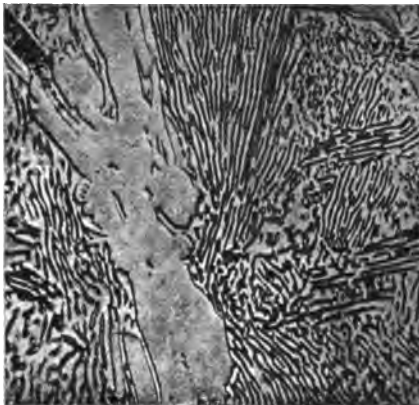


Fig. 320. Cementit und Perlit. Nach Osmond.  
Vergr. 1:1000.

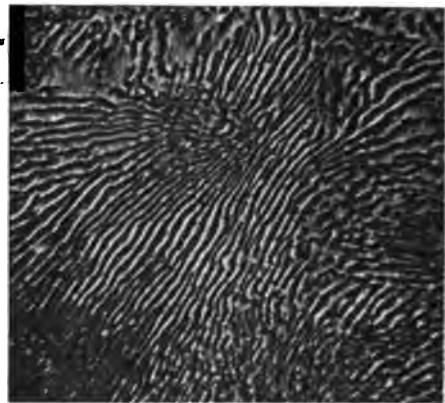


Fig. 321. Perlit. Nach Osmond.  
Vergr. 1:1000.

enthält C bzw.  $\text{Fe}_3\text{C}$  in fester Lösung; als sog. Martensit (Fig. 318) hat er gleichfalls Oktaedergefüge. Cementit ist  $\text{Fe}_3\text{C}$ , also der Cohenit des Meteoreisens (Fig. 320), und Perlit (Fig. 320 und 321) ist das eutektoide Gemisch von Cementit (13,5% und Ferrit (86,5%), das ganz an den Aufbau mancher Plessite anklängt. Auch tritt der Perlit gelegentlich, ähnlich dem Plessit, als intersertale (ophitische) Fülle zwischen oktaedrischem Ferrit auf (Fig. 319). Graphit sowie Diamant findet man gelegentlich im Meteoreisen wie im technischen Eisen, ebenso Eisenphosphid  $\text{Fe}_3\text{P}$  und das Sulfid  $\text{FeS}$ . Manche künstlichen Eisen werden mit Nickel aus-

gestattet. Ihre Struktur ist polyedrisch oder martensitisch. Eine Differenzierung nach der Art der Widmansstättenchen Figuren, also einen Zerfall in Kamazit und Taenit, hat man bislang beim technischen Eisen nicht beobachtet. Das läßt vermuten, daß lange Abkühlungszeiten für die Herausbildung der meteorischen Kamazit-Taenit-Plessit-Textur nötig sind.

Die mannigfachen Differenzierungen (Umstehungsvorgänge) im festen künstlichen Eisen lassen es von vornherein möglich erscheinen, daß die Oktaederstruktur der Meteor-eisen erst im festen Zustande erfolgt ist. In der Tat hat Benedicks durch Verweilenlassen von Nichteisen auf einer Temperatur von etwa 300° Plessit nachgeahmt. Die großen, runden Troiliten sind aus dem Schmelzfluß ausgeschieden, in dem sie nach Art einer Emulsion Tropfen bildeten; deren Gestalt behielten sie bei. Die Kamazitlamellen setzen an den großen Troiliten ab (Fig. 315), sind also jünger als diese.

Ein Erstarrungs- und Entmischungsdia-gramm des technischen Eisens<sup>1)</sup> sowie ein entsprechendes Schema für Meteor-eisen sind in den Fig. 322 und 323 gegeben. Die Schemata sind sehr leicht zu deuten, wenn man erwägt, daß

die Ordinaten die Temperatur, die Abszissen die Zusammensetzung angeben. Verfolgt man die Differenzierung eines bestimmten Eisens beim Erkalten, so ist nur nötig, einen Punkt auf derjenigen Vertikalen nach unten laufen zu lassen, welche die Zusammensetzung angibt. Doppelpfeile in den Feldern, in welche der darstellende Punkt auf seinem Wege eintaucht (einige Pfeile sind eingezeichnet), geben jeweils die betreffende Entmischung an. So bedeutet in Fig. 322 Pfeil *cd* Entmischung in Martensit (der Zusammensetzung *c*) und in Schmelzrest *d*, *lm* eine Sonderung in Martensit *l* und Eutektikum *m*, in Fig. 323 unten links *cd* Entmischung in Kamazit *c* und festen Lösungsrest *d*; auf *HJ* (welche Linie zwei Felder unten abgrenzt) findet Zerfall in Kamazit *H* und Taenit *J* statt. *B* und *F* in Fig. 323 entsprechen einer chemischen Verbindung Ni<sub>2</sub>Fe, die als tellurischer Awaruit bekannt ist. Die genauere Lage der Linien und Punkte in Fig. 323 muß noch erforscht werden. Der Höchstgehalt an Ni+Co im Kamazit (Punkt *H*) scheint knapp 7% zu sein.

Auf Grund solcher experimentell gekräftigter Überlegungen ist folgende natürliche Klassifikation der Meteor-eisen möglich.

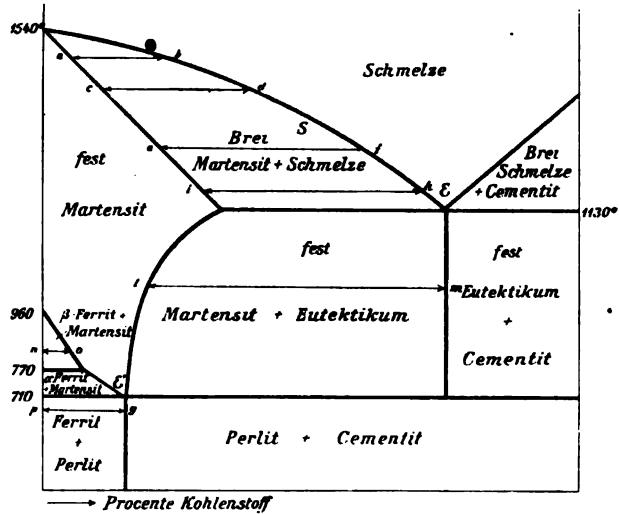


Fig. 322. Erstarrungs- und Umstehungsschema des Systems Eisen-Kohlenstoff.

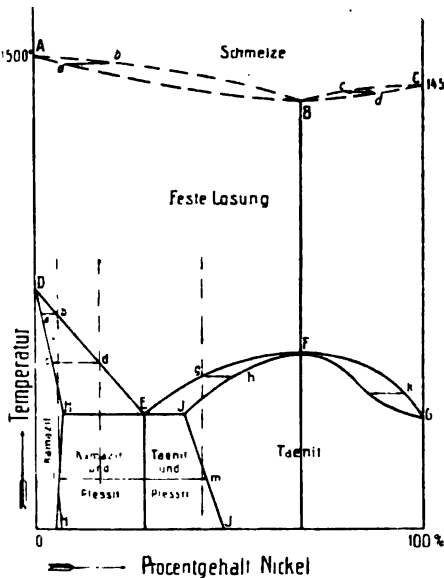


Fig. 323. Erstarrungs- und Umstehungsschema des Systems Eisen-Nickel.

<sup>1)</sup> Das Schema gilt für schnelle Abkühlung bzw. reichlichen Mn-gehalt der Schmelze. Dann ist die Bildung von Cementit als Produkt der Erstarrung bevorzugt. Bei langsamer Abkühlung bzw. reichlichem Siliziumgehalt entsteht anstatt Cementit aus der Schmelze Graphit.

## Einteilung der Meteoreisen.

- I. Sublacunite = Kamazitsiderolite Berwertha. Bestandteil: Kamazit.
- II. Lacunite. (Gehören der Mischungslücke H J der Fig. 323 an).
  - 1. Hypeutektoide Lacunite.
    - a) Triadische Lacunite. Bestandteil: Kamazit, Taenit, Plessit.
    - b) Dyadische Lacunite.
      - α) Kamazit-Taenit-Lacunite.
      - β) Kamazit-Plessit-Lacunite.
  - 2. Eutektoide Lacunite = Plessit-Siderolite Berwerths.

Eine weitere Gliederung ergibt sich leicht, so für I in Kamazithexaedrite (einheitlich nach dem Würfel spaltbare Eisen), Kamazitoktaedrite (mit Oktaederstruktur), Granokamazitaiderolite (aus Körnern zusammengesetzt); für II, I in Oktaedrite, die in einheitliche (mit Abstufungen nach dem Gehalt von Plessit) und Granooktaedrite geschieden werden, Tessaeroktaedrite (mit Lamellen nach dem Würfel) und Dodekaedrite mit solchen nach dem Dodekaeder.

## X. Übersicht der Sedimentgesteine.

### 1. Entstehung der Sedimentgesteine.

Die Sedimente (Bodensatzgesteine) sind Absätze aus dem Wasser (neptunische Sedimente) oder aus der Luft (äolische Sedimente).

Ihre Bildungsgeschichte zerfällt in die folgenden drei Abschnitte a, b, c, denen sich ein vierter d anschließen kann.

- a) Zerstörung von älterem Gesteinsmaterial.
- b) Transport der festen oder in Lösung befindlichen Zerstörungsprodukte.
- c) Ablagerung.
- d) Diagenese.

Mit v. Richthofen und J. Walther unterscheidet man wohl, außer dem Akt der Zerstörung, an Vorgängen bei der Sedimentbildung: a) Ablation, das ist die Entfernung der Zerstörungsprodukte vom Orte ihrer Entstehung, als Beginn des b) Transportes. c) Korrasion. Sie umfaßt insbesondere die mechanischen Zerstörungen, die das in Bewegung befindliche Gesteinsmaterial auf dem Untergrunde, über den es hinwegzieht, ausübt. Die Korrasion schafft mithin eine Spur des Gesteintransportes. d) Auflagerung, e) Diagenese, d. i. die Umwandlung zum endgültigen Gestein, z. B. die Verfestigung von Sand zu Sandstein. f) eventuell Metamorphose, z. B. nachträgliche Umänderungen durch Eruptivgesteine oder Gebirgsdruck.

#### a) Zerstörung der Gesteine.

##### *Ort und allgemeiner Verlauf der Zerstörung.*

Eine Zone energischer Veränderung von Gesteinsmaterial ist die Oberfläche der Lithosphäre; hier stoßen sehr verschiedenartige Körper, die Luft, das Wasser, die Gesteine, aneinander. Es wechseln hier die physikalischen Zustände innerhalb kurzer Zeit (Tag und Nacht, Sommer und Winter, Trocken- und Regenperiode) und im Verlaufe geologischer Perioden (Änderungen in der Verteilung von Meer und Land, Klima-Umschlag.) Dabei ist nun zu bedenken, daß beim Wechsel physikalischer Verhältnisse sich in der Natur diejenigen Zustände bzw. chemischen Verbindungen herstellen, die den geänderten äußern Verhältnissen voll oder doch besser angepaßt sind. Es ist sozusagen das Bestreben vorhanden, das Material wieder in Gleichgewichtszustand mit

den äußern Verhältnissen zu setzen. Der im feurigen Schmelzfluß ausgeschiedene Feldspat war bei seiner Bildung den äußern Verhältnissen angepaßt. Er ist mit den herrschenden Umständen nicht mehr im Gleichgewicht, wenn die Eruptivmasse des Granites durch die Verwitterung aus der Erdkruste herauspräpariert wird und der Feldspat mit Agentien wie Wasser bzw. mit den im Wasser gelösten Stoffen, wie Kohlensäure, und mit Luft bei gewöhnlicher Temperatur zusammenkommt. Es bildet sich dann aus ihm Ton als eine unter den obwaltenden Umständen stabile Verbindung.

Unter der erwähnten Umänderungszone, die wie ein Mantel oder Schleier die Hauptmasse der Lithosphäre bedeckt, findet man frischeres und schließlich anscheinend durchaus unversehrtes Gestein. Gelegentlich tritt es aber erst in verhältnismäßig bedeutender Tiefe auf. So ist es in den Tropen nichts Ungewöhnliches, eine Verwitterungsschicht von 20 und mehr m Dicke zu finden, ja in Brasilien hat man Gneis bis 120 m Tiefe vollständig umgeändert angetroffen.

Bei der Anlage oberirdischer Steinbrüche und sonstiger Tagebaue spielt loses Verwitterungsmaterial, welches das feste Gestein überlagert, eine sehr wichtige Rolle. Es muß als meist unbrauchbares und überdies den Betrieb leicht durch Rutschungen gefährdendes Material entfernt werden, was natürlich mehr oder minder reichlich Kosten verursacht, gelegentlich sogar die Anlage des Aufschlusses geradezu verbietet. Ähnlich lästig ist tiefer Verwitterungsschutt bei Einschnitten und bei der Errichtung schwerer Bauwerke. Die Fundamentierung kann dann eine sehr schwierige und kostspielige Arbeit werden. Zu bedenken ist auch, daß im Verwitterungsschutt stehende Mauern aus ihm Lösungen aufsaugen, die zerstörend auf die Baumaterialien wirken können. Beim Fundamentieren auf „gewachsenem“ Fels tritt derartige weit mehr zurück. Macht so die Verwitterungskurve dem Ingenieur manche Schwierigkeiten, so ist andererseits zu bedenken, daß sie als „Boden“ die Bedingung für die Bekleidung der Erdoberfläche mit höhern Pflanzen ist und deshalb in land- und forstwirtschaftlicher Beziehung wichtiger erscheint als das feste Gestein.

In folgendem ist die Umwandlung der Gesteine auf der Erdoberfläche ins Auge gefaßt. Die Wandlungen, welche das Gesteinsmaterial durch Umstände der Tiefe erfährt, sind in besonderen Abschnitten (S. 177 u. 312) behandelt. Die wichtigsten Agentien dieser erdoberflächlichen Gesteinszerstörung sind Wasser, Eis, bewegte Luft, Sonnenbestrahlung, Pflanzen und Tiere.

### *Zerstörende Wirkungen des Wassers.*

Die Hauptarbeit bei der Gesteinszerstörung übt wohl das Wasser aus. Durch Verdunsten der oberflächlichen Teile des Meeres und anderer Wasseransammlungen wird es als Dampf der Atmosphäre beigemischt<sup>1)</sup>. Beim Aufsteigen dehnt sich die Luft unter Abkühlung aus, auch kommt sie beim Emporschieben an Gebirgen in größere, kältere Höhen, sie vermischt sich mit kälteren Strömungen, ihre Lösungsfähigkeit für Wasserdampf erniedrigt sich und Nebel, Tau, Regen bzw. Reif, Hagel oder Schnee werden aus ihr abgeschieden, eine großartige von der Sonnenenergie in Betrieb gesetzte Destillier- und Kondensationsanlage, der zufolge jährlich auf die feste Erdoberfläche etwa 112000 cbkm und dazu auf das Meer 353000 cbkm Wasser fallen. Ganz

<sup>1)</sup> Auf größern Wasserflächen bei Marseille hat man die jährliche Verdunstung zu 2300 mm gemessen, bei London zu 650 mm, am Amu Darja im Sommer monatlich zu 500 mm. Die Luft vermag an Wasserdampf im Kubikmeter zu lösen bei  $-20^{\circ}$  C 1,06 g;  $0^{\circ}$  4,88 g;  $10^{\circ}$  9,37 g;  $20^{\circ}$  17,18 g;  $30^{\circ}$  30,13 g;  $40^{\circ}$  50,77 g;  $50^{\circ}$  82,40 g. Bei hoher Wärme wird also für den Grad sehr viel mehr Wasser aufgenommen (natürlich bei Abkühlung auch abgegeben) als bei niedern Temperaturen. Daher sind Tropenregen sehr ergiebig.

im rohen nimmt man wohl an, daß in unserm Klima, bei einer mittlern jährlichen Regenhöhe in Deutschland von 660 mm<sup>1)</sup>, etwa  $\frac{1}{3}$  des Niederschlags verdunstet,  $\frac{1}{3}$  abfließt und den Bächen und Flüssen und somit dem Meere unmittelbar wieder zugeführt wird,  $\frac{1}{3}$  in den Erdboden einsickert. Letztere Wassermenge sinkt bis zu einer undurchlässigen Schicht, bildet hier Grundwasseransammlungen oder zirkuliert auf schräg verlaufenden, wassertragenden Gesteinsflächen in sog. Grundwasserströmen langsam in mehr oder minder großer, natürlich sehr wechselnder Tiefe und kommt zum Teil in Quellen wieder zutage (vgl. S. 108).

Nach der Meinung mancher Forscher spielt eine wesentliche Rolle bei der Bildung des Grundwassers der Niederschlag aus der Luft, welche dampfbeladen in den Erdboden gedrungen ist, ferner auch juveniles (aus tiefern Erdzonen heraufkommendes) Wasser.

**Lösende Wirkung des Wassers.** Beim Zusammentreffen des Wassers mit Gesteinen (sei es gleich bei der Regenberieselung der Erdoberfläche oder bei der Wanderung



Fig. 324. Gipszug bei Osterode a. Harz.  
(Ausgehendes vom Hauptanhydrit).

der Wassermassen in Bach und Fluß bzw. auf unterirdischen Spalten, Klüften und Porenräumen, sei es am Strande und Boden des Meeres und von Seen) wirkt es vielerorts lösend ein, so z. B. auf Kalkstein, Gips, Anhydrit, Steinsalz. In 10000 Teilen Wasser lösen sich bei gewöhnlicher Temperatur etwa 0,3 Teile Kalziumkarbonat, 25 Teile Anhydrit oder Gips, in 100 Teilen Wasser 36 Teile Kochsalz.

Eine Vermehrung der Lösungsfähigkeit erfährt das Wasser im allgemeinen durch Erhöhung

seiner Wärme<sup>2)</sup>. Gesteigerter Druck vergrößert ebenfalls im allgemeinen, allerdings wenig, das Vermögen des Wassers, Stoffe zu lösen.

Bezüglich des Kalksteins und anderer Karbonate kommt besonders in Betracht, daß Kohlensäure, die von Wasser aus der Luft, auch im Boden aufgenommen wird, die Lösungsfähigkeit des Wassers steigert. Während 10000 Teile kohlensäurefreien Wassers nur 0,3 Teile Kalziumkarbonat in sich aufnehmen, löst kohlensäurehaltiges 10—12 Teile auf, und zwar nimmt man an, daß sich dabei sog. Bikarbonat ( $\text{CaO} \cdot 2\text{CO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O} = \text{CaH}_2(\text{CO}_3)_2$ ) bildet<sup>3)</sup>.

<sup>1)</sup> In historischer Zeit ist also auf Deutschland eine Wasserschicht von insgesamt über 1000 m Tiefe ausgeschüttet. Die höchste Regenmenge (14 200 mm) ist am Südfuße des Himalaya bei Cherrapoonje beobachtet. Die größte Regenhöhe in Europa hat Crkvice bei Cattaro (1050 m über dem Meere), nämlich 4630 mm.

<sup>2)</sup> Demonstration: gesättigte heiße Kalisalpetrolösung läßt beim Abkühlen Kristalle ausfallen (Löslichkeit beim Siedepunkt 114° 327 g in 100 g Wasser, bei 100° 247 g, bei 0° 13 g).

<sup>3)</sup> Ein schnell auszuführender, lehrreicher Vorlesungsversuch bezüglich der bedeutenden Löslichkeit von Kalziumkarbonat in kohlensäurehaltigem Wasser besteht darin,  $\text{CaCO}_3$  durch Einleiten von  $\text{CO}_2$  in Kalkwasser auszufällen und durch fortgesetzte Zufuhr von Kohlensäure die Trübe wieder in klare Lösung zu verwandeln. Durch Kochen der Lösung wird aus ihr  $\text{CO}_2$  wieder ausgetrieben und  $\text{CaCO}_3$  abermals gefällt.

Im übrigen ist zu vermerken, daß die Löslichkeit von Salzen sich verschieden stellt, wenn das wässrige Lösungsmittel rein ist oder bereits andre Salze enthält. Je nach der Art der letztern wird die Lösungsfähigkeit des Wassers für ein bestimmtes Salz erhöht oder beeinträchtigt. So ist 1 Gips in 420 Teilen Wasser löslich, an gesättigter Kochsalzlösung sind aber für 1 Gips nur 122 Teile zur Lösung nötig. Die Löslichkeit von Gips in Chlornatriumlauge ist also bedeutend größer als die in reinem Wasser. Andererseits wird Gips von gesättigter Magnesiumsulfatlösung fast gar nicht angegriffen. Die Löslichkeit von Kalziumkarbonat in kohlensäurehaltigem Wasser wird erhöht durch Salmiak, Sulfate von Natrium oder Magnesium, vermindert durch Karbonate von Baryum und Magnesium<sup>1)</sup>.

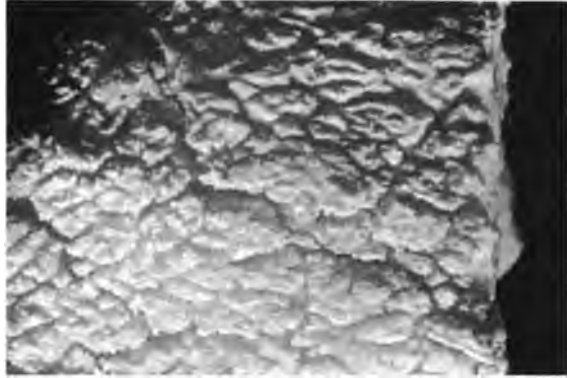


Fig. 325. Lösungsformen auf Gips; natürliche Größe.

Bedenkt man, daß immer von neuem seit undenklich langen Zeiten Regenmengen niederfallen und beim oberflächlichen Abfließen bzw. nach dem Einsickern auf unterirdischen Wanderungen lösend wirken, so lernt man die großartigen Ergebnisse solcher Vorgänge verstehen. Es lösen sich

in humidem Klima Gesteinstückchen und schließlich ganze Gebirge im Wasser auf. Die Oberflächenbeschaffenheit vieler Gipse, Kalksteine und Dolomite läßt unmittelbar solche Lösungsvorgänge erkennen. Es bilden sich auf ihnen launenhaft gestaltete Zacken und Kämme, dazwischen Gräben, Schlöte (Orgeln) usw. aus, entsprechend der ungleichen Verteilung des Lösungsmittels auf der Oberfläche und der etwaigen verschiedenen Angreifbarkeit des



Fig. 326. Kalksteinoberfläche unter dem Abraam bei der Anlage eines Steinbruches bloßgelegt. Diex (Lahntal).

Materials an den wechselnden Stellen. In kleinen Verhältnissen zeigen derartige die Abbildungen (Fig. 325 und 326). In den sog. Karrenfeldern

<sup>1)</sup> Eine strenge Gesetzmäßigkeit bezüglich der Löslichkeitsveränderung von Salzen in Wasser bei Gegenwart anderer gelöster Stoffe ist noch nicht erkannt. Im allgemeinen läßt sich sagen, daß die Löslichkeit eines Salzes bei Gegenwart eines zweiten mit einem gemeinschaftlichen Ion zurückgedrängt wird. Bei  $\text{CaSO}_4$  ist das also der Fall, wenn z. B.  $\text{SO}_4$  bereits in dem Lösungsmittel (etwa durch Auflösung von  $\text{MgSO}_4$ ) vorhanden ist. Ausnahmen sind z. B. Kaliumsulfat in Wasser mit Schwefelsäure, ferner Kalziumkarbonat in Wasser mit Kohlensäure. In beiden Fällen nimmt die Löslichkeit zu.

Bemerkung. Auf der Verminderung der Lösungsfähigkeit von Wasser durch in ihm

oder Schratten der Kalkalpen, einem Gewirre von 1—2, ja bis 15 m tiefen Rillen usw., liegt das nämliche in größerem Maßstabe vor, ebenso in den Dolinen des Karst. Es sind das trichterförmige Einsenkungen, auf deren Grunde man den Lösungsrückstand (terra rossa) findet. Es sind Lösungslandschaften. Ein ausgezeichnetes Beispiel für riesige Lösungsvorgänge liegt in der Schwäbischen Alb vor. Wandert man von Stuttgart nach Süden, so taucht alsbald die steile, weiße Wand der Alb mit schroffem Abfall, malerischen Zacken, Spornen und vorlagernden, burggekrönten Kegelbergen auf. Auch sie sind Lösungsformen. Ehemals reichte die Alb nach Branca sicherlich bis in die

Stuttgarter Gegend, also an 25 km weiter nördlich. (Vgl. Fig. 1, S. 3.) Ihr Rand ist im Zurückschreiten begriffen.



Fig. 327. Erdfälle in Gips. Osterode (Harz).

Markzeichen für die lösende Tätigkeit des Wassers auf seinem Wege in der Erdkruste sind auch die Erdfälle und manche Höhlen. Erdfälle sind rundliche oder längliche, gelegentlich zum Teil oder ganz mit Wasser gefüllte Versenkungsbecken (Fig. 327): Einstürze über unterirdischen Hohlräumen, deren Decke nicht mehr Stand hielt. Es ist leicht verständlich, daß Erdfälle gelegentlich reihenförmig liegen. Ihre Anordnung entspricht dann der Erstreckung einer höhlenartig sich hinziehenden Auswaschung, wie sie ja vielerorts in Kalk- und Gipsgegenden abgeschlossen sind. So ist die Schwäbische

Alb mit zahllosen Erdfällen bedeckt und von vielen Höhlen durchzogen. Beim Mansfelder Bergbau hat man sehr häufig „Schlotten“ aufgefunden. Einzelne Höhlen konnten sehr weit verfolgt werden; die größte unter den bekannten ist die Mammuthöhle in Kentucky, die mit all ihren abzweigenden Gängen eine Gesamtlänge von 220 km haben soll.

Nicht alle Hohlräume in Kalkstein sind Lösungsformen. J. Walther machte darauf aufmerksam, daß in rezenten Korallenriffen oft ursprüngliche Lücken vorhanden sind, die sich durch das schirmförmige Wachstum mancher Korallen erklären. So mögen denn auch manche Höhlen in Riffkalken ursprüngliche Hohlräume sein.

Vielerorts vollzieht das Wasser Lösungen unter Hinterlassung von Rückständen. Ist der lösliche Bestandteil eines Gesteins im Verhältnis zum Rückstand gering, so spricht man von Auslaugung, so bei der Auflösung von feinverteiltem Kalkspat in kalkigen Sandsteinen oder Dolomiten, die durch diesen Lösungsprozeß porös werden, aber oft den Zusammenhalt noch bewahren. Ein wichtiger Vorgang dieser Art ist die Entkalkung

aufgelöstes Salz beruht die Anwendung von Chlormagnesiumlauge, wenn es darauf ankommt, bei Bohrungen auf Steinsalz bzw. auf Kalium-Magnesiumsalze unversehrte Bohrkerne zu gewinnen. Das zur Kühlung und Schlammfernung sonst verwandte Bohrwasser wird dann durch passende Bohrlauge ersetzt. Chlorkalium z. B. löst sich in ca. dreißigprozentiger Chlormagnesiumlauge bei 10° mit nur 1,9%, in reinem Wasser hingegen mit 24%.

des Löß, der dadurch zu Lößlehm (Leimen) wird, ebenso die oberflächliche Kalkauslaugung des in Norddeutschland sehr verbreiteten sog. Geschiebemergels. Von großer Bedeutung ist in der Hinsicht der Salzgehalt in marinen Gesteinen, die ihrer Entstehung aus dem Salzwasser gemäß salzhaltig sind bzw. waren. Solche Gesteine werden durch zirkulierende Gewässer allmählich ausgelaugt, entsalzt.

Vielfach bildet andererseits der lösliche Bestandteil eines Gesteins die Hauptmasse. Bei seiner Fortführung zerfällt dann meist das Material. So ist es bei kalkreichen Dolomiten; sie stellen nach der Auslaugung des Kalkspats eine „Dolomitasche“ vor; ähnlich bei Kalksteinen, die etwas Ton bzw. Beauxit enthalten. Letztere widerstehen der lösenden Tätigkeit, bilden einen Rückstand und häufen sich, falls sie nicht von den rinnenden Gewässern fortgeschwemmt werden, an. Z. B. findet man in den Kesseln des Karstes einen roten Beauxit (terra rossa), der als Lösungsrückstand anzusehen ist. Auch ein Teil des sog. Höhlenlehms ist das Überbleibsel einer Kalk- bzw. Gipsauflösung. In den Ozark-Bergen in Missouri lagert eine an 40 m dicke Tonlage, die als Rückstand der Auflösung einer 800 m mächtigen dolomitischen Schichtenfolge gedeutet wird. Entsprechend sind thüringische Ockerablagerungen aus eisenschüssigem Kalkstein durch Karbonatauslaugung entstanden.

Erdoberflächliche chemische Umsetzungen durch Wasser und Lösungen. Ein weites Gebiet der Gesteinsveränderung und -zerstörung eröffnet sich im Hinblick darauf, daß das Wasser als solches und als Träger in ihm gelöster Stoffe chemische Umsetzungen mit festen Substanzen herbeiführt.

Die Erzeugnisse der hier allein in Betracht kommenden Oberflächenumsetzung haben vielfach Gelnatur, wie es z. B. zumeist bei Tonen und bei Lateriten der Fall ist, zum Teil sind es kristalline Produkte wie der aus Anhydrit entstehende Gips.

Einfache Wasseraufnahme (Hydratisierung). Sie kommt bei der Umwandlung von Anhydrit ( $\text{CaSO}_4$ ) in Gips ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) vor, einer Wässerung, die sich am Ausgehenden von Anhydritflözen vollzieht, mit starker Volumzunahme verbunden ist, so daß etwaige Lagen sich zu „Schlangengips“ zusammenschieben (Quellfaltung, Fig. 328, S. 210). Ein anderer hierhergehöriger Vorgang ist die Entstehung von Brauneisenstein ( $2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ ) aus Roteisenerz ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ).

Tonbildung. Es handelt sich um die Entstehung von meist kolloidalen, gelegentlich zum Teil kristallinen Verwitterungsprodukten, die sich als Aluminiumhydrosilikat (in anderer Auffassung wässriges Gel von Tonerde-Kieselsäure) chemisch kennzeichnen. Das Ausgangsmaterial sind Al-haltige Silikate, wie Feldspat, Nephelin, Leuzit, ganz besonders der Kalifeldspat  $\text{K}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$ . Man nimmt an, daß sich zunächst eine Hydrolyse der Feldspatsubstanz vollzieht, die sich in einer Umsetzung mit Hilfe der Kohlen-säure im Wasser fortsetzt. Der Gegensatz der Formeln  $\text{K}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$  (Kalifeldspat) und  $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  (Ton) zeigt, daß Kali und ein Teil der Kieselsäure fortgeführt wird, etwa zumeist in Form von Kalisilikat und gelöster Kieselsäure, danach als Kalikarbonat und Kieselsäure. Von Bedeutung für die Bildung mancher Kaolinlager scheint eine Überlagerung durch Moore oder Braunkohlen gewesen zu sein. Sickerwasser, welche Humusstoffe auf ihrem Wege durch den Pflanzendetritus mit sich brachten, drangen in die



unterlagernden Kalifeldspatgesteine (etwa Granit oder Quarzporphyr) ein und begünstigten die nach unten fortschreitende Umwandlung der Feldspat-substanz. Der Quarz solcher Gesteine bleibt unangegriffen. Ein analytisch chemisches Beispiel möge nach Endell angeführt werden.

|    | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | MgO | CaO  | K <sub>2</sub> O | Na <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | H <sub>2</sub> O |
|----|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-----|------|------------------|-------------------|-------------------------------|------------------|
| 1. | 72,9             | 15,4                           | 2,89                           | —   | 0,41 | 4,40             | 5,11              | 0,07                          | 0,5              |
| 2. | 77,9             | 21,0                           | 0,44                           | —   | —    | 0,81             | 0,90              | 0,01                          | 3,1              |

1. Quarzporphyr von Halle a. d. S. 2. Rohkaolin von Halle a. d. S.

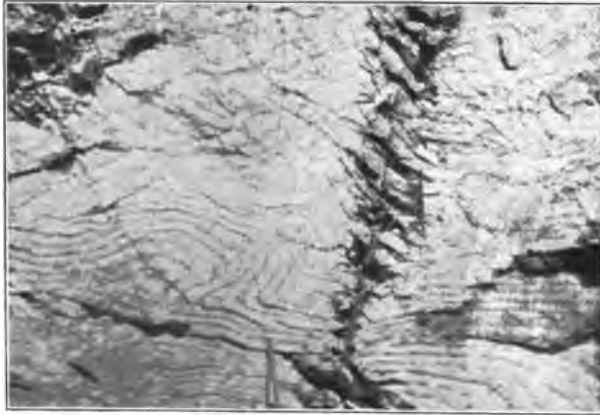


Fig. 328. Schlangengips. Osterode (Harz).

Anmerkung. Auf die Tatsache, daß in den Verwitterungsschalen von Feldspatgesteinen gegenüber dem frischeren Gestein als Vorstufe der Kaolinisierung eine Verminderung des Gehaltes von Ca, auch Mg, hingegen eine oft sehr starke Anreicherung an K sich vollzieht, hat Rozen auf Grund von Analysen von Gesteinen der Gegend von Krakau hingewiesen. Ob es sich um eine Mineralneubildung oder um

eine Adsorptionserscheinung handelt, ist noch nicht sichergestellt.

Laterit- und Beauxitbildung. Unter Laterit versteht man lebhaft rot, braun oder gelb gefärbte Verwitterungsprodukte der Tropen, die wesentlich aus Tonerdegel und färbenden oxydischen Eisenverbindungen bestehen. Es handelt sich bei ihrer Bildung um eine Hydrolysierung von Silikaten, die durch erhöhte Temperatur begünstigt wird. Am ehesten fällt der Feldspat der Lateritbildung anheim. Die rote Farbe spricht für mangelnde Einwirkung von Humusstoffen, welche letztere Eisenoxyd in Lösung mit sich nehmen, wie man es an der Bleichung von Gesteinen in Mooren sehen kann. Eine der Lateritentstehung entsprechende Erscheinung in Europa ist die Beauxitbildung. Beauxit (Bauxit) ist gleichfalls wesentlich Eisenoxydhydrogel enthaltendes Tonerdehydrogel. Die Massen sind also kolloidal, zum Teil mit kristallinen Beimengungen wie Hydrargillit  $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ , Diaspor  $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$  und mannigfachen anderen Stoffen.

Baueritisierung. Es ist ein an dunklen Glimmern (Biotit) sich außer-

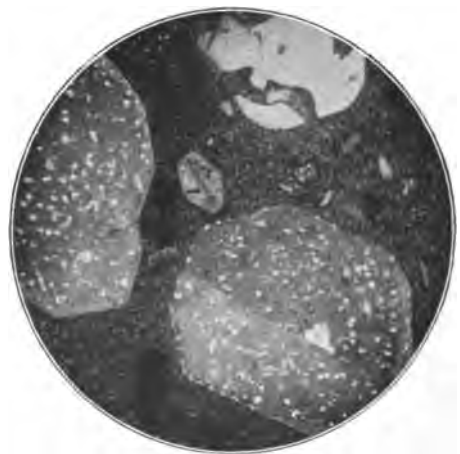


Fig. 329. Kaolinbildung aus Feldspat. Granitporphyr, Rochesson (Vogesen). Kaolintupfen in den Feldspateinsprenglingen. Der unangreifbare Quarz (oben) bleibt klar.

ordentlich häufig unter dem Einfluß der Atmosphärien vollziehender Vorgang, der sich in einer Verfärbung des Minerals äußert, das zunächst dunkel bis hellgelbes (goldiges) Aussehen erhält („Katzengold“) und dann noch heller bis schließlich grauweißlich wird. Das Kristallgefüge bleibt bei diesem Prozeß der Enteisung erhalten, wie die optische Untersuchung der in der Bleichung stehenden Glimmer (der Bauerite) zeigt. Durch Salzsäure oder Schwefelsäure kann man ähnliches erreichen und schließlich eine Pseudomorphose von Kieselgel ( $\text{SiO}_2 + x\text{H}_2\text{O}$ ) nach Biotit erzielen, ein künstliches Gegenstück zum Beauzit.

Zum Teil schon weniger den Oberflächenerscheinungen zuzurechnen, aber doch auch nicht den ausgesprochenen Tiefenumwandlungen anzureihen ist die Bildung der Erzhüte und Salzhüte. Wo Erzlagerstätten zutage treten bzw. der Oberfläche der festen Erde naheliegen, sind sie oft sehr weitgehend verändert. Es macht sich hierbei ganz besonders der Eisengehalt von Erzen durch die auffällige Bildung von kolloidalem oder kristallinem Brauneisenerz geltend (eiserner Hut), so bei der Verwitterung von Spateisenstein ( $\text{FeCO}_3$ ), Eisenkies ( $\text{FeS}_2$ ), Kupferkies ( $\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{Fe}_2\text{S}_3$ ); im letzteren Falle kann sich der Cu-gehalt des Erzes durch Bildung z. B. von Malachit ( $\text{Cu}_2[\text{OH}]_2\text{CO}_3$ ) merklich machen<sup>1)</sup>.

In Gesteinen oder im Boden fein verteilte Erze werden durch Verwitterungseinflüsse stark umgeändert. Vor allem wichtig ist die Umwandlung von Eisenkies bzw. Markasit, die mit Sauerstoff und Wasser Ferrosulfat (Eisenvitriol) und Schwefelsäure bilden:  $\text{FeS}_2 + \text{H}_2\text{O} + 7\text{O} = \text{FeSO}_4 + \text{H}_2\text{SO}_4$ ;  $\text{FeSO}_4$  geht in Ferrisulfat über:  $2\text{FeSO}_4 + \text{H}_2\text{SO}_4 + \text{O} = \text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3 + \text{H}_2\text{O}$ . In Berührung mit Kalkkarbonat entsteht Kalksulfat:  $\text{H}_2\text{SO}_4 + \text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} = \text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$  oder  $\text{FeSO}_4 + \text{CaCO}_3 + 2\text{H}_2\text{O} = \text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O} + \text{FeCO}_3$ . Das  $\text{FeCO}_3$  wandelt sich in  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (Roteisenstein) oder  $2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$  (Brauneisenstein) um. Für den landwirtschaftlichen Betrieb wichtig ist es, daß freie Schwefelsäure und Eisenvitriol im Boden starke Pflanzengifte sind.

Der Salzhut ist eine an Kalisalzlagerstätten, die der Erdoberfläche naheliegen, häufige Erscheinung, die durch von oben einsickernde Wasser zustande gekommen ist. Als Decke findet sich oft ein aus Anhydrit entstandenes Haufwerk von Gips, im eigentlichen Salz heben sich von Neubildungen insbesondere Kainit ( $\text{KCl} \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ ) und blaues Steinsalz heraus.

Die Analysenergebnisse der Lösungen, die auf und in der Lithosphäre sich vorfinden, vervollständigen das Bild, das man sich von der lösenden und chemisch umsetzenden Tätigkeit des gesteinszerstörenden Wassers machen muß.

Besonders reiche Untersuchungen liegen vor bezüglich der Zusammensetzung von heilsamen Quellen. Sie enthalten Na, K, Li,  $\text{NH}_4$ , Ca, Sr, Ba, Mg, Fe, Mn, Al, Cl, Br, J,  $\text{SO}_4$ ,  $\text{BO}_2$ ,  $\text{PO}_4$ ,  $\text{AsO}_4$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{NO}_3$ ,  $\text{CO}_2$ , organische Substanzen, also alle wesentlichen Stoffe, die bei Gesteinen in Betracht kommen. Auch sind manche seltene Elemente im Quellwasser nachgewiesen. Sei in der Hinsicht ferner auf ihre häufige Radioaktivität hingewiesen.

In Flüssen herrscht unter den gelösten Stoffen im allgemeinen das Kalziumkarbonat. Ihm an Menge am nächsten steht Kalziumsulfat, dann kommen Chlornatrium, Magnesiumsulfat, Magnesiumkarbonat. Indes richtet sich das

<sup>1)</sup> Ausführlicheres über diese für Bergingenieure sehr bedeutsamen Erscheinungen z. B. in Beck, Lehre von den Erzlagerstätten oder Stelzner-Bergeat, Erzlagerstätten.

natürlich nach den Gesteinsarten im Flußgebiet<sup>1)</sup>. Von Bedeutung ist die Armut der fließenden Gewässer an Kieselsäure, auch Phosphorsäure und an Kali.

Abweichende Verhältnisse stellen sich in trockenen Gegenden ein. Dort tritt der Kalkgehalt der Flüsse zurück, Sulfate und Chloride spielen eine größere Rolle. Aber auch hier herrscht Armut an Kieselsäure, Phosphorsäure und Kali.

Als Beispiel für die Art und Menge von Stoffen, die dem Lande durch Auslaugen entzogen werden, seien Messungen an der Elbe angeführt. 1877 führte die Elbe bei Tetschen aus Böhmen heraus 9,5 Milliarden cbm Wasser mit 776 Millionen kg als Trübe im Wasser schwebender Substanz und 754 Millionen kg gelöster; letztere enthielt 66 Millionen kg Kalziumoxyd, 49 Millionen kg Magnesia, 36,5 Millionen kg Kali, 69,6 Millionen kg Natron, 83 Millionen kg Chlor, 120 Millionen kg Schwefelsäure, 1,5 Millionen kg Phosphorsäure.

Ganz besondere Verhältnisse stellen sich ein, wenn die unterirdischen Gewässer Erzlagerstätten auslaugen. Es geben hierüber die Analysen von Grubenwassern Aufschluß. Nach A. Frenzel (in R. Beck, Erzlagerstätten) enthält z. B. das Wasser, das aus dem Mundloch des Rot-schönberger Stollens im Triebischtal (Erzgebirge) fließt, in 1 l 65,0 mg Kalziumoxyd; 24,9 mg Magnesiumoxyd; 9,5 mg Eisenoxyd; 11,1 mg Zinkoxyd; 12,4 mg Chlor; 18,0 mg Kieselsäure; 104,0 mg Schwefelsäure; zusammen 244,9 mg. Die Wassermenge beträgt 500 l in der Sekunde, danach die jährliche Ausfuhr z. B. an Zinkoxyd in Lösung über 175 000 kg. Als besonders reichlich vorhandenen Bestandteil führen die meisten Grubenwasser neutrales Ferrisulfat ( $\text{Fe}_2[\text{SO}_4]_3$ ).

Weitern Aufschluß über stattgehabte Lösungs- bzw. Umsetzungsvorgänge geben die Analysen des Wassers der Sammelbecken, denen die Lösungen schließlich zugeführt werden, seien es Binnenseen abflußloser Gebiete oder das gewaltige Becken des Ozeans. Die Zusammensetzung ersterer ist sehr wechselnd, dabei oft infolge starker Verdunstung eine an Salz sehr reiche. Im Toten Meer z. B. finden sich in 1000 Teilen Wasser 251 Teile Salz, und zwar an Na 25,1; K 4,5; Mg 42,0; Ca 4,2; Cl 170,4; Br 4,4;  $\text{SO}_4$  0,5 und 20 Teile Rückstand. Es überwiegen also Chlor, Magnesium und Natrium. Natronseen enthalten besonders reichlich Natriumkarbonat neben Chlornatrium und Natriumsulfat; Magnesiumsalze treten zurück. Boraxseen führen größere Mengen von borsauerm Natrium neben Chlornatrium, Natriumkarbonat und -sulfat u. a. m. Juveniler Art ist in ihnen freie Borsäure, so der Lagunen von Toscana. In Chile spielen Nitratabsätze (Salpeter) eine große Rolle. Ihre Entstehungsgeschichte aus entsprechender Lösung harrt noch der Klärung.

<sup>1)</sup> Man nennt ein Wasser hart, wenn es reich an Erdalkalien, z. B. Ca, ist. Weiches Wasser ist arm daran. (Härtegrad je 1 mg CaO bzw. äquivalente Menge von MgO in 100 ccm Wasser.)

Bemerkt sei, daß hartes Wasser beim Durchdringen humusreichen Bodens Verwesungsprodukte nicht löst, also klar bleibt, während kalkarme Gewässer diese dunkel gefärbten organischen Stoffe aufnehmen und durch sie eine gelblichbraune „moorige“ Farbe erhalten. Schwarzwasser, wie Rio negro, Congo u. a., sind reich an gelöster organischer Materie. Weiter sei darauf hingewiesen, daß mooriges Wasser infolge seines Gehaltes an organischen Säuren bleichend auf Gesteine einwirkt, die durch Eisenoxyd oder Eisenoxydhydrat rötlich oder bräunlich gefärbt waren. So sind z. B. Granite, die längere Zeit im Moor gelegen haben (Findlinge) auffallend hell. An der Luft werden sie durch Rostbildung wieder dunkler.

Die Zusammensetzung des Fluß- bzw. Grund- und Quellwassers hat hohe Bedeutung bei seiner Verwendung als Trinkwasser, Kesselspeisewasser und für sonstige technische Zwecke (vgl. Ost: Technische Chemie). Kalziumkarbonat oder Kalziumsulfat, ebenso Magnesiumsalze haltendes Wasser setzt in Dampfkesseln Kesselstein ab. Nitrate, Ammonsalze, Säuren, Sulfide usw. zerfressen die Kesselbleche. Bezüglich der Wäschereien ist zu vermerken, daß harte Wasser die Seife ausfällen, hinsichtlich der Färbereien, daß Eisensalze und Säuren die Farben verändern. Bei der Zuckerfabrikation wirkt Kalziumsulfat im Wasser insofern schädlich, als es mit dem Zucker ausfällt. Chlornatrium hält Zucker in Lösung zurück.

Weit gleichmäßiger als Binnenseen ist das Wasser des Ozeans zusammengesetzt, des riesigen Sammelbeckens der Lösungen, die als Bäche, Flüsse und Ströme die Kontinente durchziehen. Im Mittel beträgt der Salzgehalt des Ozeans 3,5%<sup>1)</sup>. Wo verhältnismäßig viel Süßwasser in Meeresbecken strömt, sinkt dieser Gehalt, in der Ostsee auf 0,5%; andererseits steigt die Zahl in Bezirken starker Verdunstung. Das Mittelmeer führt stellenweise 3,9%, das Rote Meer 4% Salz<sup>2)</sup>. Analysen des Meerwassers ergeben nun, daß wohl alle Elemente in ihm enthalten sind, im wesentlichen aber nur Na, K, Ca, Mg, Cl und SO<sub>4</sub> in Betracht kommen, und zwar hat R. Brauns auf Grund der Analysen Forchhammers berechnet, daß in 1000 Gewichtsteilen Ozeanwasser im Mittel enthalten sind Na 10,666; K 0,305; Ca 0,397; Mg 1,258; Cl 18,999; SO<sub>4</sub> 2,705, oder in 100 Teilen der festen Substanzen Na 31,069; K 0,888; Ca 1,156; Mg 3,665; Cl 55,343; SO<sub>4</sub> 7,879. Auffällig tritt der Gegensatz zwischen Flußwasser, das doch ins Meer geführt wird, und dem Ozeanwasser hervor. Ersteres enthält zufolge der hauptsächlich durch Einwirkung der Kohlensäure erfolgten Verwitterung der Gesteine sehr reichlich Karbonate, nach J. Roth von der Gesamtmenge gelösten Salzes an 60 Teile, während das Ozeanwasser noch nicht 0,20 Teile der gelösten Substanzen als kohlensaure Salze führt. Die Ursache für dies



Fig. 330. Erosionsschlucht. El Kantara (Sahara, Tunis).

Verschwinden der Karbonate aus der Lösung ist vor allem der Umstand, daß dem Meerwasser fortgesetzt durch die Organismen Kalziumkarbonat für den Aufbau ihrer Gehäuse und inneren Hartteile entzogen wird. Des weiteren scheidet sich das Kalksalz durch Verdunsten des Lösungsmittels in seichten Buchten in Oolithform ab, gleichwie andre gelöste Stoffe so Anhydrit,

<sup>1)</sup> Es ist das zusammengenommen eine außerordentlich große Menge. Nach v. Richthofen würde beim Verdunsten der Meere eine Salzmasse zurückbleiben entsprechend einer 40 m mächtigen, die ganze Erde umlagernden Schicht, soviel wie der fünfte Teil der Festlandsmassen unsrer Erdballs. Die Vorstellung, die schon vor 150 Jahren von Halley ausgesprochen ist, daß die Flüsse dem Meere das Salz zugeführt hätten, stößt somit auf Schwierigkeiten, zumal auch noch großartige bereits sedimentierte Salzlager in Betracht kämen, von denen man annimmt, sie seien aus Ozeanwasser abgesetzt. Alle diese Salzmassen zusammen sind zu gewaltig, um lediglich auf Auslaugung von Festlandsgesteinen zurückgeführt werden zu können.

Man hat deshalb und auch unabhängig von dieser Erwägung angenommen, daß schon vor der Wasserkondensation auf der Erstarrungskruste unsrer Erde sich aus der heißen Gashülle Salze (insbesondere Chlornatrium) kondensierten, die später vom Wasser aufgelöst wurden und dem Ozean einen Salzgehalt mitteilten. Danach wäre also der Ozean schon seit seiner ersten Bildung salzig.

<sup>2)</sup> Der verschiedene Salzgehalt der Flüsse, Meerbusen und offenen Meere ist nicht ohne Bedeutung für die Schifffahrt. Die Fahrzeuge sinken im Süßwasser tiefer ein als im Salzwasser, entsprechend dem spezifischen Gewicht des Wassers. Es beträgt für 3,5prozentiges Ozeanwasser 1,027. Das spezifische Gewicht des Wassers im Toten Meere (25% Salz) ist sogar 1,230.

Chlornatrium und Kalisalze an solchen besonderen Stellen dem Meere entzogen wurden. (Vgl. Bildung der Salzlager S. 257.)

Im Wasser gänzlich Unlösliches und von wässrigen natürlichen Lösungen nicht Angreifbares scheint es in der Natur nicht zu geben, wenn Lösung und Verwitterung auch oft ganz außerordentlich langsam vor sich gehen. Man kann sich übrigens durch nur kurze Zeit währende Versuche überzeugen, daß anscheinend von Wasser unangreifbare Stoffe, wie natürliche Silikate, merklich in Lösung gehen, wenn man ihre Oberfläche durch Pulvern der Substanzen sehr groß macht; durch mikrochemischen Nachweis, auch durch Reaktion auf Lakmus, läßt sich dann die stattgehabte Lösung nachweisen. So bläut Wasser, mit sehr feinem Feldspatpulver versetzt, alsbald rotes Lakmuspapier.

**Mechanische Wirkungen durch Wasser.** Außer der lösenden und chemisch umsetzenden Tätigkeit des Wassers und in ihm gelöster Stoffe

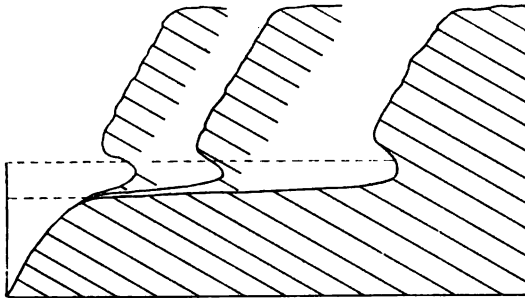


Fig. 331. Abrasion. Nach v. Richthofen.

kommt seine mechanische Zerstörungsarbeit in Betracht. Sie ist besonders deutlich bei Wasserfällen zu beobachten. Durch die strudelnden und wirbelnden Bewegungen der herabstürzenden Wassermassen wird die Wand des Falles unterwühlt und zum Einsturz gebracht. Der Niagarafall, der über harte Kalksteine hinwegstürzt, die von weichen Schiefen und Sandsteinen unterlagert sind,

weicht jährlich etwa  $\frac{1}{3}$  m zurück. Er hat bereits eine Schlucht von 12 km Länge ausgefressen.

Bei geschlängelten Flußläufen führt der Anprall des Wassers an die nach außen konvexen Seiten des Ufers zu beträchtlichen Zerstörungen; das Bett eines Flusses wird durch die strömenden Wasser vertieft; und schließlich ist zu erwähnen, daß vielerorts die Meeresbrandung an der Küste nagt, sie unterhöhlt (Brandungshohlkehle), worauf dann die überragenden Gesteinsmassen abstürzen und nach und nach zerkleinert werden. So bildet sich eine nach der schroffen Küste allmählich ansteigende Plattform aus, die sich im allgemeinen nur langsam landeinwärts vorschiebt, da die Macht der Wellen beim Überrollen des Strandess bald erlahmt. Anders indes, wenn das Land in langsamer Senkung begriffen ist. Dann werden der Brandung immer neue Zonen zur Zerstörung dargeboten. Es kann so zu ausgedehnten Abrasionsflächen kommen. Die Einebnung und Überflutung mancher frühern Gebirge erklärt sich auf diese Weise. (Vgl. Transgression, Fig. 21 und 22, S. 15 sowie Fig. 31 S. 21.) Ein bekanntes Beispiel allmählicher Zerstörung durch das wogende Meer bietet die Insel Helgoland dar. Es ist im übrigen zu vermerken, daß die Wellenbewegungen der See nicht tief hinabreichen. Unter etwa 200 m herrscht große Ruhe. Wesentlich unterstützt wird die mechanische (Korrasions-)Wirkung des Wassers durch feste von ihm mitgeführte Teile. Insbesondere wird das bei den sog. Strudellöchern deutlich, in denen Wasserwirbel Steine in drehender Bewegung halten. Berühmte Beispiele finden sich

an den Fällen des Imatraflusses in Finnland, sowie bei Luzern. Bei letzterm Orte haben Gletscherbäche die betreffenden Löcher ausgearbeitet. Man hat Strudellöcher (Riesentöpfe) von 15 m Tiefe beobachtet. Gelegentlich ist der Schlot ein wenig spiralgewunden entsprechend der Wasserbewegung.



Fig. 332. Erdpyramide. Bozen (Tirol.)



Fig. 333. Transgressionsfläche am Strande der Insel Schul ling schan bei Tsingtau, Klautschou-Gebiet.

Die über die Flußsohle rollenden und gleitenden festen Teile bringen es mit sich, daß die Wasserläufe sich in felsigen Untergrund förmlich linear einsägen. Durch solche Erosionstätigkeit des fließenden Wassers entstanden Täler und Schluchten, so die schroffen Einschnitte der Elbe und ihrer Zuflüsse in der Sächsischen Schweiz, die Klammen der Alpen (ohne Talboden mit oft fast oder ganz senkrecht aufsteigenden, vielfach sehr nahe aneinander befindlichen Wänden) bei größern Verhältnissen sog. Cañons, wie die des Kolorado in Nordamerika, die in wagerechten Schichten mehr als tausend Meter eingegraben sind. Der Gran Cañon dort hat 356 km Länge und ist bis 1800 m tief. Die Hauptausfeilung dieser großartigen Schlucht ist wohl durch die gewaltigen Schmelzwasser der Eiszeit erfolgt.



Fig. 334. Durch Frost von den Berghängen abgesprengte eckige Blöcke einer Seitenmoräne. Lauteraargletscher (Schweiz).

Oft gräbt ein Fluß sein Bett in einer alten Talebene ein; dann bilden deren Reste zu seinen beiden Seiten Talterrassen. Die Ursache für ein solches Neueinsetzen der vorher erloschenen Flußerosion ist eine Veränderung des Gefälles, sei es eine Senkung des Unterlaufes oder Hebung des Oberlaufes. Der Vorgang kann sich wiederholen.

Als eine merkwürdige Erosionserscheinung seien hier noch die Erdpyramiden (Fig. 332) erwähnt, die dadurch zu erklären sind, daß Gesteins-

stücke ihre Unterlage vor der Abspülung durch Regen schützten; dementsprechend blieben unter den steinernen Schutzplatten Stängel und sich nach unten verbreiternde Säulen stehen. Im großen Maßstabe ist diese eigentümliche Erscheinung der Zerteilung kulissenartiger Wände bei Bozen zu sehen, wo die Blöcke und Steine einer Moräne die Schutzplatten abgaben; in ganz kleinem Verhältnisse sieht man Erdsäulchen oft an steinig-erdigen Abhängen.



Fig. 335. Aufblätterung und Zerfall von Kalkstein nahe der Erdoberfläche. Galgenberg bei Hildesheim (Hannover).

in Hohlräumen, Spalten, Klüften oder Haarrissen der Gesteine eingeschlossen und kein oder nur in unzureichendem Maße Platz für die Ausdehnung gegeben ist. Durch häufigen Wechsel von Gefrieren und Tauen, also durch vielfache Wiederholung der Sprengung wird das Ergebnis immer bedeutender. Das Eis wirkt in solchen Fällen wie ein sich allmählich verschiebender Keil, insofern nach dem Auftauen das Wasser den soeben durch Sprengwirkung gebildeten Hohlraum erfüllt und beim Gefrieren verlängert und verbreitert. Besonders schichtige, schieferige oder zerklüftete Gesteine, sowie solche mit vielen leicht spaltenden Mineralien (Glimmer) fallen dem Zerfriren leicht anheim. Die abgesprengten Stücke haben eckige Begrenzung, wie man es z. B. an den Blöcken der Seitenmoräne in Fig. 334 erkennt. Im hohen Gebirge übt der Frost sehr bedeutende mechanische Wirkungen aus.

Nicht selten beobachtet man bei Kalksteinen, daß die Schichten in der Tiefe dicker als an der Oberfläche sind (Fig. 335). Wahrscheinlich sind die Lagen nach versteckten Schichtfugen durch Zerfriren aufgespalten.

Anmerkung. Ähnlich wie das Eis veranlaßt Salz, das sich aus ver-

#### *Zerstörende Wirkungen des Eises.*

1 ccm Wasser wird beim Gefrieren zu 1,0908 ccm Eis.

Diese Volumvermehrung um etwa  $\frac{1}{11}$  des ursprünglichen Maßes führt zu Sprengwirkungen, wenn das Wasser



Fig. 336. Gletscherschrammen auf Kalkstein. Rüdersdorf bei Berlin. Behne phot.

dunstenden Lösungen abscheidet, Sprengwirkungen. Es wird berichtet, daß sich derartiges in Wüsten vollzieht, wo Gesteine zum Teil in hohem Maße von Salzlösungen durchtränkt sind.

An dieser Stelle seien auch die Gletscher als Gesteinszerstörer erwähnt. Unter den Eisströmen der Gebirge und unter der gewaltigen Eiskappe über nördlichen Ländern (dem Inlandeis) befindet sich als sog. Grundmoräne ein ungleichmäßiges Gemenge von großen und kleinen Gesteinsstücken, unregelmäßig eingebettet in einen sandig-tonigen Schlamm. Er ist aus der mechanischen Zerstörung der im Eise eingelagerten und fortgeführten Gesteinsmassen und des Untergrundes entstanden. Besonders bedeutend gestalteten sich diese



Fig. 337. Rundhöcker. Kamenz (Sachsen).  
Nach Wahnschaffe, Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes.

Gletscherwirkungen zur Diluvialperiode, als weite Strecken Amerikas und Europas vom Inlandeis überlagert waren. Zur Zeit der sich örtlich wiederholenden Eisbedeckungen entstanden in Norddeutschland als Grundmoränen

die sog. Geschiebemergel, die noch heutzutage die Oberflächengestaltung vielerorts bedingen.

Ein Zeichen für die mechanischen zerstörenden Wirkungen der Gletscher sind die Gletscherschrammen (Fig. 336), Systeme von Kratzeln und Furchen, die beim Gleiten der mit Gesteinen erfüllten Eismassen in die unten und seitlich den Gletscher begrenzenden Felsen eingerissen wurden, und die man auch auf der Oberfläche der losen Blöcke in den Moränen findet. Die kleinen Unebenheiten von Gesteinen, über welche die Eismassen glitten, wurden förmlich abgehobelt. Es entstanden sog. Rundhöcker, wie sie Fig. 337 zeigt.



Fig. 338. Gletschererosion mit Karbbildung in der Hohen Tatra. Nach Uhlig.

Daß sich durch die Bewegung von Gletschern mechanische Wir-

kungen auch in großem Maßstabe wie weitere Ausfurchung von Tälern, die vom Wasser angelegt waren, vollzogen haben, ist sicher anzunehmen. Im Gegensatz zu den oft V-förmigen, durch lineare Wassererosion entstandenen Einschnitten haben solche von Gletscher geformte Täler gern U-Querschnitt. Die Seitentäler münden oft in beträchtlicher Höhe über der Sohle des Haupttales (Hänge-



täler). In den Alpen tritt das oft heraus. Bei gegliederten Gletscherströmen kann es zur Modellierung sehr wilder Oberflächenformen, zur Bildung schmaler zackiger Grate, einzeln ragender Spitzen nach dem Typus des in schlanker Pyramidenform erscheinenden Matterhorns kommen. Sie entstehen dadurch, daß Bergrücken zwischen Gletschertälern durch den gleitenden Eisstrom gewissermaßen dünner gefeilt werden, und daß von Gletschern umflossene Berge als pyramidale Spitzen stehen bleiben. Typische Bilder liefert in der Hinsicht das Tatragebirge in Ungarn.

Bezeichnend für einstige Gletschertäler ist dort wie auch anderswo ihr scharf treppenförmiges Abfallen, wobei am Ursprung eines solchen Tales sich ein Kar, ein halbkreisförmiges, beckenförmiges Zirkustal zeigt. Es kann sich auf tiefen Absätzen wiederholen. Man wird diese Kare wohl auf die schabende Wirkung des Gletschereises zurückführen müssen und die Treppenbildung auf eine Verschärfung der einstigen Abfallformen des Tales durch das wandernde Eis.

Ist ein Gebiet vollständig unter einem großen Gletscher (Inlandeis) begraben, ist also keine Zerteilung in Gletscherströme und dazwischen aufragende Berge vorhanden, so wird man im Gegensatz zu der oben erwähnten Modellierung im großen ganzen eine allgemeine Einebnung und Glättung des Bodenreliefs erwarten. (Fjelds in Norwegen.)

#### *Zerstörende Wirkungen der bewegten Luft.*

Der Wind wirkt durch die festen Teile, die besonders in den trocknen Gegenden der Wüsten als Staub und Sand in der heftig strömenden Luft

mitgeführt werden, auf die ruhenden Gesteinsmassen wie ein Sandstrahlgebläse ein; er schleift sie ab und bringt sie zum Zerfall (Prozeß der Windkorrasion). So entstehen gelegentlich eigenartig gestaltete Felsgebilde. Zuweilen werden breite Pfeiler (Zeugen) aus zusammenhängenden Schichten herausgearbeitet. Hin und wieder erhalten die Felsen eine nach unten spitze, birnenartige Gestalt, da in der Nähe des Bodens die größten Sandteile bewegt werden und hier somit die natürliche Wetzung am kräftigsten sich vollzieht. Übereinanderlagernde, ungleich abnutzbare Gesteinsmassen werden verschieden mitgenommen, so daß z. B. widerstands-



Fig. 339. Wüstenlandschaft. Hagar el Sillsleh (Libysche Wüste).

fähigere Platten auf dünnern Säulen lagern. Ja, es werden die verschiedenen Gemengteile von Gesteinen deutlich in ungleichem Maße angegriffen; die

harten Quarze bleiben als Erhöhungen lange erhalten, während die Feldspate Grübchen ergeben. Versteinerungen schützen ihre Unterlage und erscheinen wie auf Stengeln stehend usw. Joh. Walther hat auf Grund vieler Wüstenstudien diese und andre eigenartige Verhältnisse zusammenfassend anschaulich beschrieben<sup>1)</sup>.

Die Gestalt der im norddeutschen Flachlande in Sandgegenden nicht selten zu beobachtenden losen, pyramidalen Gesteinsstücke, der sog. Kantengerölle (Einkanter, Dreikanter usw.), ist gleichfalls auf die wetzende, verwindende Wirksamkeit des vom Winde fortgeführten Sandes auf eckige Gesteinsstücke zurückzuführen. Entsprechende Windschliffe an losen Gesteinen findet man in den Wüsten. Die Form des Kantengerölles richtet sich nach seinem Grundriß; von jeder seiner Ecken geht eine Kante, von jeder Seite eine Fläche aus. Die Oberfläche der korradierten Massen erscheint oft wie poliert (Wüstenlack).

### *Zerstörende Wirkungen der Sonnenbestrahlung.*

In heißen Gegenden werden durch eine Vegetationsdecke nicht geschützte Gesteine tagsüber zuweilen hoch erwärmt (an 60—80° C)<sup>2)</sup>. Solche beträchtliche Temperatursteigerung dehnt sie natürlich entsprechend aus, und zwar die verschiedenen Gemengteile ungleich stark, da die Ausdehnungskoeffizienten der einzelnen Mineralien voneinander abweichen. Auch werden dunkle Bestandteile, die mit hellen ein Gestein zusammensetzen, sich höher erwärmen als die minder tief gefärbten. Die Folge einer solchen verschiedenen Volumvergrößerung ist eine Lockerung des Gesteinsgefüges. Bei vielfacher Wiederholung des Vorganges durch Erwärmung am Tage, Abkühlung während der Nacht, besonders aber bei schnellem Temperaturwechsel, wie er nach der Bestrahlung z. B. infolge von Regengüssen vor sich geht, werden bedeutende Wirkungen erzielt, die Gesteine innerlich erschüttert und zu einem mechanischen Zerfall gebracht. Hierbei leidet die chemische Natur der Gemengteile nicht.



Fig. 340. Abschuppung an Granitbergen.  
Gebel Kassala (Ägypten). Nach J. Walther.

Auf solche Insolation wird außer dem Zerspringen von Gesteinen ihre Abschuppung, das Abheben von Außenteilen, die der Oberfläche konform sind, zurückgeführt. Die Erscheinung wird davon herrühren, daß sich die Außenpartien der Gesteine unter dem Einfluß der Sonnenbestrahlung

<sup>1)</sup> J. Walther: Das Gesetz der Wüstenbildung. Vgl. auch Lithogenesis der Gegenwart von demselben Verfasser.

<sup>2)</sup> Die Erhitzung des steinernen Untergrundes geht weit höher als die der Luft. Die höchste Lufttemperatur ist mit 50° C in Mesopotamien gemessen; sehr nahe daran kommt sie in Tunis.

ausdehnen, die innern nicht oder wenig; durch oftmalige Wiederholung der Ausdehnung und Zusammenziehung der äußern Teile kommt naturgemäß eine schalige Abgliederung zustande.

Zu sehr bedeutenden Ergebnissen summen sich die Einwirkungen der Sonnenbestrahlung in den Wüsten auf, wo keine Vegetation den Boden beschattet.

### *Zerstörende Wirkungen von Pflanzen, Tieren und Menschen.*

Die Pflanzenwelt wirkt vor allem mechanisch zerstörend auf Gesteine ein. Viele Millionen Wurzeln und Würzelchen senken sich alljährlich in die feinen und gröbern Risse, Spalten und Klüfte der Gesteine, wachsen in die Dicke und Länge und sprengen die Gesteinsmassen auseinander, wie es quellende Holzkeile beim Steinbruchbetrieb tun. Durch vielfältige Wiederholung des Zusammenwirkens unendlich vieler Einzelfälle wird dieser Vorgang von geologischer Bedeutung.

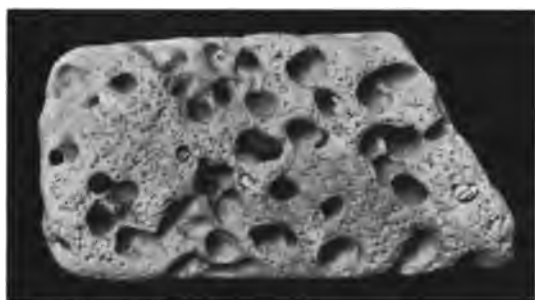


Fig. 341. Zerstörung von Kalkstein durch Bohrmuscheln.

Andererseits üben die Säfte der lebenden Gewächse auch chemische Wirkungen, besonders auf leichter zerstörbare Gesteine, wie z. B. Kalkstein, aus. Gelegentlich sieht man Pflanzenwurzeln auf Kalkplatten infolge ätzender Wirkung der organischen Säfte

förmlich abgedrückt. Außer Moosen und Flechten scheint die Schar der Bakterien in dieser Richtung eine ausgiebige Tätigkeit zu entfalten, und ganze große Gesteinsmassen sollen durch die dem unbewaffneten Auge unsichtbaren, kleinsten Lebewesen förmlich zerfressen werden. In der Ackererde spielen die sog. Nitromonaden eine wichtige Rolle. Sie wandeln Ammoniak in Salpetersäure um.

Für die Gesteinszerstörung kommen weiterhin Gase wie Kohlensäure in Betracht, die von Pflanzen ausgesondert werden, und weiter die Stoffe, die bei der Vermoderung abgestorbener vegetabilischer Teile entstehen, so wiederum Kohlensäure, Humusstoffe und Schwefelwasserstoff. Sie werden durch Sickerwässer ausgelaugt und in den tiefern Boden übergeführt. Es ist möglich, daß die auffallend tiefgründige Verwitterung in den Tropen, insbesondere die Lateritbildung, auch mit solchen Einflüssen besonders üppiger Vegetation zusammenhängt.

Tiere wirken gleichfalls zuweilen mechanisch zerstörend auf Gesteine ein. Es kann hier an die Bohrmuscheln erinnert werden, die sich in Felsen hineinbohren und sie somit auch der Zerstörung durch Wasser zugänglicher machen.

Schließlich sind die zerstörenden Eingriffe des Menschen zu erwähnen, die er bei Anlage von Wegen, Tunneln, Steinbrüchen usw., sowie besonders durch die Entfernung natürlicher Vegetation ausübt. In den außerordentlich großen Flächen der Ackerfelder ist der Boden für Verwitterung weit

zugänglicher, als er vordem unter der Bedeckung durch Wald, Busch und Gras war.

Wohl niemals arbeitet eine der erwähnten Kräfte allein an der Zerstörung eines Gesteins, vielmehr sind in der Regel mehrere vereinigt. Dazu kommt, daß die Verwitterungsagentien im selben Bezirk in geologischen Zeiten wechseln. In Norddeutschland sind jetzt Wasser bzw. Lösungen, Frost und Pflanzen die Hauptursache der fortlaufenden Gesteinszerstörung. Zur Diluvialzeit waren es gewaltige, vom Norden her nach Süden sich vorwärts schiebende Eismassen (Inlandeis); noch früher fluteten hier Meere, breitete sich zeitweise eine Sumpflandschaft aus, herrschte vielleicht zur Buntsandsteinzeit ein Wüstenklima usw.

Der verschiedene Widerstand, den das von der Natur zum Aufbau von Gesteinen und damit der Erdkruste verwandte Material besitzt, macht sich außerordentlich deutlich und lehr-

reich im kleinen wie im großen Maßstabe geltend. Bei der Verwitterung eines Gesteins fallen die Materialien der Zerstörung oft recht verschieden schnell zum Opfer. Bei Graniten z. B. sieht man öfter die Quarze als Rauigkeiten aus der verwitternden Oberfläche herausragen; sie widerstehen den Verwitterungsagentien, während die umhüllenden Feldspate und Glimmer bereits vernichtet und als staubförmige Teilchen ausgewaschen sind. Bei Sandsteinen, die von Sickerwassern



Fig. 342. Ungleicher Widerstand stellt aufgerichteter Kalk- und Mergellagen gegen Erosion. Othfreen am Harz.

in mehr oder weniger regelmäßiger Art mit Infiltrationen versehen und an solchen Stellen durch Cementation fester geworden sind, machen sich diese verhärteten Zonen bei der Verwitterung durch maschenförmige, spitzenartige, auch feinsäulige der Zerstörung mehr als ihre versandende Umgebung Widerstand leistende Skulpturen geltend.

Entsprechend ist es im großen: das Antlitz der Erde ist durch die Verwitterung modelliert. Je nach ihrer chemischen und strukturellen Eigenart und nach ihrer geologischen Lagerung setzen die wechselnden Gesteine der Zerstörung einen verschiedenen Widerstand entgegen. Schwer zerstörbare Massen werden durch die Verwitterung herauspräpariert; sie widerstehen länger als ihre leichter zerstörbare Umgebung. So macht sich in Fig. 342 die Wechsellagerung von härtern Kalkschichten mit weichen Mergellagen deutlich im Verwitterungsbilde geltend. Quarzitmassen ragen gelegentlich als hartnäckig den Atmosphärien trotzen Gesteine wie Mauern aus dem Boden heraus, ebenso aufgerichtete Kalksteinschichten als Bergzüge aus mildem, tonigem Untergrunde. Ja, alle die malerischen Zacken, Grate, Bergzüge, Schluchten und Täler der Gebirge, welche die immerfort tätige Verwitterung aus den Gebirgsmassen herausarbeitet, beruhen auf dem verschiedenartigen Widerstand, den die Gesteinsmassen ihrer Art, Struktur und geologischen Lage nach den Verwitterungseinflüssen darbieten. Bei der Aufsuchung

technisch wichtiger Vorkommnisse, so von Kalkstein und Ton, geben die Verwitterungsformen im Landschaftsbilde wichtige Andeutungen. Vor allen Dingen beachtenswert ist es, daß aufgerichtete Gesteinsplatten (Sedimentfolgen, Gänge) ihrem Streichen entsprechende Oberflächenformen bedingen: widerstandsfähige Schollen verlaufen in ihrem Ausgehenden als Höhenzüge, leichter zerstörbare als Täler. Ein plötzliches Abschneiden, häufig auch Einkerbungen der Höhenlinie deuten auf Verwerfungen hin, welche die Scholle ab- bzw. durchschneiden<sup>1)</sup>.

Wo sich die Zerstörungsprodukte in dickerer Lage angehäuft haben, schützen sie ihre Unterlage mehr oder minder ausgiebig vor weiterer Umänderung durch die Atmosphärien, und so kommt ein Stillstand oder doch sehr langsamer Gang in den Zerfall. An den schroff aufragenden obern Massen im Gebirge, an deren steilen Felshängen der sich bildende Schutt abgleitet,

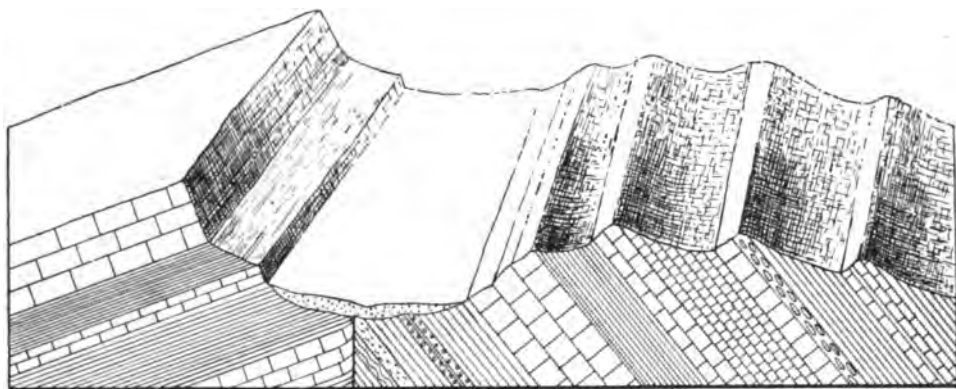


Fig. 343. Schematische Darstellung eines Beispiels für den Zusammenhang zwischen Lagerung sowie Materialverschiedenheit von Gesteinsfolgen und der Modellierung der Erdoberfläche durch die Verwitterung.

werden hingegen der Verwitterung immer weiter frische Angriffsflächen dargeboten; hier schreitet die Zerstörung ständig fort, ebenso an vielen durch den Wind stets blank geblasenen Gesteinsoberflächen in den Wüsten.

Schließlich fallen auch die Bergriesen der Zerstörung vollends zum Opfer, und es ist im Laufe langer geologischer Zeitläufe, also in vielen Jahrmillionen, dahin gekommen, daß Gegenden, in denen einst hohe Alpengebirge sich erhoben, jetzt zum Teil platt und flach daliegen oder nur noch geringfügige Gebirgswellen zeigen. So zog sich am Ende der Karbonzeit ein mächtiges Gebirge (man hat es das varistische genannt) durch das jetzige Frankreich und Deutschland. Es ist durch Verwitterung eingeebnet und verwischt; seine Sümpfe stecken noch im Erdboden (vgl. Fig. 31, S. 21, welche die Abrasionsfläche dieses Gebirges und seine Überlagerung durch Zechstein-Sedimente vorführt).

So kann man denn sagen, daß im allgemeinen die plutonischen Kräfte der Erde aufbauend wirken, die Verwitterungsagentien einebnend. Wenn die Gesteinszerstörung in ihrem Verlaufe auch zu besonders unebenen Oberflächenformen Veranlassung gibt, so ist ihr Ergebnis doch eine Ausgleichung der

<sup>1)</sup> Lehrreiche Studien lassen sich in der Hinsicht auch an den so außerordentlich naturgetreuen Modellen von A. Heim, z. B. an dem des Säntis, machen.

Oberflächenmodellierung, insofern sie die Aufragungen des Untergrundes, die Hügel, Berge und Gebirge, vor allem anfällt, sie allmählich zerstört, ihr Material flach ausbreitet, also gewissermaßen einen „holländischen Landschaftstypus“ als Ziel hat.

#### b) Fortführung der Zerstörungsprodukte.

Zuweilen bleiben die verwitterten Gesteinsmaterialien dort liegen, wo sie entstanden sind. Das ist der Fall bei den Produkten unter der Erdoberfläche, so bei Kaolinisierungen unter Bedeckung, bei den untern Teilen des sog. Erzrhutes (S. 211), ferner vielfach in den Tropen, wo ein dicker Vegetationspelz den Boden bedeckt und vor schneller Verschwemmung und Verwehung schützt. Bei den tiefgründigen, Laterit genannten, eisenschüssigen Umwandlungsmassen kristalliner Gesteine in heißen Ländern kommt es vor, daß infolge rein chemischer, ohne Zutritt mechanischer Vorgänge vollzogener Verwitterung sogar das Gefüge der Gesteine, die kennzeichnende Lage der nunmehr umgewandelten Gesteinsgemengteile zueinander, sehr deutlich erhalten bleibt.

Solche Materialien der Tiefenverwitterung sind keine Sedimente. Es setzen letztere einen Transport der Zerstörungsprodukte voraus.

Die Ortsveränderungen des Materials geschehen in festem oder in gelöstem Zustande. Bezüglich der festen Massen ist zu vermerken, daß der Transport mit einer weiter fortschreitenden mechanischen und oft auch mit chemischer Zerstörung verbunden ist.

#### *Schwerkraft und Wasser als Transportmittel.*

Transport fester Teile. Im Gebirge stürzen und rollen die durch Sprengwirkung gefrierenden Wassers oder durch andre der oben erwähnten Ursachen<sup>1)</sup> an den Bergoberflächen abgetrennten Blöcke und kleinern Gesteinsstücke, der Schwerkraft folgend, zu Tal.

Gelegentlich lösen sich gewaltige Massen auf einmal ab und gehen verheerend als Bergstürze in die Tiefe, bald rollen einzelne Blöcke und Bruchstücke (Steinschlag) hinab. Wo die an den Berghängen sich hinunter ziehenden Runsen in das Tal einmünden, bildet sich oft eine sog. Schutthalde (Fig. 344). An flachen Abhängen findet ein allmähliches Abwärtsfließen des gelockerten Gesteinsmaterials statt. Die Verwitterungshaut gleitet zu Tal (vgl. Hakenbildung S. 32). Dem „Gekriech“ an Abhängen ähnliche Gleitbewegungen hat man an unter Wasser in geböschter Lage befindlichen noch schlammigen Ablagerungen beobachtet.

Meist helfen Wassermassen, die an den Abhängen der Berge, wie die festen Materialien, der Schwerkraft folgend abwärts wandern, am Gesteinstransport, ja es kommt dann vor, daß ganz erstaunliche Mengen loser Gesteine hinabgeführt werden und den Talgrund weithin bedecken. Hierher gehören die sog. Murgänge in hohen Gebirgen wie den Alpen. Auch seien bei dieser

<sup>1)</sup> Als seltenere und eigenartige Ursache für Gesteinsabstürze seien Erdbeben verzeichnet. Infolge einer gewaltigen Erschütterung durch Erdbeben rutschte z. B. im Jahre 373 v. Chr. die Stadt Helike am Korinthischen Busen mit ihrer ganzen Bevölkerung ins Meer.

Gelegenheit die Schlammströme erwähnt, Gemenge von feinen und groben Gesteinstrümmern mit Wasser, das infolge von Wolkenbrüchen, plötzlichem Ausfluß von Kraterseen oder infolge von Schneeschmelzen Vulkanabhänge hinabstürzt.



Fig. 344. Schutthalden am Fuß steller Berghänge.  
Säbo, Hardangerfjord (Norwegen).

Unscheinbarere, aber in ihrer Gesamtwirkung gewaltige Transportvorgänge spielen sich dadurch ab, daß Regenwasser bei seinem Abfließen auf der schrägen Erdoberfläche erdige Bodenteile wegpült. Nach jedem Regen kann man an der Trübung der Gewässer den Vorgang erkennen. Ein Vegetationspelz, sei es Wald, Busch oder Gras, schützt vor dieser in landwirtschaftlicher Hinsicht so verderblichen Verschwemmung der Ackerkrume und der daraus hervorgehenden Versteinung des Bodens. In manchen bergigen Bezirken ist der Vorgang leider durch unbedachte Entwaldung sehr weit vorgeschritten, so z. B. in China, auch in Italien.

Bäche und Flüsse besorgen den Transport der losen Gesteinsmassen aus dem Gebirge in die Ebene und schließlich ins Meer, wo die Brandung, sowie Strömungen, auch Ebbe und Flut noch weiter verfrachtend tätig sind, bis schließlich Absatz an ruhigen Stellen eintritt.

Um eine Vorstellung von der Menge des in Flüssen transportierten festen Materials zu geben, sei erwähnt, daß nach Heim die Reuß jährlich an 200 000 cbm Stein- und Schlammmassen im Vierwaldstättersee ablagert. Um diese Verfrachtung künstlich zu vollziehen, wären täglich drei Züge mit je 50 Eisenbahnwagen erforderlich. Nach Heim entspricht der Gesteinstransport in der Reuß einer Erniedrigung ihres Flußgebietes um 1 m in 4100 Jahren. Sehr stark mit Schlamm belastet ist der Tiber. An Rom werden nach Gravelius jährlich 5,2 Millionen cbm Schlamm vorbeigeführt.

Die Tibermündung hat sich durch Absatz solcher Massen im Laufe von 2500 Jahren (633 v. Chr. bis jetzt) um 4 km vorgeschoben.



Fig. 345. Ins Tal gerollte Blöcke. Okertal (Harz).  
Nach Behme, Geologischer Führer von Harzburg.

Durch gegenseitige Reibung der im Wasser mitgeführten Massen wird der Zerkleinerungsvorgang an den Gesteinen fortgesetzt, so daß normalerweise das mitgeführte Material mit dem wachsenden Wege feiner und feiner wird. Nach v. Hochenburger beträgt z. B. die Mittelgröße der Geschiebe in der Mur 0 km von Graz 224 cm; 43 km von Graz 117 cm; 83 km von Graz 50 cm; 120 km von Graz 21 cm. Der Kubikinhalte der Geschiebe nimmt also weit schneller ab, als die Weglänge zunimmt. Aus Trümmern und Geröllen (psephitischem Material) wird Sand (psammitisches Material), aus Sand wird Schlamm (pelitisches Material). Abbrüche von den Wänden der Täler und Seiteneinflüsse können natürlich immer wieder groben Schutt dem feinen beimischen.

Von Talhängen ins Flußbett gerollte, große Blöcke, die wegen allzu hohen Gewichtes vom Wasser nicht transportiert werden können, werden von den im Wasser treibenden, feinen und groben, festen Massen allmählich abgeschliffen, verrundet, verkleinert, bis auch sie unter den obwaltenden Verhältnissen transportfähig geworden sind.

Transport gelöster Substanzen. Das Wasser der Bäche, Flüsse und Meeresströmungen transportiert nicht nur mechanisch suspendiertes, sondern auch, gleichwie die unterirdischen Wasserläufe, gelöstes Material. Viele tausend Tonnen früherer Gesteinsmassen werden jährlich von den natürlichen Wasserläufen unsichtbar im gelösten Zustande auf weite Strecken verfrachtet. Chemische Analysen geben einen Einblick in die Mengenverhältnisse dieses Materials. Man hat auf Grund solcher Untersuchungen z. B. berechnet, daß die Donau bei Wien täglich außer 15 000 t Schlamm 25 000 t gelöste Stoffe vorbeiträgt. Schätzungsweise werden jährlich an 926 Millionen t Kalkkarbonat durch die Flüsse dem Ozean in Lösung zugeführt.

Die stoffliche Art der in Lösung befindlichen Substanzen ist bereits S. 211—214 bei Besprechung der lösenden und umsetzenden Tätigkeit des Wassers erwähnt.

#### *Eis als Transportmittel.*

Außer den Wasserströmen sind weiter die Eisströme als Transportmittel für Gesteinstrümmern zu nennen. Bekanntermaßen gleiten die Gletschermassen allmählich talabwärts, und all das Gesteinsmaterial, das von den Talwänden auf den Rücken des Eisstromes fällt, wird von ihm mitgenommen. Es häuft sich auf den Gletscherflanken als Seitenmoränen an (vgl. Fig. 334, S. 215) und findet seine einstweilige Ablagerungsstätte vorn am Gletscherende als Stirnmoräne (Endmoräne). Auf der Unterseite von Gletschern



Fig. 346. Verschwemmte und wiederabgesetzte Bodenkrume. Tsingtau (Klautschou-Gebiet). Behme phot.



befindet sich die Grundmoräne, ein sandig-grandiger Schlamm mit kleinen und größern Gesteinstrümmern, wesentlich das Ergebnis der Verarbeitung des Untergrundes durch den vorwärtsdrängenden Eisstrom. Durch den Gletscherbach wird das feinere, sandige und schlammige Material der Grundmoräne zum Teil fortgeführt.

Charakteristischerweise vollzieht sich beim eigentlichen Gletschertransport, im Gegensatz zu der Bewegung fester Teile durch Wasser oder Luft, keine Sonderung der zertrümmerten Gesteinsmassen nach der Stückgröße, vielmehr führen die Gletscher grobes und feines Material gleich weit. Es ist dies ein wichtiges Kennzeichen für Moränenbildungen.

Es sei an dieser Stelle auch an das diluviale Inlandeis erinnert, das aus dem hohen Norden, aus Finnland und Skandinavien, Gesteinsmaterial bis

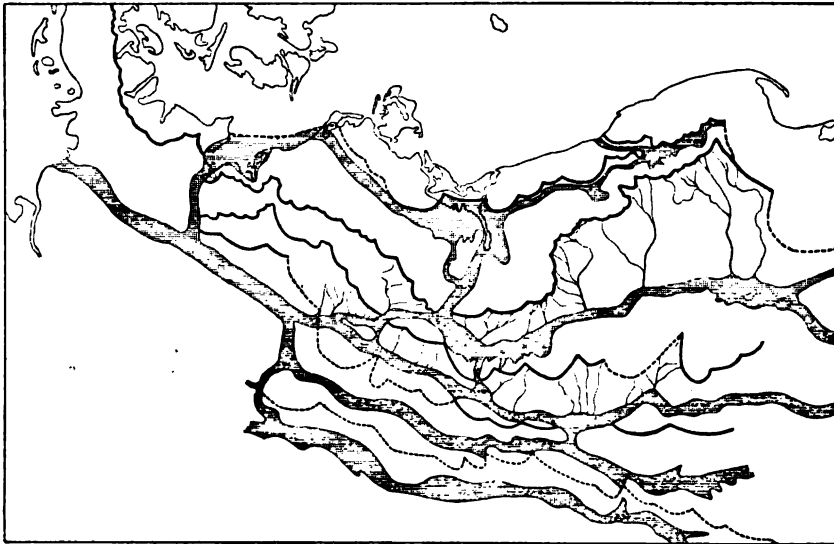


Fig. 347. Endmoränenzüge in Ostdeutschland.  
Weg der Schmelzwassermassen des Inlandeises. Nach Kellhack.

tief nach Deutschland hinein transportierte. Zeugen hierfür sind die sich weithin ziehenden Stirnmoränen, die in großer Verbreitung vorhandenen Geschiebemergel der Grundmoränenablagerungen, die Findlinge (erratischen Blöcke) sowie ausgedehnte Sand- und Tonabsätze, die seinerzeit unter dem in gewaltiger Front sich hinziehenden Eisrande hinweg mit den Schmelzwässern transportiert und vor dem Gletschereis ausgebreitet wurden. Auf seiner Oberfläche wird das deutsche Inlandeis kein Gesteinsmaterial verfrachtet haben, da sein Weg nicht an Bergen vorbeiführte, von denen Gesteine auf den Rücken des Eises fallen konnten. Auch in Grönland fehlen Oberflächenmoränen auf dem Inlandeis, oder sie sind doch wenigstens nur in geringfügigem Maße (in der Küstengegend) vorhanden.

Anmerkung. Früher hatte man die Meinung, die norddeutschen Findlingsblöcke seien in Eisbergen eingeschlossen gewesen, die durch die Meeresströmungen von Norden nach Süden geführt und hier geschmolzen seien, so daß die eingebackenen Gesteinsmassen im Wasser zu Boden sanken. Wenn ein solcher Vorgang bei den in Rede stehenden nordischen Blöcken zwar nicht zutrifft, so ist doch zu erwähnen, daß in der Tat Eisberge nicht selten Gesteinsmaterial in oben erwähnter Weise verfrachten.

### *Wind als Transportmittel.*

Transport fester Teile. Ein sehr wirksames Transportmittel fester Teile ist die strömende Luft, der Wind, der überall, wo Gesteine unbedeckt an die Erdoberfläche stoßen, als Verfrachter tätig ist, sei es in den Wüsten, wo seine Wirkungen wegen der ausgedehnten vegetationslosen Gesteinsoberflächen besonders auffällig sind, in übermäßig durch den Menschen von Vegetation entblößten Ländern (China), in denen wie in Wüsten gewaltige Staubstürme nicht selten sind, am Meeresstrande, wo der Wind den Sand landeinwärts trägt und zu Stranddünen aufbaut, im Hochgebirge, wo der in großen Höhen besonders kräftige Luftstrom die Felsen vom feinen Verwitterungsschutt blank fegt, sei es an Vulkanen, deren Asche er gelegentlich weit fortführt. Um das Vorrücken der Dünen landeinwärts zu hemmen, bepflanzt man sie.

Wie beim Transport im Wasser vollzieht sich in der Luft eine Sondernung der festen Teile nach der Korngröße bzw. dem spezifischen Gewicht



Fig. 348. Wanderdüne bei List auf der Nordseeinsel Sylt.

(Windsichtung). Die feinsten und leichtesten werden am weitesten fortgeführt. Saharastaub fällt gelegentlich in Norddeutschland, und die feinen Aschenteilchen, die der Krakatau (unfern Java) 1883 bei einer kolossalen Explosion hoch in die Lüfte warf, haben sich anscheinend um die ganze Erde verbreitet.

Transport gelöster Substanzen. Bekanntermaßen transportiert die Luft auch Materialien in gelöstem Zustande, so vor allem außerordentlich große Mengen von verdunstetem Wasser, das mit den Luftströmungen fortgeführt und als Schnee oder Regen anderorts abgelagert wird.

### *Tiere als Transportmittel.*

Es sei kurz darauf hingewiesen, daß Tiere lockeres Erdreich von einem Ort zum andern, so besonders die Erdkrume aus tiefen Lagen nach oben bringen. Derartiges geschieht bekanntermaßen durch Maulwürfe, Krebse (besonders in den Tropen), Insektenlarven. Darwin hat auf die Tätigkeit der erdfressenden Regenwürmer aufmerksam gemacht, die lockeres Erdreich, das im übrigen beim Durchgang durch den Darmtraktus mit organischen Stoffen

gedüngt ist, an die Erdoberfläche schaffen und so eine Mischung der Bodenkrueme besorgen.

Das Pflügen der weiten Landstrecken, die als Äcker in Benutzung stehen, trägt gleichfalls wesentlich zur Umlagerung der Bodenerde bei.

### c) Ablagerung der Zerstörungsprodukte.

#### *Ablagerung der durch Wasser verfrachteten Materialien.*

Ablagerung der im festen Zustande transportierten Teile. Was die Ablagerung zunächst der im Wasser als feste Teile verfrachteten Materialien anlangt, so geschieht sie, wenn die Schleppkraft sich vermindert bzw. ganz versagt. Es kommt dann ein entsprechender Teil der bis dahin fortgeführten Körper zur Ruhe.

Die Verfrachtungsfähigkeit fester Körper im Wasser hängt ab von der Geschwindigkeit der Wasserbewegung, dem spezifischen Gewicht des wandernden Körpers und von der Reibung zwischen ihm und dem Wasser. Die Schleppkraft, gemessen durch die Dimensionen noch transportfähigen Materials, wächst mit dem Quadrat der Wassergeschwindigkeit; mit steigender Geschwindigkeit nimmt also das

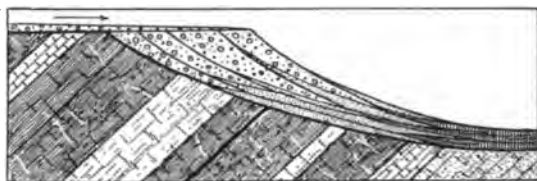


Fig. 349. Schema einer Deltabildung. Längsschnitt.

Transportvermögen ganz außerordentlich zu. Andererseits sinkt ein Körper um so leichter zu Boden, d. h. nimmt an der Wasserbewegung um so eher nicht mehr teil, je höheres spezifisches Gewicht er hat und je geringer die Reibung

an seiner Oberfläche ist, denn die Reibung wirkt einem Zubodensinken entgegen. Aus diesen Umständen erklärt es sich, daß spezifisch schwere Massen, Erzteile, Edelsteine (sie haben hohes spezifisches Gewicht) wenig transportfähig sind, mehr hingegen spezifisch leichtere Substanzen, wie Sand, Ton, wobei in Betracht kommt, daß letzterer infolge der geringen Größe seiner Teile, also wegen großer Oberfläche (und daher Reibung) im Verhältnis zur Masse noch ganz besonders günstig für die Verfrachtung im Wasser ist. Er teilt das mit manchen andern Verwitterungserzeugnissen, die daher wie er leicht verschleimbar sind.

Geschwindigkeitsverminderung der Wasserläufe vollzieht sich bei Abnahme des Gefälles. Zumeist ist letzteres und damit die Wassergeschwindigkeit im Oberlauf bedeutend, im Unterlauf gering. Demzufolge überwiegt dort der Transport, hier der Absatz. Geschwindigkeitsverminderungen entstehen ferner durch Vermehrung der Reibung des Wassers an Unebenheiten der Sohle oder der Seiten des Bettes. Im Verhältnis zur Wassermasse ist diese Reibung bei Hochwasser gering, bei Niedrigwasser groß. Daher wirkt die Höhe des Wasserstandes in Flußläufen wesentlich auf die Geschwindigkeit und somit auf die Stoßkraft des strömenden Wasser ein. Vor allem aber wird die Wassergeschwindigkeit verringert durch Erweiterungen des Laufes. Besonders an Stellen, wo in einen Bach oder Fluß ein Becken eingeschoben ist, wo die Geschwindigkeit des Wassers mithin ganz bedeutend abnimmt, stockt der Gesteintransport stark. In solchen Wasserausweitungen schlägt sich als-

bald viel Material nieder, sie stellen Absatz- und Klärungsbecken dar und werden allmählich ausgefüllt. Weite Niederschlagsbezirke sind daher auch die Landstrecken, die jährlich von großen Flüssen überflutet werden, ein gewichtiger Umstand bezüglich der Fruchtbarkeit des Bodens (Nil, Niederrhein, Wesermündung). Das Meer wirkt natürlich im selben Sinne Material niederschlagend, ja sein Salzgehalt verursacht, wie besonders Bodlaender erörtert hat, einen bemerkenswert schnellen Absatz schwebender Substanzen<sup>1)</sup>.

Wenn das Meer an den Flußmündungen nicht alsbald zu bedeutender Tiefe abfällt, kommt es hier wie bei den Einmündungen von Flüssen in ein Seebecken zu Deltabildungen (Fig. 349 sowie 350). Das gröbere, sandige und auch viel schlammiges Material wird abgelagert, und nur feinste festländische Teilchen gelangen ins weite, offene Meer hinaus.

Bohrungen haben ergeben, daß die Mächtigkeit des Rhônedeltas im Genfer See bereits über 250 m beträgt. Es hat sich seit altrömischer Zeit um 2 km vorgeschoben. Bei entsprechendem Fortschreiten würde der Genfer See in 48 000 Jahren ausgefüllt sein. Das Podelta soll jährlich an 70 m vorrücken. Ravenna, das jetzt an 10 km vom Meere entfernt liegt, war in der spätern römischen Kaiserzeit der Haupthafen Italiens für den Verkehr nach dem Osten. Die lombardische Tiefebene war zu jüngster Tertiärzeit noch vom Meere bedeckt; seit dem Pliocän ist die Bucht durch Absätze des Po und seiner Nebenflüsse zugeschüttet. Die Ablagerungen sind durch Bohrungen bei Mailand bei 162 m Teufe noch nicht durchsunken und bei Modena als 115 m mächtig erkannt. Der Schutt des Himalayagebirges liegt in der Indus-Ganges-Ebene an 250 m mächtig ausgebreitet.

Außer den festen Teilen, welche die Flüsse ins Meer bringen, kommen in letzterm ferner Materialien zum Absatz, die von der Brandung losge-

brochen sind und von Küstenströmungen, sowie durch Ebbe und Flut transportiert werden. Im allgemeinen vollzieht sich auch hier eine Aufbereitung nach der Gestalt der Gesteinsstücke, insofern die größern Teile, Bruchstücke, Gerölle, Sand in der Landnähe wieder abgelagert werden und das feine, staubförmige Material durch die Wasserbewegung ins offene Meer transportiert und hier allmählich abgesetzt wird. Marine klastische Uferbildungen (Litoralabsätze) bestehen somit meist aus grobem Material, während klastische Tiefseebildungen (pelagische Absätze) schlammförmig sind.

Natürlich kann es gelegentlich auch in Küstennähe zum Absatz feiner

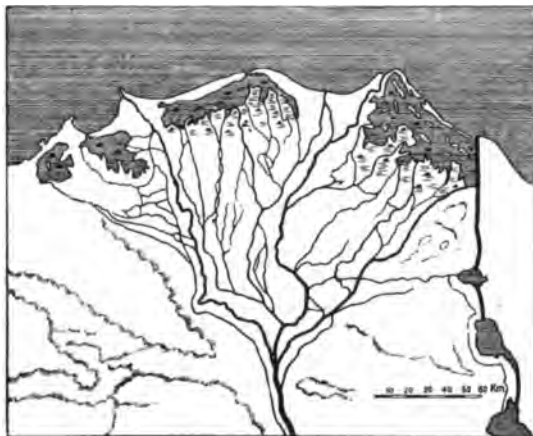


Fig. 350. Nildelta.

<sup>1)</sup> Ein entsprechender Vorlesungsversuch besteht darin, zwei gleiche Glaszylinder mit je derselben Wassermenge zu versehen, die aber bei einem Zylinder einen Zusatz von Chlormagnesiumlösung enthält, und in beiden gleich viel Ton zu einer Trübe aufzurühren. In dem salzhaltigen Wasser setzt sich die Trübe weit schneller ab als im reinen Wasser. Diese Beschleunigung des Absetzens (durch Flockenbildung also Verringerung der Oberflächenreibung) wird von allen Elektrolyten hervorgerufen, am schnellsten wirken Ca- und Mg-Salze. Harte Wasser klären sich schnell. In der Natur wirkt auch gelöste Kohlensäure sedimentierend, was z. B. bezüglich der Abschwemmung feinsten Teile des Bodens (was im CO<sub>2</sub>-haltigen Wasser schwieriger vor sich geht als im CO<sub>2</sub>-freien) und für die Sedimentation im CO<sub>2</sub>-reichen Meerwasser bedeutsam ist.

Teile kommen, wenn nämlich die verfrachtende Kraft des Wassers hier durch besondere Umstände gering ist. So ist es in den flachen, fast abgeschlossenen Wattenmeeren der Nordsee, auch in den Marschgebenden, deren fruchtbarer Kleiboden sich aus Wasser abgesetzt hat, dessen Strömung durch Fangdämme, Gräben usw. stark gemäßigt wurde. In den Tropen befördern vielfach sog. Mangrovesümpfe am Meeresufer den Absatz schlammiger Teile.

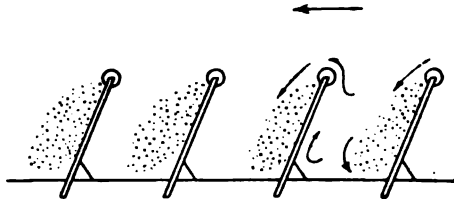


Fig. 351. Absatz zwischen Buhnen in einem Flußlauf.

Die außerordentliche Mächtigkeit, welche manche einstige Küstenabsätze, jetzige Sandsteine, Konglomerate usw., aufweisen, läßt sich nicht anders erklären, als daß die betreffenden Strandgebenden im Absinken begriffen waren, so daß immer weiter neue Ablagerungen sich auf den alten vollziehen konnten. Seien beispielsweise die an 12 000 Fuß mächtigen Schichten-

folgen auf der Koloradohochfläche erwähnt, die nach Gesteinsbeschaffenheit und Versteinerungen aus flachem Meere abgesetzt sind (vergl. Geosynkinalen S. 20.)

Die Beobachtung des Transportes und Absatzes fester Massen in den natürlichen Wasserläufen gibt den Wasserbautechnikern wertvolle Fingerzeige, wie bei künstlichen Wasserbauanlagen durch entsprechende Werke oder bei natürlichen Wasserläufen durch Korrekturen die Transportverhältnisse fester Teile im Wasser geregelt werden können. Unter Berücksichtigung des Umstandes, daß Wasserlaufserweiterungen vermindern auf die Geschwindigkeit des Wassers und somit stark abschwächend auf sein Transportvermögen wirken, legt man z. B. vor Häfen oder Talsperrbecken eigene Absatzbecken (Geröllfänge) an, in denen ein großer Teil des mitgeführten Materials zur Ruhe kommt. Bei Flußläufen wird häufig die mittlere Wasserbahn von Absätzen dadurch frei gehalten, daß man vom Ufer aus schräg gegen den Wasserstrom eine Anzahl parallel gestellter Dämme, sog. Buhnen (Fig. 351), baut, zwischen denen sich die Sande usw. absetzen, während der Fluß seine Mittelbahn selbst frei hält oder sein Bett nun hier sogar vertieft.

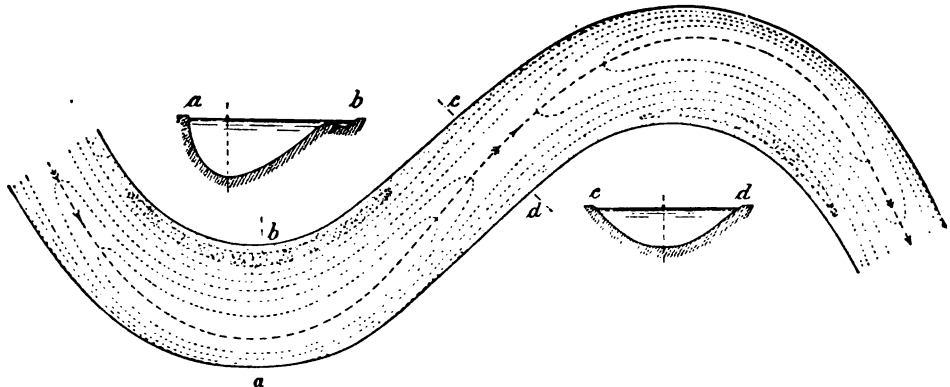


Fig. 352. Schematische Darstellung der Erosion und des Absatzes (Abbruch und Anlanden) in einem geschwängelten Flußlauf.

Krümmungen der Flußläufe, die ja nicht selten bis zu vielfachen Schlangenwindungen gehen, werden nach Möglichkeit ausgeglichen, oder es wird doch ihre Weiterentwicklung gehemmt.

Der Schlangenlauf der Flüsse ist darauf zurückzuführen, daß der ideale geradlinige Mittelstromstrich nicht vom Wasser innegehalten wird, vielmehr örtlich, etwa durch Wechsel des Gefälles oder Verbreiterung des Laufes, Bogenströmungen (Wirbel) zustande kommen, die zunächst gegen eine Seite des Ufers sich wenden, es zerstören und eine Aushöhlung in es hineinarbeiten, während am gegenüberliegenden Ufer infolge der durch Geschwindigkeitsverminderung verminderten Transportfähigkeit des Wassers Absatz erfolgt (Fig. 352). Den weiteren Uferzerstörungen wirkt man durch Ausbau der Stoßseite des Wassers entgegen.

Da das Verfrachtungsvermögen von Flüssen an derselben Stelle mit der Wassermenge wächst und fällt, so werden bei Hochwasser Kies-, Sand- oder Schlammabsätze vom Strome bzw. von den Uferströmungen häufig wieder durchfurcht, in einzelne Bänke zerlegt oder selbst vollständig umgelagert (Fig. 353). Auf das Wandern solcher Sand- und Geröllbänke ist bei der technischen Instandhaltung der Wasserbahn besonders Bedacht zu nehmen.

**Ablagerung der in Lösung transportierten Substanzen.** Wie berichtet ist, werden außerordentlich große Mengen sehr verschiedener Substanzen vom Wasser im gelösten Zustande verfrachtet. Sie werden, soweit sie sich nicht schon auf den Zufuhrwegen absetzen, nach Sammelbecken transportiert. Als solches kommt vor allem der weite Ozean in Betracht, in den seit undenklichen Zeiten gelöste Stoffe eingeführt sind.

Andre Sammelstellen von Lösungen stellen die Binnenmeere und -seen dar, in welche aus beschränktern Gebieten ausgelaugte Salze durch Flüsse und Bäche geführt werden. In sie wie auch in den Ozean können im übrigen aus der Tiefe aufsteigende Quellen gleichfalls gelöstes Material bringen. Welche Verhältnisse in chemischer Hinsicht im Wasser der Ozeane und dem von Binnenseen herrschen, ist bereits S. 212 und 213 erörtert.

Der Ausfall und Absatz der gelösten Stoffe kann sich auf verschiedene Weise vollziehen. Es wirkt in der Natur in diesem Sinne sehr häufig ein Verdunsten des Lösungsmittels, so bei der Entstehung von Salzlagern. Ferner kommt in Betracht die Verminderung der Lösungsfähigkeit des Wassers, wie sie z. B. bei aufsteigenden Quellen durch Erniedrigung der Temperatur und des Druckes, bezüglich der Karbonate durch Ausscheidung der Kohlensäure aus dem

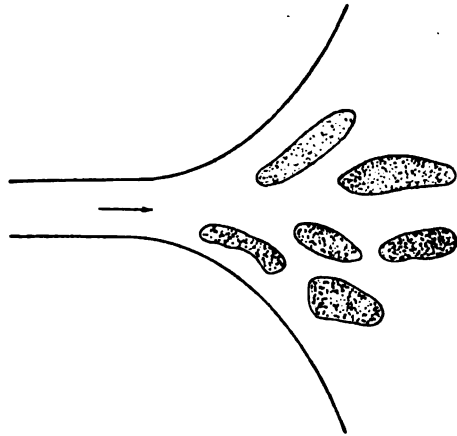


Fig. 353. Sandbänke eines zerstörten Deltas.

Wasser zuwege kommt. Sehr wesentlich erscheint in der Hinsicht auch der Zusammenfluß von Lösungen, wobei die Lösungsfähigkeit für eine bislang in Lösung gehaltene Substanz sehr verringert werden kann, so daß ein Teil derselben sich ausscheiden muß<sup>1)</sup>. Auch wenn Salzlösungen, etwa eine solche von Zinkkarbonat, mit festen Salzen, z. B. Kalziumkarbonat, in Berührung treten, kommt es zu Ausscheidungen, im herangezogenen Falle von Zinkkarbonat, indem gleichzeitig ein Teil Kalziumkarbonat in Lösung geht.

Weiter kann Ausfall, z. B. von Schwerspat, sich durch Umsetzungen zwischen Lösungen oder auch zwischen Lösungen und Gasen (Gasquellen) vollziehen, und schließlich werden gelöste Stoffe, insbesondere Kalziumkarbonat und auch Kieselsäure, in außerordentlicher Fülle unter dem Einfluß der Lebenstätigkeit von Organismen (Pflanzen und Tieren) aus dem Wasser ausgesondert. Sie vermögen also aus der Lösung des Meerwassers

<sup>1)</sup> Die Löslichkeit eines Salzes in Wasser wird verringert, wenn ein anderes Salz (bzw. eine Säure) mit einem gleichartigen Jon hinzutritt (vgl. S. 207, Fußnote). Ein lehrreicher Vorlesungsversuch ist in der Hinsicht das reichliche Ausfällen von Chlornatrium oder Chlorkalium aus einer gesättigten Lösung durch einige Tropfen konzentrierter Salzsäure.

Kalkkarbonat zu fällen, was man wohl in der Art zu erklären versucht hat, daß in den Geweben der genannte Stoff mit Lösungsgeossen (Ammonkarbonat) in Wechselwirkung tritt. Für die Kieselabscheidung wichtig ist, daß kolloide Lösungen von Kieselsäure durch organische Materie zur Koagulation gebracht werden.

Der Ort der Ausscheidung kann dem obigen entsprechend unterirdisch, z. B. auf Spalten oder in den Hohlräumen blasiger Eruptivgesteine, auch in porösen Gesteinsmassen, etwa Sanden gelegen sein, die dann Sandstein werden, oder sich auf der Oberfläche der Lithosphäre als Quelle, Bach oder Flußlauf, Teich-, See- oder Meeresbecken befinden. Auf Spalten können Lösungen zusammentreffen, die sich chemisch miteinander umsetzen oder durch Löslichkeitserniedrigung Absätze veranlassen. Aufsteigende Gewässer lagern hier oft Material ab, weil ihre Lösungsfähigkeit durch Sinken der Temperatur und des Druckes geringer wird. Hierbei kommt bezüglich der Karbonate noch besonders in Betracht, daß mit fallendem Druck das kohlenstoffhaltige und deshalb für Karbonate besonders lösungskräftige Wasser Kohlenstoff verliert und z. B. Kalk abscheidet. In Höhlen entstehen hauptsächlich infolge der Kohlenstoff-Verdunstung die bekannten Tropfsteinbildungen aus den zirkulierenden Gewässern. In Quellbecken veranlassen Temperatur- und Druckverminderung, eventuell begleitender Kohlenstoff-Verlust mannigfaltige Absätze, besonders aber von Kalk und Kieselsäure, wobei gelegentlich Pflanzen helfend eingreifen. Derartige Sedimente finden sich auch in Bach- und Flußläufen.

Am wichtigsten erscheinen die Lösungsausscheidungen in größeren Wasseransammlungen inmitten des Festlandes bzw. in Meeresteilen. Verminderung des Lösungsmittels, also des Wassers, bis zur Salzausscheidung kommt nur in Betracht, falls die betreffenden Wasseransammlungen keine oder nur sehr beschränkte Verbindung mit dem Ozean haben und auch nur verhältnismäßig geringe Wasserzufuhr durch Flüsse in die Absatzbecken erfolgt. Man beobachtet solche Austrocknungen in der Gegenwart inmitten von Festländern mit trockenem Klima, in Steppen und Wüsten.

Besonders zu betonen ist, daß die reichlichen Ausscheidungen durch die Tierwelt außer in kleineren und größeren Gewässern im Lande und an den Küsten (Korallenbauten) auch im offenen Meer vor sich gehen, wo unzählige kleine Lebewesen, dem sog. Plankton angehörend, wie Globigerinen, Radiolarien u. a., dem Meerwasser gelöste Substanzen entnehmen und nach dem Absterben zu Boden sinken.

#### *Ablagerung der durch Eis verfrachteten Materialien.*

Durch Gletschereis und Inlandeis transportierte feste Stoffe lagern sich am vordern Eisrande als Stirnmoräne ab (vgl. Fig. 347, S. 226). Das bloßgelegte Grundmoränenmaterial bleibt vor dem zurücktretenden Gletscher ruhen, falls es nicht durch die Schmelzwasser zum Teil oder ganz fortgeschwemmt wird.

Als Zeuge einer gewaltigen Eisdecke zieht sich z. B. ein über 1000 km langer Endmoränenzug auf dem baltischen Höhenrücken entlang. Grundmoränen (Geschiebemergel), sowie mit der einstigen Gletscherbedeckung ursächlich zusammenhängende Sande und Tonabsätze bedecken weite Strecken Norddeutschlands.

### *Ablagerung der vom Winde verfrachteten Materialien.*

Ablagerungen fester, vom Winde transportierter Teile vollziehen sich, ganz entsprechend wie der Absatz solcher Massen aus dem Wasser, wenn die Transportkraft der Luftströmungen versagt, so beim Schwächerwerden der Windbewegung oder wenn sich Widerstände z. B. in Gestalt einer Vegetationsdecke einstellen (vgl. Löß). Der Niederschlag der feinst staubförmigen Teilchen in der Luft wird insbesondere durch den Regen besorgt, der, wie bekannt, die Luft klärt. Zu Ausscheidungen gelöster Substanzen, insbesondere von Wasserdampf, kommt es durch Abkühlen der Luftmassen (vgl. Schnee und Eis).

### d) Diagenese der Sedimentgesteine.

Unter Diagenese der Sedimentgesteine versteht man ihre nach der Ablagerung erfolgende Umwandlung zum endgültigen Gestein; so, um zur Erläuterung gleich einige Fälle anzuführen, z. B. die Verfestigung von Sand zu Sandstein, von Tonschlamm zu Tonschiefer, die Umwandlung von Holz zu Steinkohle, von Aragonitabsätzen in die stabilere Kalkspatform.

Im Überblick betrachtet, erscheinen die diagenetischen Vorgänge als solche der Verfestigung, in andern Fällen als Auslaugungen, ferner als umfassende chemische Umänderung des Gesteins und schließlich als ein Umkristallisieren (Umstehen). Natürlich können sich mehrere Umstände verbinden.

**Verfestigung von Sedimenten.** Die jüngsten Absätze in Meeren, Seen, Flüssen, sowie die rezenten äolischen Sedimente sind locker. Offenbar war dies auch bei den entsprechenden Bodensätzen früherer geologischer Perioden der Fall, die jetzt verhärtet vorliegen. Diese Zustandsänderung erklärt sich einmal durch das Austrocknen einst schlammiger Massen, wie man es bei Tonschlamm künstlich nachmachen kann; er erhärtet an der Luft. Von großem Einfluß ist aber in der in Rede stehenden Hinsicht Druck gewesen, wie er durch Überlagerung von Bodensätzen durch andre als Pressung des Hangenden auf das Liegende entsteht, wie er aber in noch weit gewaltigerem Maße als Gebirgsdruck ausgeübt ist. Unter dem Einfluß des Druckes hat sich eine Verdichtung und damit Verfestigung vollzogen, in der nämlichen Art wie durch Maschinendruck Tonpulver zu ziemlich harten Massen sich verdichten läßt. Als wichtiges Beispiel seien die weitverbreiteten Tonschiefer erwähnt, deren einst schlammiges Material sich nun wohl verfestigt und überdies, wenn Dachschiefer vorliegt, mit Druckschieferung versehen, darbeitet (S. 38). Von hohem Interesse ist in der Hinsicht, daß sehr alte tonige Sedimente in den baltischen Provinzen noch locker und lose sind, sie haben bislang keinen Gebirgsdruck erlitten, andererseits lagern alpine Dachschiefer im Tertiär. Die Verfestigung ist ersichtlich nicht einfach dem Alter proportional, sondern die erwähnten besondern Umstände waren die Ursache der „Versteinung“. Natürlich ist die physikalische Natur des gepreßten Materials von großer Bedeutung für die Druckverfestigung. Reine Quarzsande backen durch Gebirgsdruck kaum aneinander, während ein wenig toniges Zwischenmittel höchst förderlich für den Zusammenhalt ist.

Eine andre Art der Verfestigung besteht in einer nachträglichen Ausfüllung der Lücken zwischen lockern Teilen, die auf die Weise miteinander



verkittet werden. Derartiges vollzieht sich z. B. bei durch Gebirgsdruck zerklüfteten, in eckige Bruchstücke zerlegten Gesteinsmassen, wie manchen Marmoren (Breccienmarmor), vielen Kiesel-schiefern, ferner bei eckigen oder beim Transport bereits verrundeten Gesteinstrümmern, die durch Ausfüllen der Lücken zu Breccien bzw. Konglomeraten werden, bei Quarzsand, zwischen dessen Körner sich Kalkspat, Quarz, Chalcedon oder Opal als „Fülle“, ausgeschieden aus wandernden Lösungen, setzt. Der Sand wird zu Sandstein. Eine „Quarzfülle“ veranlaßt im Quarzsand einen besonders innigen Verband, da der neugebildete Quarz sich als parallele Fortwachsung der alten Quarzkörner ansiedelt und so eine eigentliche Grenze zwischen der alten und neuen Substanz gar nicht vorhanden ist<sup>1)</sup>.

Die verkittende Substanz kann von fern her in Lösung herangeführt sein, in andern Fällen entstammt sie höhern Lagen desselben Gesteins. Letzteres kommt bei den Travertin genannten porösen Kalkmassen vor, deren Lücken durch Kalkabsatz verheilen.

Im Anschluß an solche Zuführungen von Substanzen sei erwähnt, daß natürlich derartige Absätze nicht immer gleichmäßig das ganze Gestein durchsetzen; zuweilen sind gewisse Stellen bevorzugt, ähnlich wie bei Gradierwerken z. B. die untern Reisiglagen reichlicher umkrustet werden als die obern, da die wandernde Lauge erst allmählich den Sättigungsgrad erreicht und nach und nach mehr Gradierstein aussondert. In den Gesteinen kommt es nicht selten zu ganz örtlichen, aber zahlreich sich wiederholenden Ausscheidungen, deren Ergebnis dann die sog. Konkretionen, z. B. von Schwespat in Sand, Kalkstein oder Feuerstein in Mergel, Eisenkies in Ton, Löbpuppen in Löß usw., sind. Deecke beobachtete die Bildung solcher sekundärer Knauern in Sand, in welchen Wasser von oben eindrang.

**Auslaugung von Sedimenten.** Ist in den obigen Fällen dem Gestein Material zugeführt, so gibt es andererseits diagenetische Vorgänge, die mit einer Stoffentfernung, und zwar durch Auslaugen, zusammenhängen. Dahin rechnet das Entsalzen mariner Sedimente. Ihrer Entstehung in Salzwasser entsprechend, beherbergen sie die Stoffe, die im Wasser gelöst waren, in dem sie sich niederschlugen und das sie bei ihrem Absatz durchtränkte. Nach der Trockenlegung wird ihnen das lösliche Salz durch wandernde Gewässer allmählich entzogen. In der Nähe der Erdoberfläche ist dies in feuchten Gegenden bereits gründlich erfolgt. Zieht man aber Bohrkern, so findet man Gesteine auch hier nicht selten noch salzig. Manche Solquellen mögen auf derartige Auslaugung zurückzuführen sein.

Von hoher landwirtschaftlicher Bedeutung ist die Entkalkung der Gesteine durch die Tagewasser. Sie nehmen z. B. dem Löß und dem in Norddeutschland weitverbreiteten Geschiebemergel (Grundmoräne) das kohlen-saure Kalzium und können diese Böden so arm an Kalkkarbonat machen, daß ihnen Mergeln gut tut (Mergel = toniger Kalk). Die gewaltigen Schmelzwasser der diluvialen Eiszeit werden für die Entkalkung der damals offen daliegenden Grundmoränen bereits ein wesentlicher Faktor gewesen sein.

<sup>1)</sup> Man hat den Vorgang der Bildung von Kiesel (Quarz, Chalcedon, Opal) zwischen Sandkörnern wohl Einkieselung genannt, entsprechend der Umhüllung von Quarz durch Kieselsubstanz. Analog dem Ausdrucke und Vorgange einer Durchtränkung ließe sich die Erscheinung auch sinngemäß als Durchkieselung bezeichnen.

Chemische Umsetzungen in Sedimenten. Schließlich sind diagenetische Vorgänge zu erwähnen, bei denen auch der chemische Charakter der ursprünglichen Ablagerungen ganz besonders stark verändert wird. Dahin rechnet z. B. die Verkieselung von Kalkstein. In dem Falle tritt an Stelle des Kalkkarbonats Kieselsäure (als Quarz, Chalcedon oder Opal). Dabei können feine Gesteinsstrukturen erhalten bleiben, so daß man die Formen und die Struktur von Versteinerungen, z. B. von Korallen oder von Holz noch vortrefflich erkennen kann. Verkieselungen in großem Maßstabe hat man auch bei Sandsteinen erschlossen, die ursprünglich kalkiges Bindemittel besaßen; es wurde durch Kiesel verdrängt.

Von mehr oder minder weitgehenden chemischen Änderungen und wenigstens in seinen Endgliedern von starken Umwandlungen der Struktur begleitet ist der diagenetische Prozeß der Verkohlung, der die Umänderung von Holzsubstanz zu Kohle betrifft. Über die einschlägigen Verhältnisse, gleichwie über andre Diagenesen durch chemische Umsetzungen, insbesondere über die wichtigen Änderungen der mineralischen und stofflichen Natur der Kalisalzlager wird später ausführlich gesprochen, so daß sich eine Erörterung an dieser Stelle erübrigt.

Als Beispiele von Diagenese durch Umkristallisieren seien hier angeführt das sehr grob kristalline Steinsalz mancher Salzlager, ferner die Umwandlung von Schnee zu Gletschereis und die vielleicht sehr verbreitete Kalkspatbildung aus Aragonit.

Mit der Diagenese ist die Bildung der Sedimente beendet. Damit ist nicht gesagt, daß sie nicht noch von spätern Umwandlungsvorgängen, auch außer den weiter oben geschilderten Zerstörungsprozessen, ergriffen werden könnten. In der Hinsicht sei zunächst an die Kontaktmetamorphosen und Injektionsmetamorphosen (S. 171) erinnert. Weiterhin haben die gebirgsbildenden Kräfte ihren Einfluß oft auf Sedimente ausgeübt, innere Zertrümmerungen, Streckungen, Auswalgungen usw. verursacht (Dynamometamorphose). Schließlich sei auf die Erscheinung der sog. Regionalmetamorphose (Abschnitt XI) hingewiesen.

## 2. Einteilung der Sedimentgesteine.

Trümmersedimente (klastische Sedimente) bestehen wesentlich aus den mehr oder minder auch chemisch umgeänderten, zum Teil aus chemisch unberührten Trümmern von Gesteinen.

Ausscheidungssedimente stellen wesentlich den Niederschlag von Ausscheidungen aus Lösungen dar.

Kohlen, Asphalt, Erdwachs, Erdöl und Guano nehmen eine Sonderstellung ein.

## 3. Trümmersedimente. Klastische Sedimente.

### Lose Trümmersedimente.

Gerölle, Kies, Grand, Sand, Schluff. Gerölle und Kies nennt man lose angehäuften, durch Transport mehr oder minder verrundete, mindestens etwa haselnußgroße Gesteinsbruchstücke. Grus oder Grand ist eine ähn-

liche Anhäufung von erbsen- bis haselnußgroßen Stücken. Bei noch geringern Größenverhältnissen liegt schließlich Sand vor. Feinster Staubsand wird Schluff genannt.

Da mit fortschreitender Zerkleinerung die chemische Zerstörung der Gesteine, wenn sie naß transportiert werden, Hand in Hand geht, so kommt es, daß im Sande, dem Produkte weitgehender Zerkleinerung, die chemisch leicht zerstörbaren Mineralien meist fehlen und wesentlich nur noch das widerstandsfähigste der verbreiteten Mineralien, nämlich Quarz, vorliegt. Manche Sande sind sehr reine Kieselsäure und deshalb für die Industrie zur Herstellung vollkommen klarer Gläser sehr wichtig. So enthalten Sande von Herzogenrath bei Aachen 99,7%  $\text{SiO}_2$ , an  $\text{CaO}$  0,1%, an  $\text{MgO}$  0,06% und  $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$  0,09%. Die den Quarz einst begleitenden hellen Glimmer sind infolge sehr vollkommener Spaltbarkeit häufig in feine Schüppchen zerfallen, kommen aber nicht gerade selten mit bloßem Auge sichtbar im Sande vor. Andre angreifbare Mineralien, wie Feldspat, Biotit, Augit, Hornblende, sind sehr oft zu staubförmigem Kaolin, Chlorit usw. umgewandelt, und ihre Umwandlungsprodukte werden vom Wasser, insbesondere aber von der bewegten Luft weiter transportiert als Quarz. Es gibt aber auch Sande mit reichlich Feldspat (Spatsand) und andern Silikaten.

Bei der Sedimentation von Quarzsanden hat sich zuweilen ein wenig Ton, auch wohl Glaukonit, abgesetzt, der die Quarzkörner etwas zusammenhält (Formsand). Als zum Teil nur mikroskopische Beimengungen seien noch erwähnt Turmalin, Granat, Rutil, Zirkon, Magnetit. Glaukonitsande sind durch Glaukonitkörnchen (Steinkerne von Foraminiferen und anderer Organismen) grün, Bleisande dunkel durch Gehalt an vermodernenden Pflanzenteilen. Die gewöhnlichen Sandfarben sind weiß, gelblich oder gelbbraun (Eisenhydroxydbeimengung). Durch Lateritbeimischung sind manche rot.

Rechnet man zum Sand alle losen Ablagerungen mit feinerem, aber zwischen Fingern noch fühlbaren Korn, so kommen auch in Betracht Oolithsand (Kalkspat), Magnetitsand, vulkanischer Sand u. a.

Die Quarze der Sande sind vielfach rundlich oder unregelmäßig eckig, zuweilen aber mit deutlichen kristallographischen Flächen versehen. Versuche haben ergeben, daß Quarzkristalle, die kleiner als 0,1 mm sind, ihre ebenen Flächen beim Transport im Wasser nicht verlieren. Größere werden verrundet. Beim Transport im Winde schleifen sich die Quarzkörnchen aneinander ab.

Einige besondere Arten von Vorkommnissen loser Trümmersedimente seien hierunter gekennzeichnet.

Seifen. Zuweilen findet man, daß in Kies, Grus, Sand außer Quarz andre widerstandsfähige Mineralien angereichert sind, die im anstehenden Gestein nur spärlich auftreten, so die chemisch schwer zerstörbaren Edelsteine Diamant<sup>1)</sup>, Rubin, Topas, Spinell, Zirkon, andererseits geschätzte Metalle, wie Gold, Platin, ferner Erze, wie Zinnstein und Magneteisenerz, auch das Hauptmineral der seltenen Erden also der für die Gewinnung von Thor und Cer für die Auerlicht-Industrie grundlegende Monazit ( $\text{CePO}_4$  mit  $\text{Di}$ ,  $\text{La}$  auch  $\text{Th}$ ). Solche Vorkommnisse heißen Seifen. Die Ursache für die

<sup>1)</sup> Die deutsch-südwestafrikanischen Sande bei Lüderitzbucht seien besonders erwähnt. Produktion an Diamanten 1908—13: 4,5 Millionen Karat. Wert 140 Millionen Mark.

Anreicherung der genannten Stoffe in den Trümmerlagerstätten ist ihre chemische und mechanische schwere Angreifbarkeit und ihr hohes spezifisches Gewicht. Sie bleiben nach der Zerstörung des Muttergesteins erhalten und werden bei ihrer schweren Transportfähigkeit in den Bächen und Flüssen nicht weit von dem Lagerorte des anstehenden Gesteins entfernt und somit relativ angereichert, gelegentlich vor allem in den untern Lagen der Schutt- und Sandmassen, in denen die schweren Stoffe sich allmählich sacken.

Derartige Ansammlungen insbesondere von Magneteisenerz findet man hier und dort am Meeresstrande. Es hat dann der Wellenschlag die Aufbereitung übernommen. Auch der Wind kann trockne Materialien sichten.

In den Trümmerlagerstätten der Seifen hat die Natur dem Bergmann gewissermaßen bereits vorgearbeitet, indem sie in den Bächen und Flüssen oder am Meeresufer beim Transport der Gesteine deren Zerkleinerung und die Trennung des Unwertigen vom Wertvollen (die Aufbereitung) durch Schlämmprozesse übernahm. Es braucht dann vom Menschen die Konzentration nur zu Ende geführt zu werden. Bei Magneteisenerz kommt eine so starke Anreicherung vor, daß das Erz die Hauptmasse der Seife bildet. Von den häufigen Magneteisensanden am Ufer der Ostsee enthält z. B. nach Deecke der am Strande der Insel Ruden im Greifswalder Bodden 64% Magnetit und Titaneisenerz neben 16% Quarz, der Rest besteht aus Silikaten, wie Granat, Epidot,

Zirkon und aus Rutil. An 200 km lange, sandige Magnetitablagerungen kennt man an der Küste der Nordinsel von Neuseeland.

Die ursprünglich durch nasse Aufbereitung entstandenen Seifen lagern vielfach trocken infolge der Veränderung der Wasserläufe.

Gelegentlich kennt man die zu Seifen gehörigen anstehenden Lagerstätten, so z. B. bei Goldseifen zugehörige Goldquarzgänge, bei den Platinseifen von Solowiw im Ural den platinhaltigen Serpentin.

Es sei an dieser Stelle auch der Gletscherablagerungen gedacht, vor allem der insbesondere für Norddeutschland sehr wichtigen tonig-kalkigen, mit Sand und Grus, auch Blöcken durchsetzten, schichtunglosen Geschiebemergel, welche die Grundmoränen der Inlandeisbedeckungen vorstellen. Etwa  $\frac{1}{3}$  des norddeutschen Bodens wird von ihnen eingenommen. Diese Ablagerungen bestehen aus einem Gemenge mannigfaltiger Gesteine der ver-



Fig. 354. Lose Trümmernmassen einer Platinseife bei Solowiw (Ural).  
In der Bildmitte eine kleine Platinwaschanlage.

schiedensten Stückgröße, vom größten Block an bis zum feinsten Staube. Der norddeutsche Geschiebemergel führt Granit, Syenit, Diorit, Gabbro, Porphyre, Diabase, Basalte, Gneise, Quarzite, Sandsteine, Kalksteine, Mergel, Feuersteine usw. in Bruchstücken. Die feineren Materialien (Grand, Sand, Ton) enthalten Quarz, Feldspat und andre Mineralien der Eruptive und kristallinen Schiefer, Ton, Kalk (meist 6—10%) u. a. m. Oberflächlich ist der Geschiebemergel oft entkalkt, also zu Lehm verwandelt; auch sind seine Eisenverbindungen dort zu Oxydhydrat verändert, so daß gelbe und rostige Farben entstehen. Darunter findet sich noch der graue Mergel; die Grenzen des letztern nach oben sind meist sehr unregelmäßig. Durch Fortblasen und Fortschwemmen der feinen Teile an der Erdoberfläche entsteht hier eine



Fig. 355. Grundmoräne (Geschiebemergel) mit geschrammtem Block.

Ackerkrume aus lehmigem Sand. Der Landschaftstypus der Grundmoräne ist leicht welliges, öfter seenreiches Gelände.

Drumlins (Drümmel) sind längliche, schildförmige Rücken im Gebiete der Grundmoräne; sie bestehen aus Geschiebemergel oder aus Kernen von Diluvialkiesen und Granden mit Überzug von Geschiebemergel und sind subglazialer Entstehung. Asar (As = Wallberg) sind Rücken aus Kies, Grand, Sand, die vielleicht auf Geschiebe führende Bäche im Gletschereis zurückzuführen sind; sie verlaufen in Richtung der Eisströmung. Stirnmooränen (Endmooränen) stellen wallartige Ablagerungen vor, die sich an der

Front des Eises bei einem längern Stillstand seines Randes und bei ständigem Nachschub von Gesteinsmaterial bildeten. Sie sind besonders reich an Blöcken, weil das feinere Material durch die Schmelzwasser meist weiter fortgeführt wurde, so daß in der Stirnmooräne besonders viel Grobes liegen blieb. Der Landschaftscharakter der Endmooränen ist stark hügelig.

Bei den alpinen Gletschern findet man entsprechende Ablagerungen, indes kommen hier noch die Oberflächenmooränen (Seitenmooränen, beim Zusammenfluß zweier oder mehrerer Gletscher auch Mittlmooränen) in Betracht, die dem Inlandeis fehlten.

Die Absätze aus den Schmelzwasserströmen der Gletscher nennt man fluvio-glaziale Bildungen. Es sind Schottermassen (Grande und Sande), die miteinander wechsellagern (im Gegensatz zum ungeschichteten Geschiebemergel), weiter ab tonige Sande, schließlich Tone und Tonmergel. Der Landschaftstypus der fluvio-glazialen Sandablagerungen ist der ausgedehnter Ebenen (Sandr).

Dünen nennt man größere Anhäufungen meist recht reinen und deshalb weißen Sandes, der durch Windtransport vielerorts angesammelt ist (Flugsand). Sie finden sich oft am Meeresstrande, aber auch im Lande.

Die Bedingung ihres Zustandekommens ist eine örtliche Rauigkeit des Bodens, an welcher sich der vom Winde herbeigeführte Sand fängt. Oft gabelt sich der Windstrom vor der kleinen Ablagerung, um seitlich in zwei Armen an ihr vorbeizuziehen. Demzufolge wachsen dann durch Sandabsatz an dem dünenbildenden Hemmnis zwei seitliche Verlängerungen in der Windrichtung an, so daß ein Barchan genannter hufeisenförmiger Sandhaufen entsteht, an dessen Luvseite das Material zu einer flach ansteigenden Böschung herbeigetragen wird, während der Sand jenseits des Dünenkammes an der Leeseite in den „Windschatten“ fällt und sich mit steilerem Böschungswinkel anlegt.

Studien Reinkes an Dünen der Nordsee zeigten, daß bei ihnen stets die Vegetation als Sandfänger Bedingung ist (zunächst *Triticum junceum*), dem Meerwasserüberflutung nicht schadet, dann *Psamma*. Die Gräser wachsen nach der Übersandung über die Oberfläche der Düne nach und fangen wieder Sand ein, so daß hohe Berge entstehen können, die sich dann auch zuweilen mit mannigfacher anderer Vegetation bedecken. Dünen wandern in der Hauptwindrichtung an der pommerschen Küste jährlich an 9 m. Man sucht dieser Fortbewegung jedoch entgegenzuarbeiten, indem man die Hügel bepflanzt.

**Bemerkung.** Von großer Bedeutung für die Landwirtschaft, für die Wasserbautechnik und für den Bergbau ist der Umstand, daß Gerölle, Grus, Kies, Sand, stark wasserdurchlässig sind. Sie liefern meist einen trockenen, unfruchtbaren Boden. Das Wasser sickert schnell in sie ein, durchdringt ihre Lagerstätten und sammelt sich erst auf wassertragenden Gesteinen z. B. Tonschichten, an. Auf letztern und in den wasserführenden Trümmern steht der unterirdische See des Grundwassers und fließen die Grundwasserströme (Fig. 207—212, S. 109).

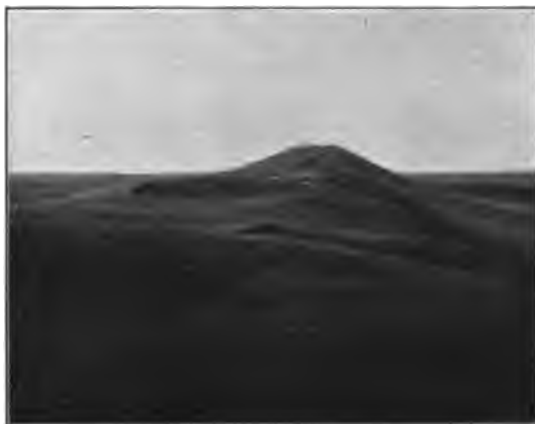


Fig. 356. Dünenberge auf der Kurischen Nehrung.

Gelegentlich sind Sande förmlich von Wasser durchtränkt (Schwimm-sand) und dadurch sehr beweglich geworden. Schachtabteufen in solchem Material bringt oft sehr große Schwierigkeiten mit sich (Zeche Rheinpreußen am Niederrhein). Es bildet eine große Gefahr bei unterirdischen Bauten, in welche der durchwässerte Sand gelegentlich als schwer aufhaltbarer Sandwasserstrom eindringt.

Auch sonst muß auf die Beweglichkeit loser Massen vorsichtig Rücksicht genommen werden, so bei Sandgruben, Einschnitten für Straßen und Eisenbahnen, bei Fundamentierungen usw. Während feste Gesteine steile, ja senkrechte Abbau- bzw. Einschnitt-Wände gestatten, muß bei lockerm Material der Böschungswinkel abgeflacht werden; er soll in der Regel  $45^{\circ}$  nicht übersteigen. Tunnel in Schutthalden sind natürlich zu vermeiden.

Verwendung finden Kies, Grus und Sand oft für Straßen und Wege, für die Herstellung von Mörtel<sup>1)</sup> und Beton, für Filteranlagen bei Wasser-

<sup>1)</sup> Sand, der dem Mörtel zugesetzt werden soll, wirkt am besten, wenn er scharfkantig (rauh) ist; er verbindet sich dann infolge seiner großen Oberfläche besser mit dem Mörtelbrei zu fester Masse als bei glattem, runden Äußern.

leitungen, Sand reichlich in der Glasfabrikation, für Schleifzwecke, als Formmaterial, zur Herstellung von Kalksandsteinen usw.

Bei dieser Besprechung der Verwendbarkeit lockerer Sedimente sei auch nochmals auf die sog. Findlinge (erratischen Blöcke) und auf das in den



Fig. 357. Findling. Liebenburg (Harz).

Geschiebemergeln (Grundmoränen) lagernde Gesteinsmaterial hingewiesen, daß z. B. für die steinarmen norddeutschen Länder eine große technische Bedeutung hat. Man sammelt vielerorts dies vom Inlandeis aus Skandinavien und Finnland uns zugeführte vorzügliche Material und verwendet es als Steinschlag für Landstraßen, gelegentlich auch für Ornamentzwecke. Die 6,6 m im Durchmesser haltende, 75 000 kg schwere Vase vor dem Berliner alten Museum ist z. B. aus der Hälfte eines großen Findlings hergestellt, der bei Fürstenwalde gefunden wurde.

Erratische Blöcke liegen auch reichlich auf dem Boden der Nord- und besonders der Ostsee. Sie stören die Ausübung der Hochseefischerei, da die Schleppnetze an ihnen zerreißen. Die Fischdampfer vermeiden deshalb solche steinige Stellen.

### Familie der Tongesteine.

An der Zusammensetzung der Tongesteine nimmt reichlich ein amorphes, wasserhaltiges Tonerdesilikat teil. Welche Rolle Tonerdehydrogel ( $Al_2O_3 + xH_2O$ ) an der Zusammensetzung der Tone spielt, muß noch näher untersucht werden. In Laterit und Beauxit ist es reichlich vorhanden. Zu den Hauptsubstanzen kommen mancherlei Beimengungen: in den unreineren, schlechthin Ton genannten Massen erkennt man unter dem Mikroskop außer den feinerdigen Tonteilchen viel staubförmigen Quarz; weiterhin erscheinen Feldspatpartikel, heller Glimmer, und nach den Untersuchungen von Thürach, der sich um die mikroskopische Durchforschung vieler Sedimente verdient gemacht hat, auch Turmalin, Granat, Rutil, Zirkon usw. Als färbende Substanzen erkennt man Eisenoxyd (rot), Eisenhydroxyd (braun, gelb), kohlige und sonstige organische, zum Teil schleimige Bestandteile (Farben grau, blaugrau, schwarz). An gröbern Beimengungen sind gelegentlich vorhanden Eisenkies, Gips, oft in schönen Kristallen, Kalkspat in Knauern und vielfach hohlen, zuweilen gekammerten Knollen, Septarien genannt, ferner Konkretionen von Phosphorit, toniger Eisenspat in Nieren und Linsen (Sphärosiderit), auch wohl Glaukonit. In vielen Tönen findet man prachtvoll erhaltene Versteinerungen, die oft aus Eisenkies bestehen.

Bei der Vertonung der Gesteine handelt es sich einmal um Tiefenzersetzungen unter dem Einfluß von heißen, besonders in vulkanischen Gegenden aufsteigenden Lösungen (Thermen). Diesen Zusammenhang erkennt man deutlich z. B. im Schemnitzer Bergwerksbezirk, so fand man es auch an dem berühmten Comstock-Erzgang bei Virginia-City in Nevada und andernorts. Unter solchen Umständen erscheint die Tonsubstanz auch in mikroskopisch kristalliner Form, ähnlich hellem Glimmer. Man darf aber diesen energischen Kaolinisierungs-Vorgang nicht als einzigen Tonbildungsprozeß ansehen. Vielmehr kann kein Zweifel sein, daß die Tonbildung,

die sich örtlich bei etwas erhöhter Temperatur vollzieht, wenn auch langsamer durch die gewöhnlichen CO<sub>2</sub>-haltigen Tagewasser gleichfalls verursacht werden kann. Das Produkt ist dann kolloidal.

Daß z. B. auch kalte Säuerlinge vertonend wirken, ließ sich an der Gießhübeler Quelle erkennen. Bedeutsam in der Hinsicht ist auch der Umstand, daß allem Anschein nach eine Beziehung besteht zwischen dem Vorkommen von Kaolin und ihrer einstigen Überlagerung durch Moore bzw. Braunkohlenlager. Die von oben durchsickernden humosen Gewässer scheinen die Kaolinisierung gefördert zu haben. Entsprechend findet man unter den Kaolinlagern das frische Gestein.

Bezüglich der Eigenschaften des Tons siehe S. 83.

Fetter Ton fühlt sich geschmeidig (fettig) an, magerer rauher infolge beigemengter, nicht völlig staubfeiner Mineralien.

An besondern Arten seien außer dem Kaolin (reine Tonsubstanz) und dem gemeinen Ton noch erwähnt Salztou, ein zuweilen bituminöser, mit Salzen durchtränkter, auch mit Steinsalzbrocken durchsetzter Ton, der oft Gips und Anhydrit, auch Magnesit, Dolomit, sowie Tonerdehydrat (vgl. Laterit) enthält und in diese Gesteinsarten übergeht, ferner Alaunton (Vitriolton), voll von sehr fein verteiltem Eisenkies, Kohle und sonstigen bituminösen Stoffen. Durch Verwitterung des Kieses entsteht Eisenvitriol oder Schwefelsäure und durch Umsetzung mit Kalkkarbonat bilden sich Sulfate von Ca (Gips), auch von K und Al (Alaun), welche letzteren man durch Wasser auslaugen kann. (Z. B. Loosen in Mecklenburg und bei Bonn.) Zuweilen hat sich fein verteilter Schwefel im Ton gebildet.

Bolus nennt man einen eisenschüssigen zum Teil kalkigen Ton, der auf Klüften von Gesteinen, aber auch lagerhaft mit Bohnerzen vorkommt.

Walkerde ist eine tonige, grünliche, gelbliche, bräunliche oder weißliche Substanz, die im Gegensatz zu den eigentlichen Tonen mit Wasser nicht plastisch wird. Da sie Fette und Öle stark aufsaugt, wird sie zum Walken von Tüchern benutzt.

Schlick heißen die alluvialen Tone der Überschwemmungsgebiete großer Flüsse (Flußton), sowie die schlammigen See- und Meeresabsätze. Der Fluß-, See- und Meeresschlick bildet einen fruchtbaren Boden (Marschländer der Nordseeküste, Oderbruch, Weichseldelta usw.). Er ist zum Teil sehr reich an organischen Bestandteilen. (Vgl. Faulschlamm, Sapropel.)

Küstenschlamm und Tiefseeschlamm. Meereinwärts ordnen sich die Absätze an felsigen Küsten folgendermaßen: Blöcke, Kies, Sand, Strand Schlamm, Tiefsee-(pelagischer) Schlamm. An Ufern mit milden Gesteinen fehlen Block, Kies-, auch wohl die Sandzone. Der Küsten-(Kontinental-) oder Flachseeschlamm hat zum Teil bläuliche Farbe, die von organischer Materie, auch fein verteiltem Eisensulfid herrührt (Blauschlamm), zum Teil ist er grünlich durch Glaukonitgehalt (Grünschlamm). Er geht zuweilen in glaukonitische Sande (Grünsand) über. Die Glaukonitkörnchen werden als Steinkerne von Foraminiferen und andern Lebewesen gedeutet. Roter Küstenschlamm (Rotschlamm) findet sich dort vor, wo Laterit durch große Flüsse in die Meeresbecken eingeschlämmt wird, so an der südamerikanischen Ostküste. In Tiefen unter 1000 m bis zu den größten Meeresseen (9780 m) herrscht feiner roter Tonschlamm, der außer durch Eisenoxyd rot gefärbten Ton zarte Teilchen von Mineralien, Bimsstein, Obsidian splitterchen, kosmischen Staub und größere konzentrisch-schalige Knollen aus Mangan- und Eisenoxyd enthält, welche letztere als Konkretionen um



Fisch- und Walfischknochen, Bimsstein usw. erkannt sind. Zuweilen beobachtet man im roten Tiefseeschlamm Knäulchen von Zeolithen.

Bei überwiegendem Gehalt an Kalk oder Kiesel tritt die rote Farbe des Tiefseeschlammes zurück. Diese Substanzen rühren wesentlich von den Gehäusen von Planktonorganismen her, nach welchen man bei reichlichem Gehalt denn auch die Tiefseeschlämme benennt. In der Hinsicht ist vor allem der Globigerinenschlamm zu erwähnen. Er hat größte Ähnlichkeit mit Kreideablagerungen. Pteropodenschlamm ist ein an Pteropoden reicher Kalkschlamm. Diatomeenschlamm führt wesentlich Kieselsubstanz neben etwa 25% Kalkmaterial und ist eine gelbe, mehligte Bildung besonders nordischer Meere. Radiolarienschlamm enthält reichlich die zierlichen Radiolarien, ist durch viel Kiesel, wenig Kalk und im übrigen durch eisenschüssigen Ton gekennzeichnet.

Sehr bemerkenswert ist das Zurücktreten des Kalkgehalts im Schlamm aus den größten Meerestiefen, sein Vorkommen hingegen in den höhern Lagen. Man hat dies so gedeutet, daß infolge des in bedeutenden Meeressenen sehr hohen Wasserdruckes (je 10 m eine Atmosphäre, in 5000 m also 500 Atmosphären) die allmählich niedersinkenden Gehäuse des kalkschaligen Planktons gelöst werden.

Durch Zunahme des Gehalts an Eisenhydroxyd gehen gelbe Tone gelegentlich in sog. gelbe Ocker über. Manche ähnliche Massen enthalten rotes Eisenoxyd oder Gemische von Eisenoxyd und Hydroxyd, so daß sich allerlei Farbenabstufungen zeigen. Hierher sind zu rechnen die braunen Farben Terra di Siena und Umbra.

Schichtung ist vielfach im Ton nicht zu sehen; gelegentlich wird sie durch flächenförmig eingelagerte Konkretionen deutlich.

Vorkommen. Ton findet sich als Absatz aus Meeren, auch aus Süßwasserbecken, und zwar insbesondere in Jura, Kreide und im Tertiär. Weiter sei hier nochmals auf die diluvialen fluvioglacialen Tone aufmerksam gemacht. Bei St. Petersburg kennt man durch Gebirgsdruck nicht veränderten, in ursprünglicher, horizontaler Lage befindlichen kambrischen Ton.

Der Tiefseeschlamm, insbesondere der rote, ist der verbreitetste der jungen Meeresbodenabsätze<sup>1)</sup>.

Die Rolle, welche der Ton im Haushalte der Natur und in der Technik spielt, wird natürlich durch seine charakteristischen Eigenschaften bedingt.

Die trocken erdige, krümelige, milde Tonsubstanz zieht begierig Wasser an und saugt sich unter Volumvermehrung (Quellen des Tones) derart voll, daß nasser, jedoch nicht tröpfelnder Ton an 70% Wasser enthalten kann. Er läßt Wasser nicht durch, bildet vielmehr eine wassertragende Schicht. Auf diese Weise regeln Tonlagen das Niveau des Grundwassers und den Verlauf der Grundwasserströme, was bei Wasserversorgungsanlagen von hoher Wichtigkeit ist. (Vgl. S. 108.) Die unterlagernden Gesteine werden vor Wasserzutritt bewahrt, etwaige Steinsalz- und Kalisalzlagertstätten vor Auslaugung geschützt.

Bei technischen Anlagen, z. B. von Landstraßen, ist zu bedenken, daß Gesteine, welche geneigte Tonschichten überlagern, leicht ins Rutschen kommen und beim Anschneiden durch Wege- oder Eisenbahnbau die Straßen oder Bahnlinien verschütten können. Sehr gefährlich ist es, Tonen ihr natürliches Widerlager zu nehmen, sie kommen in Bewegung, denn wassererfüllte Tonmassen sind plastisch und fließen unter ihrem eignen Druck. Es ist zu vermeiden, stark tonige Gesteine oder gar Ton selbst zur Herstellung z. B. von Eisenbahndämmen zu verwenden. Nach anhaltenden Regengüssen quellen und fließen solche Bauten selbst bei flachen Böschungen

<sup>1)</sup> Die Tiefsee nimmt etwa 345 Mill. qkm von dem insgesamt 371 Mill. qkm großen Meeresbezirke ein. Auf die Flachsee (bis 1000 m tief) kommen 26 Mill. qkm.

auseinander. Auch als Baugrund kann Ton gefährlich werden, insbesondere wenn er eine schräge Unterlage festerer Gesteine hat und auf ihnen bei Belastung ins Rutschen geraten kann. In solchen Fällen sind Fundamentierungen bis auf den festen Fels nötig<sup>1)</sup>. Andererseits macht die Plastizität des feuchten Tones es leicht, ihn zur Herstellung von Backsteinen in Streifen zu formen und auf Steingröße zu zerschneiden. Für den Künstler stellt Ton ein sehr geschätztes Formmaterial dar. Die Ursache solch ausgezeichneten plastischen Verhaltens liegt in der kolloidalen Art des Tons, förderlich sind dabei Beimengungen organischer Substanz.

Eine weitere, technisch wichtige Eigenschaft des Gesteins ist seine Verwendbarkeit als feuerfestes Material. Kaolin verliert in Glühhitze sein Wasser, wird hart, fest und widersteht außerordentlich hohen Temperaturen. Seine Schmelztemperatur ist etwa die des Platins. Auch ist er gegen viele chemische Reaktionen unempfindlich und infolge dieser Eigenschaften vortrefflich als Material für feuerfeste Steine geeignet. Seiner Verwendung in dieser Hinsicht entgegen steht indes die Eigenschaft beim Austrocknen und insbesondere bei hoher Hitze zu schwinden, d. h. sein Volumen stark (bis um 20% linear) zu verkleinern. Dabei erhält das Material leicht Risse. (Fig. 18, S. 13.) Dies mißliche Verhalten des reineren (fetten, d. h. fettig anzufühlenden) Tones läßt sich durch Zusatz von Mitteln ausgleichen, die das Bestreben der starken Zusammenziehung beim Erhitzen nicht haben und das Schwinden des Materials infolge ihrer gleichmäßigen Verteilung in ihm verhindern. Solche Mittel sind Quarzsand (Quarz „wächst“ in der Hitze), gepulverte feuerfeste Steine (Schamotte), Graphit. Der fette Ton wird durch Zusatz dieser Körper (der Magerungsmittel) mager (rauh anzufühlen). In der Natur sind vielen Tönen schon natürliche Magerungsmittel in Gestalt von Quarzsand beigemischt. Sie beeinträchtigen die Feuerfestigkeit des Tones bei nicht zu feinem Korn wenig<sup>2)</sup>, wohl aber geschieht das durch Eisen, Alkalien und alkalische Erden enthaltende Beimischungen, wie Biotit, Hornblende usw. Man erkennt diese Stoffe und ihre Menge durch chemische Analysen. Allerdings wird der Grad der Feuerfestigkeit auch von der mineralogischen Art der beigemengten Substanzen abhängen. Deshalb muß bei der technisch-chemischen Untersuchung von Tönen außer der Bauschanalyse auch eine Trennung nach Mineralbestandteilen soweit möglich gemacht werden (sog. rationelle Tonanalyse<sup>3)</sup>). In folgender Tabelle (der Hüttenkunde von Schnabel entnommen) treten die Verschiedenheiten, z. B. bei Vergleich der Analysen I (Feuerfestigkeit = 100 gesetzt) und III (Feuerfestigkeit = 20) deutlich hervor.

| SiO <sub>2</sub><br>gebunden | SiO <sub>2</sub><br>Quarz | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | CaO  | MgO  | Alkalien | Glühverlust | Grad der<br>Feuerfestigkeit |
|------------------------------|---------------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|----------|-------------|-----------------------------|
| 38,94                        | 4,90                      | 36,30                          | 0,46                           | 0,19 | 0,19 | 0,42     | 17,78       | 100                         |
| 39,69                        | 9,95                      | 34,78                          | 1,80                           | 0,68 | 0,41 | 0,41     | 12,00       | 50                          |
| 33,59                        | 24,40                     | 27,97                          | 2,01                           | 0,97 | 0,54 | 0,53     | 9,43        | 20                          |

Herkunft: 1. Saarau in Schlesien; 2. Audenne (Belgien); 3. Oberkaufungen (Hessen).

Gehalt an Kalkstein oder Gips wirkt in Tönen, die für Backsteine, Ziegel usw. verwandt werden, besonders dann schädlich, wenn solche Stoffe in größeren Stücken im Material liegen.

<sup>1)</sup> Aus dem Grunde machte die Kirche Sacré Coeur auf dem Montmartre in Paris sehr umfangreiche Gründungsarbeiten und Absteifungen des Baugeländes nötig; im Untergrund lagert nämlich über Gips eine schräge Tonschicht. Es wurden daher 80 je 42 m tiefe Pfeiler bis auf den Gips angelegt (darunter 24 von je 25 qm Querschnitt). Die Kosten für diese Fundamentierung betragen 5 Mill. frcs.

Beispiele für die Schwierigkeiten beim Eisenbahnbau und Bergwerksbetrieb in tonigen Gesteinen S. 109.

<sup>2)</sup> Sehr fein staubförmiger Quarz hat im Verhältnis zu seiner Masse außerordentlich große Ober- und damit Berührungsfläche mit Ton, in dem er verteilt ist. Daher ist die Gefahr vielfachen Zusammensinterns größer als bei größerem Korn der Quarze.

<sup>3)</sup> Sie besteht in folgendem: Behandlung des geglühten Tons mit mäßig konz. Schwefelsäure; die Tonerde des Tons wird in der entstandenen Lösung bestimmt. Im Rückstand: abgeschiedene Kieselsäure, Quarz, Feldspat usw. Aus diesem Rückstand wird die amorphe Kieselsäure durch kochende Alkalikarbonatlösung entfernt. (NB. In Natronlauge löst sich auch staubfeiner Quarz.) Die zurückbleibende Kieselsäure des Quarz und der Silikate verjagt man in besonderen Proben durch Flußsäure, um im Rest die Basen der Silikate zu bestimmen. Auf die Weise wurden z. B. festgestellt im Ton von Sennowitz bei Halle 35,5% Quarz, 0,7% Feldspat, im Ton von Limoges hingegen 5,9% Quarz und 38,2% Feldspat, im geschlämmten Ton von Zettlitz in Böhmen weder Quarz noch Feldspat.

Kalkstein und Gips verlieren beim Brennen Kohlensäure bzw. Wasser, nehmen später Wasser auf und geben zum Treiben und Zerfallen der Steine Veranlassung.

Auch Eisenkies bzw. Markasit ist schädlich, da sein Eisengehalt die Bildung leichtschmelziger, dunkler Schlacken im Stein hervorruft. Das Auswintern des Tones, d. h. sein Liegenlassen über den Winter weg, hat den Zweck, ihn durch Frostwirkung aufzulockern, das Sulfid durch Luft und Wasser zu Brauneisenstein und vom Wasser auswaschbaren Eisenvitriol und Schwefelsäure verwittern zu lassen. Etwaiges (braunes oder gelbes) Brauneisenerz (Eisenoxydhydrat) wird beim Erhitzen in rotes Eisenoxyd ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) verwandelt, organische Substanzen verbrennen. Daher rührt der Farbumschlag der Tone bei der Herstellung von roten Backsteinen und von Ziegeln. Die gelben Backsteine werden wohl durch ein Eisensilikat gefärbt sein; Kalkgehalt im Ton begünstigt seine Bildung.

Die reinsten Tone (Kaolin) dienen für die Porzellanmanufaktur. Durch Zusatz von Feldspat wird die Schmelzbarkeit des Materials erhöht. Es entsteht Glas, das bei den durchscheinenden Fabrikaten die Eigenschaft der Lichtdurchlässigkeit infolge der Ausfüllung von Lücken zwischen den kristallinen Teilchen bedingt, ähnlich wie Öl Papier aufhellt.

Die landwirtschaftliche Bedeutung des Tons als Nährboden für Pflanzen beruht auf seinem Gehalt an verwitternden Mineralien (Ton selber als Aluminiumsilikat bietet den Gewächsen keine Nahrung, er ist an sich wie Quarz nährwertloser Boden), auf seiner Fähigkeit Wasser aufzusaugen, Kalisalze zu absorbieren und auf diese Weise für die Pflanzen aufzuspeichern<sup>1</sup>). Weiterhin ist von größter Wichtigkeit die Undurchlässigkeit des Tons für Wasser. Er hält das Wasser in und über sich und gibt leicht zur Versumpfung Veranlassung. Die Durchlüftbarkeit tonigen Bodens ist entsprechend gering, seine Erwärmung bei großem Wassergehalt schwierig (kalter Boden). Das bekannte Schwinden, Verhärten, Rissigwerden, Krümmen und Sichhochheben der sich abgliedernden Scheiben kann zum Zerreißen von Pflanzenwurzeln führen, ebenso wie das Auffrieren wasserreichen Tons. Für den Pflanzenwuchs ist Krümelstruktur erwünscht, da sie die Durchlüftung und das Wurzelwachstum begünstigt. Gehalt an löslichen Salzen befördert die Bildung dieses Gefüges, ähnlich wie er Flockenbildung im trüben Wasser verursacht.

Lehm ist ein durch feinstes Brauneisenerz gelb oder bräunlich gefärbter Ton mit mehr oder minder reichlichem Gehalt an Quarzkörnern und Quarzstaub. Er enthält auch öfter Kalkkarbonat, Glimmerschüppchen und mancherlei sonstige mineralische und auch organische Verunreinigungen. Geschiebelehm ist glacialen Ursprungs, Höhlenlehm ein Rückstand der Kalklösung oder eingeschlemmtes Material.

Die Bildsamkeit und Feuerfestigkeit des Lehms ist weit geringer als die des Tons. Er wird hauptsächlich für Formzwecke, zur Herstellung von Wänden und für die Fabrikation minderwertiger Backsteine verwandt.

An Nährstoffen für Pflanzen enthält Lehm öfter weniger als Ton, sein Absorptionsvermögen ist geringer als bei letzterem, weit größer aber als bei Sand. In seinem Verhältnis zum Wasser hält Lehm eine meist gute Mitte zwischen Ton und Sand. Während letzterer zum schnellen Austrocknen neigt, ersterer leicht versumpft, ist die Wasserführung und damit auch die Durchlüftbarkeit und Erwärmbarkeit beim Lehm auf ein für die Pflanzenwelt passenderes Maß gebracht.

Löß besteht wesentlich aus äußerst feinem Quarzstaub in spärlichem, durch Eisenhydroxyd gelblichen, tonigen Bindemittel. Zum Teil ist Löß reichlich von Kalkteilchen durchsetzt, und er enthält auch nicht selten Kalkkonkretionen (sog. Lößpuppen, Lößkindl, Lössingwer der Chinesen); zum Teil ist er durch wandernde Gewässer wieder entkalkt (Lößlehm oder Leimen). Der Zusammenhalt der Massen ist noch gewährleistet. Ja, es bildet der Löß oft sehr schroffe Abfälle. Eine Schichtung fehlt vielfach. Im Wasser zerfällt er. Im Gegensatz zu Ton und Lehm ist Löß wasserdurchlässig.

Der Löß hat eine sehr weite Verbreitung in Tälern und an Gebirgshängen (Rheintal, Donautal, Elbetal in Sachsen von Pirna bis Meißen), sowie auch in Ebenen, z. B. in Böhmen; außerordentlich große Strecken bedeckt er

<sup>1</sup>) Im Ton sollen aus Lösungen auch Metallsalze niedergeschlagen werden. Für die Bildung von Erzlagern z. B. in kaolinisierten Sandsteinen ist diese Erscheinung bedeutungsvoll.

in China, wo er nach v. Richthofen auf über 600 000 qkm verbreitet ist, und wo seine Lagen an 600 m Dicke erreichen. Wie eine Schneedecke bekleidet er dort Höhen und Tiefen. Es ist die berühmte gelbe Erde (Hwang tu) der Chinesen<sup>1)</sup>.

Dem Löß wird nach dem Vorgange von v. Richthofen einestheils eine äolische Bildung zugeschrieben. Danach entsteht er dadurch, daß der Wind aus trocknen Ländern (Wüsten, nach der Eiszeit ev. aus sandreichen ehemaligen Gletschergenden) Staubmengen mit sich in oft sehr entfernt gelegene Steppengebiete führt, wo diese festen Teilchen sich in der Vegetation (Rasendecke) fangen und absetzen. Die Pflanzen wachsen durch den Staub fortgesetzt hindurch, und es erhöht sich so allmählich der Lößboden. Mit diesen Annahmen steht die Schichtungslosigkeit des Materials, das Vorkommen von Landschnecken, Knochen von Landtieren und von Pflanzenwurzelröhren gut im Einklang. Andere halten den Löß, wenigstens bestimmter Gegenden, für abgesetzte Fluß- oder Seetrübe.

Löß ist im allgemeinen für Pflanzenwuchs gut geeignet.

Schwarzerde (Tschernosem) ist eine für den Ackerbau sehr wichtige, stark humose, schwarze Erde, die sich in durchschnittlich  $\frac{1}{2}$  m Mächtigkeit in weiter Verbreitung im südlichen und mittlern Rußland, sowie in Sibirien findet und auch in Deutschland, z. B. bei Magdeburg, vorkommt.

Laterit (von later Ziegelstein) nennt man lebhaft rote auch rotbraune, also stark eisenschüssige, zum Teil tonige, zum Teil wesentlich aus Aluminiumhydroxyd bestehende kolloidale Verwitterungsprodukte besonders in tropischen Gegenden. Sie entstehen aus sehr verschiedenen Gesteinen, lagern entweder noch am Orte der Umwandlung (eluviale Laterite), wobei feinere Teile aus ihnen ausgewaschen sein können, oder stellen zusammengeschwemmte Massen dar (alluviale Laterite). Die erstern lassen öfters noch die ursprüngliche Gesteinsstruktur (z. B. eines Gabbros, Gneises usw. erkennen), zum Teil sind es schlackig zellige, der Art an Eisengehalt angereicherte Umwandlungen des verwitterten Gesteins, daß sie als unreine Braun- oder Roteisensteine bezeichnet werden können; zuweilen entstehen förmliche Eisenerzkonglomerate von Nuß- und Kopfgröße, selbst von noch weit bedeutenderen Dimensionen.



Fig. 358. Konglomerate aus Löß (Lößpuppen).

Beauxit (Bauxit) entspricht dem Laterit. Auch seine Hauptschubstanz ist ein amorphes Tonerdehydrogel (Alumogel), also eine Adsorptionsverbindung im Sinne von Bemmelen, die außer unbestimmten Mengen von  $H_2O$  auch Eisenhydrogel,  $SiO_2$  und  $P_2O_5$  enthalten kann. Manche Beauxite sind gleichmäßig, andre (wasserärmere) pisolithisch zufolge Schrumpfung. An mineralischen Beimengungen treten außer den genannten Hydrargillit, Diaspor, gelegentlich Eisenoxyd, Magnetit, Quarzteilchen, Rutil und mancherlei sonstige Minerale auf. Die chemische Zusammensetzung der Laterite und Beauxite schwankt in weiten Grenzen. Beispiele: heller Beauxit von Linwood,

<sup>1)</sup> Die Färbung des weitverbreiteten und geschätzten fruchtbaren Löß hat es in China verursacht, daß dort die gelbe Farbe zur vornehmsten erklärt wurde.

Georgia  $\text{Al}_2\text{O}_3$  61,25;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  1,82;  $\text{SiO}_2$  1,98;  $\text{TiO}_2$  2,38;  $\text{H}_2\text{O}$  31,43. Beauzit vom Vogelsberg in Hessen:  $\text{Al}_2\text{O}_3$  50,52;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  13,09;  $\text{SiO}_2$  2,78;  $\text{TiO}_2$  3,08;  $\text{CaO}$  1,60;  $\text{H}_2\text{O}$  27,12.

Außer auf primärer Lagerstätte findet sich Beauzit verschwemmt, zuweilen ist er bei der Bildung von Kalkstein abgelagert, bei dessen Zerstörung er zurückbleibt (Terra rossa).

Beauzit dient zur Herstellung feuerfester Materialien und zur Aluminiumdarstellung. Vorkommen in Ungarn (Bihargebirge), Krain, Kroatien, Beauzit bei Arles in Frankreich, Vogelsberg in Hessen.

Mergel sind Übergangsgesteine von Ton zu Kalkstein, Dolomit, auch Gips.

### Der Boden.

Unter Boden, der hier im Überblick<sup>1)</sup> betrachtet werden soll, versteht man die oberste lockere Schicht der Erdrinde. Bezüglich der Entstehung, die nach den Auseinandersetzungen über die Bildung der Sedimente keiner weitem Er-



Fig. 359. Unfruchtbarer Steinboden (Quarzit). Felsenmeer an den Hammersteinklippen (Harz).

läuterung bedarf, hat man wohl gesondert in Urböden (Primitivböden) und umgelagerte Böden (Derivatböden), je nachdem sie unmittelbar über dem Gestein, aus dem sie entstanden, oder auf fremdem Gestein lagern. Diese Einteilung ist also lediglich naturgeschichtlicher Art. Bodenkundlich muß man sich an die petrographische Natur des Materials halten. Nach der Größe der aufbauenden Teile unterscheidet man Steinböden, Kiesböden, Grandböden, Sandböden, erdige Böden und bei letztern nach der mineralogischen Art des Hauptbestandteils Tonböden, Lehm Böden, Mergelböden, Kalkböden, Humusböden, Moorböden. Dabei gibt es zahlreiche Übergänge.

Das Bodenskelett heißen die über 2 mm (nach andern 0,25 mm, auch 3 mm) großen Bestandteile, das übrige ist die Feinerde.

In seiner Eigenschaft als Nährmagazin für die höhere Pflanzenwelt, die in ihm wurzelt, erweist sich der Boden durch folgende Umstände sehr wechselvoll.

<sup>1)</sup> Ausführliches in: Ramann, Bodenkunde.

Reine Stein-, Kies- und Grandböden bieten, abgesehen vom Wassergehalt, den Pflanzen keine Nahrung. Ganz wertlos als Nährboden sind auch reiner Sand und Ton, denn weder die Kieselsäure des Quarzes noch das Aluminiumsilikat des Tons sind von Gewächsen aufschließbar. Ebenso ist es beim Gemisch aus Sand und Ton, dem Lehm. Wenn nun trotzdem Pflanzen auf Lehm und Ton üppig gedeihen, auf Sand wenigstens fortkommen, so liegt das eben an den natürlichen Beimengungen in Gestalt für die Pflanzen nutzbarer Mineralsubstanzen und organischer Bestandteile bzw. bei deren Verminderung oder Erschöpfung an zugesetzten Düngemitteln. Die sog. Brache, das unbenutzt Liegenlassen der Felder, diente dazu, den erschöpften Boden durch Verwitterung von natürlichen Bestandteilen selber Nährstoffe bilden zu lassen. Das geht natürlich langsam vor sich. Jetzt hat man es in der Hand, den Boden durch Zusatz künstlicher Nährmittel alsbald wieder ertragfähig zu machen. Dabei ist nun eine sehr merkwürdige Eigenart gewisser Böden zu erwähnen, nämlich die Fähigkeit, bestimmte Pflanzennährstoffe aus Lösungen an sich zu reißen und festzuhalten.

So absorbiert Ackererde aus Lösungen reichlich Kalisalze, auch Ammonverbindungen, weniger Natrium- und noch weniger Kalzium- und Magnesiumsalze. Lösliche Phosphorsalze werden zu schwer löslichen umgewandelt. Es handelt sich dabei um noch nicht genügend studierte Austauschvorgänge, wie man sie analog auch von andern Stoffen (Holzkohle, Zeolithe) kennt. Im Boden ist einesteils der Ton an diesen Absorptionen beteiligt, andererseits setzt man in der Ackererde kolloidale zeolithartige Körper (Zeolithoide, Geolyte) voraus, die ihr Kalzium z. B. gegen Kalium austauschen<sup>1)</sup>.

Für eine gedeihliche Entwicklung höherer Gewächse im Boden kommen in der Hauptsache nun weiter noch folgende Umstände in Betracht. Zunächst und besonders wichtig ist die Aufnahmefähigkeit sowie der Grad der Durchlässigkeit der Böden gegen Wasser. Durch Stein-, Kies-, Grand- und Sandböden filtrierte das Wasser mit Leichtigkeit hindurch. Es sind trockne Böden. Ton- und Moorböden nehmen Wasser unter Aufquellen in großen Mengen auf, lassen es aber durch sich nicht oder nur schwer passieren. Sie liefern nasse Böden und neigen zur Versumpfung. Lehm steht zwischen Sand und Ton, auch Mergelböden nehmen eine Zwischenstellung ein. Trocknet Tonboden wieder aus, so schwindet er stark; er wird rissig und hart, dabei kann es zu schädlichem Zerreißen von Pflanzenwurzeln kommen, gleich wie beim „Auffrieren“ nassen Tons. Beim trocknen Sand treten solch schädliche Umstände nicht ein, und beim Lehm sind sie weniger zu fürchten als bei Ton.

Wie das Einsickern ist in andern Fällen das Aufsteigen von Wasser aus tiefern in höhere Schichten von Wichtigkeit für die Versorgung der obern Lagen mit dem für Pflanzen unentbehrlichen Naß. Trocknen die höhern Bodenteile durch Verdunsten des Wassers aus, so bewirken die Kapillarkräfte ein Emporsteigen der Flüssigkeit. Der Vorgang setzt natürlich feine Poren voraus.

Außer der Durchlässigkeit des Bodens für Wasser spielt die für Luft im Pflanzenleben eine große Rolle. Wie die Wasserdurchlässigkeit hängt sie vom Porengehalt des Bodens ab. Sie ist größer bei Sand- als bei Lehm- oder Tonboden. Für die Luftdurchlässigkeit kommt natürlich wesentlich der etwaige Gehalt der Erdkrume an Wasser in Betracht, da dieses die Poren erfüllt und schließt. Übermäßiger Wassergehalt kann erstickend auf Pflanzen wirken.

Schließlich sei die Bodenerwärmung in Betracht gezogen als ein wichtiges Lebensmoment für die Gewächse. Abgesehen davon, daß der erwähnte Vorgang von der Bodenneigung zur Richtung der Sonnenstrahlen, wie bekannt auch von seiner Farbe, von der Größe der Oberfläche (glatt oder rauh) abhängt, spielt in der erwähnten Hinsicht die Wärmeleitung eine Rolle, besonders aber die spezifische Wärme. Da nun gerade Wasser sehr viel Wärme verlangt, um sich um ein Bestimmtes zu erwärmen, so ist erklärlich, daß nasse Böden kalt, trockne warm sind. Dazu kommt die bedeutende Verdunstungskälte beim Verflüchtigen des Wassers. Andererseits gibt es seine Wärme nur langsam wieder ab.

Der Gang der Bodenuntersuchung, wie er von Wahnschaffe in seinem vortrefflichen Werke<sup>2)</sup> ausführlich angegeben wird, ist folgender. Es wird eine Probe entnommen sowohl aus

<sup>1)</sup> Ein Versuch mit dem künstlich hergestellten zeolithoiden Permutit läßt den Austausch gut erkennen.

<sup>2)</sup> F. Wahnschaffe: Anleitung zur wissenschaftlichen Bodenuntersuchung.

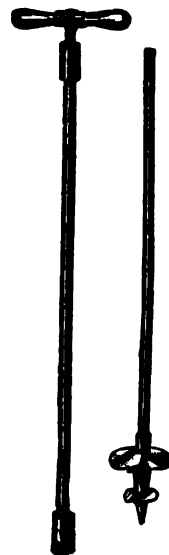


Fig. 360. Bohrer zur Entnahme von Bodenproben.

der Ackerkrume als auch aus dem flachern und tiefern Untergrunde; man bewerkstelligt das in Gruben oder vermittels eines Bohrers<sup>1)</sup> (Fig. 360). Das lufttrockne Material wird der mechanischen Bodenanalyse, d. h. erst einem Sieben und dann, soweit es unter 2 mm Korngröße hat, einem Schlämverfahren unterworfen. Auf diese Weise erhält man Aufschluß über die mechanische Mischung eines Bodens, die ja wesentlich bedingend ist für seine physikalischen Eigenschaften.

Bei der Bestimmung der Bodenbestandteile wird Bedacht genommen auf Feststellung des Gehaltes an Karbonaten von Kalzium und Magnesium auf chemischem Wege, fernerhin an Humussubstanzen, wobei das eventuelle Vorkommen der schädlichen, unter Luftabchluß entstandenen sauren Humusstoffe durch Vornahme der Lakmusreaktion besondere Beachtung erheischt. Die quantitative Humusbestimmung führt man am genauesten durch eine Verbrennungsanalyse aus. Die Erkennung des Tongehaltes geschieht durch verbundenes Schläm- und chemisches Verfahren. Natürlich muß man dann mit destilliertem Wasser schlämmen. Die chemische Feststellung des Tons beruht wesentlich auf seiner Angreifbarkeit durch heiße Schwefelsäure, während gleichfalls abgeschlammter Quarzstaub ganz zurückbleibt und frische Feldspatteilchen im allgemeinen nur wenig angegriffen werden.

Den Sandgehalt ermittelt man durch Sieben und Schlämmen, sowie anschließende mineralogische Untersuchung (vgl. Trennungsverfahren S. 62). Die chemische Bauschanalyse ergibt die Zusammensetzung des ungesonderten Bodens.

Um ein Bild zu gewinnen über die im Boden vorhandenen Pflanzennährstoffe untersucht man aus ihm gewonnene Auszüge, die man herstellt mit kaltem CO<sub>2</sub>-freiem Wasser (löst Chloride, Sulfate, Nitrate von Kalzium, Magnesium, Kalium, Natrium), mit  $\frac{1}{4}$ -gesättigtem kohlensäurehaltigen Wasser (in der Lösung findet man auch Tonerde, Eisenoxyd, Phosphorsäure u. a.), mit Zitronensäure oder Essigsäure (zur Bestimmung der von Pflanzen aufnehmbaren Phosphorsäure). Besonders leicht austauschbares Kali (vielleicht von Zeolithoiden aufgenommen) wird mit Kalkwasser ausgelaugt<sup>2)</sup>.

Energischer als die vorgenannten Flüssigkeiten wirkt natürlich kalte und schließlich heiße Salzsäure. Der Auszug mit letzterer gibt Aufschluß über die augenblicklich vorhandenen zusammen mit den in Zukunft zur Verfügung stehenden Nährstoffen im Boden.

Außerdem kommen nun noch eine Reihe chemischer Bestimmungen für die Bodenuntersuchung in Betracht, auf welche hier nur hingedeutet sei, so die Feststellung des Ammoniaks, Eisenvitriols, freier Schwefelsäure, Eisensulfids u. a. Das Verhalten des Bodens gegen Nährlösungen (Absorption von Chlorammon, Kaliumnitrat, Kalziumnitrat, Magnesiumsulfat, Monokalziumphosphat) sowie gegen Gase, die Wasserkapazität, die Verdunstungsfähigkeit, Filtrationsfähigkeit, Wärmeaufnahme, Wärmeleitung, der Zusammenhalt der Bodenteilchen (Einzelkorngefüge wie bei Sand oder Krümelstruktur), sein spezifisches und Raumgewicht und somit sein Porengehalt werden durch einschlägige Versuche festgestellt (vgl. auch S. 104 u. f.). Auf diese Weise wird ein naturwissenschaftliches Bild von den Bodenverhältnissen gewonnen und die Grundlage geschaffen für sachgemäßen, ertragreichen landwirtschaftlichen und forstlichen Betrieb.

### Verfestigte Trümmersedimente.

Bei ihnen, z. B. bei Sandsteinen, sind die Gesteinstrümmen durch ein Bindemittel verbunden.

Eine solche Verkittung etwa von Sanden kann gleich bei der Ablagerung geschehen, wenn sich z. B. mit sehr feinen Quarzteilen auch tonige Massen niederschlagen, oder wenn sich bei der Sedimentation der Quarzteile gleichzeitig durch Auskristallisieren aus wässriger Lösung Kieselsäure oder Hämatit (Roteisenstein, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), Limonit (Brauneisenstein, Eisenoxydhydrat) usw. ausscheidet. Vielfach ist das Bindemittel indes nach dem Absatz der Gerölle usw. entstanden. Es kann dann den Trümmermassen selbst ent-

<sup>1)</sup> Bezugsquelle: Dr. R. Muencke, Berlin.

<sup>2)</sup> Die Aufnahme und Abgabe des Kalis im Austausch gegen Kalzium unterliegt natürlich dem Massenwirkungsgesetz. Bei reichlichem Gehalt der Lösung an Kali wird dieses von den Zeolithoiden aufgenommen, bei großem Kalziumgehalt der Lösung geben sie es gegen Aufnahme von Kalzium wieder ab.

stammen, z. B. wenn einem Quarzsand reichlich Feldspat beigemischt war, der nun zu Kaolin verwittert und Verkittungsmaterial liefert; sehr oft ist es aber in Lösung zugeführt. Zuweilen ist ein Bindemittel infolge chemischer Umänderung durch ein andres nachträglich ersetzt, so bei Sandsteinen Kalkspat durch Quarz oder Chalcedon bzw. Opal.

Man findet die Verkittung gelegentlich nicht durch die ganze Trümmersmasse fortgeschritten, sondern nur an einzelnen Stellen, die dann als zusammenhaltende, z. B. kieselige oder eisenschüssige Knauern in dem im übrigen losen Material liegen.

Der Grad des Zusammenhaltes in dem verkitteten Gestein richtet sich nach der Art des Bindemittels. Toniges, hämatitisches oder limonitisches Bindemittel gibt z. B. Sandsteinen meist geringern Zusammenhalt als kalkiges oder besonders kieseliges. Wie schon früher erwähnt, sind aber ferner etwaiger Druck überlagernder Schichten oder Faltungsdruck von großem Einfluß gewesen. Sie wirken natürlich durch Ineinanderpressen der Teile verfestigend. Für die Bearbeitung der verkitteten Trümmergesteine ist ein mildes Bindemittel günstiger als ein hartes.

Nach der Gestalt und Größe der Gesteinstrümmen unterscheidet man bei den verkitteten klastischen Sedimenten: Breccien, Konglomerate und Sandsteine.

### Breccien.

Breccien weisen größere, eckige (also nicht im Wasser weit transportierte) Gesteinsbruchstücke und ein Bindemittel auf. So wird z. B. gelegentlich Abhangsschutt oder Strandgerölle durch ein Bindemittel verkittet. Bei Muschelbreccien sind zerbrochene eckige Muschelschalen, bei Knochenbreccien Knochenbruchstücke verbunden. Bonebed ist eine aus Zähnen, Knochenresten von Sauriern und Schuppen von Fischen usw. gebildete Breccie an der Grenze von Keuper und Lias.

Tapanhoacanga heißt eine Eisenerzbreccie der Provinz Minas Geraes in Brasilien. Sie besteht aus Bruchstücken von Magneteisenerz, Eisenglanz, Brauneisenstein und einem hämatitischem oder limonitischem Zement.

Bei vulkanischen Breccien handelt es sich um den Verband von Gesteinstrümmern durch einstigen Schmelzfluß. Die eingebackenen Gesteine können derselben Art angehören wie das Bindemittel oder auch Fremdlinge sein.

Gangbreccien sind dadurch zustande gekommen, daß eckige, meist von den Spaltenwänden stammende Gesteinsbruchstücke von Mineralab-



Fig. 861. Muschelbreccie.



sätzen umhüllt wurden. Gleichzeitig sind die Gesteinstrümmern von den zwischen ihnen aus dem Wasser abgeschiedenen kristallisierenden Substanzen verschoben, so daß sie förmlich in ihrem Bindemittel schweben (Fig. 362). In Verwerfungspalten werden gelegentlich Gesteinstrümmern durch die aneinander hergleitenden Gebirgsmassen zum Teil zerdrückt und in ihren eignen

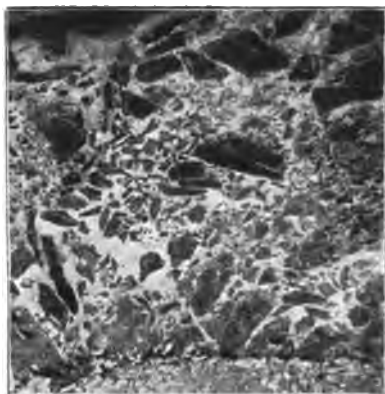


Fig. 362. Gangbreccie. Burgstädter Hauptgang bei Clausthal (Harz). Aus Behme, Geologischer Führer von Clausthal.

Grus eingebettet (Druckbreccie, Reibungsbreccie, Verwerfungsbreccie). Natürlich können auch spätere Absätze aus dem Wasser sich am Bindemittel solcher Breccien beteiligen. Zuweilen sind größere Gesteinsmassen, wie Kalksteine, infolge von Gebirgsdruck von mehr oder minder regelmäßigen, später verheilten Sprüngen (also von Gangbildungen) durchzogen oder auch unregelmäßig in sich zu eckigen Bruchstücken zermalmt und durch Bindemittel, z. B. Kalkspat, gelegentlich auch durch Malachit, Brauneisenstein u. a. verkittet. Solche Gesteine nennt man wohl Mylonite. Bei schönem Farbengegensatz zwischen dem zermalmt Material und der Verheilungsmasse werden

sie als Dekorationsstein recht sehr geschätzt, so Breccienmarmore (Fig. 363), Serpentine mit Kalkspatadern u. a. Bei zerdrückten Kieselgesteinen bildet meist Quarz das Aderwerk (vgl. Kieselschiefer).

Solche Druckbreccien gehen bezüglich ihrer Textur gelegentlich ins Mikroskopische über. Schließlich entstehen durch den in Rede stehenden Vorgang verquetschte, sehr dichte Gesteine (Pfahlschiefer im Bayerischen Walde, Gangtonschiefer).

Breccien werden oft nachgeahmt. So stellt man durch Einbetten von eckigen, schön gefärbten Gesteinsstücken in ein erhärtendes Mittel sehr hübsche Mischungen dar. Auch Beton ist eine künstliche Breccie, und zwar mit einem Portlandzementbindemittel.

### Konglomerate.

Die Konglomerate bestehen aus ver-rundeten, größern Gesteinstrümmern und einem Bindemittel. Natürlich gibt es Übergänge von Breccien zu Konglomeraten. Wie bei erstern seien von letztern hier einige eigenartige erwähnt, so die schweizerische, tertiäre Nagelfluhe, die sich aus verrundeten Stücken von Kalkstein, Sandstein, auch Granit, Gneis, Quarz usw. und einem zurücktretenden, kalkigsandigen Bindemittel zusammensetzt. Es ist ein typisches polymiktes, d. h. aus vielen Gesteinen bestehendes Konglomerat. Seinen Namen hat es, weil bei verwitternden Stücken die Gerölle wie Nagelköpfe heraustreten. Der sog. Puddingstein ist ein eocänes Feuerstein-

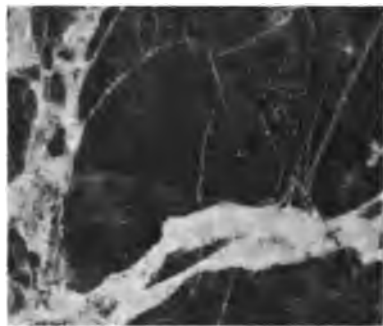


Fig. 363. Mylonitischer Marmor. Polierte Platte.

konglomerat mit kieseligem Bindemittel. Auch Eisenerze bilden gelegentlich Konglomerate, so in der Kreideformation bei Peine unfern Hannover. Im quarzigen Bindemittel alter Quarzkonglomerate findet sich in Transvaal Gold. Es ist wahrscheinlich nach der Bildung des Gesteins oder bei Absatz seines Bindemittels aus Wasser niedergeschlagen.

Verrucano (Sernfit) ist ein permisches, augengneisartiges, serizitisches Konglomerat von Quarzporphyr, Quarz und mancherlei andern Gesteinen der Alpen.

Die südafrikanischen Dwykakonglomerate sind glazialen Ursprungs.

Breccien und Konglomerate werden zu Bausteinen und Steinschlag gebraucht, im Falle sie schöne Farben haben auch zu Ornamentzwecken.

### Grauwacken

sind eine Art Bindeglied zwischen Breccien, Konglomeraten und Sandsteinen. Man erkennt in ihnen Trümmer von Quarz, gelegentlich von Feldspaten, auch wohl Glimmer, ferner von Kieselschiefer, oft auch eckige Fetzen von Tonschiefer in einem kieseligen oder tonig kieseligen, auch wohl karbonatischen Bindemittel. Ihre meist graue Farbe

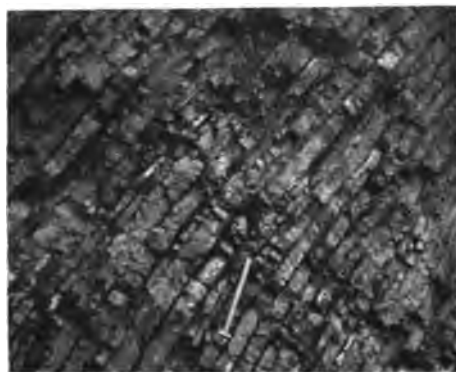


Fig. 365. Wechsellagerung steil aufgerichteter Grauwacken und Tonschiefer. Osterode (Harz).



Fig. 364. Konglomerat. Sog. Puddingstein.

hat den Namen veranlaßt. Grauwacken sind in paläozoischen Schichten, z. B. im Unterkarbon (Culm) des Harzes sehr verbreitet. Sie bilden zum Teil dicke, oft mit Tonschiefer wechsellagernde Bänke (Fig. 70, S. 38), aber auch dünne Lagen (schieferige Grauwacke, Grauwackenschiefer [Fig. 365]).

Benutzung finden Grauwacken als Pflaster-, Mühl-, auch Baustein. Man hat bei ihnen Druckfestigkeiten bis 3000 kg auf den qcm bestimmt.

Grauwackenböden sind meist lehmig. Oft liegen viele eckige Bruchstücke des Gesteins im Boden.

### Arkosen

bestehen aus Feldspat, Quarz und Glimmer, also den Trümmern von Granit oder Gneis, die in einem meist spärlichen, tonigen, kieseligen oder hämatitischen Bindemittel liegen. Sie gehen in Granit- oder Gneisgrus über, aus dem sie entstanden.

### Familie der Sandsteine.

Sandsteine bestehen aus Quarzkörnern und einem Bindemittel (der sog. Fülle). Zum Quarz gesellen sich gelegentlich Glimmerblättchen, auch



Fig. 366. Sandsteinbruch im Keuper. Bamberg (Bayern).

wohl Feldspat (Glimmersandstein, Feldspatsandstein). Das Bindemittel kann kieselig (d. h. Quarz, Chalzedon oder Opal), tonig, kalkig, dolomitisch, mergelig, hämatitisch, limonitisch, glaukonitisch sein, auch Übergänge von einer zur andern Art aufweisen. Danach unterscheidet man vor allem Kiesel-sandsteine, Tonsandsteine, Kalksandsteine, Mergelsandsteine, Glaukonitsandsteine. Auf dem, wie ersichtlich, ungemein wechselnden Charakter des Bindemittels und auf dem Mengenverhältnis zwischen ihm und den Quarzkörnern,

sowie auf dem Grade der Verwachsung letzterer miteinander beruht die große Mannigfaltigkeit der Sandsteine und ihr sehr verschiedenartiges Verhalten in technischer Hinsicht.



Fig. 367. Sandstein mit eckigen Quarzkörnern und kalkigem Bindemittel. Aus dem Weald am Stemmerberge bei Hannover.

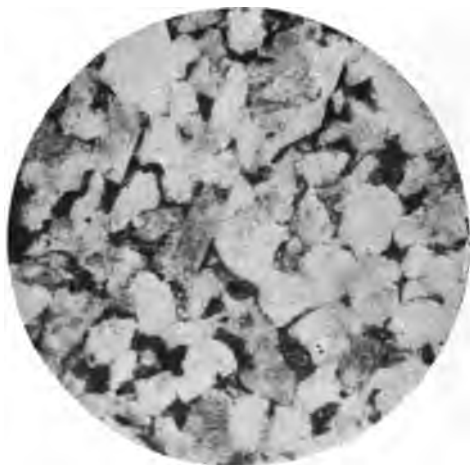


Fig. 368. Sandstein mit hämatitischem Bindemittel. Aus dem Buntsandstein von Reinhausen bei Göttingen.

Bei Bohrkernen aus der Buntsandsteinformation trifft man auch auf Sandsteine mit ausgesprochenem Gipsbindemittel. Auf der Erdoberfläche sind solche Gips-sandsteine selten, da sie sehr schnell durch Auflösen des Bindemittels zerfallen. Erwähnt sei hier auch der Erdöl- bzw. Pechgehalt einiger Sandsteine (Pechelbronn, Elsaß). Es handelt sich wohl um sekundäre Imprägnationen.

In dem besondern Falle, daß die Quarzkörner durch ein quarzig-kieseliges Bindemittel verkittet werden, kommt es vor, daß die Teile des letztern sich parallel orientiert an die Quarzkörner ansetzen, ja sie gelegentlich zu Kristallformen ergänzen (Kristallsandsteine). Die ehemaligen Korngrenzen der Quarze erkennt man dann wohl durch zarte Staubschichten an der frühern Quarzkörneroberfläche, auch durch das Absetzen von Flüssigkeitseinschlußreihen an der neugebildeten Hülle.

Eine recht eigenartige Erscheinung im Gefüge vieler Sandsteine ist es, daß die Quarzkörner im Bindemittel stecken, ohne sich, wie es scheint, im allgemeinen gegenseitig zu berühren, so daß sie gewissermaßen in der Fülle schweben, während sie doch im frühern Sande sich aneinander schlossen (Fig. 369). Vielleicht hat das Bindemittel bei seiner Kristallisation die Quarzkörner voneinander entfernt. Das Volumen des verfestigten Gesteins würde dann größer sein als das des Sandes.

Manche kieseligen Sandsteine sind aus solchen mit kalkigem Bindemittel infolge Verdrängung des letztern durch Kieselsäure entstanden.

Durch Zurücktreten der Quarzkörner gegenüber dem Bindemittel gehen kieselige Sandsteine in Quarzite über.

Als mikroskopische Gemengteile sind verbreitet Zirkon und Rutil. Häufig erscheinen ferner Granat und Turmalin.

An akzessorischen Bestandteilen kommen in den Sandsteinen hin und wieder Anhäufungen vor von Ton (Tongallen), sodann Konkretionen von Chalcedon (so von dem roten Karneol), von Eisenoxyd, Brauneisenstein, von Phosphorit, Gips, selten solche von Bleiglanz (Knottenerze im Buntsandstein



Fig. 370. Sandstein mit Schrägschichtung. Einsiedlerstein bei Bürgstein (Böhmen). Nach Scheumann.

von Kommern in der Eifel, Kupfererze (Bezirk Perm in Rußland). Wegen ihrer Schädlichkeit wichtig sind Knauern oder auch fein verteilte Massen von Eisenkies bzw. Markasit ( $\text{FeS}_2$ ). Sie geben unter dem Einfluß der Atmosphärien Veranlassung zur Bildung von häßlichen Flecken und Streifen von Brauneisenstein, sowie zur Entstehung von Eisenvitriol und Schwefelsäure, die zerstörend auf kalkigen oder dolomitischen Sandstein einwirken. Unter Bildung von Gips und Bittersalz kommt es zum Absanden, Abblättern und Zerfallen des Bausteins.

Erkennung des Sulfids durch Glühen des Gesteinspulvers in einem sehr weiten Glasrohr: es entweicht stechend riechende schweflige Säure (die angefeuchtetes blaues Lakmuspapier rötet) oder durch anhaltendes Kochen der pulverisierten Probe mit Salpetersäure, Filtrieren und Ausfällen der gebildeten Schwefelsäure durch Chlorbaryum als Baryumsulfat.

Das spezifische Gewicht der Sandsteine beträgt 2,3—2,9, bei stark eisenschüssigen auch mehr. Wegen hohen Porenraums (nach Lang 6—27%)

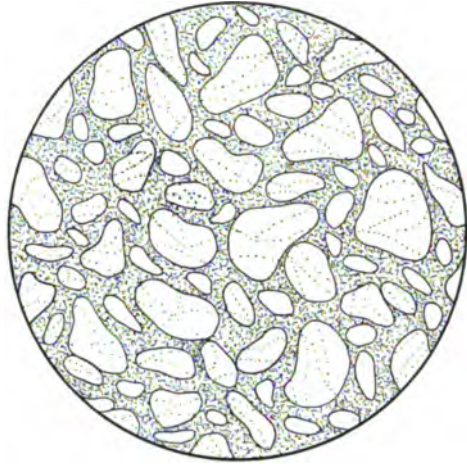


Fig. 369. Sandstein mit rundlichen Quarzkörnern.

ist das Gewicht von 1 cbm des Gesteins entsprechend geringer, gelegentlich weniger als 2000 kg.

Die chemische Zusammensetzung ist starken Schwankungen nach der Art des Bindemittels unterworfen, und es erübrigt sich, aus der Fülle sehr verschiedener Analysen Beispiele herauszugreifen.

Die für die Verwendung der Sandsteine sehr wichtige Farbe hängt wesentlich vom Bindemittel ab, da der Quarz, den es verkittet, klar durchsichtig oder weißlich ist. Kieselsäure (Quarz, Chalcedon, auch Opal), Kaolin, Kalkspat, Dolomit als Bindemittel sind weißlich, Hämatit ist rot, Limonit gelb oder braun, Glaukonit grün. Durch Beimischung von Eisenoxyd oder Eisenoxydhydrat erhalten auch kieselige, tonige usw. Sandsteine rötliche und gelbliche Farben. Manganoxyde färben gelegentlich schwärzlich, organische Bestandteile grau oder ebenfalls schwärzlich. Oft wechselt die Farbe übereinander lagernder Schichten, was insbesondere bei den frischen Gesteinen der Bohrkerne gelegentlich ganz prächtig heraustritt. Manche Sandsteine sind flammig oder fleckig, so der Tigersandstein, der durch mangan- und eisenhaltige Partien getüpfelt erscheint.

Die Natur des Bindemittels erkennt man außer an den erwähnten Farben durch einfache Versuche. Kieselige Sandsteine sind hart, da ebensowohl die Sandkörner als auch das Bindemittel aus Quarz (Chalcedon oder Opal) bestehen. Im Falle sie kompakt sind, erweisen sich solche Sandsteine als sehr fest. Tonige Sandsteine geben beim Aufhauchen den charakteristischen Tongeruch; karbonatische entwickeln mit Salzsäure in der Kälte, dolomitische beim Erwärmen Kohlensäure (sie brausen auf); mergelige reagieren auf Ton und Kalkspat bzw. Dolomit (Mergel = Ton + Kalkspat bzw. Ton + Dolomit); eisenschüssige sind stark rot, braun oder gelb, glaukonitische grün (Grünsandstein); durch organische Bestandteile dunkel gefärbte bleichen beim Erhitzen durch Verbrennen der C-haltigen Beimengungen.

Vorkommen. Sandsteine kommen in allen Formationen vom Präkambrium bis zum Tertiär vor, meist in ausgesprochener Lagenform und zwar in Gestalt von gelegentlich recht mächtigen Bänken, in Schichten und in Platten. Sandsteinschiefer spalten in Tafeln meist infolge von parallelen Anhäufungen dünner Glimmerblättchen. Häufig beobachtet man zwischen den Sandsteinlagen solche von Ton oder Mergel. Nicht gerade selten weisen Sandsteine Kreuzschichtung auf (Fig. 370, S. 253). Durch Vereinigung einer horizontalen, bankigen Lagenstruktur mit senkrechten Kluftsystemen, denen die Verwitterung leicht folgt, entstehen parallelepipedische Absonderungen, Quader; sie sind besonders bekannt beim sächsischen „Quadersandstein“ (Fig. 71, S. 38). Sehr selten findet man Sandstein in Gangform (vgl. S. 16).

Die Druckfestigkeit der Sandsteine geht von 175 und weniger bis 1800 kg auf den Quatratzentimeter.

Vierorts gibt es große Betriebe für Sandsteingewinnung. Einer der größten, der sich auch durch bequeme Wasserverfrachtung des gewonnenen Materials auszeichnet, ist in der Sächsischen Schweiz an der Elbe im Gange.

Bezüglich der Verwendung von Sandstein ist bekannt, daß er eins der wichtigsten und edelsten Baumaterialien darstellt. Er wird für Bildhauerarbeiten, ferner als Werkstein, als Mühlstein, Schleifstein, bei dünnschieferiger Struktur für Dach- und Hausbekleidungsplatten, ferner auch wohl als Pflasterstein und Steinschlag verwandt, falls festere, insbesondere kieselige Varietäten vorliegen.

Von einem guten Sandstein ist zunächst eine nicht zu geringe Druckfestigkeit zu verlangen, deren Minimum natürlich von der Art der Verwendung abhängt. Kieselige Sandsteine liefern, falls das Bindemittel nicht zu spärlich und nicht ungleichmäßig verteilt ist, die höchsten Zahlen.

Ferner ist bei Verwendung an Stellen, die dem Wetter ausgesetzt sind, in unserm Klima Frost- und sonstige Wetterbeständigkeit erforderlich. Stark tonige und mergelige Sandsteine nehmen Wasser auf, erweichen, zerfriren leicht und sanden ab; kalkige leiden unter der Einwirkung von  $\text{SO}_2$ -führenden Feuerungsgasen, die sich in der Luft großer Städte merklich machen (S. 106); eisenkieshaltige verwittern durch Bildung von Brauneisenstein, Eisenvitriol, Schwefelsäure und ev. Umsetzung des karbonatischen Bindemittels zu Gips bzw. Magnesiumsulfat. Bei sächsischen Quadersandsteinen wies Beyer Kali-Ammonalaunbildung als Ursache der Zerkrümelung nach. Auf rauhen, besonders auf mergeligen Sandsteinen siedeln sich gern niedere Pflanzen an, die zerstörend wirken. Durch organische Beimengungen grau oder schwärzlichgrau gefärbte Sandsteine bleichen an der Luft durch Oxydation der C-haltigen Stoffe.

Bei der Anlage von Steinbrüchen in Sandstein ist die geologische Untersuchung über das Anhalten des brauchbaren Steins nicht zu vernachlässigen, da sonst leicht unliebsame Erfahrungen bezüglich des Korn- ev. auch des Bindemittel-Wechsels gemacht werden (Übergang von Sandstein in Konglomerate oder anderseits sandige Tone). Auch ist festzustellen, ob die Bankmächtigkeit für die betreffenden Zwecke genügt, ob Zerklüftung vorhanden ist und welcher Art die Zwischenschichten sind.

Die Bearbeitbarkeit ist bei kieseligen Sandsteinen schwierig, leichter bei kalkigen, eisenschüssigen und besonders bei tonigen. Die Quarzkörnchen werden beim Sägen und Behauen dieser Sandsteine nicht durchschnitten, sondern aus dem Bindemittel herausgerissen.

Bruchfeuchte tonige oder mergelige Sandsteine sind infolge einer geringen Erweichung des Bindemittels bequem zu bearbeiten, schwieriger nach dem Austrocknen; das Bindemittel ist dann erhärtet.

Für Bauzwecke werden Sandsteine oft nachgebildet. Einen großen Aufschwung hat die Kalksandsteinindustrie genommen. Das betreffende Fabrikat wird durch Vermengen von Sand und gelöschtem Kalk und Einsetzen der geformten Steine in einen Dampfkessel mit etwa 8 Atmosphären Überdruck hergestellt. Es entsteht ein Kalziumhydrosilikat, das die reichlich überbleibenden Quarzkörner verkittet.

Kaolinhaltige Sandsteine werden in Thüringen gemahlen und zwecks Gewinnung des Porzellantonns (sog. Mark) gewaschen.

Die Verwitterung der Sandsteine liefert je nach der Natur des Bindemittels und seiner Menge sehr verschiedene Bodenarten, z. B. geben quarzreiche und tonarme magere, trockene, tonreiche bessere, fettere Böden; kalkige Sandsteine zerfallen durch Entkalken zu Sand, mergelige zu Lehm. Glaukonitsandsteine können wegen ihres Kaligehaltes als Düngemittel verwandt werden.



Fig. 371. Pilzartige Verwitterungsformen bei Wechsellagerung von Sandstein und leichter zerstörbarem Mergel. Göttergarten bei Denver (Kolorado).

### Schiefertone und Tonschiefer.

Als Schiefertone bezeichnet man ein nach parallelen Flächen, den Schichtungsebenen, spaltendes Tongestein. Diese Eigenschaft bedingt eine gewisse Verfestigung des Materials, das natürlich keine scharfe Abgrenzung gegen Ton besitzt. Die Farben sind weiß, grau oder schwärzlich, letzteres durch bedeutenden Gehalt an Kohle oder bituminösen Stoffen. Besonders reichlich ist das der Fall bei den Brandschiefeln, die an der Luft brennen, aber nicht zu Asche zerfallen. Verwandt mit den Schiefertönen sind die Schieferletten, dünngeschichtete, tonreiche Gesteine von oft roter oder violetter,

gelblicher oder grünlicher Farbe. Sie zerfallen im Wasser. Es sind sandige Tongesteine gern mit Glimmer und sonstigen mehr zufälligen Beimengungen.

**Tonschiefer.** Im Gegensatz zu Schieferen und besonders Ton sind Tonschiefer gut zusammenhaltende Gesteine. Sie sind meist deutlich geschichtet. Ihr Bruch erscheint erdig gleichmäßig. In Schliften, von denen die senkrecht zur Schieferung besonders kennzeichnend sind, sieht man mehr oder minder bestimmt Quarzkörnchen, Schüppchenlagen aus hellem, auch grünlichem Glimmer, ferner staubförmige Eisenerze (Eisenkies, Magneteisen, auch Eisenoxyd, Brauneisenerz), kurze, wie zerschnittenes Haar erscheinende Striche von Rutil, Turmalinsäulchen und Kalkspatflitter. Von größern akzessorischen Bestandteilen gewahrt man öfters Eisenkies, der in Tonschiefern vielfach als Versteinerungsmaterial auftritt, Kalkknuern, zuweilen Phosphorite. Die Farben wechseln von Schwarz, Blauschwarz, Grau, Gelb, Grünlich zu Rötlich.

An Arten seien folgende erwähnt:

**Dachschiefer** lassen sich vortrefflich leicht zu ebenen Tafeln spalten, und zwar geht die Teilung wohl stets nach der sog. Druckschieferung (S. 38, vgl. die Fig. 73 und 74, S. 39 und 40). Die Spaltstruktur ist Folge tektonischen Druckes. Dachschiefer finden sich deshalb nur im gestörten Gebirge. Berühmte Brüche liegen am Rhein bei St. Goar, Rüdesheim, in der Lahn-egend, bei Goslar im Harz, bei Lehesten u. a. O. in Thüringen, in Nord-Wales und Cornwall in England. Tafelschiefer nennt man die besonders dunklen Varietäten.

Bei der Verwendung eines Schiefers als Dachschiefer wird Wert gelegt auf glatte Spaltbarkeit, leichte Bohrung, Wasserundurchlässigkeit und Wetterbeständigkeit, ferner auf schöne, meist dunkle, haltbare Farbe. Die Ansicht, daß beigemengtes Kalkkarbonat die Haltbarkeit der Schiefer schädige, läßt sich nicht aufrecht erhalten, wohl aber trifft das zu bezüglich Eisenkies, der durch seine Verwitterung zu Brauneisenstein, Eisenvitriol und Schwefelsäure den Schiefer zum Zerfall bringt, falls die Karbonatteilchen Gelegenheit zu Umsetzungen geben. Im übrigen befördert die Schwefelsäure auch die Zerstörung der zur Schieferbefestigung dienenden Nägel. (Nachweis durch chemische Analyse S. 92.)

Das größere oder geringere Aufsaugvermögen für Wasser und damit die leichtere oder schwierigere Zerstörbarkeit durch Frost hängt nach Hirschwald wesentlich von der Verteilung der mikroskopischen Glimmerlagen im Schiefer ab. Hängen sie miteinander zusammen, so schützen sie am besten vor dem Eindringen des Wassers.

Ein heller Klang beim Schlagen eines Dachschiefers deutet auf kompaktes Gefüge, ein dumpfer auf Lockerungen hin, die natürlich schädlich sind.

**Griffelschiefer** spalten nach zwei Ebenen (zwei Schieferungsebenen oder Schieferungs- und Schichtebene). Man kann aus dem bruchfeuchten Material durch Zersägen in Platten, Spalten in Stengel und Durchziehen durch ein „Kaliber“ (zwecks Rundung) leicht Griffel für Schiefertafeln anfertigen. Besonders gut geeignetes Material liefern Brüche im Untersilur des Thüringer Waldes. Zeichenschiefer enthalten viel kohlige Substanz (Kohlenschiefer); sie sind milde und im natürlichen Zustande oder geschlämmt als Zeichenmaterial zu verwerten. Alaunschiefer (Vitriolschiefer) sind auch kohlereich, deshalb dunkel und führen außerdem viel Eisenkies, der durch seine Verwitterung zur Bildung auslaugbaren Alauns Veranlassung gibt. Kalktonschiefer enthalten viel Kalkkarbonat. Wetz-schiefer, z. B. von Vieil-Salm (Belgien) zeichnen sich durch dichtes Gefüge, Gleichmäßigkeit und hohe Härte aus, deren Ursache ein Gehalt des Gesteins teils an Granat, teils an Quarz ist. Fruchtschiefer, Garben-

schiefer, Fleckschiefer, Knotentonschiefer usw. sind kontaktmetamorphe Gesteine (vgl. S. 172). Fruchtschiefer des Erzgebirges werden in neuerer Zeit geschliffen öfter zu Tischplatten, auch zu Denkmälern verwandt.

Tonschiefer liefert bei seiner Verwitterung tonige Böden, gemengt mit Sand und Schieferstücken. An Gehängen wird das feine Material leicht verschwemmt; dann bleibt ein trocknes, meist vegetationsarmes Gemenge von Steinchen und Schieferscherben zurück. Durch Terrassierung arbeitet man dem entgegen.

#### 4. Ausscheidungssedimente.

Sie bilden sich durch Ausscheiden und Zubodensetzen gelöster Substanzen. Eine scharfe Grenze zu den Trümmersedimenten gibt es nicht. Unter den Bestandteilen vieler klastischer Gesteine finden sich, wie erwähnt, Ausscheidungen aus dem Wasser, so zwischen den Quarzen der Sandsteine ein aus einer Lösung abgeschiedenes (z. B. kieseliges oder kalkiges) Bindemittel. Andererseits trifft man bei im wesentlichen durch Kristallisationsniederschläge gebildeten Sedimenten nicht selten eingeschwemmte, klastische Teilchen, z. B. Sandkörner in Kalkstein, Ton in Steinsalz.

Die Lösungsmittel, in denen die Absätze von Ausscheidungssedimenten erfolgen, sind Wasser und Luft, danach scheidet man neptunische und äolische Ausscheidungssedimente. Das Material der Absätze ist zumeist kristallin, zuweilen kolloidal (z. B. Opal).

##### Neptunische Ausscheidungssedimente.

Die stoffliche Natur der Ausscheidungssedimente entspricht natürlich der chemischen Zusammensetzung des Gelösten. Die meisten Ausscheidungssedimente haben sich durch Absätze im Meerwasser gebildet, über dessen chemische Art S. 213 das Nötige gesagt ist.

##### Steinsalz und Kalimagnesiasalze.

###### 1. Entstehung der Salzlagerstätten.

Bezüglich der Salzlagerstätten stellten Miller und Lyell sowie später Ochsenius die Hypothese auf, daß diese Gesteine Niederschläge in Meeresbecken seien, die keinen oder geringfügigen Zufluß von Süßwasser erhielten und mit dem Ozean nur in schmaler Verbindung standen, etwa durch eine den Wasserspiegel nicht ganz erreichende Barre von ihm fast abgeschlossen waren, ähnlich wie es bei dem in Fig. 372 dargestellten großen Busen Karabugas an der Ostseite des Kaspischen Meeres der Fall ist; die Bucht ist mit der Kaspisee nur durch einen flachen und schmalen Kanal verbunden. Wie zuerst J. Walther betonte, ist weiterhin ein Wüstenklima vorauszusetzen, unter dessen Einfluß ein solches Becken starker Verdampfung unterliegt. Durch Einströmen von ozeanischen Wassermassen, fortdauernde Verdunstung und fehlenden oder geringfügigen Rückstrom der nach unten sinkenden Salzlösung wird nach der Ochseniusschen Annahme der Salzgehalt des Beckens ständig vermehrt, so daß schließlich eine starke Sole entsteht, die bei weiterer Konzentration Salz ausscheidet. Die

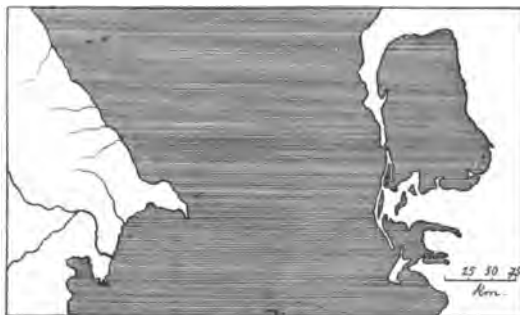


Fig. 372. Kaspisches Meer mit dem Karabugas-Busen.



Reihenfolge der Salzabsätze richtet sich nach der Löslichkeit insofern, als sich erst das Material niederschlägt, das die größte Wassermasse zur Lösung gebraucht; das ist Kalziumsulfat (Gips bzw. Anhydrit), darauf Steinsalz. Für gewöhnlich ist dann die außer Kochsalz reichlich Kalium-Magnesiumsalze enthaltende Mutterlauge, die auf der bereits abgeschiedenen Salzlage stand, über die Barre ins Meer zurückgeflossen, so daß die Salzabscheidung mit der Steinsalzbildung schloß. In seltenen Fällen (und ein solcher ist nach Ochsenius im Zechsteinbusen von Norddeutschland eingetreten) wurde die Barre vor dem Abfluß der Kalisalzlösungen durch Aufhöhung zum natürlichen Riegel für das Wasserbecken, in welchem sich nun beim weitem Verdunsten und Eintrocknen auch die Kalium-Magnesiumsalze abschieden.



Fig. 373. Anhydritlagen im ältern Steinsalz von Staßfurt (Provinz Sachsen).

J. Walther kam zu andern Vorstellungen über die Bildung der Steinsalz- und Kalisalzagerstätten. Seine zwar nicht durchweg anwendbare Methode der Erforschung von Gesteinsbildungsprozessen, die darin besteht, aus den Beobachtungen, die gegenwärtig über die Entstehung der Gesteine gemacht werden, auf die Bildungsgeschichte der in der Vergangenheit entstandenen Gesteine zu schließen, lenkt bezüglich der Orte der Entstehung von Salzlagern die Aufmerksamkeit weniger auf Meeresbuchten als auf die abflußlosen Gebiete der Wüsten.

In einer solchen weitausgedehnten Wüstenregion befand sich zur Zechsteinzeit nach der Annahme Walthers ein vom Ozean abgeschnürtes, großes (Norddeutschland und Bezirke Rußlands bis nach Asien bedeckendes) Meer. Es verringerte durch Verdunsten der Wassermassen sein Areal. In den Randteilen schlugen sich Salze nieder, die aber zum großen Teile durch Regenfall wieder aufgelöst und durch Flüsse nach dem immer kleiner werdenden Wasserbecken transportiert wurden. Schließlich dampfte dieser auf das jetzige Norddeutschland eingeeengte Salzsee völlig ein, wobei aber immer noch mancherlei Zuflüsse ausgelaugtes Material der Umgebung zuführten.

In einer groß angelegten Arbeit<sup>1)</sup> hat J. H. van 't Hoff mit seinen Schülern die Bildung der ozeanischen Salzablagerungen an der Hand zahlreicher Versuche vom physikalisch-chemischen Standpunkte aus studiert. Es ist ihm gelungen, in einem Schema die Abscheidung und dabei insbesondere auch das normale Zusammenvorkommen der in Betracht kommenden Salze klarzulegen. Es sei hierbei auf einen einfachen Fall als ein Beispiel der Betrachtungsweise hingewiesen. Ist nur ein Körper, z. B. NaCl, in Lösung, so sondert er sich beim Eintritt der Sättigung aus und fährt darin beim fortschreitenden Verdunsten des Lösungsmittels immer in der Art fort, daß die Mutterlauge die konstante Zusammensetzung einer für die herrschende Temperatur

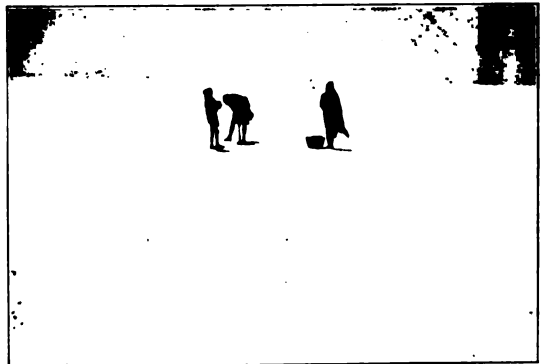


Fig. 374. Ausgetrockneter Salzsee bei Sidi el Hani (Tunis). Ablagerung von reinem Kochsalz.

<sup>1)</sup> Zusammengefaßt in van 't Hoff, Ozeanische Salzablagerungen.

gesättigten Lösung behält. Bei einer Lösung von zwei Körpern sei vorausgesetzt, daß diese beiden Substanzen nicht aufeinander einwirken, daß es also z. B. NaCl und KCl sind. Ist KCl im Überschuß, so fällt es zuerst aus; bei bestimmter Konzentration scheidet sich NaCl mit KCl ab; von nun an behält die Mutterlauge konstante Zusammensetzung und trocknet als für beide Salze gesättigte Lösung allmählich ein. Umgekehrt, bei NaCl-Überschuß, scheidet sich natürlich erst NaCl aus, die KCl-Abscheidung beginnt bei der nämlichen Konzentration wie vorhin, und der weitere Verlauf ist derselbe. Übersichtlich wird dies in der graphischen Darstellung Fig 375 wiedergegeben, die sich auf eine Temperatur von 25° C bezieht. Es enthalten 1000 Moleküle Wasser in Molekülen:

|  | NaCl | KCl |
|--|------|-----|
| A. Bei Sättigung an NaCl allein. . . . .   | 111  | 0   |
| B. Bei Sättigung an KCl allein . . . . .   | 0    | 88  |
| E. Bei Sättigung an NaCl und KCl . . . . . | 89   | 39  |

In Fig. 375 stellen die Punkte *A, B, E* diese Verhältnisse dar. Die Linie *AE* hat die Bedeutung einer Ausscheidungslinie für NaCl, die Linie *BE* einer solchen für KCl. Setzt man eine ungesättigte Lösung, deren Gehalt an NaCl und KCl durch die Lage des entsprechenden Punktes *C* gegeben sei, der Verdunstung aus, so bleibt zunächst alles Salz in Lösung, d. h. das Verhältnis von gelöstem NaCl zu KCl *a:b* ändert sich nicht. Diese Einengung wird durch die Linie *OC* dargestellt, die in allen ihren Punkten ja das gleiche Verhältnis von NaCl zu KCl besitzt. Beim weiteren Verdunsten von Wasser scheidet sich KCl aus, das Verhältnis des gelösten NaCl zum gelösten KCl ändert sich zugunsten des NaCl, entsprechend der Linie *DE*. Ist *E* erreicht, so trocknet die Mutterlauge, ohne ihre Zusammensetzung zu ändern (immer sowohl NaCl als auch KCl abscheidend), allmählich ein. Die Pfeilrichtungen geben über die Verhältnisse allgemeinen Aufschluß. Umgekehrt würde eine Lösung der Zusammensetzung *F* beim Erreichen von *AE* in *G* anfangen, Chlornatrium auszuscheiden, um in *E* wie beim ersten Beispiel mit konstanter Zusammensetzung einzutrocknen.

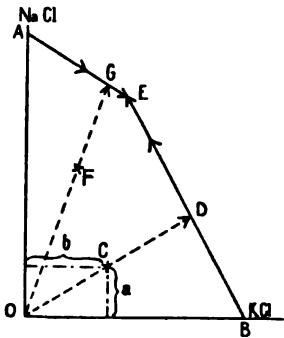


Fig. 375. Schema für die Kristallisation von KCl-NaCl-Lösungen.

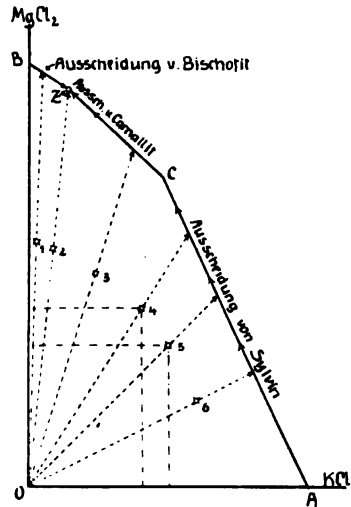


Fig. 376. Schema für die Kristallisation von KCl-MgCl<sub>2</sub>-Lösungen.

Zusammensetzung *F* beim Erreichen von *AE* in *G* anfangen, Chlornatrium auszuscheiden, um in *E* wie beim ersten Beispiel mit konstanter Zusammensetzung einzutrocknen.

Es läßt sich diesem Schema das Gesetz entnehmen, das auch in den verwickeltesten Fällen den Kristallisationsvorgang beherrscht. Ist Sättigung für einen Körper *M* (oder für mehrere) erreicht, so ändert sich beim weiteren Verdunsten des Lösungsmittels die Zusammensetzung der Lösung derart, daß sie sich entfernt von der Sättigungszusammensetzung einer Lösung, die nur *M* enthält.

Im vorliegenden ersterwähnten Falle heißt das: ist *D* erreicht, so führt der Kristallisationsweg von *D* nach *E*, im zweiten Beispiel ist die Bahn *FG*. Bei einer bestimmten Temperatur, z. B. 25° C, gibt es also nur eine einzige Lösung *E* von Chlornatrium und Chlorkalium, die gleichzeitig beide Salze aussondert.

Sei nunmehr Chlormagnesium als Lösungsgenosse von Chlorkalium herangezogen. Dann ist zu bedenken, daß MgCl<sub>2</sub> für sich mit 6 H<sub>2</sub>O als Bischofit kristallisiert und KCl und MgCl<sub>2</sub> ein Doppelsalz KCl · MgCl<sub>2</sub> · 6 H<sub>2</sub>O (Carnallit) bilden können. Die Kristallisationsbahn 1 der einschlägigen Fig. 376 führt zur Ausscheidung von Bischofit und in *Z* zur gleichzeitigen Aussonderung von Bischofit und Carnallit. Bahn 2 gelangt unmittelbar zu dieser Doppelkristallisation, 3 zur Entstehung zunächst von Carnallit und dann von diesem Salz zusammen mit Bischofit. 4 leitet erst zur Entstehung von Sylvin (KCl) und darauf bei *C* zum gleichfalls KCl-haltigen Carnallit. Da nun aber *C* nicht Kristallisationsendpunkt ist, so wird hier der ausgeschiedene Sylvin wieder

aufgezehrt oder pseudomorphosiert, um zur Carnallitbildung verwandt zu werden. Ebenso ist es bei 5 und 6.

Ersichtlich verlangt eine Bildung von Bischofit ( $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ), daß in der Lösung  $\text{MgCl}_2 > \text{KCl}$  ist; denn da bei Carnallit  $\text{KCl}:\text{MgCl}_2 = 1:1$ , so verlangt die Ausscheidung von Bischofit einen Überschuß an  $\text{MgCl}_2$ . Die Bahn 5, auf der  $\text{KCl}:\text{MgCl}_2 = 1:1$ , würde schließlich also nur Carnallit liefern, ebenso erreicht Fall 6 nicht den Punkt Z, was aber bei 1—4 sich ereignet.

Das Meerwasser enthält nun auch Chlornatrium, und zwar so viel, daß es beim Eindunsten zunächst an diesem Stoff gesättigt wird. Man hat es also von da an mit einer stets für NaCl konzentrierten Lösung zu tun, die neben andern Salzen immer Chlornatrium aussondert. In Fig. 376 ist also schon im Punkte O Sättigung an NaCl anzunehmen. Das Schema der Fig. 376 gilt auch jetzt noch, nur sind infolge der NaCl-Beimischung die Sättigungspunkte und Linien etwas verschoben.

Außer NaCl führt aber das Meerwasser noch eine ganze Reihe wesentlicher Stoffe.

Um auch diese unterzubringen, hat von 't Hoff ein ziemlich verwickeltes Modell konstruiert, auf das hier nicht eingegangen zu werden braucht, da eine von Jaenecke und Boeke vorgeschlagene Darstellungsart den nämlichen Zweck einfacher erfüllt und daher hier an Stelle des van 't Hoff'schen Diagramms angeführt sei. Der Kunstgriff besteht in der Reduktion der in Betracht kommenden Stoffe  $\text{H}_2\text{O}$ , Cl,  $\text{SO}_4$ , K, Na, Mg, Ca auf drei, die nun in üblicher Dreiecksprojektion dargestellt werden können; es sind K, Mg,  $\text{SO}_4$ .

Diese für den Fall der Meerwasserkristallisation mögliche Vereinfachung beruht auf der Überlegung, daß  $\text{H}_2\text{O}$  fortgelassen werden kann, da die Richtung der Kristallisationsbahn von seiner Menge unabhängig ist. Das Verdunsten des Wassers ist (entsprechend dem Absinken der Temperatur bei Schmelzen) der Anstoß zur Kristallisation, es lenkt aber den großen Gang der Ausscheidungsfolge nicht. Weiterhin kann Na unbeachtet bleiben, da es mit Cl im Meerwasser in so bedeutenden Mengen enthalten ist, daß die Lösung sich zuerst an NaCl sättigt und dies Salz ständig ausfällt, also im Diagramm nicht weiter gekennzeichnet zu werden braucht. Der Gehalt an Cl wird gleichfalls ausgelassen, da es sich um neutrale Salze handelt, bei denen eine gegebene Menge von K, Mg,  $\text{SO}_4$  mit der von Cl in einfacher Beziehung steht. Und weil schließlich beim  $\text{SO}_4$ -gehalt der Lösung Ca-salze als Sulfate vorhanden sind, die als schwer lösliche und daher nur in geringer Menge vorhandene Stoffe den Kristallisationsweg der übrigen kaum beeinflussen, vielmehr von ihnen beeinflußt werden, so kann man das Ca zunächst gleichfalls aus dem Spiele lassen, um es in einem vom Diagramm der Stoffe K, Mg,  $\text{SO}_4$  abhängigen Schema der Kalksalze für sich darzustellen. In Fig. 377 (die für  $25^\circ$  gilt) ist das Dreieck in Felder aufgeteilt, entsprechend der Zusammensetzung von Lösungsgruppen, die je mit einem bestimmten (in das Feld eingeschriebenen) Bodenkörper im Gleichgewicht stehen, z. B. Lösungen des Kainitfeldes mit Kainit, des Carnallitfeldes mit Carnallit. Aus Lösungen, deren darstellender Punkt (Lösungspunkt) z. B. im Carnallitfeld liegt, fällt also Carnallit aus und entsprechend in den übrigen. Es ist nun zu beachten, daß die sich aussondernden Salze ihren darstellenden Punkt (den Salzpunkt) nicht in dem zugehörigen Lösungsfeld haben, vielmehr dort, wo er durch Kreuze bezeichnet ist. So kann man Gleichgewichtslinien ziehen, die jeweils einen Salzpunkt mit einem beliebigen Punkte des zugehörigen Lösungsfeldes verbinden. Fällt aus einer Lösung das konjugierte Salz aus (dessen Komponentenverhältnis  $\text{K}_2:\text{Mg}:\text{SO}_4$  also nicht das der Lösung ist), so verschiebt sich dadurch der Punkt der Lösung und zwar gradlinig auf der Konjugationslinie (= Kristallisationsbahn) in der Richtung fort vom Salzpunkte, um so weiter, je mehr auskristallisiert. So trifft denn die Bahn in ihrem gradlinigen Vorausschreiten auf die Grenze des Lösungsfeldes, in dem sie sich bislang bewegte, und da diese Grenze zwei Lösungsfeldern angehört, so wird die Bahn nun der richtenden Kraft auch eines zweiten Salzpunktes unterworfen; sie nimmt eine neue Richtung an, die sich nach Boeke als Resultierende dieser dirigierenden Komponenten erweist.

Wo andererseits das Verhältnis der chemischen Stoffe  $\text{K}_2:\text{Mg}:\text{SO}_4$  im Ausgeschiedenen mit dem der Lösung übereinstimmt, kann sich keine Kristallisationsbahn entwickeln. Die Lösung bleibt in ihrer Zusammensetzung konstant, ihr darstellender Punkt also an derselben Stelle. Solche kongruenten Punkte hat man im Beispiele der Fig. 377 in den Eckpunkten des Dreiecks, wo außer dem NaCl nur ein Stoff dargestellt wird: im  $\text{K}_2$ -Eck (ohne Mg und  $\text{SO}_4$ ) KCl, im Mg-eck (ohne  $\text{K}_2$  und  $\text{SO}_4$ )  $\text{MgCl}_2$  und im  $\text{SO}_4$ -eck (ohne  $\text{K}_2$  und Mg)  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ . Kongruente Punkte liegen auch auf den Seiten des Dreiecks überall wo zwei Kristallisationsbahnen entgegengesetzt gerichtet sich treffen  $\rightarrow \leftarrow$ , also ein Endpunkt sich bilden muß. Im Innern des Dreiecks ist ein solcher Punkt in Z (nahe am Mg-eck) vorhanden, wo drei Kristallisationsbahnen zusammen treffen.

Für Meerwasser, das bis zur Konzentration des Chlornatriums eingedunstet ist, ergibt sich in Fig. 377 ein Lösungspunkt (mit  $K_2:Mg:SO_4 = 6,7:70,3:23$ , welcher im Felde für Reichardtīt ( $MgSO_4 \cdot 7H_2O$ ) liegt. Dies Salz sollte sich also bei weiterem Verdunsten aussondern. Das ihm begleitende Kalksalz (Polyhalit) kann aus dem zweiten, dem ersten zugehörigen Diagramm der Kalksalze, das in Fig. 377 mit gestrichelten Linien angedeutet ist, mittels desselben Punktes abgelesen werden. Die Kristallisationsbahn ist, wie immer, gegeben durch die Überlegung, daß sie sich vom darstellenden Punkte (dem Salzpunkte) der ausfallenden Verbindung, also hier des für Reichardtīt (in der Mitte zwischen dem Mg- und  $SO_4$ -eck bei X) abwendet. Sie stellt sich als eine vom Reichardtīt-punkte aus gradlinig gerichtete Linie im Reichardtīt-felde dar, die zum

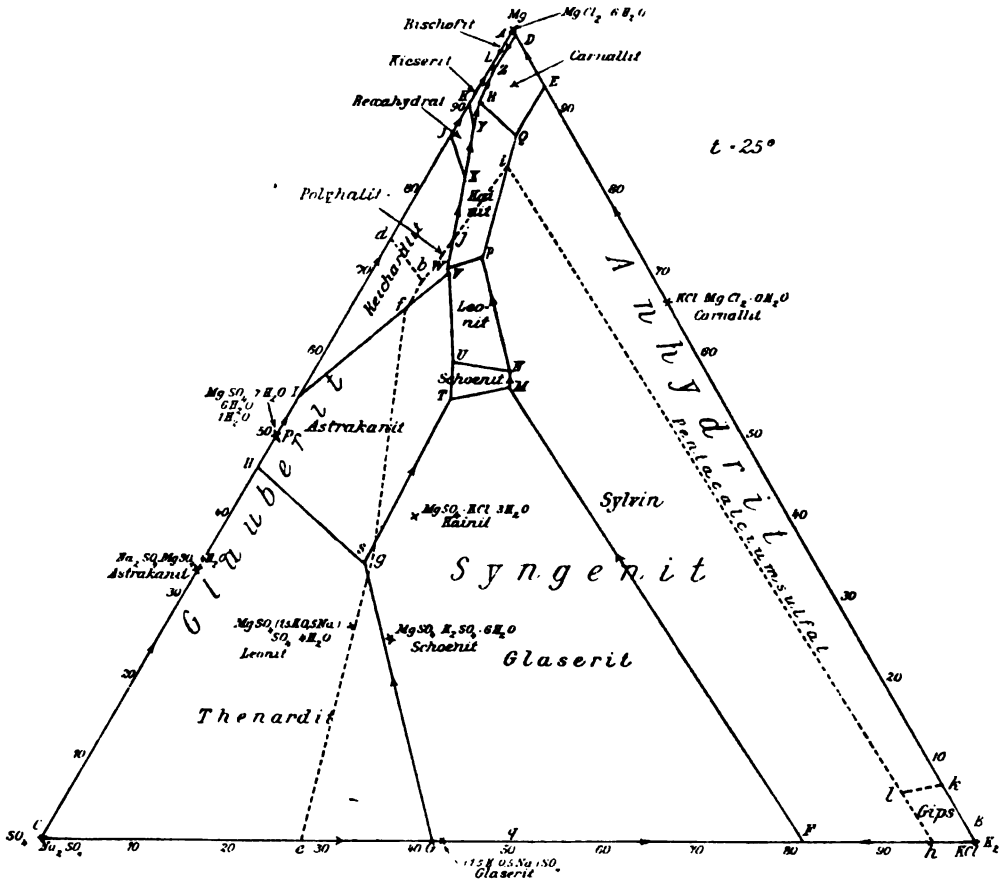


Fig. 377. Kristallisation der Meeresalze bei 25°. Ergebnisse der Untersuchungen von van 't Hoff in Dreiecksprojektion von H. E. Boeke dargestellt. Die Kristallisationsfelder der Kalksalze sind gestrichelt umrahmt.

Kainit-felde führt, dessen Grenze zum Reichardtīt-felde sie folgt; d. h. nunmehr fallen Reichardtīt und Kainit zusammen aus. Dann, den Pfeilen entsprechend, zeigt die Bahn die Aussonderung von Magnesiumsulfat-hexahydrat und Kainit an, darauf die von Kieserīt und Kainit, fernerhin von Kieserīt und Carnallīt und am Kristallisationsendpunkte Z von Kieserīt, Carnallīt und Bischofīt. Als begleitende Kalksalze erscheinen Polyhalit und darauf Anhydrit (der im übrigen schon eine Weile ausfiel, ehe das Reichardtīt-feld erreicht war).

Das Staßfurter Profil, das S. 268 näher geschildert wird, weicht nun aber wesentlich von obigem Kristallisations-schemata für 25° ab. Vor allem fehlen in ihm sowohl Reichardtīt ( $MgSO_4 \cdot 7H_2O$ ) als auch  $MgSO_4 \cdot 6H_2O$  und Kainit. Die Ursache für diese Abweichungen haben Lachmann und Arrhenius in einer nachträglichen Zerstörung dieser Salze sehen wollen, indes erscheint das schon auf Grund der Dünn-schliff-untersuchungen ganz unwahrscheinlich; vielmehr ist anzunehmen, daß dies Fehlen von Salzen, die man zufolge des für 25° geltenden Schemas erwarten muß, auf einer 25° über-

schreitenden Bildungstemperatur des Staßfurter Salzlagers beruht. Bei 35° fallen Reichardt und das Magnesiumsulfathexahydrat fort. Das Kainitfeld verschiebt sich bei solchen und höheren Temperaturen, braucht also ev. nicht mehr von der Kristallisationsbahn des Meerwassers getroffen zu werden. Weiterhin deuten einige im Staßfurter Lager und auch anderen Vorkommen enthaltene Salze auf noch höhere Bildungstemperaturen hin, so Langbeinit ( $K_2SO_4 \cdot 2MgSO_4$ ) und Vanthoffit ( $3Na_2SO_4 \cdot MgSO_4$ ) auf minimal 37° bzw. 46°, ja die als Hartsalze verbreitete Mineralkombination von Steinsalz, Sylvin und Kieserit ist nur über 72° bestandfähig. Die Erklärung für das Vorhandensein dieser auf so sehr hohe Temperaturen weisenden Minerale bzw. Mineralkombinationen liegt wohl in Umständen, auf welche schon 1901 in der ersten Auflage dieses Lehrbuches einmal hingewiesen wurde.

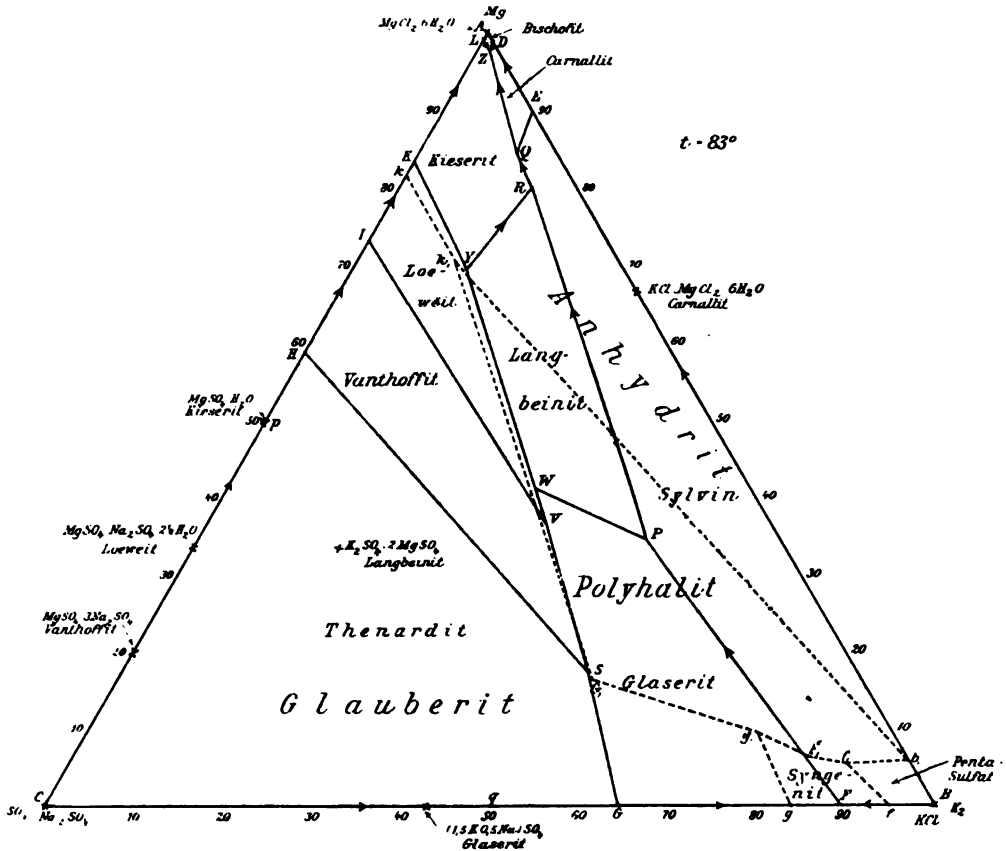


Fig. 378. Kristallisation der Meeressalze bei 83°. Ergebnisse der Untersuchungen von van't Hoff in Dreiecksprojektion von H. E. Boeke dargestellt. Die Kristallisationsfelder der Kalksalze sind gestrichelt umrahmt.

Es heißt dort, es erscheine der Fall nicht ausgeschlossen daß sekundäre Umänderungen in Salzlagerstätten sich vollzogen als eine mächtige Überlagerung durch andere Gesteine (oder Gebirgsdruck) die Temperatur im Salze steigerte. Bei Tiefen von etwa 2–3000 m und mehr muß schon beträchtliche Temperaturerhöhung angenommen werden (T. bei 3000 m etwa 100°).

Entsprechende Annahmen einer Metamorphose der Salze durch nachträglich erhöhte Erdwärme sind selbständig auch von S. Arrhenius ausgesprochen und von Lachmann, M. Naumann und anderen zur Erklärung der eigenartigen Verhältnisse herangezogen. In der Tat scheinen die oben erwähnten Umstände einer durch Überlagerung veranlaßten Thermometamorphose eine große Rolle bei den deutschen Kalisalzlagern gespielt zu haben. Dabei wird vor allen die von M. Naumann betonte Wirksamkeit von außen einsickernder Wasser von ganz besonderer Bedeutung gewesen sein. Beiläufig mag das aus Carnallit getriebene Kristallwasser mitgewirkt haben.

Hiernach wird man Langbeinit, Vanthoffit und die Kieseritsylvingesteine als nachträgliche thermometamorphe Bildungen anzusehen haben. Das von van 't Hoff für 83° C ausgearbeitete Diagramm (Fig. 378) gibt über die dann möglichen Paragenesen deutlichen Aufschluß. Für die ursprüngliche Bildung der Salzlager kommt man mit der Annahme einer Temperatur von etwa 35° aus.

Eine andere sehr verbreitete, interessante und hier bei der Entstehungsgeschichte zu würdigende Erscheinung unter den Kalisalzen sind die sog. Trümmersalze; man hat sie wohl zurückgeführt auf die Zerstörung von Salzablagerungen durch bereits zur Zechsteinzeit einbrechende Laugen, welche die Bruchstücke der Salzgesteine mit sich führten, schließlich ablagerten und durch Ausscheidung, insbesondere von Carnallit, verkitteten. Man wird die Struktur dieser Salze indes mit v. Koenen und Naumann als Folge von Druckänderungen ansehen müssen, wobei eine von Arrhenius und Lachmann angenommene Erweichung der Salzmassen zufolge Temperaturerhöhung und Wasserdurchtränkung eine Bedeutung gehabt haben mag. Diese Salze stellen also Mylonite (S. 250) vor; es sind nicht „deszendente“ Salze, die ihren Charakter bereits zur Zechsteinzeit erhielten, sondern Trümmerbildungen aus der weitspättern Zeit der Schichtendislokation. (Vgl. Fig. 379.)

Der Absatz von Salzton (Fig. 381) unterbrach die Ablagerung der Zechsteinsalze schon lange vor ihrem normalen Ende, d. h. vor Bildung eines Bischofitgesteins; ein solches ist als Primärbildung nirgends erschlossen. Der Ton des Salztons wird durch Wasser in das Absatzbecken eingeführt z. T. eingeweicht sein, wofür die von Lück nachgewiesene Pollenführung spricht. Sicherlich ist Wassereinbruch bezüglich des Horizontes im grauen Salzton anzunehmen, in welchem Zimmermann marine Versteinerungen auffand. Sie beweisen eine starke Verdünnung der Salzlösung. Sei im übrigen vermerkt, daß solche sog. Salztone in den unteren Lagen meist anhydritisch, in den oberen Partien durch Magnesit und Dolomit carbonatisch sind. Auf dem Salzton lagert der sog. Haupt-

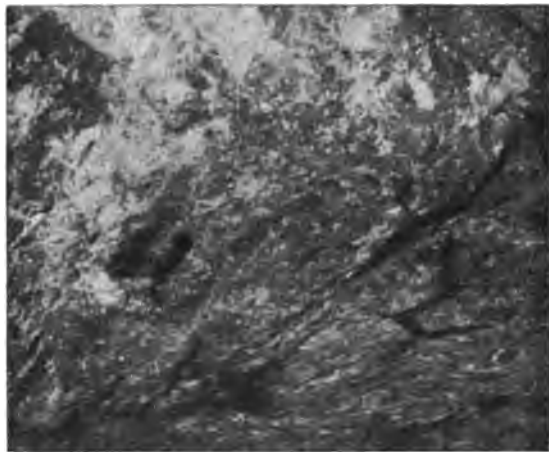


Fig. 379a, b, c.  
Kieseritischer Carnallithalt. Berlepschbergwerk bei Staßfurt.  
a) normales Gestein. b) mit verbogenen Kieseritschnüren.  
c) zerdrücktes Gestein (Mylonit). Nach Lück.

anhydrit. Über ihm findet man jüngeres Steinsalz ev. noch mit wertvollen Kalisalzen. (Vgl. Fig. 382). Rote Tone leiten zum unteren Buntsandstein über.

Von Anhydritlagen, die sich in und über dem jüngern Salz finden, ist insbesondere

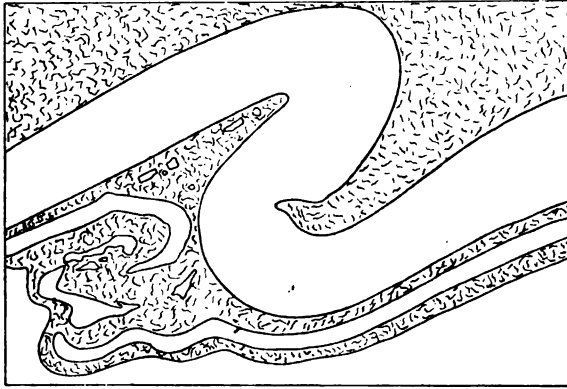


Fig. 380. Faltung einer starken und Zertrümmerung einer schwachen Steinsalzlage in mylonitischem Carnallithhalt. Hallesche Kaliwerke.

der im Salz gelagerte, von Zimmermann sog. Pegmatitanhydrit wichtig; er ist von Steinsalz eigenartig blumig durchwachsen.

Schließlich kommen noch weitere Umbildungen in Betracht, die sich an den dislozierten Salzen vollzogen und wohl auch noch vollziehen, wenn Tagewasser zu den in höhere Teile der Erdkruste emporgedrungenen und von Spalten berührten Zechsteinablagernungen dringen; sie wurden örtlich ganz aufgelöst, vielfach aber auch nur in den oberen Teilen verändert. Im letztern Falle entstanden als Salzhut (vgl. Fig. 381 und 382) die posthumer Salze Everding's. Insbesondere bezeichnend ist hierfür der Kainit, der

aber gelegentlich auch als primäres Salz gefunden wird, und blaues Steinsalz.

Für diese Neubildungen gilt das Diagramm van't Hoff's, das er für 25° aufgestellt hat.

Das Interesse an den Steinsalz- und Kalisalzlagerstätten wird in wissenschaftlicher Hinsicht noch ganz besonders erhöht durch die eigenartigen Dislokationen der ursprünglich wagerechten Salzflöze. Natürlich haben diese Lagerungsstörungen auch in bergbaulicher Hinsicht allergrößte Wichtigkeit. Der ursprüngliche Absatz erfolgte offenbar in flachen Becken auf allmählich sinkendem Untergrunde. Nur so ist die große Mächtigkeit der Salzvorkommen zu erklären.

Derartige Senkungsgefülle werden episodisch zu Faltungsbezirken, und so haben sich auch in Mittel- und Norddeutschland solche orogentischen Dislokationen am Ende der Jurazeit, in der Kreide- und Tertiärperiode vollzogen. Natürlich übten die gebirgsbildenden Kräfte wie auf alle Gesteine, auch auf die Salzlager ihre ortsändernde Wirkung aus, indes brachte die je nach dem Material mehr oder minder ausgeprägte Plastizität der Salze es mit sich, daß sie vielfach anders reagierten als die hangenden und liegenden Gesteine. Die plastische Formbarkeit besonders des Hauptmaterials der Lager, des Steinsalzes, die bei geringer Temperaturerhöhung, wie Milch zeigte, sich noch stark erhöht, veranlaßte bruchlose Faltenlagen von großem Ausmaße und stellenweise größter Komplikation, Ausquetschungen und andererseits Stauchungen, während zwischen ihnen lagernde sprödere Massen (wie Anhydrit) zerbrachen (Fig. 384). Die Reaktionsfähigkeit der Salzmassen auf die gebirgsbildenden Kräfte war so groß, daß sie ihnen gelegentlich weitgehendst folgten, während ihre Unterlage fast oder ganz unberührt blieb und auch die Hangendschichten in weit geringerem Faltenmaß disloziert wurden. Nach Stille eilten die Salze in Satteln den Sattelflanken dabei gewissermaßen voraus (Fig. 386, S. 267). Ferner ist wahrscheinlich, daß die Salze zufolge ihrer Plastizität auch dem Hangenddruck mächtiger Gesteinsmassen in der Weise folgten, daß sie sich nach Stellen schwächsten

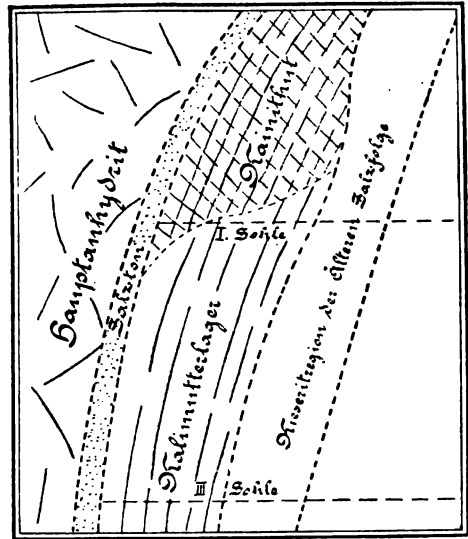


Fig. 381. Salzhut im steil aufgerichteten Kalisalzlager von Westeregeln. Nach Everding.

Widerstandes seitlich verschoben und hier als Injektionen emporstiegen. Ihr geringes spezifisches Gewicht gab ihnen dabei einen starken Auftrieb. So wurden Salzlager örtlich in Form verquetschter Falten zum Teil Tausende von Metern in die Höhe gepreßt, und sie stehen nun gangförmig (in der Tat an Eruptive erinnernd) als Ekzeme, Salzrücken oder Salzsäulen zwischen oft wenig gestörtem Nebengestein an.

Das hangende, tektonisch oder durch die empordrängenden Salzmassen gehobene und dabei mehr oder minder zerrüttete Gestein über solchen Aufpressungshorsten war für das Eindringen von Tagewassern günstig; sie lösten die oberen Partien der Salzmassen, wandelten Anhydrit in Gips um und brachten Salzhüte (S. 211) zustande. Die gehobenen Deckschichten sackten über dem Salz in zum Teil sehr wirrer Lagerung zusammen. Schließlich stellte sich ein Gleichgewicht zwischen Aufpressen des Salzes und dem Weglösen von oben, ein sog. Salzspiegel, ein.

Eine solche Auffassung der merkwürdigen Lagerungsverhältnisse der deutschen Salzgesteine, die sich auch auf gewisse österreichische und andere Vorkommnisse ausdehnen läßt, wird von Stille (mit besonderer Betonung der faltenden tektonischen Kräfte), von Harbort (mit starker Berücksichtigung des Hangenddruckes zu Seiten emporsteigender Salzmassen) vertreten, am ehesten aber wohl in obiger vermittelnder Form anzunehmen sein.

Lachmann hingegen suchte mit Arrhenius zu begründen, daß Lösungsvorgänge und Rekristallisationsvorgänge die Salzlager in höhere Niveaus brachten. Im Hinblick darauf, daß auch nichtrekristallisierbare Massen (wie Salztone mit Versteinerungen) emporgewandert sind, scheint diese Theorie gegenüber der Annahme einer mechanischen Emporpressung der Salzmassen nicht haltbar.



Fig. 383. Steinsalzbank zwischen Kieserithalit unter Massenverschub gefaltet. Berlepschbergwerk bei Staßfurt. Nach Lück.

Steinsalz. Das natürliche Steinsalz, über dessen wesentliche Eigenschaften S. 96 berichtet ist, enthält zuweilen kleine Mengen Chlormagnesium und Chlorkalzium und zieht deshalb Feuchtigkeit an, das sublimierte (an Vulkanen) führt oft viel Kaliumchlorid, das Knistersalz von Wieliczka in Galizien in Hohlräumen Wasserstoff, Kohlenoxydgas, Kohlenwasserstoffe usw., Ein-

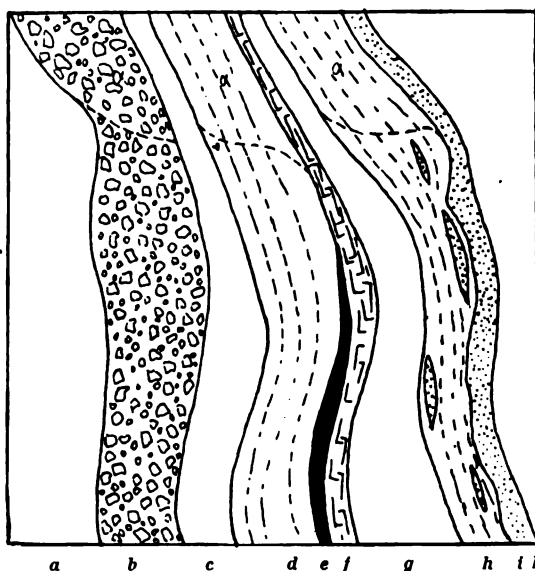


Fig. 382. Salzlager von Vienenburg (Harz). Nach Everding.  
a Älteres Steinsalz; b Mylonitisches Carnallitgestein; c Steinsalz; d Carnallitgestein; e Salzton; f Hauptanhydrit; g jüngerer Steinsalz; h Carnallitgestein mit Sylvinit; i Sylvinit; k Steinsalz; α Salzhut.



schlüsse, die beim Auflösen des Salzes unter knackenden Sprengungen der allmählich dünner werdenden Wände entweichen; oft beobachtet man auch Flüssigkeitseinschlüsse mit Libelle. Häufig ist dem Steinsalz Ton beige-mengt, was eine graue, zuweilen grüne Färbung veranlaßt.

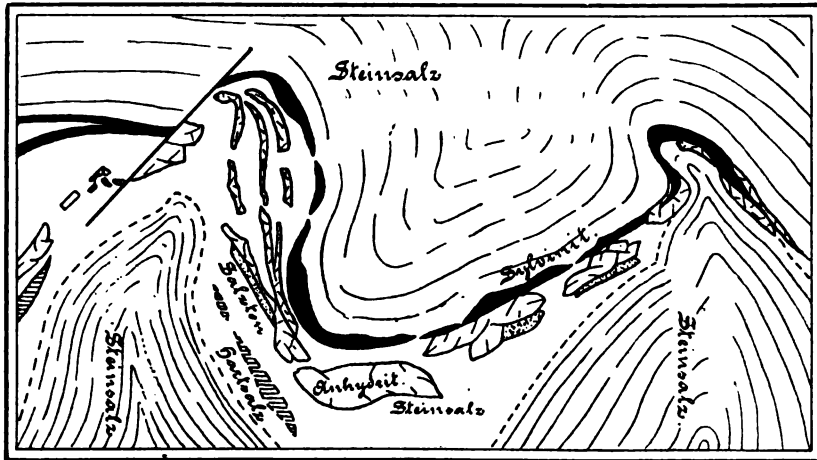


Fig. 384. Zerquetschung von Anhydrit und Salzton auch von Sylvinit in einem Steinsalzager bei Hannover. Nach Everding.  
Bemerkung: Die Vertikalrichtung ist im Bilde wagrecht gestellt, links ist unten.

Das Steinsalz erscheint in oft außerordentlich mächtigen, im Lot selbst über 1000 m starken Vorkommnissen<sup>1)</sup>, insbesondere in Gesellschaft von Anhydrit, Gips und (in Deutschland, sowie Galizien) auch von Kalisalzen. Schichtung ist im Steinsalz nicht gerade selten, gelegentlich machen in großer Zahl eingeschaltete Lagen von Anhydrit, Polyhalit usw. einen periodenweisen Absatz deutlich. Das Salzgestein hat meist körnige, gelegentlich (durch Umkristallisieren) sehr grobe Struktur. Auf Spalten in Ton zeigt

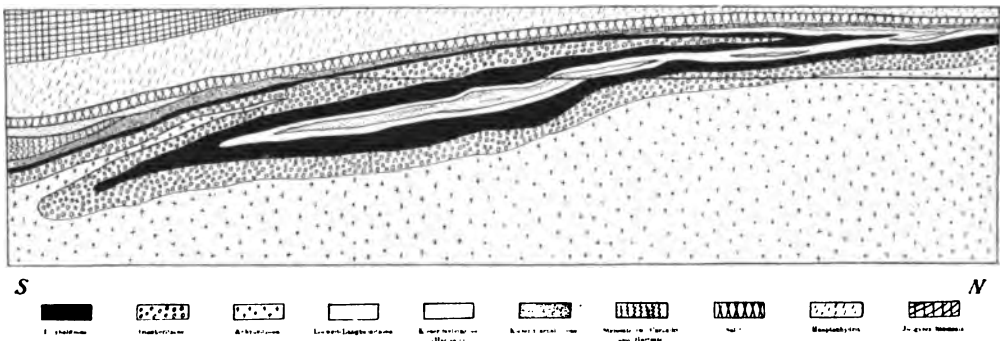


Fig. 385. Faltung im Salzager von Solvay. Nach C. Rühle. 1:2000.

sich das Chlornatrium gelegentlich als Fasersalz; aus Versuchen von R. Schmidt folgt, daß die Lösungszufuhr durch die Poren des Tons geschieht; in ihnen entsteht je ein Kriställchen, das unten wächst und vorgeschoben wird, so daß Strähnen zustande kommen, die man übrigens auch als lose Büschel auf Ton findet.

<sup>1)</sup> Bei der Beurteilung der Mächtigkeit auf Grund der Bohrergebnisse ist das Fallen und die ev. Stauchfaltung der Schichten in Betracht zu ziehen (vgl. S. 31, Fußnote und Fig. 384). Bei Wietze (Lüneburger Heide) blieb eine Bohrung von 104 bis 1613 m stets in Salz.

Mit Ausnahme der archaischen findet sich Steinsalz wohl in allen geologischen Formationen, in Deutschland insbesondere im Zechstein und in der Trias, im Tertiär z. B. in Galizien. Gegenwärtig läßt sich vor allem in Wüstengebieten die Bildung von Steinsalz beobachten.

Bezüglich der speziellen Lagerungsverhältnisse sei auf die Betrachtung über die Entstehung der Salzgesteine (S. 257) und auf die Darlegung über Kalisalzlager (S. 268) verwiesen. Hier mögen die außerordentlich interessanten alpinen Vorkommnisse noch besonders erwähnt werden. Die untere Trias (Werfener Schiefer) der nördlichen Kalkalpen enthält in weiter Verbreitung Anhydrit- und Gipsvorkommnisse; die z. T. von Polyhalit begleiteten Salzlagerstätten beschränken sich auf eine mittlere Gebirgszone, die im Salzkammergut ihre typische Ausbildung zeigt. Salz und Ton bilden hier meist eine wirt verknüttete und zertrümmerte, also mylonitische Masse (das Haselgebirge), die in Störungszonen förmlich wie ein Eruptivgestein zwischen jüngere Triasglieder eindringt und mitunter sogar mit Jura-gesteinen in Kontakt tritt. Die Salzstöcke von Aussee, Hallstadt und Ischl können als Beispiele für derartige Verhältnisse angeführt werden.

An der Erdoberfläche ist Steinsalz nur in regenarmen Gegenden existenzfähig. Als

Beispiel eines solchen Vorkommens sei ein 6 km langer, 1,5 km breiter und 150 m hoher Berg auf der Insel Kischim am Persischen Golf erwähnt, der nach Winkler aus reinem Steinsalz besteht. Auch seien die steinbruchartigen Aufschlüsse von Cardona (Spanien) und Parajd in Siebenbürgen hier genannt.

Die Gewinnung des natürlichen Chlornatriums erfolgt durch Bergbau, durch unterirdische Laugearbeit, Sammeln (z. B. Abpflügen nach Art des Schneepfluges) von Wüstensalz, Eindunsten von künstlicher oder natürlicher Sole (Meeressalz). Die Verwendung von Steinsalz und Kochsalz ist außerordentlich mannigfaltig. Es dient als Speisesalz (für einen Menschen jährlich an 8 kg), Viehsalz, zum „Einsalzen“, in der chemischen Technik zur Darstellung von Chlor, Salzsäure, Soda, Glaubersalz, Glasuren und anderer Na- oder Cl-haltiger Stoffe, zum chlorierenden Rösten, für Kältemischungen und viele andre Zwecke.

Kalium-Magnesiumsalze. Mineralische Eigenschaften S. 96. Ansichten über Entstehung S. 257. Durch zahlreiche Bohrungen in Deutschland, insbesondere im nördlichen Vorlande des Harzes (Staßfurt, Vienenburg), in der Gegend von Hannover, in Thüringen, Hessen, in Mecklenburg und Posen hat sich gezeigt, daß vielerorts das Steinsalz des Zechsteins, zuweilen des obern Buntsandsteins, im Ober-Elsaß des Tertiärs von zum Teil an 50—100 und mehr Meter mächtigen Ablagerungen wertvoller, weil im rohen oder um-

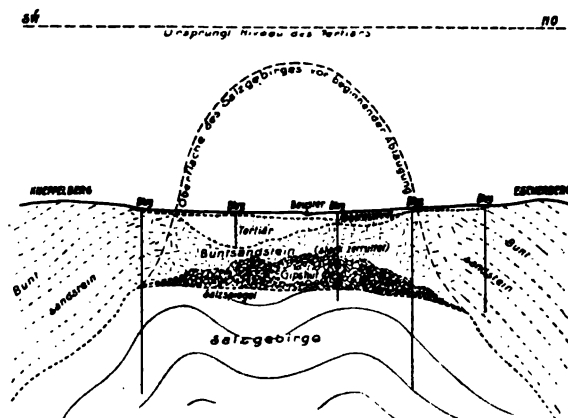


Fig. 386. Salzvorkommen des Hildesheimer Waldes. Nach H. Stille.

gewandelten Zustände als mineralisches Düngemittel zu verwendender Kalisalze begleitet ist, die teils ausgedehnte Lager, teils mehr linsenförmige Vorkommnisse darstellen. Da allein von Kalusz in Ostgalizien substantiell vergleichbare, aber nur kleinere Ablagerungen bekannt sind, so besitzt Deutschland eine Art Monopol auf die erwähnten Stoffe. Eine lästige Beigabe bilden die begleitenden, zum Teil mit den Kalisalzen chemisch verbundenen Magnesiumsalze, die bislang nicht in einer dem Vorkommen entsprechenden Menge vorteilhaft verwertet werden können.

In den Gasen der Kalisalzlagernstätten überwiegt Wasserstoff. Erdmann wies in ihnen Helium nach. In Thüringen findet man in der Nähe von Basalten Zonen von Salz, die Kohlensäure enthalten. Beim Anschließen entwickelt sie sich mit gewaltiger Kraft derart, daß förmliche Explosionsrohre (die sich in der Lagerstätte horizontal erstrecken) entstehen, ganz entsprechend den vulkanischen Schloten. Das fein zerriebene ausgeblasene Salz entspricht den vulkanischen Tuffen der Röhren (vgl. Fig. 1, S. 3).



Fig. 387. Anhydritallit. Berlepschbergwerk bei Staßfurt.

In dem berühmten Staßfurter Salzlager ruhen auf dem untern Zechstein (aus 0,5—4 m Zechsteinkonglomerat sowie Kupferschiefer und 4—10 m Zechsteinkalk bestehend) 70—100 m älterer Anhydrit mit Stinkstein nebst geringen Salzlagern als Repräsentant des mittlern Zechsteins. Dann folgt eine 300—500 m mächtige Steinsalzablagerung, die in ziemlich regelmäßigen, 8—9 cm betragenden Abständen von durchschnittlich einige Millimeter starken Anhydritschichten durchzogen ist (vgl. Fig. 373 u. 387). Nach oben treten an Stelle dieser Anhydritlagen im Steinsalz unter Vermittelung durch eine Glauberitsteinsalzzone Polyhalit-schnüre auf. Danach heißt die betreffende, an 60 m mächtige Steinsalzzone die Polyhalitregion. Es folgt die etwa 40 m starke Kieseritregion. In ihr

herrscht gleichfalls Steinsalz vor, das mit Kieserit und Carnallit verwachsen ist. Der Carnallit nimmt nach oben zu, bis das Salzgemenge schließlich in ein abbauwürdiges (25—40 m mächtiges) Carnallitlager übergeht. Durchschnittlich besteht das Material der Carnallitregion aus 52% Carnallit, 24% Steinsalz, 14% Kieserit, 2% Anhydrit und Ton (Gehalt an KCl 16%;  $MgCl_2$  20%;  $MgSO_4$  12%). Das Carnallitgestein ist ein oft farbenprächtiges Gemenge, wobei sich das Rot des Hauptminerals (durch Einlagerung von Eisenoxydplättchen hervorgerufen besonders heraushebt. Borazit ( $Mg_7Cl_2B_{16}O_{30}$ ), der nach M. Naumann aus Kieserit entstand, kommt als weiße Knollen im Carnallit vor. Über dem Carnallitgestein lagert eine 4—10 m starke, graue Salztonschicht. Sie enthält im Liegenden vorzugsweise Kalziumsulfat, in der Mitte ist sie tonig und am Hangenden führt sie toniges 40—50% Magnesiumkarbonat. Gewissermaßen durchtränkt ist der Salzion von Carnallit, Bischofit und Steinsalz, wie seine Auslaugung zeigt. Es folgt dann eine 40—90 m mächtige Lage von schichtungslosem Anhydrit (Hauptanhydrit), der noch überlagert wird von einer jüngern, 40—150 m starken Zone von Steinsalz, mit an 30 cm voneinander abstehenden, dünnen Schnüren aus Anhydrit und Polyhalit. Über diesem jüngern Steinsalz liegen 5—15 m roter Ton mit Anhydritknollen und Steinsalzschnitzen. Im Hangenden wiederholt sich die Folge Anhydrit, Steinsalz, Ton noch einmal, um schließlich wiederum mit Anhydrit, Steinsalzschnitzen, Ton in den untern Buntsandstein überzugehen. Von großer Wichtigkeit ist die Thermometamorphose eines Keiles des Staßfurter Carnallitflözes in Hartsalz. Hier nicht näher zu schildernde mächtige Faltungen komplizieren die Verhältnisse. Ein Salzhut ist sehr typisch zu beobachten.

Anders sind die Ablagerungsverhältnisse der Kalisalze im Werragebiete und in Hessen. Dort findet man nach Zimmermann ein Hauptsteinsalzlager von 150 bis 250 m Mächtigkeit ohne Anhydritschnüre. Es birgt zwei dünne Kalilager etwa in seiner Mitte. Das untere ist gewöhnlich carnallitisch, das obere Hartsalz. Über dem Steinsalz lagern Letten, dann sog. Plattendolomit und wieder Letten. Im Hannoverschen hat man gleichfalls die Kalisalze (oft Sylvinit) als Einlagerungen im Steinsalz. Sehr weitgehende Gebirgsstörungen machen hier die Erkenntnis der Altersbeziehungen zu andern Lagerungstypen schwer (vergl. Fig. 384, S. 266).

Im Elsaß wechseln Mergel und Tone des Tertiärs mit Steinsalz, das 250 m Mächtigkeit erreicht und zwei Kalisalzzonen enthält. Das Hangende 0,8—1,5 m starke ist Sylvinit, das etwa 20 m tiefer liegende besteht aus Steinsalz- und Sylvinitischen, die 0,5 m Carnallitgestein tragen. Mit Harbort sind diese tertiären Kalisalzlagerstätten als Neuabsatz aufgelöster Zechsteinsalze zu halten.

Am Außenrande der Karpathen, in Galizien, der Bukowina und in Rumänien, aber auch im östlichen Teile des innerungarischen Beckens (Siebenbürgen) treten Salzlagerstätten in dem oft als „Schlier“ bezeichneten sandig-tonigen Schichten des mittlern Miozäns auf. Sie nehmen in der erstgenannten Verbreitungsregion noch an den jüngsten Faltungen der Karpathen teil. So lassen sich die Lagerungsverhältnisse von Wieliczka in Galizien durch drei nach Norden überfaltete und zerrissene Sättel erklären. Die tiefern Teile der Schichtfolgen zeigen bankiges Salzgebirge mit Anhydritschnüren; zwischen ihnen und den hangenden Gipstonen tritt das sog. Salztrümmergebirge (eine Breccie von Ton und Salz) auf. Es enthält die großen Salzkörper, welche Anlaß zu den bedeutenden Kammerbauten von Wieliczka gaben. Kalisalze wurden bisher nur im östlichen Galizien gefunden, wo ihre Spuren innerhalb einer von Stebnik über Turzawielka nach Kalusz verlaufenden Zone bekannt sind. Bauwürdige Mengen wurden bisher nur in Kalusz erschlossen und zwar in Form einer nach Norden überfalteten Kainithalitzone mit begleitendem Sylvinit, dessen Mächtigkeit mitunter über 11 m erreicht, aber sehr bedeutenden Schwankungen unterliegt (Schilderung nach Mitteilung von F. Koßmat).

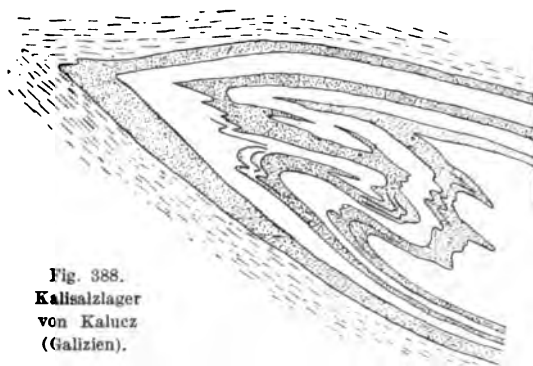


Fig. 388.  
Kalisalzlager  
von Kalusz  
(Galizien).

Punktiert: Heller Kainithalit; weiß: Grauer mit Ton vermengter Kainithalit; gestrichelt: Salztou. Nach F. Koßmat.

Bezüglich der Benennung wichtiger Salzgesteine ist zu vermerken, daß man in der bergmännischen und technisch-chemischen Praxis unter „Carnallit“ das Steinsalz-Carnallit-Kieserit-Gemenge, unter Hartsalz das Steinsalz-Sylvinit-Kieseritgestein und unter Sylvinit die Kombination Steinsalz-Sylvinit versteht. Everding nennt das Muttersalzgemenge Steinsalz mit Carnallit Carnallitit, die Vereinigung von Steinsalz, Carnallit und Kieserit Hauptsalz. Die Bezeichnungen Hartsalz und Sylvinit behält er bei. Ferner wird das posthume Gemenge Steinsalz und Kainit von ihm als Kainitit gekennzeichnet. Vom petrographischen Standpunkte aus empfiehlt es sich, außer obigen mehr durch praktische und geologische Verhältnisse veranlaßten Namen, solche zu gebrauchen, die in einfacher Weise die kennzeichnenden Bestandteile ersehen lassen, wobei der vorwiegende Gemengteil Steinsalz (Halit), Anhydrit, Carnallit usw. den Hauptnamen abgeben muß. In dem Sinne sind als Hauptgesteine zu erwähnen Anhydrit, Anhydrit-Halit, Glauberithalit, Kieserit-Halit, Polyhalit-Halit, Carnallit-Halit bzw. Halit-Carnallit, Kieserit-Halit-Carnallit (auch anhydritischer), Sylvinit-Halit bzw. seltner Halit-Sylvinit, Sylvinit-Kieserit-Halit, Kainit-Halit.

Von den Salzgesteinen haben Kainit, Hartsalz und Sylvinit besonders großen Wert, insofern sie eventuell ohne weiteres, also im chemisch unverarbeiteten feingemahlenden Zustande, als Kalidünger verwandt werden können. Carnallithaltige Salze werden auf Chlorkalium zugute gemacht. Es beruht die Darstellung des letztern Salzes auf seiner Kristallisation aus einer heißgesättigten Carnallitlauge während des Erkaltens. Chlormagnesium bleibt dabei in Lösung. Ein geringer Bromgehalt des Carnallits (ca. 0,3%) wird gleichfalls technisch ausgenutzt. Jod fehlt den Kalisalzen<sup>1)</sup>. Bei der Gewinnung von Chlorkalium aus Sylvinit macht man es sich zunutze, daß eine heißgesättigte Lösung der Chloride von Natrium und Kalium beim Abkühlen an Löslichkeit für Chlornatrium zunimmt, für Chlorkalium stark abnimmt, so daß reines Kaliumchlorid auskristallisiert<sup>2)</sup>. Produktion s. Fußnote<sup>3)</sup>.

### Anhydrit.

Eigenschaften S. 95. Entstehung S. 257. Der Anhydrit erscheint auf der Erdoberfläche meist mit Gips zusammen, in den er sich unter bedeutender Volumvermehrung verwandelt. Öfter bilden Gipsvorkommnisse nur das Ausgehende von Anhydrit, was bei Anlagen von Gipsbrüchen zu beachten ist. In Bergwerken bzw. bei Tiefbohrungen trifft man den Anhydrit meist unverseht an. Er ist in der unterirdischen Zechsteinformation Deutschlands sehr verbreitet, wo er jeweils das Liegende einer Salzablagerung bildet und in



Fig. 389. Gipszug im Zechstein. Osterode (Harz).

letzterer selbst in dünnlagenförmiger Verteilung oder als Durchstäubung des Salzes in Kriställchen erscheint (Fig. 387 u. 194, S. 95). Besonders bemerkenswert ist der graublau massige sog. Hauptanhydrit, das Äquivalent des thüringischen Plattendolomits, im Hangenden des grauen Salztons, ferner eine Schicht gelblichen oder rötlichen Anhydrits in oft schrifgranitisch aussehender Verwachsung mit Steinsalz im Horizonte des jüngeren Steinsalzes (von Zimmermann Pegmatitanhydrit genannt).

Die Bedeutung des Anhydrits für die Technik ist bislang geringfügig.

<sup>1)</sup> Die Ursache ist nach den Kristallisationsversuchen von H. E. Boeke der Umstand, daß Jod als isomorpher Bestandteil in die Konstitution der einschlägigen Salze nicht eintreten kann. Wahrscheinlich ist das in der Mutterlauge aufgepeicherte Magnesiumjodid durch die Atmosphären unter Jodabscheidung zersetzt. Das Jod verdunstete.

<sup>2)</sup> 100 Teile Wasser lösen bei 100° 35,9 KCl und 25,7 NaCl; bei 10° 12,5 KCl und 29,7 NaCl, ein eigenartiges Verhältnis, daß hierbei die Löslichkeit für NaCl bei sinkender Temperatur zunimmt.

<sup>3)</sup> Bei Staßfurt wurde nach vierjährigem Abteufen Anfang Januar 1856 255,5 m unter Tage Kalisalz angetroffen. Sein Wert wurde damals verkannt; es wurde auf die Halde geworfen. 1912 sind in Deutschland ca. 11 Millionen Tonnen Kalisalze gefördert im Werte von 180 Millionen Mark. Es befinden sich an 100 Kalisalzbergwerke im Betriebe, weitere 100 sind im Werden; 1889 waren es erst 7.

**Gips.**

Eigenschaften S. 95. Ansichten über Entstehung S. 257. Der Gips zeigt nur gelegentlich Schichtenaufbau und dann stellenweise stark gewundene Lagenstruktur (Schlangengips, Fig. 328, S. 210), was wohl auf die unter Volumvermehrung stattfindende Umwandlung von Anhydrit in Gips hinweist. Meist erscheint er massig. Bei Castellina (Toscana), auch am Südharz, werden innen schön weiße, in dünnen Stücken durchscheinende, auf der Oberfläche mißfarbig graue, bis an 2000 kg schwere Sphäroide in gewöhnlichem Gips eingelagert gefunden. In Spalten bildet er sich faserig aus, wobei die Längsrichtung der Kriställchen senkrecht zur Kluftbegrenzung steht. Das Gipsgestein bildet Linsen, stockförmige Vorkommnisse und Lager. Es fehlt wohl keiner Formation. In Deutschland ist Gips über Tage besonders reichlich im Zechstein vorhanden, so am Südrande des Harzes und als Begleiter zahlreicher, erbohrter Salzlagerstätten, wo Tagewasser den Anhydrit umgewandelt haben (Trümmersgips Fig. 386, S. 267). Auch in der Trias erscheint er sehr reichlich.



Fig. 390. Lösungsformen auf Gips. Osterode (Harz).



Fig. 391. Geschichteter Gips bei Osterode (Harz).

Der körnige, weiße oder schön gefärbte Gips (Alabaster) dient für Kunstgegenstände, die aber infolge ihrer geringern Härte ( $H = 2$ ) eher als Marmor leiden. Im Wetter bewähren sich Alabasterfiguren wegen der Löslichkeit des Materials im Wasser natürlich nicht. Der Marmor di Castellina genannte Alabaster, aus dem sehr viele „Marmorfiguren“ gemacht werden, erhält durch Kochen bearbeiteter Stücke im Wasser (Umkristallisieren?) eine schöne, marmorweiße Außenzone. Der dichte Gips dient außer als mineralisches Düngemittel in großen Mengen zur Gipsmörtelbereitung, für die Herstellung von Figuren, Stuck, Estrich, Dielen, Wänden usw.

Beim schwachen Brennen, dem sog. Gipskochen (Erhitzen auf 120 bis 130°), erhält man das Halbhydrat von Kalziumsulfat, d. i.  $\text{CaSO}_4 \cdot \frac{1}{2}\text{H}_2\text{O}$

(Stuckgips). Beim höhern Erhitzen entsteht wasserfreies Kalziumsulfat (das aber dann nicht das Mineral Anhydrit, sondern eine andre Modifikation von  $\text{CaSO}_4$  ist). Der Stuckgips nimmt Wasser sehr schnell wieder auf. Beim schärfer (Estrichgips) und schließlich sehr hoch erhitzten (tot gebrannten) Gips geht das weit langsamer vor sich.

Die höchst vollkommene Spaltbarkeit des Gipses gestattet, aus spätigem, klaren Material (Marienglas) große, durchsichtige Tafeln zu gewinnen. Sie sind indes für Ofenfenster usw. nicht zu gebrauchen, da der Gips schon bei  $75^\circ$  Wasser verliert und trübe wird.

Bei Tunnelbauten bringen Gipseinlagerungen im Gebirge oft Wasserzuflüsse.

Wie Anhydrit bewirkt Gips in der Ackererde eine Umsetzung von Kaliumkarbonat ( $\text{K}_2\text{CO}_3$ ) in Kaliumsulfat ( $\text{K}_2\text{SO}_4$ ), das von den Pflanzen aufgenommen wird. Daher können Anhydrit und Gips als Düngemittel verwandt werden. Andererseits liefern diese Gesteine für sich meist dürrtigen Boden.

### Schwerspat, Baryt.

Eigenschaften S. 95. Schwerspat tritt selten gesteinsbildend auf. Bedeutende Lager in devonischen Tonschiefern kennt man bei Meggen in Westfalen. Schwerspatgänge finden sich z. B. im Harz. Auf westfälischen Gangspalten bildet er sich noch jetzt weiter, wo baryumhaltige Gewässer mit Sulfatlösungen zusammentreffen. Das Material wird für Farben (Permanentweiß der Papierfabrikation), für Baryumpräparate usw. gebraucht.

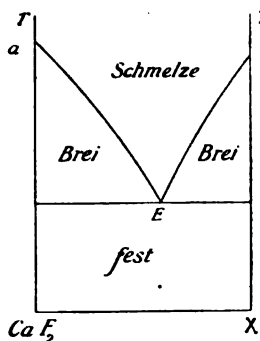


Fig. 392.

Nur kurz erwähnt seien als Ganggestein Flußspat, z. B. von Stolberg im Harz und Obergabel in Thüringen, wo man 1 m mächtige Gänge auf 800 m verfolgt hat. Sie führen auch Quarz und Schwerspat. Vielfach ist der Flußspat Erzbegleiter. Kryolith  $6\text{NaFl} \cdot \text{Al}_2\text{Fl}_6$  ist nur im Elaeolithsyenit von Evgitok in Grönland bekannt. Er ist ein Produkt der Kontaktmetamorphose. Flußspat findet besonders zur Darstellung von Fluorverbindungen z. B. von Flußsäure und als Flußmittel Verwendung<sup>1)</sup>. Kryolith diente früher als Material für die Darstellung von Aluminium. Chilesalpeter (Caliche)  $\text{NaNO}_3$  (mit  $\text{NaCl}$ ,  $\text{NaJ}$ ,  $\text{NaBr}$ ,  $\text{KNO}_3$ ,  $\text{KClO}_4$  usw.) bildet ausgedehnte Lager in den regenlosen Küstenstrichen Perus, Boliviens und Chiles und ist als Stickstoffdünger, auch für die Darstellung von Kalisalpeter und Salpetersäure von großer Bedeutung. 1912 wurden aus Chile 2,5 Millionen Tonnen ausgeführt.

### Kalkstein.

Über die Eigenschaften des ihn hauptsächlich zusammensetzenden Minerals Kalkspat s. S. 93. Praktische Kennzeichen. Es sei hier

<sup>1)</sup> Flußspat selbst ist schwerschmelzig. Er bildet aber im Verein mit andern Salzen recht leicht schmelzende Gemische. Die Erklärung gibt das Diagramm Fig. 392, in der bei *a* ( $1350^\circ$ ) der Schmelzpunkt des Flußspats, bei *b* der einer schwerschmelzigen Substanz (etwa Anhydrit) eingetragen ist. Das Bereich der gemischten Schmelze zieht sich tief bis zum eutektischen Punkte *E* herab (vgl. S. 125).

zusammenfassend angegeben, wie Kalkstein und ähnliche Gesteine, insbesondere Gips und Anhydrit, leicht unterschieden werden können. Chemische Reaktion, Säureprobe: Kalkstein löst sich unter Aufbrausen (Entweichen von Kohlensäure) in Stücken in kalter Salzsäure, auch schon in Essigsäure (Dolomit erst als Pulver oder in warmer Salzsäure), Gips und Anhydrit lösen sich in Salzsäure nur wenig und ohne Aufbrausen. Beim Erwärmen gibt Gips Wasser ab (Erhitzen in einem langen Röhrchen: Wasser kondensiert sich), Kalkstein oder Anhydrit nicht. Härte: Gips läßt sich mit dem Fingernagel ritzen (dichte Stücke allerdings kaum), Kalkstein und Anhydrit nicht. Die Messerklinge ritzt alle drei Gesteine, den gelegentlich ähnlichen Quarzit nicht.

Das spezifische Gewicht reinen Kalksteins beträgt etwa 2,7. Beimengungen von Ton (G. 2,5), Quarz (G. 2,65) erniedrigen diese Zahl, solche von Dolomit (G. 2,9) erhöhen sie; ebenso ist die Zahl hoch, falls Aragonit vorliegt (G. 2,95).

Die chemische Zusammensetzung des von fremden Bestandteilen freien Kalksteins ist  $56 \text{ CaO}$ ,  $44 \text{ CO}_2$ . Mancherlei Beimengungen verändern diese Zahlen. Für technische Zwecke ist besonders wichtig der etwaige Nachweis von Magnesium (meist durch Dolomit verursacht), von Mangan (gewöhnlich von Manganspat  $\text{MnCO}_3$  herrührend), von wasserhaltigem Aluminiumsilikat (Ton) auch von Bitumen. Entsprechend den Beimischungen wechseln die Analyseergebnisse von Kalksteinen sehr stark.

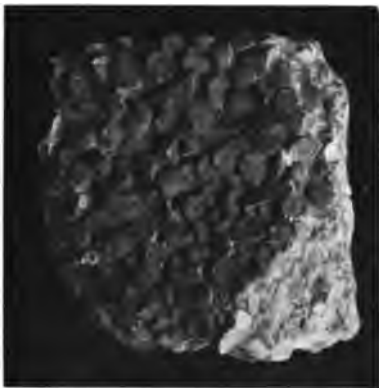


Fig. 394. Kalkstein, sog. Trochitenkalk. Aus Stielgliedern einer Seelilie (*Encrinurus illiiformis*) zusammengesetzt.

Serpulit aus Wurmgehäusen, Korallenkalk ist durch Korallen gebildet, Trochitenkalk wesentlich aus Crinoiden (Fig. 394). Andre Kalksteine führen große Mengen von Muschel- und Schneckenschalen. Nicht wenige hierher

<sup>1)</sup> Zur Erzielung schöner Präparate für die Untersuchung vermittelt des Mikroskops muß man den feinen Kreidestaub wegschlämmen, also nur den vielfach gewaschenen Rest zum Einlegen in Kanadabalsam benutzen.

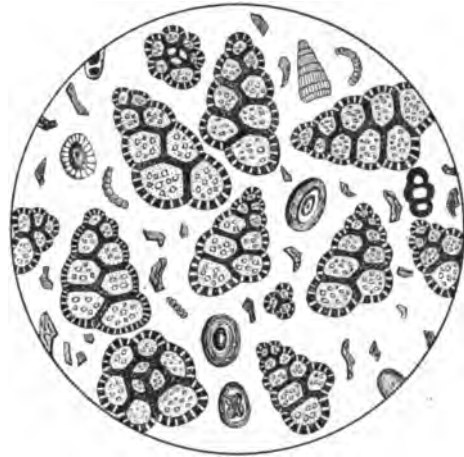


Fig. 393. Kreide, gewaschen, im mikroskopischen Bilde. Nach Zittel.



zu rechnende Sedimente entstanden durch Kalkabscheidung auf Algen. Die Versteinerungen treten insbesondere bei der Verwitterung heraus, der sie besser widerstehen als ihr Untergrund.

Noch jetzt bilden sich unter Mithilfe der Organismen Kalksteine, so Korallenkalk<sup>1)</sup>. Bei Tiefseeforschungen hat man auf dem Boden der Meere bis zu 5000 m Tiefe einen kreideartigen Globigerinenschlamm gefunden. In größeren Tiefen, d. h. unter starkem Druck scheinen feine Kalkteilchen im Meerwasser nicht existenzfähig zu sein und aufgelöst zu werden. In Süßwasser, das reichlich Kalk als Bikarbonat in Lösung hat, beobachtet man nicht selten, daß Kalkkarbonat unter Mitwirkung von Organismen (insbesondere von Moosen und Algen, die dem Wasser Kohlensäure entnehmen) auskristallisiert (Kalktuff, Travertin, Wiesenkalk). Die Pflanzen werden vom niedergeschlagenen Kalk umkrustet, wachsen indes nach oben ständig weiter. Selbst in heißen Quellen wirken Algen kalkabscheidend.

Wie R. Brauns (Chemische Mineralogie) bemerkt, ist es infolge der Dissoziation in Ionen nicht angebracht, auf bestimmte Salze (z. B. Kalziumsulfat) bei Erklärungen der Kalkabscheidung durch Organismen Bedacht zu nehmen. Die Zuteilung von Säureradikal zu Metall ist bei der Deutung verwickelter, verdünnter Lösungen willkürlich. Auf welche Weise durch den lebenden Organismus Kalkkarbonat gebildet wird, ist noch Gegenstand nicht abgeschlossener Erörterung. J. Walther machte aufmerksam auf die Möglichkeit der Entstehung von Kalkkarbonat durch Ausfällen mit Hilfe von Ammonkarbonat, das sich aus verwesenden Organismen, z. B. im Schlamm der Meeresböden bildet.

Die häufige Beteiligung organischer Wesen bei der Kalksteinbildung macht die Bitumenführung vieler Kalksteine verständlich (vgl. auch Faulschlamm S. 299).

Das erzeugte Karbonat ist teils Kalkspat, teils Aragonit. Mit Sicherheit ist anzunehmen, daß das ursprünglich abgeschiedene Kalkkarbonat vielfach später unter dem Einfluß von Wasser und Kohlensäure umkristallisiert ist.

Linck stellte Versuche über die Ausfällung von Kalk aus (künstlichem) Meerwasser an; darin gelöstes Kalziumsulfat wird bei niedriger (20°) und hoher Temperatur (40°) durch Umsetzung mittels  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  oder  $\text{NH}_4\text{HCO}_3$  als Aragonit meist in Sphärolithen gefällt. Aus an Kalziumkarbonat gesättigter Seewasserlösung (bei 8° C. 0,0191-prozentig) fällt durch Verdunsten bei niedriger Temperatur Kalkspat, bei höherer Aragonit aus. In der Tat bestehen rezente sphärolithische (oolithische) Kalksteine aus Aragonit, die ältern, aus Kalkspat zusammengesetzten haben sich nach Linck nachträglich in dieses Mineral verwandelt. Nach Leitmeier begünstigen Mg-salze als Lösungsgenossen die Bildung von Aragonit.

Wasser, das Kalziumkarbonat enthält und als Quelle aufsteigt, verliert infolge der Druckverminderung und damit parallel gehender Abscheidung von Kohlensäure bedeutend an Lösungsfähigkeit und sondert einen ent-

<sup>1)</sup> Nach Murray nehmen die rezenten Korallenbauten eine Fläche von etwa 8 Mill. qkm ein. Eins der größten Korallenbauwerke ist das Riff, das die australische Nordostküste auf etwa 2000 km begleitet. Es ist ein Wall-(Barrière)riff und als solches von der Küste durch einen Meerstreifen getrennt. Saumriffe legen sich eng an die Küsten an. Lagunenriffe (Atolls) sind ringförmig. Großen Anteil am Aufbau der Korallenriffe nehmen Korallenkalkgerölle und Sand, die durch die Brandungsbewegung entstanden.

Lebende Korallen werden nur in Tiefen bis 50 m unter dem Wasserspiegel gefunden. Die oft bedeutende, 50 m weit überschreitende Mächtigkeit von Korallenbauten erklärt sich nach Darwin dadurch, daß der Untergrund der Riffe sich senkte und die Korallentierchen diese Senkung durch entsprechenden Bau nach oben ausglich. Diese Annahme wird durch Bohrungen auf dem Atoll der Südseeinsel Funafuti (Ellice Inseln im Stillen Ozean) befestigt. Dort traf man in 256 m Tiefe noch echten Korallenkalk zum Teil mit Algen und Foraminiferen an. Auch sonst läßt sich ja die sehr bedeutende Mächtigkeit von Sedimenten, vor allem von Strandbildungen, nur unter Annahme einer allmählichen Senkung des Meeresbodens erklären. Ging die Senkung der Koralleninsel verhältnismäßig schnell vor sich, so war eine bedeutende Verbreiterung des Baues nicht möglich, vielmehr wurde hauptsächlich nach oben neues Material angelegt. Dadurch erklärt sich wohl die Entstehung der Ringriffe.

sprechenden Teil des gelösten Kalkkarbonats als Kalksinter ab. Wo Wasser verdunstet, wird natürlich das sämtliche gelöste Kalkkarbonat niedergeschlagen.

Arten. 1. Marmor<sup>1)</sup>. Der ansehnlichste Kalkstein ist der Marmor, mit welchem Namen die Petrographen das makroskopisch körnige Gestein bezeichnen, während der Architekt auch dichte Varietäten so benennt, falls sie Politurfähigkeit besitzen. Der körnige Kalk erweist sich im Schliff zumeist aus richtungslos gruppierten Kalkspatkörnern gleicher oder auch ungleicher Größe lückenlos aufgebaut, was bezüglich seiner Frostbeständigkeit sehr wesentlich ist. (Porenraum des carrarischen Marmors 0,01 bis 0,22%.) Beimengungen stellen Eisenerze, Graphit, Quarz und gelegentlich mancherlei Silikate, wie Granat, Augit, Glimmer usw., auch Apatit dar, welche letztere nicht selten abgerundete, glatte Formen zeigt. Calciphyr enthält solche Mineralien einsprenglingsartig. Cipollino (cipolla = Zwiebel) heißt von Glimmerlagen durchzogener, Ophicalcit (verde antico zum Teil) von Körnern und Streifen aus Serpentin durchsetzter Marmor. Hierher gehört auch das Eozoon (ein fälschlich als Foraminifere gedeutetes Gemenge). Mylonitische Marmore (vgl. S. 34 und Fig. 397) sind die vom Architekten hochgeschätzten sog. Breccienmarmore.

Dem Kalkspat des Marmors beigemischt Eisen- oder Mangankarbonat, auch Eisenkies machen sich leicht durch Bildung von gelben braunen und schwärzlichen Hydroxyd- bzw. Oxydflecken merklich, wenn das Material dem Wetter ausgesetzt wird. Die Erkennung solcher Beimengungen geschieht durch chemische Analyse. Graue, bläuliche, schwärzliche Färbung wird durch kohlenstoffhaltige Materie (Graphit, Kohle, Bitumen), rote meist durch Eisenoxyd, braune und gelbe durch Eisenhydroxyd hervorgerufen. Manche Marmore sind fleckig, streifig, flammig pigmentiert oder durch Gangrümer geadert. Der rein weiße Statuenmarmor enthält solche Beimengungen nicht. Seine hervorragend schöne Erscheinung beruht darauf, daß das Licht bis zu einer bestimmten Tiefe in ihn eindringt und an den Spaltrissen- und Zwillingslamellen des Kalkspats reflektiert wird, so daß die Oberfläche des geschliffenen Marmors förmlich im Lichte, das aus ihm

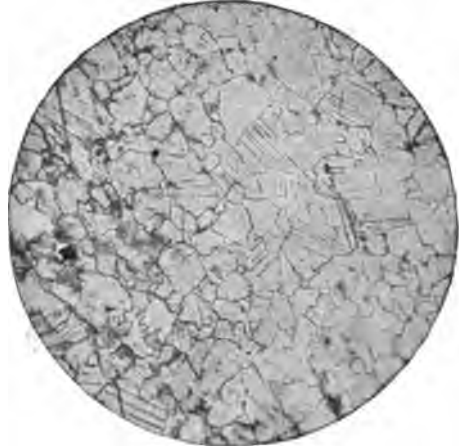


Fig. 395. Marmor. Carrara (Italien). Kalkspatkörner mit Spaltrissen und Zwillingslamellen.



Fig. 396. Ophicalcit (sog. Eozoon canadense). Schliff.

1) Name von  $\mu\alpha\rho\alpha\rho\tau\iota\nu$  blinken, glänzen.

herauskommt, strahlt. Bester parischer Marmor (Lychnites) läßt nach Lepsius Licht durch 35 mm dicke Platten deutlich hindurch, carrarischer durch 25 und pentelischer durch 15 mm starke Lagen.

Vorkommen und Entstehung des Marmors. Der körnige Kalk findet sich als Einlagerung in archaischen kristallinen Schiefen und in jüngeren Sedimenten. Seiner Entstehungsgeschichte nach ist er wohl meist ein metamorphes Gestein, in der Erdtiefe durch Regionalmetamorphose oder durch Kontaktmetamorphose aus dichtem Kalkstein hervorgegangen. Für regionalmetamorph halten manche alle in kristallinen Schiefen lagernde Vorkommen; kontaktmetamorph ist z. B. der Marmor von Auerbach im Odenwald, vielleicht auch der von Carrara. Schichtung ist bei solchen Umwandlungen zum

Teil erhalten geblieben; meist sind jedoch im Marmor keine Lagen zu erkennen, hingegen tritt oft Zerklüftung auf.

Von bekannten Vorkommnissen seien einige erwähnt. In Gneis liegen die Marmore von Södermanland, Westmanland, Wermland in Schweden, von Drontheim in Norwegen, in Glimmerschiefer die von Oberscheibe und Altenberg im Erzgebirge, in Phyllit die von Wunsiedel im Fichtelgebirge. Der Marmor von Carrara<sup>1)</sup> ist eine an 1000 m mächtige Triasbildung, und schweizer Vorkommnisse gehören dem obern Jura an, die in Attika (Akropolis, Hymettos, Pentelikon) zum Teil der Kreideformation<sup>2)</sup>.

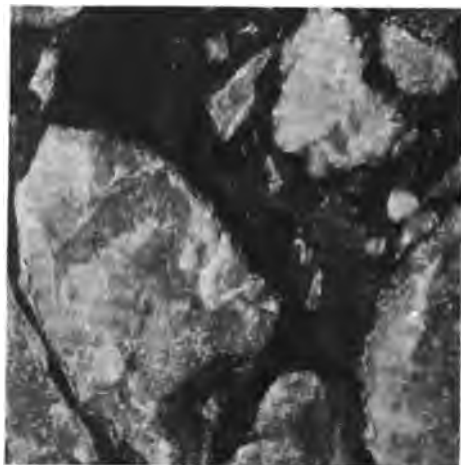


Fig. 397. Marmorbreccie, Bruchfläche. Carrara (Italien).

2. Kalkstein. Kalkstein schlechthin werden die feinkörnigen bis vollständig dichten Kalkarten genannt. Im Schliff gewahrt man eine sehr feine Ausbildung von Körnchen in gleichmäßiger oder ungleicher Größe. Porphyrisch eingesprengte, scharfe, größere Rhomboeder sind wohl meist Dolomit. Häufig lassen sich zertrümmerte, zu feinem Schutt zerriebene Gehäuseteilchen von

<sup>1)</sup> Bei Carrara sind etwa 600 Marmorsteinbrüche im Betriebe, bei Serravezza 100 und bei Massa 180. Ungefähr 10 000 Arbeiter gewinnen in der Gegend jährlich an 70 000 cbm Marmor im Werte von ca. 20 Millionen Mark. Noch nicht 5% der Gesamtproduktion ist schneeweiß, dichter statuario; von ihm kostet 1 cbm bis 1500 Mark. Er bildet Linsen im bianco chiaro ordinario; zwischen beiden liegen Schalen von grauem oder grünlichgelbem, fast dichten tarso. Bardiglio ist zuckerkörnig und grau (bituminös, riecht beim Klopfen), paonazzo (pavone = Pfau) schwach gelblich, sehr feinkörnig, mit schwarzen bis tiefvioletten Adern, Lagen und Flecken von Eisenglimmer und daher breccienartig; er wird sehr geschätzt. Guten Bildhauermarmor liefert auch das Laaser Vorkommen im Vintschgau (Tirol).

<sup>2)</sup> Vgl. R. Lepsius, Geologie von Attika und Griechische Marmorstudien. Abh. d. Akad. d. Wissensch. Berlin 1890.

Bezüglich der Vorkommnisse und sonstiger technischer Verhältnisse von Marmor vgl. z. B. B. Kosmann, die Marmorarten des Deutschen Reiches. 1888. H. Schmid, die natürlichen Bau- und Dekorationssteine. 1905. J. H. L. Vogt, der Marmor in bezug auf seine Geologie, Struktur und mechanischen Eigenschaften. Zeitschr. f. prakt. Geologie. 1898. B. Lindemann, Vorkommen von körnigen Karbonatgesteinen. N. Jahrb. f. Mineral. Beilage Band 19.

Tieren im Schliff erkennen. Akzessorische Bestandteile sind nicht so reichlich wie bei Marmor vorhanden. Besonders zu erwähnen ist die Teilnahme von Tonteilchen an der Zusammensetzung von vielen Kalksteinen, die dadurch zu Mergel überleiten. Beim Behandeln des Materials mit Salzsäure bleibt der Ton zurück. Fein verteilter Eisenkies wird in Kalkstein oft angegeben. Quarzkristalle, Zirkone, Rutil, Glimmer, Turmaline und andre Mineralien werden zuweilen mikroskopisch nachgewiesen. Als größere Bestandmassen in Kalk sind Schnüre von Kalkspat, Nester und Knauern von dichtem Quarz, auch Eisenerze, Bleiglanz, Zinkblende usw. zu erwähnen. Sehr häufig erscheinen im Kalkstein Versteinerungen. Sie bestehen meist aus Kalkspat, der hierbei öfter eine parallele Ordnung seiner Teilchen innerhalb eines und desselben Körpers, z. B. eines Crinoidenstielgliedes zeigt, was durch die gleichmäßige Spaltbarkeit durch den ganzen betreffenden Körper hindurch auffällt. Ursprünglich vorhandener Aragonit ist in Kalkspat verwandelt. Styolithen (Fig. 398) findet man gelegentlich im Kalkstein des Muschelkalks, auch des Jura.



Fig. 398. Sutura und Stylolithen in Kalkstein.

Es sind stängelige Gebilde, die von einer Gesteinslage in die andere zapfenförmig oder zahnartig ineinander greifen und am freien Ende eine Tonkappe (selten eine Versteinerung) tragen. Ihr Querschnitt ist unregelmäßig. Auf den Seiten tritt eine Längsriefung heraus. Durch verkleinerte Entwicklung werden sie zu Suturen. Nach G. Wagner entstehen Stylolithen und Suturen durch Auflösung von Gesteinsteilchen unter Druck im festen Material. Die Tonlagen stellen unlösliche Reste dar.

Bei Bauten sind suturenhaltige Kalksteine zu verwerfen; sie unterliegen leicht der Zerstörung durch den Frost.

Auf manchen Kalksteinplatten, so des Wellenkalks (unterer Muschelkalk), sind etwa fingerlange, gewundene Wülste (sog. Schlangenhülste) häufig. Vielleicht sind es Ausfüllungen von Kriechspuren.

Die Farben des Kalksteins wechseln sehr stark. Sehr reine Abarten sind weiß. Häufig gewahrt man gelbliche und graue Farbentöne; auch kommen rote, braune, schwarze, weiterhin gefleckte und durch Trümmer geaderte Kalksteine vor. Organische Substanzen, Eisenkies, Hämatit, Limonit sind wie sonst die hauptsächlichsten Pigmente. Bei dieser Gelegenheit seien die Dendrite erwähnt, moosartige, dunkle Absätze, die öfter auf Schichtflächen von Kalkstein erscheinen und aus Eisen- bzw. Manganoxiden bestehen und nichts mit organischen Bildungen zu tun haben (Fig. 148, S. 69).

Der Architekt unterscheidet nach der Farbe eine große Anzahl von polierbaren Kalksteinen („Marmor“), wie *fior di persico* (grauweiß mit roten Flecken), *giallo* (gelb), *giallo e nero* (gelb mit schwarzen Flecken), *lumachello* (gelbbraun mit dunklen Muscheln), *nero d'Egitto* (dunkel-schwarz mit weißen Adern), belgischer „Granit“ (dunkelgrau mit weißlichen Versteinerungen), *violetto antico* (violett), *rosso antico* (rot mit schwarzen Punkten und Adern), *africano* (purpurrot mit weißen und schwarzen Flecken und Streifen) u. a. mehr. Ruinenmarmor zeigt eigenartige, dem Namen entsprechende Zeichnungen.

Arten des Kalksteins. Nach den Beimengungen hat man folgende Arten zu unterscheiden.

Toniger Kalkstein (mergeliger Kalkstein) als Übergangsglied zu Mergel<sup>1)</sup>. Er gibt beim Behauchen Tongeruch und beim Lösen in Salzsäure einen schlammigen Rückstand von grauer, gelblicher oder roter Farbe. Hierher gehört auch der sog. Wasserkalkstein. Als Wasserkalk, gebrannt, läßt er sich noch in Stücken löschen wie der gewöhnliche gebrannte Kalk. Übersteigt der Tongehalt etwa 20%, so löscht sich dieser tonige Kalk nur noch im gemahlene Zustand und heißt dann Zementkalk.



Fig. 399. Erbsenstein von Karlsbad (Böhmen). Im Innern einiger Kugeln sind Sandkörner zu erkennen. Dünnschliff im polarisierten Licht. Die schwarzen Kreuze sind also Interferenzerscheinungen.

Flaserkalk besteht aus Kalknieren, um welche sich wellig Tonschieferlagen (gelegentlich mit vulkanischem Tuff gemischt) schlingen. Nach Weber hat man es mit mylonitischen Bildungen zu tun. Bei den ähnlichen Knollenkalken bestehen die Kalknieren aus Konkretionen, gelegentlich mit einem Petrefaktenkern. Im Kramenzelkalk ist der Kalk ausgewittert; an seiner

Statt zeigen sich Hohlräume, und das Gestein stellt ein Netzwerk von Tonschiefer dar. Solche Kalknierschiefer kommen besonders reichlich im Oberdevon Deutschlands, auch in Frankreich, in den Pyrenäen usw. vor.

Dolomitischer Kalkstein ist durch Gehalt an Kalzium-Magnesiumkarbonat ausgezeichnet, kieseliger Kalkstein von quarziger oder opaliger Kieselsäure durchtränkt. Er führt auch öfter kieselige Knollen und Lagen (Feuerstein, Hornstein).

Während tonige Kalksteine milder als der gewöhnliche erscheinen, sind die kieseligen härter. Sie haben oft sehr helle Farben. Bei manchen besteht die Kieselsäure in Schwammnadeln. Sandiger Kalkstein führt Quarzkörner und leitet zu Sandstein über. Der Pariser Grobkalk gehört hierher. Glaukonitischer Kalkstein enthält Glaukonit und ist deshalb mehr oder minder tief grün, bituminöser Kalkstein führt Bitumen, das sich beim Schlagen, Kratzen oder Betupfen des Gesteins mit

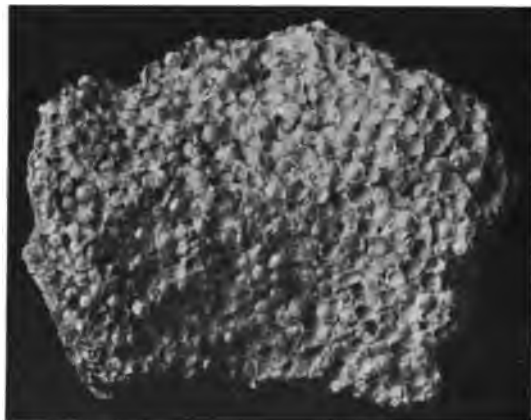


Fig. 400. Karlsbader Sprudelstein (Erbsenstein).

<sup>1)</sup> Die tonigen Beimengungen vieler mariner Kalke mögen z. T. dem Ton des heutigen Tiefseeschlammes entsprechen.

Salzsäure durch petroleumartigen Geruch kenntlich macht (Stinkkalk). Diese Kalke haben öfter graue bis schwärzliche Farben. Der schwarze Anthrakonit gehört auch hierher. Asphaltkalksteine weisen noch reichlicher Bitumen auf, so die von Vorwohle am Hils bis 10%, von Limmer bis 12%, sizilianer (Ragusa) bis 20%. Phosphoritische Kalke führen Phosphoritknollen auch -kügelchen oder feinverteiltes Kalziumphosphat. Eisenkalkstein ist stark eisenschüssig und deshalb rot, durch Eisenoxyd, oder braun bzw. gelb, durch Eisenhydroxyd, gefärbt.



Fig. 401. Kalktuffstein.

Nach der Struktur unterscheidet man außer dem schon erwähnten körnigen Kalkstein, dem Marmor, und dem gleichmäßig dichten Kalk noch besonders die oolithischen Kalksteine, die rogenartig aus kugeligen Konkretionen (Ooiden) und einem Bindemittel zusammengesetzt sind. Hierher gehören die Erbsensteine (Pisolithe) heißer Quellen, z. B. von Karlsbad in Böhmen, die roten (eisenschüssigen) Rogensteine des untern Buntsandsteins und



Fig. 402. Kalksinterterrassen. Yellowstone National-Park (Nordamerika).

sehr viele Kalke des weißen Jura. Manche sog. Oolithe sind indes Trümmerkalksteine. Werden die Ooide der Oolithe durch Gewässer aufgelöst, so entstehen die porösen sog. Schaumkalke, wie sie im Muschelkalk verbreitet sind. Auch die Zellenkalke sind wohl durch Auslaugungsvorgänge löcherig geworden.

Travertin (verstümmelt aus lapis tiburtinus), Kalktuff, Tuffstein sind meist helle, seltener durch Eisenverbindungen rötliche oder durch Manganverbindungen schwärzliche, stark löcherige Kalkmassen, die sich oft um

Pflanzenteile ausgeschieden haben. Berühmte Travertine bildeten sich z. B. bei Tivoli unfern Rom, Kalktuffe an sehr vielen Stellen auch Deutschlands (z. B. bei Cannstatt in Württemberg in bis 20 m mächtigen Ablagerungen, Rosdorf bei Göttingen). Die poröse Struktur ist zum Teil bereits durch sekundäre Kalkablagerungen verdichtet. Zuweilen sind solche Kalktuffe

pulverig abgesetzt und so geblieben. Das ist der Fall beim sog. Wiesenmergel (Alm, auch Seekreide genannt). Es sind schlammige, nach dem Trocknen kreideartige Massen, die sich im Boden feuchter Wiesen, in und unter Torfmooren oder auf dem Grunde flacher Gewässer niedergeschlagen haben. Kalksinter nennt man die zapfenförmigen, hängenden (Stalaktite) bzw. stehenden (Stalagmite) oder krustenförmigen Kalkausscheidungen an Decke, Boden und Wänden von Höhlen, auch die mannigfaltigen Kalkabsätze von Quellen (so der Mammut hot springs im Yellowstone-Nationalpark in N.-Amerika), Bildungen, die oft durch ihre welligen oder napfartigen Formen auffallen und gelegentlich durch einen prächtigen Farbengegensatz zwischen den kalkausscheidenden grünen und gelben Algen, dem blauen

Wasser und den weißen Sintermassen sich auszeichnen. Manche Kalksinter bestehen aus Kalkspat, und zwar zuweilen aus sehr grobspätigem, andre aus Aragonit.

Onyxmarmor, ein durchscheinender, gelblicher oder grünlicher Kalkstein wird für Dekorationszwecke viel verwandt. Er stammt meist aus Mexiko (Tecali, Staat Puebla) und ist ein Quellenabsatz. Mit eigentlichem Onyx (Chalcedon mit schwarzen und weißen Lagen) hat das Gestein nichts zu tun.

Kreide ist ein abfärbender, erdiger Kalkstein, der hauptsächlich aus mikroskopischen Foraminiferenschalen und Kalkscheibchen besteht. Er entspricht gewissen Absätzen von Globigerinenschlamm, die bei der Challengerexpedition bis zu Tiefen



Fig. 403. Tropfsteinbildungen in der Hermannshöhle bei Rübeland (Harz)

von 2300 Faden sehr verbreitet auf dem Boden der Ozeane vorgefunden wurden. Dieser Kalkschlamm birgt auch Trümmer von Molluskenschalen und Korallen, Skelettteile von Schwämmen, Radiolarien, Diatomeen, mineralische Bruchstücke usw. Sein Kalkgehalt beträgt nur etwa 55%.

Auch die Kreide führt wie der dichte, feste Kalkstein gelegentlich mancherlei Beimengungen, so Ton, Glaukonit, Eisenerz. Ihre Hauptverbreitung hat sie in der nach ihr benannten Formation. Sie tritt reichlich auf bei Dover und an andern Orten Englands, an der NO.-Küste von Irland, bei Calais, in den Dep. der Ardennen, der Marne und Seine in Frankreich, auf Rügen, Moen usw.

Vorkommen der Kalksteine. Diese Gesteine haben sich in allen geologischen Perioden gebildet. In Deutschland kommen für technische Zwecke ganz besonders in Betracht Vorkommnisse im Devon und Karbon (z. B. Lahntal, Rübeland im Harz, Westfalen), Zechstein, Muschelkalk, weißen Jura, in der Kreide (Wealden, Pläner) und im Quartär.

Die Kalksteine erweisen sich zum Teil sehr deutlich geschichtet, vor allem

wenn sich zwischen die Kalkschichten dünne Mergellagen bzw. Tone einschieben. Die Ober- und natürlich auch Unterflächen mancher Kalkplatten sind wellig uneben, so die Wellenkalke des deutschen untern Muschelkalkes. Zuweilen sind Kalksteine sehr dickbankig, z. B. die sog. Trochitenkalke des obern Muschelkalkes und der Pariser Grobkalk. Viele sind ungeschichtet, insbesondere die Riffkalke, die förmlich als Stöcke erscheinen.

Im Landschaftsbilde heben sich Kalksteine oft schroff aus mildern Gesteinen, wie Mergeln, Tonen u. dgl. heraus. Besonders rauh erscheinen die Riffkalke (Ostalpen, Schwäbische Alb). Der eigenartigen Kalklandschaft des Karstes ist schon S. 208 gedacht.

Die Verwendung des Kalksteins ist eine sehr mannigfaltige. Weiße oder schönfarbige Arten dienen als Ornament- und Monumentalstein, die weniger ansehnlichen unter ihnen, in erster Linie die porösen, als Baustein, die dichten dünnplattigen Kalkschiefer als Steigbelag, auch zur Dachbedeckung, für Fußbodenmosaik, Springkugeln, die sehr gleichmäßigen, äußerst fein aufgebauten von Solenhofen in Bayern als lithographische Steine. Sehr bedeutende Mengen an gebranntem und dann gelöschtem Kalk werden im Verein mit Sand für die Kalksandsteinfabrikation verwandt. Recht reine Abarten liefern fetten Kalkmörtel<sup>1)</sup>; sie dienen auch zur Herstellung von Kohlen säure, zur Bereitung von Glas, Kalziumkarbid usw.; mergelige werden für die Zementindustrie benutzt, auch als Düngemittel für kalkarmen Boden. Sehr große Mengen Kalkstein verwendet man als Zuschlag bei der Eisenbereitung (Hochofenprozeß, Thomasverfahren, basischer Siemens-Martinprozeß).

Zum Straßenbau ist Kalkstein nicht sonderlich geeignet. Er nutzt sich infolge seiner geringen Härte leicht ab, entwickelt also viel Staub bzw. bei nassem Wetter Schlamm. Vor allem sind die tonigen Kalksteine ungeeignet als Straßenschotter.

Die Druckfestigkeit von Marmor beträgt 400—1200 kg/qcm, auch mehr. Für Kalkstein schwanken die Zahlen sehr stark, und sie erheben sich von etwa 100 bis an 1900 kg/qcm.

Kalkboden ist ziemlich arm an Pflanzennährstoffen, um so mehr, je reiner er ist. Gewöhnlich bleiben bei der Kalkverwitterung (wesentlich mechanische Zerkleinerung und Lösung) Beimengungen zurück, so eisenschüssiger Ton, auch Quarzstaub u. a. m. Infolge klüftiger Struktur ist Kalk oft wasser-



Fig. 404. Steil aufgerichtete Schichten von kalkigem Senonkonglomerat. Harzburg (Harz). Auflösung von den Schichtflächen.

<sup>1)</sup> Größerer Magnesiumgehalt kann schädlich wirken, weil das beim Brennen des Kalksteins neben CaO gebildete MgO sich beim Kalklöschten ev. noch nicht vollständig umwandelt und erst später im Mörtel völlig hydratisiert. Letzteres geschieht unter Volumvergrößerung und veranlaßt daher das „Treiben“. (Nachweis des Magnesiums s. Dolomit S. 94.)



durchlässig und deshalb trocken. Als Bodenzusatz wirkt er säurebindend; er verwandelt sauren Humus in milden.

Wasser, welches kalkige Gesteine durchsickert hat, ist natürlich hart.

### Dolomit.

Dolomit als Mineral (S. 94) besteht aus dem Doppelsalz  $MgCO_3 \cdot CaCO_3$ , als Gestein enthält er meist reichlich überschüssiges, dem Dolomitmaterial beigemengtes Kalziumkarbonat. Zur Unterscheidung von Kalkstein dient die schwerere Angreifbarkeit durch schwache Säuren, wie Essigsäure und Salzsäure. Kalkarmer Dolomit in Stücken braust in der Kälte mit Salzsäure nur schwach, lebhafter als Pulver und stark erst beim Erwärmen. (Über den Magnesiumnachweis s. Dolomit S. 94.) Die Härte des Dolomits ist etwas höher als beim Kalkstein (3—4), und auch sein spezifisches Gewicht

ist größer. Es geht bis 2,9. Das kristalline Gefüge läßt sich bei Dolomiten mit bloßem Auge meist deutlicher beobachten, als bei den meisten Kalksteinen.

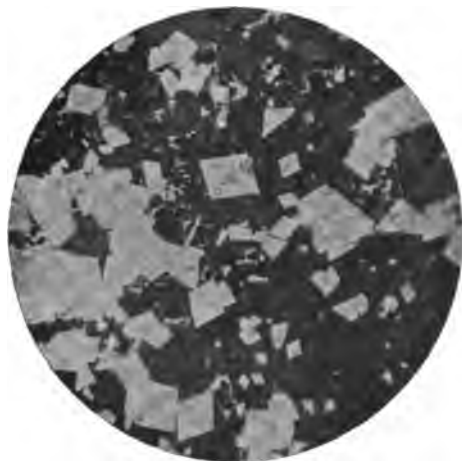


Fig. 405. Dolomit im Dünnschliff. Selter bei Hannover. Scharfe Dolomitekristalle in dichtem Untergrunde.

Die Farben und Beimengungen sind die des Kalksteins. An Unterabteilungen sind nach der Struktur folgende zu unterscheiden. Dem Marmor entspricht der körnige Dolomit (Dolomitmarmor). Er ist zum Teil porös und locker. Die Körner haben öfter ziemlich deutliche Kristallformen. Sie entbehren häufig der Zwillingslamellierung, die beim Kalkspatmarmor, wenn auch nicht immer vorhanden, so doch sehr verbreitet ist. Dichter Dolomit hat das

Ansehen dichten Kalksteins. Plattendolomit ist regelmäßig geschichtet. Zuweilen finden sich oolithische, häufig sind zelliglöcherige Dolomite, die man Rauhwacke (Rauchwacke) nennt. Blasenschiefer heißt man in Thüringen sehr dünn-schichtige Dolomite des Zechsteins mit zahlreichen Hohlräumen, die durch Auslaugen von Anhydritknötchen entstanden sind. Dolomitasche (Dolomitsand) besitzt pulverigen Zustand. Sie erscheint als Rückstand bei der Auslaugung dolomitischer Kalksteine.

Dolomite kommen wohl in allen Formationen vor. Berühmte körnige Arten sind die aus dem Binnental in Wallis und von Campo longo am St. Gotthard. Die südnorwegischen Marmore sind zum Teil Dolomitmarmore. In Deutschland findet sich dichter Dolomit besonders reichlich im Zechstein und im obern Jura; in den Ostalpen berühmte Triasvorkommnisse. — Der Dolomit bildet schichtige, öfter auch massige Ablagerungen.

Bezüglich der Entstehung des Dolomits ist nicht zu bezweifeln, daß er sich unmittelbar aus Wasser absetzen kann und es auch in der Natur getan hat. Lithothamnien (Kalkalgen) enthalten an 10%, Korallengehäuse z. T. bis 20%  $MgCO_3$ . Auch spricht die gelegentliche Wechsellagerung von Kalk-

stein und Dolomit für ursprüngliche Natur des letztern. In andern Fällen ist der Dolomit allem Anschein nach durch Umwandlung von Kalkkarbonat unter dem Einflusse der Magnesiumsalze des Meerwassers oder des Magnesiumkarbonats zirkulierender Gewässer zustande gekommen. Dafür spricht z. B. das Zusammenvorkommen von Dolomit und Erz, das sicher sekundär ist, in Oberschlesien. Bei körniger Art haben Regional- oder Kontaktmetamorphose ev. Metasomatose eine Rolle bei der Entstehung des Dolomites gespielt.

Im Landschaftsbilde heben sich Dolomite, insbesondere die Riffdolomite, kräftig und mit oft phantastischen Formen heraus (Dolomiten der Ostalpen, Fig. 406). Bei der Verwitterung fällt das Gestein vielfach scherbilig auseinander. Es beruht das darauf, daß sich der Dolomit dem Gebirgsdruck nicht so glatt anpaßt wie oft Kalkstein, vielmehr in sich eckig zermalmt



Fig. 406. Drei Zinnen. Dolomiten (Tirol).

wird (Dolomit-Mylonit, vgl. S. 34); die Spalten füllt Kalkspat aus, der bei der Verwitterung gelöst wird, so daß der Zusammenhang der Bruchstücke verloren geht.

Der Dolomit findet als geschätzter Bau- und Werkstein oft Verwendung. Die Druckfestigkeit ist vielfach bedeutend und geht bis 1200 kg/qcm und darüber hinaus, bei nordnorwegischen Dolomitmarmoren ist 1750 kg/qcm beobachtet. Mancher, besonders quarziger Dolomit z. B. des

Jura, eignet sich leidlich als Steinschlag. Vielfach findet Dolomit als Zusatz beim Eisenhüttenbetrieb Verwendung, insbesondere dient das stark gebrannte und so in  $\text{CaO} + \text{MgO}$  umgewandelte Gestein mit entwässertem Teer vermengt als Material für Auskleidung der Thomasbirnen.

Als Kalziumspender ist Dolomit für den Boden wegen schwererer Angreifbarkeit weniger geeignet als Kalkstein.

### Magnesit.

Magnesit (Eigenschaften S. 94), meist weiß, aber auch durch Eisenverbindungen gefärbt, findet sich gelegentlich in Serpentinien als Umwandlungsprodukt von Olivingesteinen, so bei Baumgarten in Schlesien, Hrubshitz in Mähren, Kraubat in Steiermark. Andererseits, und so z. B. im Veitschtales in Steiermark, ist er nach Redlich ein Umwandlungsprodukt von Kalkstein. Mit ihm finden sich grob spatige Dolomitgänge. Der Magnesit in Serpentin ist zuweilen mit Kieselsäureabsätzen verbunden, wie das bei der Entstehung aus einem Silikat verständlich ist.

Das Magnesiumkarbonat  $\text{MgCO}_3$  wird, zu Magnesia ( $\text{MgO}$ ) gebrannt, hauptsächlich zur Herstellung feuerfester Steine und Tiegel, zur Fabrikation von Magnesia-Zement und für  $\text{Mg}$ -Präparate, auch zur  $\text{CO}_2$ -darstellung verwandt.

Strontianit (Eigenschaften S. 95) findet sich z. B. als etwa 0,3 m mächtige Gänge in senonen Kalkmergeln bei Münster und Hamm (Westfalen). Wie Cölestin (Strontiumsulfat) wird dies Strontiumkarbonat in der Zuckerindustrie und für Strontiumpräparate gebraucht.

Spateisenstein soll im Zusammenhange mit den übrigen Eisenerzsedimenten besprochen werden (S. 290).

### Mergel

vermittelt zwischen Kalk bzw. Dolomit und Ton. Er enthält die Karbonate mit Ton in wechselnden Mengen gemischt. Die Vermengung ist oft eine sehr innige, so daß die Bestandteile durch Schlämmen sich kaum trennen. Beim Anhauchen macht sich der Tongeruch geltend, beim Behandeln mit Salzsäure brausen die Kalkmergel in Stücken bereits in der Kälte, die Dolomitmergel erst als Pulver bzw. in der Wärme, der Ton bildet den Lösungsrückstand. Die Härte der Mergel ist gegenüber der der Kalksteine und Dolomite geringer, wenn nicht eine Durchtränkung mit Kieselsäure sie erhöht. Auch ist das spezifische Gewicht niedriger als bei reinen Karbonaten.

Wie bei Kalksteinen finden sich besonders mikroskopisch mancherlei Nebengemengteile, so Quarzkörner, Glimmerblättchen, Eisenerze, an größeren Bestandmassen Knollen von Kalk, Dolomit, eingelagerte Quarzkristalle, Gips (so die großen Kristalle vom Montmartre bei Paris), Eisenkies, Kupfer- und Silbererze usw.

Die chemische Zusammensetzung ist natürlich starkem Wechsel unterworfen. Als Beispiel sei ein Plänermergel des Ohmgebirges angeführt, der 74,07  $\text{CaCO}_3$ , 0,25  $\text{MgCO}_3$ ; 21,57 Ton; 1,45  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ; 0,82  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; 0,12  $\text{K}_2\text{O}$  und 1,56  $\text{H}_2\text{O}$  enthielt. Es ist ein tonarmer Mergel, tonreiche weisen bis 80% Ton auf.

Die Farben wechseln sehr beträchtlich von Grau in Gelblich, Rot, Braun, Violett, Schwarz. Die Struktur ist meist erdig dicht, auch oolithisch. Schichtung ist vielfach deutlich. Nicht selten zerfallen die Mergel in fein blättrige Massen und Schuppen, schließlich zu Erde.

An Arten seien folgende vermerkt. Kalkmergel nähert sich dem Kalkstein, Tonmergel dem Ton. Dolomitmergel enthält Dolomit, Glimmermergel führen reichlich Glimmer, Sandmergel Quarzkörner, Glaukonitmergel Glaukonit, bituminöse Mergel sind reich an Bitumen. Hierher rechnet auch der Kupferschiefer des untern Zechsteins, der in der Gegend von Eisleben am Harz trotz seiner geringen Mächtigkeit von etwa 10 cm der abbauwürdigen Schicht und trotz des geringen Gehaltes von nur etwa 3% Cu und etwas Silber einen großartigen Bergbau veranlaßt hat<sup>1)</sup>.

Der Kupferschiefer ist ein schwarzer, bituminöser Mergel mit fein verteilten Kupfer- und Silbererzen. Er wurde in flacher See als mergeliger Faulschlamm abgelagert. Kennzeichnend sind viele Fischversteinerungen. Manche sind der Ansicht, daß die massenhaft infolge sulfatischer Zuflüsse in einem flachen Meeresbecken abgestorbenen und verwesenden Tiere reduzierend auf die Lösungen eingewirkt und Sulfide von Kupfer sowie von Silber und auch gediegen Silber abge-

<sup>1)</sup> Die Vereinigung des Kupfers in der Schicht würde ein etwa 1 mm dickes Kupferblech ergeben, zu dessen einseitiger Plattierung das Silber des Kupferschieferflözes gerade hinreichen würde. Jährlich werden etwa 1½—2 qkm dieses Kupferschiefers gewonnen, 500 qkm sind noch abzubauen. 1905 betrug die Produktion an Kupfer 19 578 t. Wert 23,7 Mill. Mark. (Treptow, Wüst, Borchers, Bergbau und Hüttenwesen.)

schieden haben. Andererseits wird eine nachträgliche Zufuhr der Metallösungen auf Spalten und eine Reduktion der Lösung in dem bituminösen Mergel angenommen, wobei die Absorptionsfähigkeit des Tons im Mergel eine Rolle gespielt haben mag.

Glaukonitische Mergel sind durch Glaukonit grün. Flammenmergel ist ein sandiger, schwärzlich gefleckter Mergel der untern Kreide. Steinmergel nennt man festere, dichte, splitterige, kalkigtonige Gesteine besonders des Keupers. Tutenmergel (Nagelkalke) bestehen aus ineinander gestellten Kegeln, die sich lagenweise die Spitzen zukehren, miteinander verschränkt sind und eine Querrunzelung aufweisen. Sie bilden Platten, deren Ober- und Unterseite den Kegelgrundflächen parallel verläuft.

Vorkommen. Die Mergel sind außerordentlich verbreitet, vor allem in mesozoischen und noch jüngern Formationen. Ganz besonders kommen in Deutschland Zechstein, oberer Buntsandstein, Keuper, Jura, Kreide und Tertiär, auch das Diluvium in Betracht.

Seine technische Verwendung findet das Gestein in großem Maßstabe in der Zementindustrie. Kalk- und tonarme Böden werden durch Mergeln verbessert. Als Baustein werden nur härtere Sorten benutzt. Für Straßenschotter sind Mergel ungeeignet. Sie zerfriern ihres großen Wasseraufsaugungsvermögens wegen leicht und geben beim Zerfall viel Schlamm. Sehr schädlich wirkt die Benutzung tonreicher Mergelsorten beim Bau von Eisenbahndämmen. Sie verursachen nach der Durchtränkung mit Regenwasser ein seitliches Quellen und Fließen des Bauwerkes. (Vgl. S. 109 und 110.)

Beim Mergelboden sind die für die Vegetation ungünstigen Eigenschaften des Tons (wasserundurchlässig, kalt, schwer durchlüftbar) durch die Mischung mit dem Karbonat gemildert. Meist führt der Mergel reichlich Pflanzennährstoffe; er absorbiert Phosphorsäure und auch Kalisalze.

Als Anhang sei noch Gipsmergel, der Übergang von Gips zu Ton erwähnt.

### Kieselgesteine.

An ihrem Aufbau nehmen als wesentliche Bestandteile einzeln oder zusammen teil Quarz, Chalzedon, Opal.

Praktische Kennzeichen. Zum Unterschied gegen andre verbreitete Gesteine seien als Erkennungsmittel besonders betont: die hohe Härte (6,5—7), die ein Eindringen des Messers in diese Gesteine nicht gestattet, die Unangreifbarkeit durch Salzsäure und die Unschmelzbarkeit vor dem Lötrohre.

Das spezifische Gewicht reiner Kieselsteine wechselt mit der Art des aufbauenden Minerals; bei Quarz ist  $G. = 2,65$ , desgleichen bei Chalzedon, Opal hingegen hat ein spez. G. von nur 2,2—2,3. Die chemische Zusammensetzung ändert sich natürlich mit den Beimengungen, die sich zum Quarz oder Chalzedon (beide  $\text{SiO}_2$ ) oder Opal ( $\text{SiO}_2 + 3\text{—}15\% \text{H}_2\text{O}$ ) gesellen.

Entstehung. Die Ausscheidung der Kieselsubstanz aus Lösungen beruht, wie beim Kalkkarbonat, auf einer Abkühlung des Lösungsmittels, vielleicht auch auf Druckverminderung (aufsteigende Quellen), auf dem Verdunsten des Lösungsmittels oder dem Ausfällen des Kieselgels durch Kohlensäure und vielfach auf der abscheidenden Tätigkeit von Organismen wie Radiolarien, Diatomeen, Algen, Schwämme. Selbst in Quellen mit fast Siedehitze vermögen  $\text{SiO}_2$ -abscheidende Organismen zu leben. Die von ihnen ausgeschiedene Kieselsäure ist amorph. Vielfach hat sich aber eine nachträg-

liche Kristallisation zu Quarz vollzogen, wobei die organische Struktur meist verloren ging.

Manche Kieselgesteine sind durch Verdrängung von Kalksteinen, gelegentlich auch von Tonschiefern entstanden. Dahin gehören z. B. einerseits Kieseloolithe, andererseits viele Wetzschiefer.

Quarzite bestehen wesentlich aus Quarz. Oft kann man im Schliff erkennen, daß sie auch Quarztrümmer enthalten, um welche dann, öfter in paralleler Orientierung, Ausscheidungsquarz kristallisiert ist. (Übergang zu kieseligen Sandsteinen.) Durch Eintritt und Anreicherung von hellem Glimmer in Lagen leiten die Glimmerquarzite durch Quarzitschiefer in Glimmerschiefer über. Sonst ist an Gemengteilen noch Chlorit, Talk, Graphit, Magnetit, Eisenkies, auch Granat, Cyanit usw. gelegentlich zu beobachten.

Die Quarzifarben sind meist hell, weißlich, gelblich, grau, auch rötlich. Gelegentlich sind die Gesteine gefleckt.

Die Struktur der Quarzite ist zum Teil körnig, gelegentlich porphyrisch, oft sind sie recht dicht. Manche zeigen deutlich die Erscheinungen des Gebirgsdruckes, insbesondere in einer Streckung, die sie zuweilen seidig faserig erglänzen läßt.

Itacolumit hat man einen in Brasilien verbreiteten, glimmerigen Quarzit (bzw. Sandstein) genannt, der stellenweise eigenartige, etwa wie Sohlenleder biegsame Partien aufweist.



Fig. 407. Zusammenstellung von Diatomeen im mikroskopischen Bilde.

Die Biegsamkeit beruht auf der Struktur des Gesteins, die Quarzkörnchen greifen gelenkartig ineinander. (Gelenkquarzit.)

Die Gemengteile der Quarzite schließen sich entweder zu einem kompakten Gestein aneinander, oder sie lassen Löcher, rundliche oder zellige Hohlräume, zwischen sich, so bei manchen Süßwasserquarziten des Tertiärs, die zu Mühlsteinen gut verwendet werden können.

Vorkommen. Man findet die Quarzite in vielen Formationen, sehr reichlich im Gebiete kristalliner Schiefer, so im Erzgebirge und Ural, im Paläozoikum, in dem sie z. B. im Harz und im Taunus ganze Berge bilden, die infolge der schweren Verwitterbarkeit des Gesteins sich hoch aus der Umgebung als Züge und Kuppeln herausheben (Fig. 408). Bemerkenswert sind auch die Quarzite im weißen Jura (so bei Lübbecke in Westfalen) und die großen Knollen im Tertiär.

Viele Quarzite stellen aus dem Wasser abgesetzte Ganggesteine dar. Der Art ist wohl auch der interessante, über 100 km lange, Pfahl genannte Zug aufzufassen, der sich parallel der Donau in der Gegend von Regensburg bis in die von Passau hin zieht.

Manche Quarzite, wie solche im Harz, sind durch Kontaktmetamorphose aus Kieselschiefern hervorgegangen.

Die Verknüpfung wässriger Bildungen mit plutonischen stellen Quarzgänge und Linsen dar, die als extreme Ausbildung von Pegmatiten aufzufassen sind (vgl. S. 154).

Verwendung. Bei bedeutender Druck- und Verbandfestigkeit sowie wegen hoher Härte eignen sich Quarzite als Steinschlag für Landstraßen, auch, falls sie beim Gebrauch nicht zu glatt werden, für Plastersteine. Für die Herstellung von Mühlsteinen werden löcherige Quarzite verwandt; sie bleiben bei der Benutzung rau. In reinen Arten liefern Quarzite die Kieselsäure für die Glasherstellung. Eine sehr wichtige Verwendung finden sie als Material zur Herstellung sehr hochschmelziger Steine. Ganister z. B. ist ein englischer Quarzit, der zerkleinert und mit wenig Ton angemengt zur Auskleidung von Bessemerbirnen dient. Berühmt sind auch die ähnlichen Dinassteine, ursprünglich aus Quarzit von Dinasfelsen im Tale von Neath (England) gefertigt.

Als Kieselschiefer bezeichnet man dichte, mikroskopisch feinkristalline, dunkle, meist schwärzliche, auch grünliche, rötliche, nicht selten gebänderte Gesteine, die hauptsächlich aus Quarz, auch Chalzedon (in Spärolithen), bestehen. Im Dünnschliff entdeckt man in ihnen nicht selten Radiolarien (Radiolarite; vgl. auch Radiolarienschlamm S. 242). Lydit (Probiestein für den Strich von Gold- und Silberlegierungen) ist durch kohlige Substanzen tief schwarz, Hornstein (der z. B. im Rotliegenden oft als Versteinermaterial von Holz vorkommt) grau, gelblich; bei gelber, roter oder brauner Farbe spricht man von Jaspis.



Fig. 408. Quarzit. Alexandrowskaja Sopka (Ural).

Die Kieselschiefer bilden deutliche Schichten und zeigen oft sehr bizarre Faltungserscheinungen (Fig. 30 und 31, S. 21 sowie Fig. 47, S. 27). Vielfach sind sie in parallelepipedische Stücke gegliedert, was ihre Gewinnung erleichtert (Fig. 72, S. 39). Häufig sind Spalten und Risse im Gestein durch Absatz von weißem Quarz ausgeheilt. Auf Klüften kommen zuweilen Phosphate, z. B. radialstrahlige Sonnen von sog. Wavellit (einem wasserhaltigen Aluminiumphosphat) vor.

Die in Rede stehenden Gesteine trifft man in bedeutender Menge in paläozoischen Schichten an, so im Harz und im Rheinischen Schiefergebirge. Sie dienen als Straßensteinschlag, gelegentlich zur Herstellung feuerfester Steine.

Die in Rede stehenden Gesteine trifft man in bedeutender Menge in paläozoischen Schichten an, so im Harz und im Rheinischen Schiefergebirge. Sie dienen als Straßensteinschlag, gelegentlich zur Herstellung feuerfester Steine.

Anhang. Adinole sind den Kieselschiefern ähnlich und kommen auch mit ihnen vor. Sie enthalten außer Kieselsäure reichlich Natron, das von Albit herrührt, und unterscheiden sich im übrigen von den Kieselschiefern durch Schmelzbarkeit vor dem Lötrohr. Die Gesteine sind zum Teil Kontaktprodukte am Diabas und aus Tonschiefern entstanden.

Feuerstein (Flint) besteht aus feinkristalliner Kieselsäure, auch aus

Opal und zeigt gelegentlich mikroskopisch Skelette von Schwämmen (Spongien). Er bildet außen weißliche oder graugelbliche, innen meist dunkler gefärbte Knollen (Konkretionen), sowie Ausfüllungen von Versteinerungen, auch Lagen. Vor allem reichlich findet man ihn in der senonen Kreide, z. B. Englands, Dänemarks, der Insel Rügen. Bei der Zerstörung der Kreidegesteine bleibt er erhalten. So ist er z. B. am Saßnitzer Ufer massenhaft angehäuft. In den Glazialablagerungen Norddeutschlands ist Feuerstein sehr reichlich vorhanden.

Kieselsinter nennt man die kieseligen, meist opaligen Absätze von Quellen, wie der Geysir in Island, im Yellowstone-National-Park in Nordamerika, auf der Nordinsel von Neuseeland, wo sich an den Ufern des Rotomahanna Sees je 0,5—2 m, insgesamt 30 m hohe Kieselsinterterrassen, weiß, wie aus Marmor gehauen, erhoben. Sie sind durch Erdbeben zerstört. Meist findet man solche Kieselabsätze angeschlossen an Vorkommnisse kieselsäurereicher Vulkanite (Liparite, Trachyte, vgl. S. 123). Die Farben sind weiß, grau, gelblich, rötlich.

Kieselgur besteht aus den mikroskopisch kleinen Opalpanzern von Diatomeen (Fig. 407, S. 286), auch aus sonstigen Opalkörperchen. Ihre Farbe ist ein Hellgrau; gelegentlich ist sie durch beigemengte humose Stoffe dunkelgrau bis schwarz. Polierschiefer (Saugstiefen, so genannt, weil sie zufolge Feuchtigkeitseinsaugung an der Zunge kleben, Klebstiefen, Tripel) ist Kieselgur mit deutlicher dünner Schieferung. Nach Ehrenberg kommen auf einen Kubikzoll des Polierschiefers von Bilin in Böhmen an 41 000 Millionen Diatomeenpanzer. Bekannte Vorkommnisse von Kieselgur außer dem erwähnten liegen in Tiefmoorbezirken der Lüneburger Heide im Hannoverschen, so bei Oberohe (bis 30 Fuß mächtig), im Habichtswalde bei Kassel, am Vogelsberge bei Gießen, im Untergrunde von Berlin. Zu vermerken ist, daß sich auch heute noch entsprechende Massen im Süßwasser bilden, und daß auf dem Boden der tiefen Ozeane Schlamm gefunden wird, der zum großen Teil aus den kieseligen Skeletten von Radiolarien besteht (Radiolarienschlick).

Kieselgur und Tripel werden wegen ihrer bedeutenden Härte als Putzmittel, wegen ihres außerordentlich großen Porenreichtums für die Zwecke des Wärmeschutzes, Kieselgur auch als Aufsaugemittel für Nitroglyzerin benutzt (Dynamit). Als Zusatz zu Siegellack verhindert sie ein schnelles Abtropfen. Wo Kieselgur auf größere Erstreckung den Untergrund bildet, stellt sie einen unsichern Baugrund dar.

Die Kieselgesteine liefern im allgemeinen unfruchtbare, steinige oder sandige, trockene Böden. Sie sind um so magerer, je reiner das zerfallene Gestein ist. Wasser, welches nur reine Quarzitgesteine durchsickert hat, ist natürlich sehr weich. So haben Quarzitgewässer am Taunus kaum mehr als zwei Härtegrade.

### Phosphorit.

Die Phosphorite besitzen in ihren reinen Abarten die Zusammensetzung von Apatit (S. 93) und bestehen dann also aus chlor- oder fluorhaltigem Kalziumphosphat. Häufig sind Beimengungen von Eisenoxyd, Kieselsäure, oft auch von Kalkkarbonat und Ton. Die Farben wechseln von Weiß zu Gelblich, Bräunlich, Grünlich, Schwarz.

Man findet Phosphorit in Lagern und Nestern, auch gangförmig (pegmatitisch in Gabbrogebieten Norwegens und Kanadas), ferner in größeren und kleinern Konkretionen und vor allem als primäre Beimengung von Gesteinen wie Kalkstein und Mergel (Tunis, Algier, Tennessee, Nordfrankreich), auch in Eisenerzen. Öfter stellt sich Phosphorit als Versteinerungsmaterial kleiner Lebewesen (Foraminiferen) dar; größere Organismenteile haben gleichfalls Veranlassung zur Phosphatausscheidung und zur Bildung von Phosphoritkonkretionen gegeben, so Koprolithen genannte tierische Exkreme. Bekanntlich führen auch die Wirbeltierknochen Kalziumphosphat; sie sind gelegentlich in großen Massen vereinigt (S. Carolina). In andern Fällen ist ersichtlich, daß es sich bei Phosphoriten um Verdrängungen von Kalksteinen handelt (Florida). Schließlich ist zu erwähnen, daß die Phosphoritlager zum Teil klastischer Art sind, insofern die Knollen des Phosphorites durch die Verwitterung ihres Muttergesteins freigelegt und dann zusammengeschwemmt wurden.

Bekanntere Vorkommnisse sind die Phosphoritlager, -nester usw. im Nassauischen, sowie bei Amberg in Bayern, in Belgien und im nördlichen Frankreich, im Dnjestergebiet, in Florida, Algier und Tunis. Es handelt sich in Tunis um oft großartige Lager, und zwar um Grenzschichten zwischen oberer Kreide und Eocän. Blaugraue Mergel werden dort in ihren hangenden Teilen allmählich phosphatisch, schließlich führen sie bis 60% Phosphat. Hierauf folgen Kalksteine mit Feuerstein und kompakte Nummulitenkalke. Bei Gafsa lagern die Phosphate zwischen schwärzlichen, salz- und gipsführenden Mergeln, und zwar treten sie in Knollen (bis 70% Trikalziumphosphat) und in Lagen auf.

Sombrierit ist ein durch die Laugewasser überlagernden Guanos phosphatisierter Kalkstein der Insel Sombbrero in Westindien.

Verwendung. Phosphorite liefern ein wertvolles mineralisches Düngemittel, wenn sie durch Schwefelsäure zu Superphosphat (einem Gemisch von  $\text{CaH}_4(\text{PO})_2$  und Gips) umgearbeitet werden. Es ist ein schnell wirkendes Düngemittel, da es in Wasser löslich ist.

Als Beimengungen in Eisenerzen sind Phosphorite, die hier wohl in kolloidaler Form vorhanden sind, von ungemein hoher Bedeutung. Sie haben den Thomasprozeß und basischen Siemens-Martinprozeß veranlaßt, die darauf abzielen, den Phosphor aus dem schmiedbaren Eisen fernzuhalten, da er das Eisen spröde macht. Er geht in die sog. Thomasschlacke über, die gemahlen ein höchst wertvolles, langsam wirkendes Düngemittel vorstellt.

### Schwefel.

Eigenschaften S. 97. In oft bedeutenden Massen kommt Schwefel als Absatz in Kratern, z. B. Mexikos und Japans, vor. Zuweilen ist er in solchen Solfataren arsenhaltig, so am Papandajan auf Java. Seine Entstehung in Gewässern schreibt man Schwefelwasserstoffgas zu, das sich gelegentlich mit oxydierenden Stoffen, wie Luft oder schwefliger Säure, zersetzt; auch ist sicher, daß Algen und Bakterien schwefelabscheidend wirken und somit zur Schwefelbildung in größerem Maßstabe beigetragen haben können. Weiterhin findet sich Schwefel in Nestern und Lagen in Gips, z. B. bei Weenzen (Hannover), ferner als Lagen in Kalken und Mergeln, so in großen Mengen, als bis 40 m mächtige Zonen, in der Provinz Girgenti (Sizilien), wo  $\frac{1}{10}$  des in den



Handel kommenden Schwefels zumeist in sehr primitiver Weise gewonnen wird (etwa 2,6 Millionen t mit einem Gehalt von 25%). Er ist arsenfrei. In neuerer Zeit wird sehr viel Schwefel in Louisiana gewonnen (vgl. S. 99).

Die technische Bedeutung des Schwefels ist stark zurückgegangen, seitdem die Schwefelsäure mit Hilfe von Röstgasen der Sulfide hergestellt wird und die schwefelhaltigen Sprengpulver vielfach durch andre Mittel ersetzt sind. Schwefel dient noch zum Bestäuben des Weinstocks, zum „Schwefeln“ der Fässer usw. und zur Darstellung chemischer Produkte wie Schwefelkohlenstoff, Ultramarin u. dgl. Im holzarmen Sizilien verwendet man Schwefel als Feuerungsmaterial zum Ausschmelzen des Schwefelgesteins.

### Karbonatische, oxydische und hydroxydische Eisenerze.

Von den technisch so sehr bedeutungsvollen Eisenerzen kommen hier die in Frage, welche wesentlich Ausscheidungen aus dem Wasser vorstellen. Angegliedert sind die Vorkommnisse der kristallinen Schiefer.

Der Erzgehalt der zu besprechenden Sedimente ist zum Teil ein ursprünglicher, zum Teil liegen teilweise oder gänzliche Umwandlungen durch eisenhaltige Lösungen vor, so besonders von Kalksteinen.

Aus natürlichen Lösungen scheidet sich Eisen im allgemeinen als Eisenhydroxyd ab, als Karbonat dann, wenn reduzierende Stoffe (z. B. verwesende Pflanzen oder Tiere) mitwirken. Das rote kolloidale Eisenhydroxyd geht nach O. Ruff bei gewöhnlichen Druck- und Temperaturverhältnissen zunächst sehr langsam in wasserfreies Oxyd über. Das nimmt Wasser auf und bildet schließlich Brauneisenstein ( $2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ ), unter normalen Verhältnissen das einzige wirklich stabile Hydrat des Eisenoxyds.

### Spateisenstein.

Der wesentliche Bestandteil ist Eisenspat, der vielfach manganhaltig ist, wobei das Mangan als Mangankarbonat isomorph, d. h. molekular, in fester Lösung dem Eisenkarbonat beigemischt ist. (Mineralische Eigenschaften S. 94.) Als Beimengungen erscheinen oft Ton (Toneisenstein), auch Kohle (Kohleneisenstein, Schwarzstreif, Blackband, mit etwa 10—25% Kohle). Sphärosiderite sind knollige oder brotlaibförmige Konkretionen von Toneisenstein, die zuweilen durch Aneinanderreihung Lagen bilden. Manche Spateisensteine sind marmorartig, dabei von gelblicher oder grauer Farbe.

Sehr ausgedehnte metasomatische, lagerförmige Spateisensteinvorkommen beherbergt die archaische Formation, z. B. bei Hüttenberg in Kärnten in Kalkstein, ferner das Palaeozoicum der Ostalpen, so vor allem der mächtige, altberühmte, aus Siderit, Ankerit ( $\text{CaFe}[\text{CO}_3]_2$ ), sowie Brauneisenstein bestehende, prachtvoll in Treppenbau aufgeschlossene Erzberg bei Eisenerz in Steiermark, der an 2600 Fuß aufragt. Weiterhin seien erwähnt der Toneisenstein im Karbon von Zwickau, Yorkshire (Cleveland) in England, im Rotliegenden von Saarbrücken, im Tertiär bei Bonn, der Kohleneisenstein im Karbon Westfalens, Englands und Schottlands. Auch als Gangbildung erscheint Spateisenstein in technisch wichtigen Massen, z. B. im Sieger Lande.

Spateisenstein, besonders gerösteter (wesentlich Eisenoxyduloxyd im lockern Zustande), ist ein leicht zu Eisen reduzierbares Erz. Die Gangeisensteine zeichnen sich durch Phosphorfreiheit aus, wohingegen ihr Gehalt an Eisenkies, Kupferkies usw. besondere Behandlung verlangt. Toneisensteine enthalten gleichfalls öfter diese Stoffe. Dazu kommt meist ein Gehalt an Phosphaten.

### Magneteisenerz

$\text{Fe}_2\text{O}_4$ . Sonstige mineralische Eigenschaften S. 91. Dies sehr wichtige und im reinen Zustande reichste Eisenerz führt häufig beigemischt Eisenglanz, Titaneisenerz, auch Eisenkies, Kupferkies, Quarz, Hornblende, Augit, Chlorit, Granat, Feldspat und andre Silikate, gelegentlich Kalkspat, auch Apatit. Es ist von makroskopisch körniger oder dichter Struktur. Man findet metamorphe Lager in kristallinen Schiefen (Gneis, Glimmerschiefern, Chlorit-schiefern, Hornblendeschiefern), auch in körnigem Kalk. Zu erwähnen sind in der Hinsicht die Vorkommnisse von Arendal im südlichen Norwegen und von Dannemora bei Upsala in Schweden. In Deutschland sind nur kleinere Magneteisenmassen in kristallinen Schiefen gefunden, so bei Schmieberg in Schlesien.

Die uralischen Magnetit-Eisenglanzlagerstätten, die man im allgemeinen für magmatische Bildungen hält, sind nach Morozewicz auf dem Wege der Verwitterung entstanden und hauptsächlich aus dem Augit von Augit-Plagioklasgesteinen abzuleiten. Von den Kiirunavaariten, gewaltigen eruptiven Gangmassen von Magnetit, die im hohen Norden von Schweden bei Kiirunavaara anstehen, ist bereits S. 170 die Rede gewesen. Auch das größte der nordschwedischen Vorkommnisse, das von Gellivaara, darf als Schmelzflußerstarrung angesehen werden.

Einige Magneteisenvorkommnisse in Sedimenten sind Kontaktprodukte und aus andern Eisenerzen oder eisenschüssigen Kalksteinen entstanden ev. pneumatolytischer Art. Beispiele: Spitzenberg bei Altenau im Harz, Niederscheld in Hessen, Berggießhübel in Sachsen, solche in Ungarn u. a.

### Eisenglanz und Roteisenstein (Hämatit)

$\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Sonstige mineralische Eigenschaften S. 92. Gelegentlich verbunden mit Magnetitlagern. Selbständig kommen Eisenglanzvorkommnisse in kristallinen Schiefen, z. B. bei Norberg in Schweden, bei Kriwoi-Rog im südlichen Rußland und bei El Pedroso in Spanien vor.

Eisenglimmerschiefer enthält wesentlich parallel gestellte, schwarze Eisenglanzblättchen und Quarz. Er findet sich in weiter Verbreitung bei Itabira (Brasilien), auch in Nordland in Norwegen und in Kanada.

Roteisenstein erscheint zum Teil faserig und zugleich konzentrischshalg als Glaskopf (Glatzkopf) und ist dann ziemlich rein, während der mehr erdige (ockerige) durch Beimengungen von Ton verunreinigt ist und schließlich in Röteln übergeht. Nicht selten ist Roteisenstein oolithisch, d. h. aus Kügelchen zusammengesetzt.

Roteisenstein kommt in Lagern, Flözen, auch in stockförmigen Massen und in Gängen vor, besonders in ältern Formationen. Erwähnt seien die mächtigen Flöze von Cumberland und Lancashire in England, sowie am Obern See in Nordamerika. Bei den Roteisensteinen des Harzes und in Nassau ist ersichtlich eine Umwandlung devonischer Kalksteine die Entstehungsgeschichte, und zwar sind die Eisenlösungen wohl als Folge der Diabasausbrüche emporgekommen. Die Nachbarschaft der Erze mit Diabas und Diabastuff zeigt das an. Glaskopf kommt gangförmig vor z. B. im Harz.

Die große Eisenglanz-Roteisenstein-Masse von Rio marina auf Elba ist vielleicht kontaktmetamorpher Entstehung.

Eisenglanz und Roteisenstein werden als oft reiche Erze geschätzt. Sie sind vielfach phosphorrein oder doch phosphorarm, führen jedoch nicht selten Eisenkies, meist erweisen sie sich manganarm oder -frei.

### Brauneisenstein (Limonit)

$2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$  bzw. kolloidal. Auch bei diesem weitverbreiteten und außerordentlich wichtigen Eisenerz (Eigenschaften S. 92) bemerkt man außer reinem Material oft Verunreinigungen durch Kalk, Ton, auch Sand. Manche Brauneisensteine enthalten Spateisenstein, zum Zeichen, daß sie aus diesem Erz entstanden sind. Die Ausbildung als Glaskopf (schwarzer Glaskopf), als oolithisches und erdiges (mulmiges, ockeriges) Brauneisenerz ist entsprechend der beim Roteisenstein.

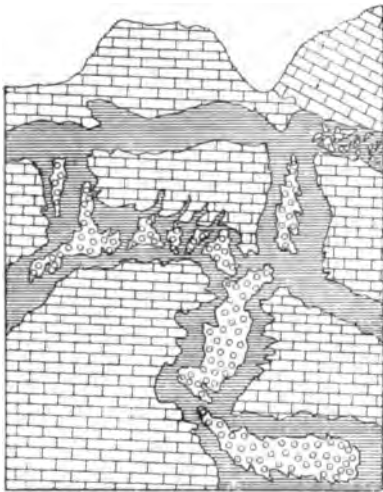


Fig. 409. Bohnerz (durch Kreiselung bezeichnet) mit Lehm als Höhlenfüllung in Malmkalkstein. Silberloch bei Roeschentz (Schweiz). Nach Greßly und Beck.)

Brauneisenerz kommt in Stöcken, Lagern, Flözen und auch gangförmig vor. Es ist besonders zu vermerken, daß es oft nicht nur Kalkstein, sondern auch andre Eisenerze, wie Spateisenstein und Kiese, verdrängt hat. Auch da, wo es jetzt kristallin erscheint, wird es sich oft kolloidal gebildet haben. (Vgl. eiserner Hut S. 211.) Brauneisenstein findet sich in vielen Formationen, besonders reichlich im Mesozoicum. Vor allem erwähnt sei das für die deutsche Eisenindustrie ungemein wichtige Minettegebiet<sup>1)</sup>, das sich in Lothringen an der französischen Grenze hinzieht, in Frankreich hineingreift und in Luxemburg endigt. Es führt ein oolithisches, kalkiges, auch toniges oder kieseliges, grünlich graues, braunes, auch rötliches oder schwärzliches, phosphor-

haltiges Brauneisenerz mit etwa 36—40% Eisengehalt, das in fast unerschöpflichen Mengen flözförmig im braunen Jura lagert. Teilweise ist das Eisen als Eisenkarbonat, auch als Aluminiumeisensilikat (Chamosit, Thuringit) vorhanden. Möglicherweise ist das Brauneisenerz der Minette großenteils sekundär aus dem Karbonat bzw. Silikat entstanden. In der Schweiz, in Thüringen usw. kennt man noch erhaltene Chamosit- und Thuringitlager.

Bohnerze heißen Brauneisenerze, in deren tonigem oder sandigen, eisenschüssigen Bindemittel zahllose bohnen- oder erbsenförmige, konzentrisch-schalige Konkretionen von Brauneisenstein liegen. Diese Erze bilden Flöze und Füllungen von „Taschen“ und Höhlen in Kalkgebenden Süddeutschlands, der Schweiz und im östlichen Frankreich. Es handelt sich wohl um Absätze aus Mineralquellen und um Rückstände der Verwitterung eisenschüssiger Kalksteine, auch um Einschwemmungsmassen (Fig. 409). Vielleicht ist mancher Laterit dem Bohnerz verwandt. Lose oder verkittete Brauneisenerzgerölle Bohnerz zu nennen, wie wohl gelegentlich geschieht, erscheint nicht angebracht.

<sup>1)</sup> Minette, ein französischer Bergmannsname, kleines Erz (im Gegensatz zum Bohnerz).

Seeerz, Sumpferz, Wiesenerz, Raseneisenerz sind meist recht unreine Brauneisensteine von licht- bis dunkelbrauner Farbe, welche Sande, Ton, Phosphate (kolloidal oder als Vivianit [Eisenphosphat]), organische Beimengungen usw. enthalten. Sie bilden sich noch jetzt als Kolloide durch Abscheidung aus Gewässern, die Eisen aus Gesteinen ausgelaugt haben (vgl. S. 211 und 212), in sumpfigen Gegenden, z. B. in Hannover, Mecklenburg, der Mark oder auf dem Boden von Seen. So beobachtet man z. B. in Smaland in Schweden bis  $\frac{1}{2}$  m mächtige, unregelmäßig fleckig oder streifig, wohl der Wasserkirkulation entsprechend abgelagerte Brauneisensteine auf dem sandigen, untief gelegenen Boden von Wasserbecken. Man gewinnt diese Erze durch Baggern. Sie haben sich nach 15—30 Jahren erneuert. Es ist ein ockeriger Schlamm voll von Pflanzenteilen, der allmählich härter und fester wird. Algen und Bakterien sollen die Ursache der Ausscheidung sein.

Bemerkung. Der sog. Ortstein ist ein Humusgestein und vom Raseneisenstein, mit dem er gelegentlich vereinigt wird, zu unterscheiden (vergl. S. 311).

Der technische Wert eines Eisenerzes hängt hauptsächlich von folgenden Umständen ab. 1. Gehalt an Eisen. Die untere Grenze der Brauchbarkeit ist meist bei etwa 30% Fe erreicht. Der Gehalt der reinen Erze ist: Magneteisenerz 72,4% Fe; Eisenglanz 70,0% Fe; Brauneisenerz 60% Fe; Spateisenstein 48,3% Fe. Beimengungen drücken die Eisenmenge im Rohmaterial herunter. Die schwedischen Magnetite führen oft 60—65% Eisen, die Minette enthält davon etwa 36—40%. 2. Natur der Beimengungen. Schlackenbildend kommen Kalk und Ton, auch Quarz in Betracht. Schädlich ist ein Übermaß dieser Stoffe, besonders von Quarz. Phosphate bringen Phosphor als Eisenphosphide ins Roheisen. Bei der Umwandlung des letztern in schmiedbares Eisen muß der Phosphor z. B. durch Thomas- oder basischen Siemens-Martinprozeß entfernt werden, da er den Stahl und das Schmiedeeisen infolge von Kornvergrößerung kaltbrüchig macht. Die hierbei abfallende Schlacke (Thomaschlacke) ist ein wertvolles, mineralisches Düngemittel. Die deutschen Brauneisenerze sind fast stets phosphorhaltig. Erst die Erfindung des Thomasprozesses hat der deutschen Eisenindustrie ihre jetzige hervorragende Stellung ermöglicht. Stets schädlich ist ein Schwefelgehalt der Erze. Wird der Schwefel nicht durch Rösten des Rohmaterials entfernt oder beim Hochofenprozeß an Kalzium der Schlacke gebunden bzw. in sog. Mischern durch manganhaltige Zusätze aus dem flüssigen Roheisen entfernt, so geht er als sprödes, leichtschmelziges Eisensulfid beim Bessemer- und Thomasverfahren zum großen Teile ins schmiedbare Eisen über und macht es rotbrüchig, d. h. spröde bei höheren Temperaturen. Schwefelhaltiges Gußeisen ist dickflüssig, füllt also die Formen nicht gut aus. 3. Zusammenhalt der Erze. Feinpulverförmiges Erz hemmt die Gaszirkulation im Hochofen; auch wird es wegen großer Oberfläche durch Kohlenoxydgas allzufrüh und reichlich zu Eisen reduziert, was bei der niedern Temperatur durch katalytische Wirkung des Eisens zu unliebsamen größern Abscheidungen von Kohlenstoff aus Kohlenoxyd führen kann. (Besserung durch Brikettierung.) 4. Sehr wesentlich ist der Ort des Vorkommens (Frachtverhältnisse) sowie die Art des geologischen Auftretens (Gewinnungskosten). 1902 wurden auf der Erde 95 Millionen t Eisenerze gefördert. 1906 verbrauchte Deutschland 30,4 Mill. t, 1896 erst 14 Mill. t. 1911 betrug die Erzeugung von Roheisen in Deutschland 15,5 Mill. t, in England 9,9 Mill. t.

### Manganerze.

Es sei erwähnt, daß Mangan, welches im übrigen manchen Eisenerzen, so dem Eisenspat als Manganspat, molekular, in andern Fällen kolloidal oder grob mechanisch, so beim Brauneisenstein, beigemischt ist, ähnliche Erze aufweist wie das Eisen. Manganspat ( $MnCO_3$ ) und Manganit ( $Mn_2O_3 \cdot H_2O$ ) sind verhältnismäßig seltene Gangbildungen. Häufiger sind sog. Braunsteine (Pyrolusit,  $MnO_2$ , das Endglied der Manganerzverwitterung). Sie kommen gern lagerhaft mit Brauneisenstein zusammen vor, ferner in reinerer Form als Gangbildung (z. B. bei Ottlar, Waldeck). Technisch sehr wichtige, oft oolithische Manganerze kennt man als Lager im Tertiär bei Tschiatura im Kaukasus.

Verdrängungen von devonischem Kalkstein bzw. Dolomit durch Mangan-oxycide erscheinen in einem SW-NO-Kalkzuge, der bei Bingerbrück den Rhein durchschneidet. Mangan-Konkretionen findet man auf dem Boden der Ozeane (sog. Pelagite).

Manganerze haben eine hohe technische Bedeutung, außer im chemischen Betriebe (Farben, Glas, Pyrolusit-Trockenelemente) besonders im Eisenhüttenwesen, so bei der Darstellung von weißem Roheisen, dessen Entstehung ein Manganengehalt begünstigt, sowie zwecks Herstellung von Ferromangan, das für Flußeisen als Kohlungs- und Desoxydationsmittel dient. Deutschland ist im wesentlichen auf Einfuhr von Manganerzen angewiesen (Verbrauch 250 000 t, Selbsterzeugnis 51 000 t).

### Sulfidische Erze.

Vielerorts sind in den alten und auch jüngern kristallinen Schiefen sulfidische Einlagerungen bekannt. Natürlich haben sie große berg- und hüttenmännische Bedeutung, um so mehr als es sich nicht nur um Eisenverbindungen, sondern auch um edlere Metallsulfide, so von Kupfer, Zink, Blei u. a. handelt. Die Minerale der Erzmassen sind Eisenkies ( $\text{FeS}_2$ ), Magnetkies ( $[\text{Fe}, \text{Ni}]_2\text{S}$ ), Kupferkies ( $\text{Cu}_2\text{S}$ ,  $\text{Fe}_2\text{S}_2$ ), auch Zinkblende ( $\text{ZnS}$ ), Bleiglanz ( $\text{PbS}$ ), meist stark gemischt; zum Teil stellen sich Übergänge zu Magnetitlagern ein. Sehr oft sind die Erze mit Quarz und Silikaten, wie Hornblende, Augit, Granat, Chlorit, Feldspat usw., auch mit Karbonaten (Kalkstein, Dolomit) verbunden.

Als Beispiele seien erwähnt die norwegischen Eisenkies-Kupferkieslager (so im Sulitelmagebiet), Vorkommnisse bei Pittkärenta in Finnland, von Ducktown in Tennessee, das Magnetkieslager von Bodenmais in Bayern, als Zinkblendelager das von Ammeberg in Schweden.

Kieslager kehren nun auch in Schichtenfolgen deutlich sedimentären Charakters, besonders im Paläozoikum wieder. Seine Erze zeigen nicht die enge Vergesellschaftung mit Quarz, Silikaten und Magnetit. Dahin rechnen die berühmte Kieslagerstätte im Rammelsberg bei Goslar (Eisenkies, Kupferkies, Bleiglanz, Zinkblende), das Vorkommen von Meggen in Westfalen (Eisenkies mit Schwerspat) und die altbekannten Lager in der Provinz Huelva in Spanien.

Über die Entstehung der erwähnten sulfidischen Lagerstätten sind die Meinungen geteilt. Manche deuten sie als ursprüngliche Bildungen, d. h. als wesentlich gleichaltrig mit dem einschließenden Gestein (syngenetische Entstehung), andre sind von einer nachträglichen Einwanderung der Erze überzeugt (epigenetische Entstehung). Nach Doß handelt es sich um ursprünglich kolloidale Niederschläge in Form von Eisensulfhydrat, wie es sich rezent z. B. im Schwarzen Meere vorfindet. Sein Absatz wird durch Bakterien befördert, deren Schwefel eine Umwandlung in die labile Form des sog. Melnikowit anregte, der dann zu Eisenkies umstand. Die sulfidischen Kieslager der kristallinen Schiefer sind nach Doss wie die der Sedimente aufzufassen. Ihr Nebengestein ist metamorphisch.

Außer als förmliche Lager mehr oder minder rein für sich Erzvorkommen bildend, kommen sulfidische Mineralien, vor allem Eisenkies aber auch Bleiglanz, Kupferglanz, Silberglanz u. a., als gröbere, feinere und feinste Einsprengungen vor sowohl in kristallinen Schiefen (dann Fahlband genannt) als auch in typisch sedimentären Schichten, wie es z. B. beim Kupferschiefermergel (S. 284) schon erwähnt ist. Auf die außerordentlich verbreiteten sulfidischen Gangerze sei hier lediglich hingewiesen.

## Äolische Ausscheidungssedimente.

### Schnee und Eis.

Es sind vergängliche Massen, aus welchem Grunde manche nicht geneigt sein mögen, sie als Gesteine anzuerkennen, da man unwillkürlich mit dem Begriff der Felsarten den Charakter des Dauerhaften verbindet. Im geologischen Sinne sind aber alle Gesteine vergängliche Gebilde. Wirklich Beständiges existiert auf der Erde nicht. Die kurze Spanne der menschlichen Lebens- und Beobachtungszeit bringt es mit sich, daß die Gesteine fälschlich für etwas Ewiges gehalten werden, während sie doch, wie verschiedentlich geschildert ist, in ununterbrochener Zerstörung und im ständigen Wiederaufbau in anderer Form begriffen sind. Andererseits hat manches Eis sich recht lange gehalten, z. B. im nördlichen Sibirien, wo es förmlich als eine Schicht des Bodens, bedeckt von anderen Schichten, vorkommt (Bodeneis). Auch bleibt das Eis in nördlichen Ländern und in hohen Gebirgen lange erhalten. Dort herrscht jetzt Eiszeit, so in Grönland, das



Fig. 410. Ende des Pasterzengletschers am Groß-Glockner (Östalpen).

von einem gewaltigen, an 800 000 qkm haltenden, wohl bis an 2000 m starken Eisschilde bedeckt ist, aus dem nur in den Küstengegenden Bergspitzen nach Art der geologischen Klippen herausragen. Auch auf den Fjelds Norwegens und auf den Höhen der Alpen lagert „ewiges“ Eis. Zur Diluvialzeit war das nördliche Deutschland von einer stellen- und zeitweise über 1000 m mächtigen Eislage bedeckt, und von den mit einem Eisstromnetz bedeckten Alpen erstreckten sich Gletschermassen weit in das deutsche Land. Großbritannien und Nordamerika waren zur Diluvialperiode gleichfalls zeitweise vergletschert<sup>1)</sup>. Im übrigen gab es eine Eiszeit schon am Ende des paläozoischen Zeitalters, besonders für die südliche Halbkugel.

Die mineralischen Eigenschaften von Eis sind S. 92 erörtert. Seine Rolle im Haushalte der Natur als Gesteinszerstörer und Gesteinsverfrachter ist bereits S. 205 und 223 geschildert.

Ein paar Bemerkungen seien hier zunächst gemacht über die Entstehung von Eis als Erstarrungsprodukt von Wasser und wässrigen Lösungen.

<sup>1)</sup> Als Ursache für das Hereinbrechen der Eiszeit wird eine Zunahme der Niederschlagsmenge und eine Erniedrigung der mittlern Jahrestemperatur angenommen. Wodurch diese Umstände bedingt sind, ist nicht sicher erschlossen.

Reines Wasser wird unter gewöhnlichem Druck bei  $0^{\circ}$  fest, wässrige Lösungen, z. B. Meerwasser, sondern erfahrungsgemäß erst unter  $0^{\circ}$  Eis ab. Ziehen wir als Beispiel eine Lösung von Chlornatrium heran, das bekanntermaßen im Meerwasser eine große Rolle spielt, so läßt sich die Verfestigung einer solchen Lösung unter dieselben Gesichtspunkte bringen wie die Erstarrung von Schmelzen. In der Tat liegt ja nichts anderes vor, als eine Schmelze von Wasser und Chlornatrium, die sich gegenseitig in Lösung halten und ihre Erstarrungstemperaturen wechselseitig herunterdrücken (vgl. S. 124). Auch hier wird bei Temperaturabnahme gewissermaßen eine Normallösung angestrebt, und zwar die mit 76,5 Gewichtsprozenten  $H_2O$  und 23,5 NaCl. Der Überschuß über dies Normalgemisch wird als fester Körper allmählich ausgeschieden. Ist also in der ursprünglichen Lösung im Verhältnis zum eutektischen Gemisch von 76,5%  $H_2O$  und 23,5% NaCl zu viel  $H_2O$  da, so wird Eis abgesondert, ist zu viel NaCl vorhanden Kochsalz, bis schließlich die Normallösung erreicht ist, immer vorausgesetzt, daß die Temperatur sich genügend erniedrigt. Die erste Ausscheidung (also  $H_2O$  oder NaCl) tritt bei bestimmter, von der Zusammensetzung der Lösung abhängiger Temperatur ein, die Aussonderung setzt sich beim weitem Abkühlen fort, indem sich eben jeweils das für die herrschende Temperatur gültige Konzentrationsgleichgewicht einstellt. Schließlich, und zwar bei  $-22^{\circ} C.$  erreicht der Lösungsrest die eutektische Mischung, und diese

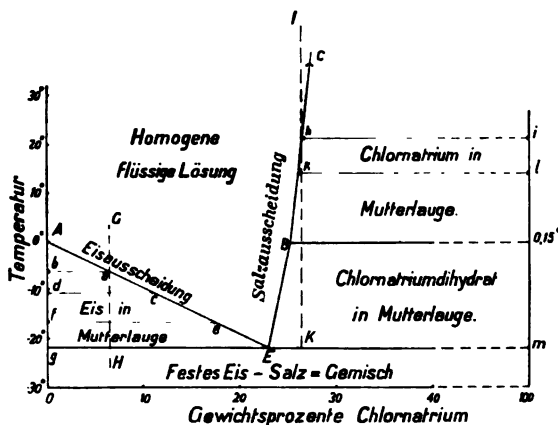


Fig. 411. Kristallisationschema einer Chlornatrium-Wasserlösung.

Punkt  $E$  gleichzeitige Kristallisation von Eis und Chlornatrium, da er ja als Treffpunkt beider Linien angehört. Das Feld über  $AEC$  stellt die homogene flüssige Lösung dar, unter  $gEm$  ist alles fest, in den Feldern  $AEG$  bzw.  $CEm$  sind die Gemische aus Eis und Mutterlauge bzw. Salz und Mutterlauge im Schema versinnbildlicht. Jeder Punkt im Bereiche über  $AEC$ , etwa  $G$ , bedeutet eine homogene Lösung von bestimmtem Gehalt und von bestimmter Temperatur,  $G$  z. B. eine solche von etwa 7% NaCl bei ca.  $3^{\circ}$ . Sinkt der Wärmegrad, so wird das durch ein Wandern des darstellenden Punktes nach unten versinnbildlicht, und beobachtet man nun, in welche Bezirke der Punkt nacheinander einläuft, so ergibt sich unmittelbar die Art der Erstarrung.  $G$  würde beim Absinken auf  $GH$  die Ausscheidungslinie  $AE$  bei  $a$  treffen; hier beginnt die Eisausscheidung. Bei der Temperatur der Linie  $dc$  steht Eis mit einer Lösung  $c$  in Harmonie, bei der Temperatur der Linie  $fe$  mit einer Lösung  $e$ , bei einer Temperatur  $gEm$  ( $-22^{\circ}$ ) mit einer Lösung  $E$  (76,5%  $H_2O$ , 23,5% NaCl).

Andererseits würde eine Lösung, deren Zusammensetzung und Temperatur Punkt  $I$  angibt, beim Erkalten (Wandern des Punktes  $I$  auf  $IK$ ) in  $h$  zur Salzausscheidung kommen, bis ganz entsprechend wie oben bei  $-22^{\circ}$  der Lösungsrest die Zusammensetzung  $E$  hat. Bei dieser Temperatur wird nun die noch übrige Flüssigkeit zu einem Salz-Eis-Eutektit fest<sup>3)</sup>.

<sup>1)</sup> Der Vollständigkeit halber mag erwähnt werden, daß von  $0,15^{\circ}$  ab nicht NaCl, sondern  $NaCl \cdot 2 H_2O$  auskristallisiert.

<sup>2)</sup> Genauer gesagt der Beginn der Erstarrung.

<sup>3)</sup> Die Erniedrigung der Erstarrungstemperatur von Wasser durch Salzzusatz wird bekanntermaßen zum Auftauen von Eis (z. B. auf Gleisen) benutzt, indem man letzteres mit etwas Salz bestreut. Da die Erniedrigung bei Anwendung von NaCl höchstens bis  $-22^{\circ}$  geht, so kann natürlich unter dieser eutektischen Temperatur (etwa in einem sibirischen Winter) durch Kochsalz keine Verflüssigungswirkung mehr erzielt werden.

Lösung erstarrt dann gänzlich unter Innehaltung der eutektischen Temperatur ( $-22^{\circ}$ ) und der eutektischen Zusammensetzung (76,5%  $H_2O$  und 23,5 % NaCl)<sup>1)</sup>.

Die Verhältnisse werden in einfacher Art durch Fig. 411 erläutert.  $A$  bedeutet den Erstarrungspunkt von reinem Wasser. Er<sup>2)</sup> wird durch NaCl-Gehalt der Lösung heruntergedrückt, daher zieht sich von  $A$  die Linie  $AE$  nach rechts abwärts. Entsprechend kommt von dem sehr hoch gelegenen Schmelzpunkte von reinem NaCl die Erstarrungslinie  $CBE$  der Lösung schräg nach links herab, um sich mit der  $H_2O$ -Ausscheidungslinie in  $E$  zu treffen. Bedeutet  $AE$  Aussonderung von  $H_2O$  als Eis,  $CBE$  Ausscheidung von NaCl, so bekundet der eutektische

In der Natur ist meist Wasser über NaCl in so großem Überschuß vorhanden, daß beim Erniedrigen der Temperatur zuerst Eis ausfällt. In Wüstenseen, in denen es durch Verdunsten von Wasser zu starken Salzanreicherungen kommen kann, mag aber sehr wohl gelegentlich Salz ausfrieren. Im übrigen werden die Vorgänge durch Gegenwart anderer Salze in der Lösung verwickelt (vgl. Entstehung der Kali-Magnesiumsalze S. 257). Der Grundgedanke bleibt aber derselbe.

Auf den Gewässern entsteht das Eis in plattenförmigen Kristallen, die sich natürlich auf ruhigem Wasser, infolge ihres geringen spezifischen Gewichtes (0,9175) schwimmend, in stabiles Gleichgewicht platt auf die Wasseroberfläche legen, zusammenwachsen und deshalb, wie O. Mügge betonte, mit der Tafelfläche parallel liegen. Jede Platte setzt in paralleler Orientierung zu sich selbst nach unten Eis an. Auf die Weise entsteht, wie H. Crammer auseinandersetzt, aus dem erst dünnen Eisplattenmosaik eine dickere Schicht, die aus senkrechten Säulchen zusammengesetzt ist. Eine Störung des parallelen Fortwachsens und damit eine Schichtung kann z. B. dadurch zustande kommen, daß sich aufsteigende Gasblasen unter der Eisdecke sammeln.

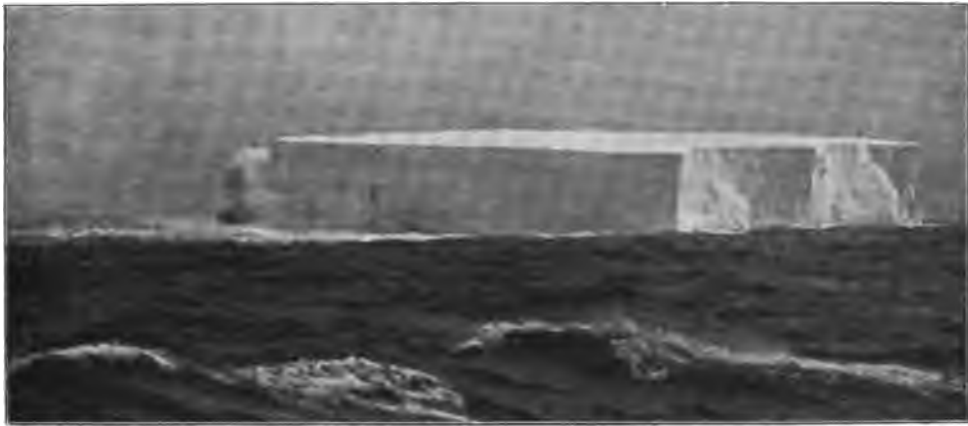


Fig. 412. Tafelförmiger Eisberg im antarktischen Meere. Nach Chun, aus den Tiefen des Weltmeeres.

Die Eisstalaktiten (Eiszapfen) haben eine im Querschnitt radialstrahlige Struktur. Sie erklärt sich durch die Entstehung der Gebilde. Der erste Wassertropfen scheidet Eiskriställchen rundum am Rande seiner kreisförmigen Berührungsfläche, mit der er anhängt, aus; es entsteht also ein Eisring, durch Weiterwachsen nach unten ein Röhrrchen, dessen Wandung sich durch paralleles Ansetzen von Kristallen radialstrahlig verdickt. Natürlich gibt es auch hier Störungen. Läuft z. B. das Wasser einseitig am Zapfen herunter, so verstärkt er sich nur nach dieser Seite und erlangt dadurch eine häufig zu beobachtende Schwertform.

Das Rieseis ist in sich meist nicht regelmäßig aufgebaut, da sich die Eiskristalle auf der vielfach unregelmäßigen Unterlage nicht parallel lagerten.

Sei weiterhin des landschaftlich so überaus malerischen Vorkommens von Eis als Gletschereis gedacht. Es nimmt seinen Ursprung in hochgelegenen Bergmulden<sup>1)</sup> durch Auskristallisieren des Wasserdampfes aus der Luft, in welcher er gelöst war, und Zubodensetzen als Schnee. Man hat in letzterem mithin ein Ausscheidungssediment vor sich. Durch Abschmelzen

<sup>1)</sup> In der alpinen Schneeregion fallen jährlich an 10—20 m Schnee, die 1,3—2,6 m Firneis geben.



runden sich die Kristalle zu lufthaltigen Körnern, die sich dann unter ihrem eigenen Druck, unter Vergrößerung des Gefüges durch teilweises Auftauen und Gefrieren in Eis (Firneis) umwandeln, ein Vorgang, der an die Marmorierung von dichten Kalksteinen durch Kontakt- bzw. Regionalmetamorphose erinnert. Es ist ein Beispiel der kollektiven Kristallisation (Sammelkristallisation).



Fig. 413. Gletschereis mit Schichtung. Mont Blanc. Wehrli phot.

Das Eis gleitet, wie bekannt, langsam als Gletscher zu Tal. Hierbei kommt, wie O. Mügge nachwies, die Translation genannte leichte parallele Verschiebbarkeit seiner Teilchen nach einer gewissen kristallographischen Ebene (der Basis) sehr wesentlich in Betracht. Ferner ist der Umstand der sog. Regelation von Bedeutung. Durch Druck erniedrigt

sich der Schmelzpunkt des Eises<sup>1)</sup>, und daher kann das Gletschereis durch gegenseitige Pressung der einzelnen Massen zum Teil unter Volumverminderung flüssig werden, so daß eine größere Beweglichkeit des Eisstromes zustande kommt. Beim Nachlassen des Druckes gefrieren die Wasserteile wieder. Der Gletscher fließt ähnlich einem Flusse über Hindernisse und schroffe Abfälle auf seinem Wege hinweg, hierbei oft infolge von Zugspannungen unter Spaltenbildung zerreißend, ja in wilde Trümmernmassen sich zersplitternd. Beim Übertritt auf gleichmäßigern bzw. flacher geneigten Untergrund finden sich die zerstückelten Eismassen wieder in einem glatten Strome zusammen.

Die Geschwindigkeit der Gletscherbewegung ist durchschnittlich ungefähr die der Spitze des kleinen Zeigers einer Taschenuhr (an 70 m im Jahr).

In tiefen Bergregionen endigt der Gletscher, da das Abschmelzen hier dem Vorwärtsschreiten die Wage hält.

In polaren Gegenden laufen Gletscher bzw. Inlandeis ins Meer aus und brechen hier zufolge des Auftriebes im Wasser in oft mächtigen Blöcken ab. Als Eisberge werden letztere mit den Meeresströmungen weit nach niederen Breiten geführt, wo sie eine große Gefahr für die Schifffahrt darstellen.

Das Gletschereis hat körnige Struktur, d. h. rundlich eckige Individuen lagern regellos durcheinander. Ihre Grenzen bilden sehr feine Haarspalten.

<sup>1)</sup> 135 At. Druck erniedrigt den Schmelzpunkt des Eises auf  $-1^{\circ}$ , 1000 At. (die beim Vorwärtsschreiten des Eisstromes wohl vorkommen können) auf ca.  $-9^{\circ}$ .



Fig. 414. Spalten im Eigerletscher. Behme phot.

Im Firnfeld gewahrt man gelegentlich eine Lagenstruktur parallel der Schneeoberfläche. Sie entspricht dem periodenweisen Absatz und drückt sich auch noch im Firneis durch eine Bänderung aus, die durch Abwechseln von blasigem und klarem Eis deutlich wird. Weiter talabwärts ist die Gletschermasse in Schollen zerrissen; diese sind in ihrer Stellung der Flußrichtung zum Teil gut angepaßt, und stehen dann in der Gletschermittle mit ihrer Schichtung etwa senkrecht zur Oberfläche und zugleich in der Flußrichtung. An den Gletscherseiten liegen sie schräge, am Gletscherende zuweilen muldenförmig oder wirt durcheinander.

## 5. Kohlengesteine.

**Entstehung.** Die natürlichen Kohlen, neben Eisenerzen das Lebens-element der heutigen Technik, sind organischen Ursprungs (also Biolithen) und zwar zumeist aus pflanzlichem Material entstanden. Wegen ihrer Brennbarkeit nannte Potonié sie Kaustobiolithe.

Beim Überblicken der heutigen Ablagerungen von Pflanzenmassen treten drei Umstände der Bildung von Kaustobiolithen heraus. Es handelt sich um 1. Faulschlamm (Sapropel); 2. Humus; 3. Liptobiolithe.

Der Faulschlamm ist ein Produkt der in ruhigen Gewässern oft massenhaft schwebend lebenden niederen fettreichen Organismen, des Plankton, das nach dem Absterben niedersinkt. Er ist vermengt mit den Resten höherer Tiere, z. B. kleiner Krebse, auch mit eingewehtem Pollen und organischem, kalkigem, kieseligem oder tonigem Material, das teils von Gehäusen niederer Organismen, wie Diatomeen, stammt, teils aus der wässrigen Lösung gefallen ist oder, wie Ton, eingeschlämmt ist. So erklärt sich der Übergang des organischen Stoff reichen Sapropels in bituminöse Kalksteine, Kieselgesteine und Tone. Die Zersetzung des Faulschlammes geschieht fast ohne Einwirkung des Sauerstoffs, sein Wasserstoff bleibt also erhalten. Die aus Sapropel gebildeten Kohlen sind daher gasreich. Es sind die harten, dichten, matten Kohlen, deren bekanntester Typus die Kannelkohle (candle-coal) ist.

Die Humusmassen entstehen aus höhern Pflanzen und zwar wesentlich des festen Landes. Die Hauptbildungsstätten sind die Moore; sie liefern als massenhafte Anhäufung von Humus den Moortorf. Die Umbildung geschieht unter wesentlicher Mitwirkung des Sauerstoffs. Das Ergebnis der Umsetzung sind die Braunkohlen und gewöhnlichen Steinkohlen (Glanzkohlen), die gasärmer sind als die Sapropelkohlen. Natürlich können Humuskohlen über Faulschlammkohlen lagern entsprechend der auch jetzt noch zu beobachtenden Veränderung von Sapropelsümpfen in Moore; ebenso ist Wechsellagerung nicht selten.

Die Liptobiolithe sind wachsige oder harzige Massen, Rückstände der Verwesung von Pflanzenmassen an der Luft, also von Vorgängen, bei denen Sauerstoff sehr stark beteiligt ist. Den heutigen Pflanzenharzen entsprechen tertiäre Bildungen, etwa der Bernstein. Die paläozoischen Pflanzen scheinen noch kein Wachs oder Harz (als Schutz gegen Ausdunstung oder Abschluß von Wunden) ausgeschieden zu haben.

Bei fossilen Kaustobiolithen kommt genetisch folgendes in Betracht. Die Entstehung des Torfes ist unmittelbar zu beobachten. Bei der Braunkohle kann man öfters noch Holzstruktur erkennen. Präparierte Schliffe

aus Steinkohle<sup>1)</sup> zeigen gleichfalls oft recht gut das pflanzliche Zellenge-  
webe im mikroskopischen Bilde, und außerdem werden die Steinkohlenflöze  
von oft prachtvoll erhaltenen pflanzlichen Versteinerungen begleitet, aus denen  
man die Pflanzenarten erkennen kann, welche auch die kompakten Massen  
der Kohle lieferten. Der Graphit wird gelegentlich als Endglied des Ver-  
kohlungsprozesses angeführt, insbesondere wenn er, wie in der Gegend von  
Passau in Bayern, in kristallinen Schiefen, z. B. als Lagen und Nester in  
Gneis, auftritt. Indes ist diese Stellung unsicher, und vor allem von Weins-  
chenk wurde betont, daß Graphit mancherort als Fumarolenbildung anzu-  
sehen ist, so die gangförmigen Vorkommnisse des Minerals auf Ceylon. Dort  
hat es sich allem Anschein nach aus kohlenstoffhaltigen Gasen, etwa Kohlen-  
oxyd oder Metallkarbonylen, bei Eruptionen in Spalten abgeschieden. Auch der  
Alibertgraphit bei Irkutsk tritt gangförmig in einem Eruptivgestein (Eläolith-  
syenit) auf. Andererseits ist mit Weinschenk anzunehmen, daß manche flöz-  
förmigen Graphitvorkommnisse, vornehmlich die österreichischen (Böhmen,  
Mähren, Niederösterreich, Steiermark), durch Kontaktmetamorphose aus  
Steinkohlen entstanden sind.

Sehen wir mithin vom Graphit ab, so ist sicher, daß die Kohlegesteine  
organisches, insbesondere pflanzliches Material darstellen. Da nun zu verschie-  
denen Zeiten voneinander abweichende Floren die Erde schmückten, so bauen  
sehr verschiedene Pflanzenarten die im Alter außerordentlich wechselnden natür-  
lichen festen Brennstoffe auf. Von den Faulschlammkohlen war oben bereits  
die Rede. Die Hauptmasse der Humuskohlen ist auf Landpflanzen und zwar  
auf eine Sumpflvegetation, zurückzuführen. Die nordamerikanischen Zy-  
pressensümpfe (swamps) geben uns wohl ein anschauliches Bild kohlenliefer-  
nder Vegetation. Wie besonders Potonié betont hat, ist es wahrscheinlich, daß  
die in den Kohlenflözen vorliegenden einstigen Pflanzenmassen in den meisten  
Fällen auf dem Untergrunde gewachsen sind, über dem sie als Kohlen lagern.  
Man findet z. B. in Braunkohlenflözen zahlreiche Baumstämme noch in senk-  
rechter Stellung, fernerhin die flachausgebreiteten Wurzeln von Steinkohlen-  
pflanzen in ihrer natürlichen Lage, und so wird man wohl sehr oft die „auto-  
chthone“ Bildung annehmen können. Vereinzelt Gerölle in Kohlen sprechen  
nicht dagegen, da ja sehr wohl ein Mal gelegentlich eine nebensächliche Ver-  
flößung von Bäumen mit am Wurzelwerk anhängenden Steinen stattfinden  
konnte. Es ist aber auch anzunehmen, daß zuweilen bedeutende Ein-  
schwemmungen von Pflanzenteilen in Wasserbecken, gelegentlich ferner  
große Anhäufungen von Treibholz, „allochthone“ Kohlenlager gebildet  
haben. Auch sind öfter bereits zu Kohlen umgewandelte ehemalige Pflanzen-  
massen, wie so viele andere Gesteine, in Bruchstücken durch Wasser ver-  
frachtet und andernorts abgesetzt. Das sind also „sekundär allochthone“  
Kohlenvorkommnisse. Dahin rechnen viele Rieselbraunkohlen.

Der Verkohlungsvorgang besteht im wesentlichen in einer relativen  
Anreicherung des Gehaltes an Kohlenstoff durch Abnahme der an der Zu-  
sammensetzung der Holzfasern hauptsächlich noch beteiligten Elemente  
Wasserstoff und Sauerstoff. Es entweichen zwar auch kohlenstoffhaltige  
Gase, immerhin ist die Fortführung von Wasserstoff und besonders von Sauer-  
stoff viel bedeutender als die von Kohlenstoff, so daß der Gehalt an letzterem,

<sup>1)</sup> Die Kohle wird durch lange Behandlung mit einem Gemisch von Kaliumchloratlösung  
und Salpetersäure und nachheriges Auswaschen mit Alkohol mehr oder minder gut aufgeklärt.



Fig. 415. Karbonische Flora. Aus H. Potonié, Eine Landschaft der Steinkohlenzeit.

je weiter die Verkohlung vorangeschritten ist, im allgemeinen also je länger der Prozeß bereits gedauert hat, um so mehr angereichert erscheint. Die Reihe nach wachsendem Kohlenstoffgehalt ist bei den Kohlen mithin im allgemeinen auch eine nach wachsendem Alter. Holz ist das Pflanzenmaterial der Gegenwart, Braunkohle das des Tertiärs, Steinkohle findet sich bereits in Kreideschichten und dann in den vorhergehenden Formationen. Der Vollständigkeit halber sei auch hier der Graphit mit Reserve angeführt. Die entsprechenden chemischen Zusammensetzungen zeigt folgende Tabelle. Natürlich gibt es Abstufungen.

|   | Holz | Torf | Braunkohle | Steinkohle | Anthrazit |
|---|------|------|------------|------------|-----------|
| C | 50%  | 60%  | 70%        | 82%        | 94%       |
| H | 6 „  | 6 „  | 5 „        | 5 „        | 3 „       |
| O | 43 „ | 32 „ | 24 „       | 12 „       | 3 „       |
| N | 1 „  | 2 „  | 1 „        | 1 „        | Spur      |

Nach Renault kann man für Steinkohlen die Bruttoformel  $C_9H_8O$  annehmen. Danach könnte die Umänderung der Zellulose in Steinkohle wie folgt ausgedrückt werden:  $4C_6H_{10}O_5 = C_9H_8O + 7CH_4 + 8CO_2 + 3H_2O$ .

Die beim Verkohlungsprozeß entweichenden Gase sind hauptsächlich Wasserdampf, Kohlensäure (auch Kohlenoxyd), Methan und andre Kohlenwasserstoffe. Daß die Umsetzungen in der Steinkohle noch vor sich gehen, läßt sich an den Ausströmungen solcher Gase erkennen, von denen die Kohlenwasserstoffe als „schlagende Wetter“ durch ihre Entzündung zu den gefürchteten, das Leben der Bergleute so schwer bedrohenden Explosionen Veranlassung geben<sup>1)</sup>. In den Gasen der Braunkohlen überwiegt meist Kohlensäure, zuweilen Methan, in denen der Steinkohle ist nur selten Kohlensäure vorherrschend, sonst Methan, das nicht selten fast allein vorhanden ist.

Man hat erkannt, daß einen wesentlichen Anteil an der Ausbreitung der gefährlichen Wetterentzündungen der in der Luft schwebende Kohlenstaub nimmt und hat durch Feuchthalten der Gruben ohne Zweifel die Gefahren stark gemildert. Bei tiefen (warmen) Gruben bewirkt eine solche Durchfeuchtung allerdings eine für die Arbeiter äußerst lästige Schwüle. Stets muß für Vermeidung der Grubengasentzündung noch weiter Sorge getragen werden, vor allem durch alleinige Benutzung von Sicherheitslampen, deren Licht sich innerhalb eines Drahtnetzes oder einer Glasglocke (bei elektrischem Licht) befindet. Sei hier auch auf die Habersche Pfeife hingewiesen, deren Ton sich verändert, wenn die Grubenluft von Schlagwettern durchsetzt wird.

Gelegentlich ist der Verkohlungsprozeß schon weiter vorangeschritten, als man nach dem Alter der Ablagerungen erwarten sollte. Ursachen für diese Verhältnisse sind einmal Kontaktmetamorphose, andererseits Dynamometamorphose. So findet man am Meißner im Tertiär eine steinkohlenartige sog. Pechkohle. Der erwähnte sich in Hessen erhebende Berg trägt eine bis 157 m dicke Basaltplatte, den noch etwa 5 km langen und 1 km breiten Rest eines riesigen Ergusses, der sich auf tertiären Schichten ausbreitete (Fig. 15, S. 10). Unter dem Basalt hat der Bergbau eine  $\frac{1}{2}$ —3 m dicke, tonige,

<sup>1)</sup> Die Gase sind in der Kohle entweder ziemlich gleichmäßig verteilt oder in Spalten und sonstigen Hohlräumen angehäuft, bei deren Öffnung sie als „Bläser“ ausströmen. Ein solcher Bläser diente auf der Zeche Hansa bei Dortmund in Westfalen  $\frac{1}{2}$  Jahr lang für Beleuchtungszwecke in der Grube, später wurde er zur Dampfkesselheizung verwandt, wobei er täglich 2 t Steinkohlen ersetzte. In Oberschlesien fehlen schlagende Wetter. Man führt das auf eine frühzeitige Entgasung der Kohle zurück, die wegen geringer Bedeckung in der Zeit des Oberkarbons und der Dyas und zufolge von Erosionseinschnitten während dieser langen Festlandszeiten ab-  
dunsten konnte.

stark von dem einst glutflüssigen Basalt veränderte Lage, den Schwühl der Bergleute, vorgefunden, darunter ein bis 30 m mächtiges Braunkohlenflöz, das von oben ab gerechnet bis auf 2,5—6 m Tiefe veredelt ist. Während die gewöhnliche Meißnerkohle unter 50% Koks liefert, erzielt man mit der dem Schwühl zunächst liegenden Stangenkohle (d. i. stängelig abgesonderten Kohle) an 63—73%.

Andererseits hat sich der Gebirgsdruck als von Einfluß auf die Beschaffenheit der Kohle erwiesen, insofern als in sehr stark gepreßten (gefalteten) Schichten, z. B. im Osten Pennsylvaniens, die Verkohlung weiter, nämlich bis zum Anthrazit, vorgeschritten ist, als in den westlichen, weniger gestörten Gebieten, wo bituminöse Steinkohle gefunden wird.

Es stimmt das überein mit interessanten Versuchen von Bergius über künstliche Bildung von Kohle aus Cellulose durch Erhitzen in Bomben unter Durchfeuchtung. Es bildete sich bituminöse Kohle, Anthrazit hingegen erst unter gleichzeitiger Anwendung von Druck.

Stark zurückgeblieben im normalen Verkohlungsprozeß sind braunkohlenartige Ablagerungen der Karbonformation in Zentral-Rußland. Sie haben flache Lagerung.

Die Kohlen stellen in chemischer Hinsicht sehr verwickelt aufgebaute Körper oder vielmehr eine große Anzahl solcher dar, die in wechselnden Mengen hauptsächlich Kohlenstoff, Wasserstoff, Sauerstoff, auch Stickstoff und Schwefel aufweisen. (Vgl. Tabelle S. 302.) Ferner enthalten die Kohlen hygroskopisches Wasser und einen mehr oder minder reichlichen „Aschengehalt“ als unerwünschte Beigabe. Letzterer ist auf mineralische Stoffe im Holz, ferner auf Bodenbestandteile zurückzuführen, die dem Erdreich zugehören, auf welchem die Kohlenpflanzen wuchsen. Auch schwemmte wohl das Wasser mancherlei feste Stoffe zwischen die Ablagerungen, und zum Teil mögen wandernde Gewässer nachträglich im Kohlenflöz Absätze geliefert haben. Beim Verkohlungsprozeß werden die Aschenbestandteile verhältnismäßig angereichert, da sie sich ja nicht vermindern, wohl aber die Menge der Holzsubstanzbestandteile dabei verkleinert wird. Der mittlere Aschengehalt des Holzes beträgt 1—3%, im Torf findet man 5, 10% und mehr, in der Braunkohle etwa 5—15%, in bessern Steinkohlen 4—7%, bei schlechtern größere Mengen. Ein ungebeter Gast in den Kohlen ist ferner der Eisenkies ( $\text{FeS}_2$ ), das bekannte schön metallisch gelb glänzende Mineral, das beim Verbrennen der Kohle, wie es auch der in ihr vorhandene „organische Schwefel“ tut, schweflige Säure liefert und zu „Rauchschäden“ in der gegen schweflige Säure äußerst empfindlichen Pflanzenwelt Veranlassung gibt (vgl. auch S. 106). Die Entstehung des Eisenkies beruht auf der Reduktion von Eisensulfat zu Eisenbisulfid durch die organische Substanz der Kohlen, entsprechend der häufigen Bildung dieses Minerals als Versteinerungsmaterial z. B. von Ammoniten.

Die Verwendung der Kohlengesteine als Brennstoff ist allbekannt. Natürlich sind die verschiedenen Sorten für die wechselnden Feuerungszwecke nicht gleich gut verwertbar. Wird z. B. eine Flammfeuerung verlangt, so eignen sich die Kohlen, welche beim Erhitzen einen Strom brennbarer Gase entwickeln (Flammkohlen). Nicht flammbar sind die, denen diese Gasentwicklung abgeht. Sehr bedeutende technische Verwertung finden Kohlen als Material für die Darstellung von Koks (z. B. für den Eisenhochofenbetrieb), von Öl, Paraffin, von Leucht und- Heizgasen (Generatorgas, Wassergas), von Teer (Farbindustrie), Benzol, Ammoniak usw.

Der Heizwert einer Kohle wird durch die Bestimmung der Wärmemengen (Wärmeeinheiten, Kalorien) festgestellt, die sich bei der Verbrennung der Gewichtseinheit Brennstoff entwickeln (absoluter Wärmeeffekt). Man bedient sich dabei eines geschlossenen Gefäßes, in dem man die Kohle in verdichtetem Sauerstoff verbrennt (Berthelotsche Bombe) und beobachtet alsdann die Temperaturerhöhung von Wasser, in dem das Verbrennungsgefäß steht. Man hat auch eine Formel zur Berechnung des Heizwertes aufgestellt. Bezeichnet C den Kohlenstoff, H den Wasserstoff, O den Sauerstoff, S den Schwefel, W das hygroskopische Wasser in Gewichts-

prozenten, so ist der Heizwert = 
$$\frac{8140 C + 28800 (H - \frac{1}{8} O) + 2220 S - 600 W}{100}$$
 Bei O-armen

Kohlen liefert die Formel ziemlich richtige Werte<sup>1)</sup> (ca.  $\pm 3\%$  Fehler). Beispiel (nach Ost, Techn. Chemie.): Eine Ruhrkohle hatte die Zusammensetzung C = 80,97%; H = 5,05%; O = 8,00%; N = 1,27%; S = 0,41%; H<sub>2</sub>O = 1,52%; Asche = 2,78%. Heizwert =  $(8140 \cdot 80,97 + 28800 \cdot 4,05 + 2220 \cdot 0,41 - 600 \cdot 1,52)/100 = 7757$  Kal.

Die Verbrennungstemperatur (pyrometrischer Wärmeeffekt), die man mit einem Brennstoff erzielt, entspricht der Gleichung Temperatur = W d. i. absoluter Wärmeeffekt/ $q \cdot s$ , wo  $q$  das Gewicht der Verbrennungsprodukte und  $s$  ihre spezifische Wärme darstellt. Der schädliche Einfluß der Aschenbestandteile tritt im Hinblick auf diese Beziehung deutlich heraus<sup>2)</sup>.

Sog. Faulschlamm (Sapropel) ist eine breiig fließende, gallertige Masse, die sich in jedem Klima als Bodensatz stehender oder doch wenig bewegter, also sauerstoffarmer Gewässer bildet. Er ist vielfach kalkig, tonig oder kieselig (Faulschlammkalke, Faulschlammtone, Kieselfaulschlamm). Sapropel ist fossile noch gallertige Faulschlammmasse.



Fig. 416. See mit Sapropel (Wasser dunkel, Faulschlamm hell). Liebenbühl (Ostpreußen). Nach Potonié.

Torf. Für seine Bildung ist das gemäßigte oder kalte Klima besonders geeignet. Indes

hat man auch im tropischen Sumatra Flachmoore mit Torfbildungen aufgefunden.

Der Torf entsieht aus Moosen, Riedgräsern, Wollgräsern, Heidekraut und andern Moorpflanzen; auch Sträucher und Bäume tragen zu seiner Bildung bei. Planktonteile fehlen. Der Fasertorf, von heller, gelblicher bis bräunlicher Farbe zeigt noch deutlich die pflanzliche Struktur und befindet sich in den höhern Lagen der Torfmoore, der dunkle, kompakte Pechtorf in tiefern Schichten. Mit Schlick durchsetzter Torf wird Darg genannt.

Man unterscheidet die Moorböden in Flachmoore und Hochmoore (Überwassermoore). Erstere weisen eine üppige Vegetation sehr verschiedener Kräuter, Sträucher und Bäume auf. Letztere (als über dem Grund-

<sup>1)</sup> Sie erklärt sich durch folgendes. Die Zahlen wie 8140 sind die Heizwerte der Elemente für 1 kg, d. h. die Anzahl von Kalorien, die bei der Verbrennung von 1 kg entwickelt wird bzw. bei W die Anzahl von Kalorien, die zur Verdampfung von 1 kg Wasser nötig ist. Weiterhin ist angenommen, daß der Sauerstoff in der Kohle mit dem entsprechenden Teile H (=  $\frac{1}{8}$  O; H:O in H<sub>2</sub>O = 2:16 = 1:8) zu Wasser verbunden, also daß dieser Teil H gewissermaßen schon verbrannt ist.

<sup>2)</sup> Diese Formel gibt aber auch nur einen allgemeinen Anhalt. Die berechnete Temperatur ist weit höher als die wirklich erreichte, weil die spez. Wärme der Verbrennungsgase bei hohen Temperaturen zunimmt, viel Wärme durch Strahlung und Leitung verloren geht und weil CO<sub>2</sub> sowie H<sub>2</sub>O bei hohen Temperaturen wieder zerfallen.

wasser liegende, vom mineralischen Nährboden abgeschlossene Pflanzenansammlung) bestehen aus dürrtiger Moosflora von förmlich nordischem Charakter und kommen durch die wasseraufsaugende Kraft der Sphagnummoose zustande,

die ein Aufsteigen des Wassers über den Grundwasserhorizont, also ein Weiterwachsen über ihn hinaus, gestatten.



Fig. 417. Torfmoor. Garbsen bei Hannover.

Der Heizwert von Torf beträgt 3500 bis 5000 Kalorien. Torf aus Hochmooren ist im allgemeinen besser als solcher aus Niedermooren; denn letzterer hat infolge zahlreicher Überschwemmungen und damit verbundener Schlammabsätze meist größeren Aschengehalt.

Auch Torf wird zu Koks umgewandelt, ferner dient er als stickstoffhaltiges Düngemittel, weiterhin als Desinfektionsstoff und Flüssigkeitsaufsauer bei der Stallstreuung.

Ausgedehnte Torfmoore liegen in Hannover (120 Quadratmeilen), Oldenburg, Schleswig, Pommern, Preußen, in Bayern, Irland, Rußland usw.

Braunkohle. Das Material lieferten tertiäre Pflanzen, so Laubbäume, Nadelhölzer, Palmen, Cycadeen, Farne. An Arten unterscheidet man Lignit, bei dem die Holzstruktur noch mit bloßem Auge zu erkennen ist; gemeine Braunkohle, die wie Lignit Zusammenhalt besitzt, aber keine deutliche Holzstruktur zeigt, und die zerreibliche erdige Braunkohle. Dysodil (übelriechend beim Verbrennen) stellt ein blättriges Sapropel vor.

Die wachsreiche Schwelkohle (Pyropissit) ist sehr bituminös und wird auf Teer, Paraffin und Öl verarbeitet. Die rheinische Rieselkohle besteht aus zusammengeschwemmten Kohleteilen im Gegensatz zur festern Knabbenkohle. Pechkohle ist schon Steinkohle ähnlich. Alaunkohle enthält Schwefelkies und schwefelsaure Salze. Der Heizwert von Braunkohlen schwankt von 3000 bis 6000 Kalorien.



Fig. 418. Braunkohlengrube Fortuna b. Köln.  
100 m mächtiges Lager. Fliegel phot.

Wie alle Kohlen, kommt auch die in Rede stehende in Form von Flözen vor. Sie besitzen oft sehr bedeutende Mächtigkeit (an 30 m und mehr). Das in Fig. 418 dargestellte Braunkohlenlager bei Köln hat sogar bis über 100 m



Mächtigkeit, was nur durch Senkung des Untergrundes während der Ablagerung zu erklären ist. Große Braunkohlevorräte sind in Böhmen, in der Provinz und im Königreich Sachsen, in der Lausitz, in Hessen, in Rheinland und vielen andern Gegenden bekannt.

1912 wurden in Deutschland 81 Millionen t Braunkohlen gefördert, in Österreich-Ungarn 35 Millionen t.

Steinkohlen, eingeschlossen Anthrazit. Das Pflanzenmaterial der Steinkohle wechselt mit dem Alter der Kohle. Laubbäume (die, wenigstens in Europa, erst in der jüngeren Kreidezeit erschienen) nehmen nicht Anteil. Im Karbon lieferten sog. Sigillarien, Lepidodendren (Bärlappgewächse), Kalamiten (Schachtelhalme) und Farne das Hauptmaterial. Ein anschauliches Rekonstruktionsbild der Karbonvegetation bietet die Fig. 415, S. 301 dar.

In technischer Hinsicht scheidet man unter den Steinkohlen Magerkohlen von den Fett- und Flammkohlen. Die erstern verbrennen ohne



Fig. 419. Steinkohlenflöze der Kreideformation. Disko, Grönland.  
Nach Arn. Helm.

Ruß mit kurzer Flamme, entwickeln erhitzt nur geringe Mengen von Gasen und führen meist wenig Wasserstoff und Sauerstoff. Ihr Koks ist nicht gesintert (Sandkohlen). Hierher gehört der Anthrazit (eine dergog. Glanzkohlen). Die Fett- und Flammkohlen entwickeln beim Glühen viel kohlenstoffreiche Gase. Die Fettkohlen brennen kurz- oder langflämmig unter Rußen. Beim Verkoken

sintern oder schmelzen sie (Sinterkohlen, Backkohlen). In diese Gruppe gehört die englische Kännelkohle. Sie ist wie alle Mattkohlen eine Faulschlammkohle. Die gewöhnlichen (nicht fetten) Flammkohlen geben auch viel Gas, aber sandigen oder schwach gesinterten Koks. Bogheadkohle (von Bathgate in Schottland) leitet zu Asphalt über. Sie liefert viel Gas und ist sehr aschenreich. Gagat (nach dem Flusse Gages in Lyzien, Kleinasien, genannt) oder Jet heißt eine polierbare, tiefschwarze Kohle, die zu Trauerschmuck verschliffen wird.

Der Heizwert der Steinkohlen beträgt im allgemeinen 6000—8000 Kalorien und gelegentlich mehr. Das spezifische Gewicht von Anthrazit ist 1,4—1,7, seine Härte 2—2,5; alle übrigen Kohlen sind leichter und milder.

Vorkommen der Steinkohlen. Steinkohlen finden sich in älteren geologischen Formationen bis zur Kreide hinauf. Cretazeische Vorkommnisse kennt man in Nordamerika (obere Kreide) und am Deister (untere Kreide), jurassisch sind solche im Kaukasus und viele in China; der Trias gehören an z. B. Vorkommnisse in Virginien, Nordkarolina, dem Perm die riesigen Ablagerungen der Provinz Schansi in China, auch einige deutsche, so die oberen Horizonte im Saarbrücker Revier, solche in Thüringen und bei Dresden. Das Oberkarbon führt den Hauptkohlenreichtum in Nordamerika und Europa. Im Kulm (Unterkarbon) finden sich Steinkohlen bei Hainichen in Sachsen.

Im Devon hat man in der Eifel Kohlen gefunden, und die Anthrazite Böhmens sind silurisch. Die ältesten kohligcn Absätze bildet der Schungit als 2 m mächtiges Lager im Präcambrium am Onega-See. Die sog. Glossopteriskohle in den Ländern am Indischen Ozean repräsentiert die langen Zeiträume, in denen zwischen Afrika, Südamerika und Asien noch eine Verbindung (das Gondwanaland) bestand. Die Mächtigkeit der Steinkohlenflöze ist meist weit geringer als die der Braunkohlenlager und wechselt von ein paar Zentimetern bis zu mehreren Metern; in Oberschlesien kommen bis 16 m starke Flöze vor. Häufig erscheint eine größere Anzahl von Flözen, durch Bergmittel voneinander getrennt, übereinander, bei Saarbrücken über 80, im Ruhrgebiet lagern an 100 abbauwürdige (1—2 m mächtige) Flöze. Das 2003 m tiefe Bohrloch bei Paruschowitz in Oberschlesien durchsank 70 Flöze, 26 davon über 1 m mächtig mit zusammen 63 m Kohle. Für Oberschlesien berechnet man insgesamt 100 Flöze mit über 150 m Kohle. Große Steinkohlenlagerstätten sind aufgeschlossen in Deutschland, das von allen Ländern Europas das kohlenreichste ist, Belgien, England, Frankreich, Nordamerika und China. In der Provinz Schansi hat v. Richt-hofen ein Kohlenfeld von 91 000 qkm aufgefunden. In Deutschland ist besonders reich an dem wichtigen fossilen Brennstoff das Ruhrgebiet, das  $\frac{2}{4}$  der deutschen Gesamtförderung liefert, ferner Oberschlesien ( $\frac{1}{8}$  der Förderung), Niederschlesien, das Saargebiet; auch das Königreich Sachsen birgt Steinkohlenlager.



Fig. 420. Schematisches Profil durch das Ruhrkohlenbecken.

Im westfälischen Kohlengebiet, von dem 5809 qkm zutage liegen und weitere 5000 qkm unterirdisch erschlossen sind, unterscheidet man im „produktiven Gebirge“ vier Flözabteilungen. Es sind von unten nach oben 1. Magerkohlenabteilung (Mächtigkeit 1050 m), vorwiegend Sandstein und Konglomerat mit wenigen und gasarmen Flözen, Gasgehalt der Kohlen bis 20%. 2. Fettkohlenabteilung (600 m), unten Sandstein, oben Schiefer-ton vorwiegend, reich an Flözen, Gasgehalt der Kohlen 20 bis 33%. 3. Gaskohlenabteilung (300 m), Schiefer-ton, großer Flözreichtum, Gasgehalt der Kohlen 33—37%. 4. Gasflammkohlenabteilung (1000 m), Sandstein und Konglomerate machen sich wieder mehr geltend, flözreich, Gasgehalt der Kohlen über 37%. Die Ablagerungen sind in zahlreiche, nordöstlich streichende Falten gelegt. Danach unterscheidet man eine Anzahl Mulden, die im übrigen nach Norden tiefer eingesenkt sind, also mehr hangende Schichtenzonen aufweisen (Fig. 420). An Störungen sind zu erwähnen zunächst Überschiebungen mit gleichfalls NO-Streichen (z. B. der Sutan) und mit flachen Überschiebungslängen bis 2000 m, ferner Sprünge oder Verwerfungen, die querschlägig verlaufen, und selten mehr als 300 m Sprunghöhe haben. Die Decke über dem Karbon besteht aus transgredierender oberer Kreideformation, deren Mächtigkeit nach Norden zunimmt, entsprechend einer Einsenkung des Karbons von 2 bis 3°. Am Niederrhein tritt auch Tertiär als Deckgebirge auf. Es sind hier meist lockere, schwimmende Sande sowie Tone, die das Schachtabteufen sehr erschwert haben.

Im Jahre 1875 wurden in Deutschland 37 Millionen t Steinkohle (Wert 270 Millionen Mark) gefördert, 1905 über 120 Millionen t im Werte von über 1 Milliarde Mark an der Grube, 1912 175 Millionen t. Die Anzahl der Arbeiter betrug 1900 über 400 000, 1912 611 000. Im Ruhrgebiet allein wurden 1840 1 Million t mit 9000 Arbeitern, 1900 60 Millionen t mit 229 000 Arbeitern, 1912 104 Millionen t mit 353 000 Arbeitern gewonnen. England förderte 1900 229 Millionen t, Belgien 23 Millionen t, Frankreich 26 Millionen t, Österreich 13 Millionen t, Nordamerika 249 Millionen t. Den Gesamt-vorrat Deutschlands an Steinkohlen schätzt man neuerdings auf 160 Milliarden t, davon kommen 90 Milliarden t auf Oberschlesien, eine Schatzkammer, die wohl an 1000 Jahre reichen wird.

98% der Kohlenförderung geht in Ländern nördlich vom Äquator um.

Anthrazit kommt wenig in Deutschland, mehr in England und besonders reichlich in Pennsylvanien, auch in China, vor.

Graphit (Eigenschaften S. 97). Seine mutmaßliche Entstehungsgeschichte und einige Vorkommnisse sind bereits S. 300 erwähnt.

Roher Graphit enthält öfter viel kieselsäurereiche Aschenbestandteile, solcher von Kanada z. B. 0,2—23%. Die österreichischen Graphite weisen an 40—70% Kohlenstoff auf.

Graphit findet im Verein mit Ton große Verwendung als Material für feuerfeste Tiegel. Gröberschuppige Arten (Ceylon, auch Passau) geben die besten Tiegelsorten (für Edelmetall- und Bronzeschmelzen); dichte Graphite liefern die schnell verbrauchten Tiegel für Stahlguß. Für Bleistifte dienen nur ganz gleichmäßig feinblättrige Arten<sup>1)</sup>. Graphit wird weiterhin z. B. zum Auslegen von Gußformen und vielfach als Schmiermittel an Stelle von Öl, ferner zum Anstrich von eisernen Geräten, als Poliermittel und als leitende Substanz in der Galvanoplastik gebraucht.

## Anhang an die Kohlengesteine.

### Asphalt. Erdpech. Bitumen.

Der Name Bitumen ist aus *pix tumens* (aufwallendes Pech) entstellt.

Diese braunen bis schwarzen, bei etwa 100° schmelzenden, verbrennlichen Massen von geringer Härte (2) und niedrigem spezifischen Gewicht (1,1—1,2) bestehen aus Kohlenstoff, Wasserstoff, Sauerstoff, Stickstoff, auch Schwefel und werden als durch Sauerstoffaufnahme verharzte Erdölrückstände angesehen. Das Material kommt in großen Massen für sich vor, z. B. auf der Insel Trinidad (Asphaltsee La Brea), ferner bei Los Angeles in Kalifornien, am und auf dem Wasser des Toten Meeres, wo die Juden es schon im Altertum sammelten. Sie verkauften den Asphalt an Syrier und Ägypter, die mit ihm ihre Mumien einbalsamierten (Mumie im Persischen = Asphalt). Den Babyloniern diente Asphalt als Mörtel. Nicht gerade selten erscheint Bitumen als Beimengung in Tonschiefern (Brandschiefer) und Tonen, ferner in Kalken und Mergeln, so in Schichten des Malm bei Limmer unfern Hannover, auch bei Eschershausen am Ith, im Val de Travers (Kanton Neuenburg) als 2—8 m mächtige Imprägnationszone im sog. Urgon (untere Kreide) mit 9—12% Bitumen, in Süditalien, auf Sizilien (Ragusa) usw. Auch Sande führen zuweilen Asphalt (Bastennes, Südfrankreich). Zwischenglieder von Steinkohlen und Asphalt stellen die Mattkohlen (aus Faulschlamm entstanden) dar. Gelegentlich treten Asphaltgänge auf (z. B. in Neu-Braunschweig in Nordamerika, bei Darfeld unfern Münster in Westfalen).

Epurée nennt man den gereinigten Trinidadasphalt. Goudron ist eine Mischung von Epurée mit Paraffinöl. Mastix enthält 15—25% Bitumen und wird durch Mischen von Goudron und gewöhnlichem Asphaltkalkstein hergestellt. Er dient als Gußasphalt für Bürgersteige. Der zerkleinerte Asphaltkalkstein (mit ca. 10% Bitumen) wird gemahlen als Stampfasphalt

<sup>1)</sup> Die Blättchennatur des Minerals bringt es mit sich, daß ein Bleistiftstrich durch öfteres Überfahren mit dem Stift glänzend wird; die Schüppchen des Graphits legen sich unter dem Druck platt auf die Unterlage und spiegeln in gemeinsamer Ebene das Licht wieder. Bei Kohle gelingt das nicht; da Kohleteilchen rundlich sind.

zum Straßenbelag benutzt, wozu sich das Material wegen großer Wetterbeständigkeit, Wasserundurchlässigkeit, großer Elastizität, glatter Fläche (geräuschloses Fahren) und leichter Reinigung (gesundheitlich wichtig) vortrefflich eignet.

### Ozokerit (Erdwachs).

Ozokerit hat ungefähr die Zusammensetzung  $\text{CH}_2$ , einen Schmelzpunkt von etwa 65° und ein spezifisches Gewicht von 0,95; er ist bräunlichgelb durchscheinend, im zurückgestrahlten Lichte von mehr grünlicher Farbe. Er kommt in weichen, streifigen, faserigen und blättrigen Massen mit Petroleum besonders bei Boryslav und Truskawice in Galizien vor. Man findet ihn dort in Lagen und Klüften im Salzton. Ozokerit wird auf Ceresin (Kunstwachs) verarbeitet.

### Bernstein

Bernstein (Börnstein = Brennstein, engl. to burn brennen) (Succinit) ist ein fossiles Baumharz von hellgelber bis brauner, auch gefleckter Farbe. Nicht selten führt es Einschlüsse von Insekten usw. des Bernsteinwaldes, doch handelt es sich nur um Hohlformen mit dem Abdruck der Oberfläche im Harz. H. 2—2,5. G. 1—1,1. Chemische Zusammensetzung etwa  $\text{C}_{10}\text{H}_{16}\text{O}$ . Vorkommen hauptsächlich in oligozänen, glaukonitischen Sanden (der blauen Erde) des Samlandes in Ostpreußen und lose, vom Meere ausgewaschen. Jährliche Förderung etwa 400000 t blaue Erde mit 200000 kg Bernstein.

Im Mittelalter wurde Bernstein als angeblich heilkräftiges Mittel vielfach gebraucht. Jetzt dient er zumeist als Schmuck.

### Erdöl. Petroleum. Naphtha.

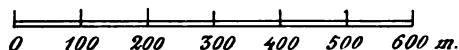
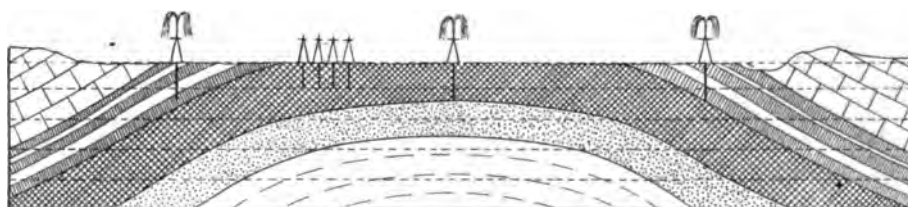


Fig. 421. Mit Erdöl imprägnierte Schichten der Tertiärformation bei Baku am Kaspischen Meer.

Naphtha ist ein medisches Wort, abzuleiten von nafata herauschwitzen.

Das Erdöl<sup>1)</sup> bildet eine mit Wasser nicht mischbare, dünne oder dicke, helle oder dunkle bis schwarze Flüssigkeit vom spezifischen Gewicht 0,79 bis 0,95 und enthält fast nur Kohlenwasserstoffe, selten 2—3% Sauerstoff und Spuren von Stickstoff, auch Schwefel. Pennsylvania-Öle weisen hauptsächlich Kohlenwasserstoffe des Typus  $\text{C}_n\text{H}_{2n+2}$ , Baku-Öle solche der Formel  $\text{C}_n\text{H}_{2n}$  auf. Man scheidet wohl das helle Naphtha, das gelbliche Petroleum und die bräunlichen, zähen Bergteere.

Das Erdöl findet sich in Sedimenten sehr verschiedenen Alters als Durchtränkung vor allem von Sandsteinen und Sanden, also als Inhalt kleiner Poren und als sekundäre Ausfüllung von größern Hohlräumen, insbesondere von Spalten. Auf letztern ist es offenbar, ähnlich dem Wasser, gewandert, auch hat es von solchen Klüften aus benachbarte poröse Gesteine durchtränkt. Im allgemeinen befindet es sich aber auf ursprünglicher Lagerstätte.

<sup>1)</sup> Umfassende Darlegungen in H. Höfer: Geologie, Gewinnung und Transport des Erdöls.

Bei gestörtem Schichtbau sind die Öle anscheinend vielfach in die Sattelwölbungen der betreffenden Gesteinslagen aufgestiegen und hier zu Ölzonen, dem Streichen der Schichten parallelen Streifen (Öllinien), angereichert. Auch Gase haben sich öfter an solchen Stellen, zum Teil in starkgespanntem Zustande, angesammelt. Ihr Druck veranlaßt gelegentlich bei Anzapfungen durch Bohrungen ein explosionsartiges Emporbrechen von Ölfontänen. Bei Baku sprang eine solche aus einem 270 m tiefen, 30 cm weiten Bohrloche 105 m hoch. Sie lieferte in 2½ Monaten 288 000 t Naphtha. Gas, Öl und Wasser haben sich entsprechend ihrem spezifischen Gewicht an den Sattelwölbungen öfter derart geschieden, daß längs den Sattellinien vorherrschend Ölgase sich finden, dann seitlich Öl und noch weiter nach außen Wasser, so in Galizien, auch in Nordamerika. Manche Ölzonen entsprechen dem Verlauf von Spalten, auf denen Petroleum aufstieg.

Das Petroleum ist sehr wahrscheinlich organischen Ursprungs und zwar aus tierischen und pflanzlichen Sapropel (S. 299) entstanden.



Fig. 422. Bohrtürme und abgelassener Erdölteich bei Baku am Kaspischen Meere.

Engler gelangte bei der Destillation von Fetten unter Druck zu petrolartigen Stoffen.

Die nicht seltene Verknüpfung von Erdöl mit Salzlagern erklärt sich nach Bergius vielleicht durch die ausfallende (koagulierende) Wirkung von Salzlösungen auf Wasser, das die durch Zersetzung von Sapropel entstandenen organischen Bestandteile kolloidal enthielt. Durch geologische Erfahrungen nicht genügend gestützt ist die Meinung, das Erdöl sei durch Zersetzungen von Metallkarbiden (die im tiefen Erdinnern wohl vorkommen mögen) mit Wasser entstanden, ähnlich wie Azeetylen durch Wechselwirkung von Kalziumkarbid und Wasser sich bildet. Danach wäre also das Erdöl aus der Erdtiefe auf Spalten aufgestiegen und hätte sich in porösen Gesteinen verbreitet.

Mit Ausnahme der archaischen sind Erdöl, Erdgas oder Asphaltlager aus allen geologischen Formationen bekannt.

Berühmte Vorkommnisse von Petroleum werden seit 1859 in Pennsylvanien ausgebeutet, andre nordamerikanische liegen in Ohio, Kentucky, New York, Kansas, Kanada und Kalifornien. Es handelt sich um zum Teil erstaunlich großartige Ansammlungen. Bei Baku am Kaspischen Meere wird mit etwa 1500 Bohrlöchern Petroleum aus tertiären Sanden und Sandsteinen gewonnen (Fig. 421). Sehr reiche Ölquellen liegen in Galizien und Rumänien. Sie entstammen bestimmten Horizonten der Kreide und besonders des Tertiärs. Der Sitz des Petroleums sind dort gleichfalls poröse Sandsteine. In Deutschland ist Petroleum nur in geringen Mengen gefunden, so bei Pechelbronn im Elsaß, Ölheim bei Peine, Sehnde bei Hannover und etwas reichlicher bei Wietze und Hänigsen (Lüneburger Heide); angeschlossen an Salz und Verwerfungsspalten als Imprägnation poröser Gesteine.

Die Erdöle werden durch Destillation in eine Reihe von Bestandteilen zergliedert (Benzin, Brennpetroleum, Rückstand). Der flüssige Rest (in Baku Masut genannt) wird als vortreffliches Heizmittel verwandt, auch zu

Schmierölen oder Paraffin verarbeitet. Pennsylvanisches Erdöl gibt in Gewichtsprozenten etwa 10—20 Benzin, 60—75 Petroleum, 5—15 Rückstand; bei Ohio-Öl hat man Zahlen wie 10:35:55, bei Bakuöl 5—7:27—40:50—60, bei galizischem 12—32:30—40:25—50.

An Petroleum wurden 1902 insgesamt über 23 Millionen t gewonnen, davon in den Vereinigten Staaten von Nordamerika 10, bei Baku 11 Millionen t. In Deutschland wurden 1900 gefördert 50375 t im Werte von 3726000 Mark, eingeführt aber über 1 Million t und mit über 100 Millionen Mark bezahlt. Eine Erhöhung des Kilopreises um 1 Pf. veranlaßt somit einen Tribut Deutschlands an das Ausland von jährlich über 10 Millionen Mark.

### Guano.

Guano (huano, altpersuanisch für Mist) bildet sich bekanntermaßen als Bedeckung von regenlosen Inseln, auf denen die Exkremente einer zahlreichen Vogelwelt, Reste von den Vögeln hergeschleppter tierischer Beute usw. allmählich sich verändern und in ihrer Zusammensetzung natürlich sehr wech-



Fig. 423. Auf einer Guano-Insel im Hawaii-Archipel.

selnde Massen bilden, deren Gehalt an Kalziumphosphat, harnsaurem und oxalsaurem Ammon sie für Düngezwecke geeignet macht. Schlechtere Sorten weisen wenig Stickstoffverbindungen auf und werden mit Schwefelsäure zu Superphosphat umgewandelt.

Bis 32 Fuß mächtige Guano-Ablagerungen finden sich auf den Inseln an der Peruküste (Gewinnung 1911: 70000 t), auf denen unzählige Pelikane hausen, andere nahe der Ostküste Patagoniens usw. Die Sickerwässer übertragen den Phosphatgehalt zuweilen auf unterlagernde Gesteine (vgl. Sombreit S. 289).

### Ortstein.

Er entsteht durch Verkittung von Bodenbestandteilen z. B. von Sand durch Humusstoffe. Die Bedingung für sein Entstehen ist das Vorhandensein von Trockenhumus, der ausgelaugt wird. Die gelösten Stoffe schlagen sich in tieferen Teilen des Bodens als kolloidale Massen nieder. Der Ortstein ist zufolge seiner festen Beschaffenheit, die ein Eindringen der Wurzeln hindert und als wasserundurchlässige Lage der Vegetation sehr von Nachteil.

## XI. Übersicht der kristallinen Schiefer.<sup>1)</sup>

### Entstehung der kristallinen Schiefer.

Bezüglich der Entstehung der kristallinen Schiefer ist zunächst zu vermerken, daß man niemals Gelegenheit gehabt hat, die Bildung solcher Gesteine an der allein zugängigen Oberfläche der Lithosphäre zu verfolgen. Man wird hieraus folgern dürfen, daß ihrem Wesen nach die Bildung kristalliner Schiefer an Bedeckung des Materials durch andre Gesteinsmassen, also an tiefere Zonen der Lithosphäre gebunden ist.

Danach könnten in Betracht kommen 1. eine ursprüngliche magmatische Entstehung nach Art der Tiefengesteine, 2. eine Tiefenumwandlung von Eruptivgesteinen oder Sedimentgesteinen bzw. beider zu kristallinen Schiefen.

1. Ursprüngliche magmatische Entstehung. Unverdächtig dieser Bildungsart sind die in normale Tonschiefer übergehenden und ihnen im allgemeinen Ansehen ähnlichen Glanzschiefer, auch die Glimmerschiefer, während Gneise und viele sog. Einlagerungen der kristallinen Schiefer sehr wohl unter diesem Gesichtspunkte betrachtet werden können. Nun ist in der Tat auf Grund geologischer Beobachtungen von Übergängen körniger Tiefengesteine in solche vom Bau kristalliner Schiefer, ferner im Hinblick auf Gangbildungen und Einschlußführung von Gneisen nach Art der Plutonite, sowie auf Grund chemischer Studien (die eine Auffassung gewisser kristalliner Schiefer als Tiefengesteine zulassen) nicht mehr zweifelhaft, daß manche kristalline Schiefer nichts anders als Plutonite mit ursprünglichem Schiefergefüge sind. Bei der Betrachtung der Granite, Syenite, Elaeolithsyenite, Diorite und Gabbros ist bereits darauf hingewiesen. Man hat es in solchen Fällen mit Gesteinen zu tun, deren Gemengteile mit denen der körnigen Arten übereinstimmen, die aber mehr oder minder ausgeprägt eine schieferige Parallelstruktur haben. Sie ist auf mechanisch wirksame Kräfte im erstarrenden Magma zurückzuführen, die eine Flußbewegung verursachen bzw. auf die Kräfte des Gebirgsdruckes (Piezokristallisation Weinschenks). Die blättchenförmigen Gemengteile, wie Glimmer, wurden im Schmelzbrei durch den einseitigen Druck parallel gerichtet.

In großen geologischen Körpern stellt sich das besonders in den Randpartien ein; nach innen zu herrscht mehr und mehr körniges Gefüge (vergl. Fig. 426, S. 316).

Es ist einleuchtend, daß man in Fällen der sichern Erkenntnis, daß ursprüngliche, im erstarrenden Magma entstandene Schieferstruktur vorliegt, am besten die betreffenden Gesteine aus der großen Sammelgruppe recht verschiedenartiger Gebilde, die man kristalline Schiefer nennt, herausgliedert und den Plutoniten zugereiht. Diese Praxis ist wegen des Widerstreits der Meinungen allerdings noch nicht leicht auszuüben.

2. Umwandlungen. a) Regionalmetamorphose. b) Injektions- und Kontaktmetamorphose. c) Dynamometamorphose.

Bei der Annahme, daß die sog. kristallinen Schiefer wenigstens zum Teil in der Tiefe umgewandelte Eruptive bzw. Sedimente sind, liegt es nahe, als Ursachen solcher Metamorphose besondere Umstände der Temperatur, des Druckes und des physikalischen Zustandes mitwirkenden Wassers anzunehmen. In 3000 m bzw. 10000 m Tiefe, also in Abständen, die in Ansehung der Mächtigkeit der geologischen Formationen (beim Archaikum rechnet man schon mit 30 km) nicht bedeutend sind, wird die Temperatur, etwa rund 100° C bzw. 300° C betragen, und in den nämlichen Tiefen mag der Gesteinsdruck etwa 800 bzw. 2700 kg auf den qcm ausmachen. Rechnet man den Druck des Wassers, so erhält man 300 bzw. 1000 kg/qcm. Was die Gegenwart dieses Agens anlangt, so wird meist angenommen, daß vadoses (von der Erdoberfläche hereindringendes) Wasser in bedeutende Tiefen der Lithosphäre hinuntersickert<sup>2)</sup>. Auch mögen Gesteine, die durch Überlagerung gewissermaßen versenkt sind, Reste der sie einst bei ihrer Entstehung durchtränkenden oder eingedrungene Feuchte noch bergen, also mit in die Tiefe genommen haben. Schließlich können Stoffe, die chemisch gebundenes Wasser führen, zufolge der beim Versenken sich erhöhenden Temperatur entwässern. Auch stellen manche Mineralien Lösungen in

<sup>1)</sup> Zwecks spezieller Studien vgl. insbesondere das Werk von U. Grubenmann, Die kristallinen Schiefer. 2. Aufl.

<sup>2)</sup> Sei hier vermerkt, daß die Durchflußgeschwindigkeit erhitzten Wassers weit größer ist als von kaltem, welcher Umstand im Verlaufe chemischer Arbeiten beim Filtrieren ja oft benutzt wird. Es beruht das hauptsächlich auf einer Verminderung der innern Reibung; sie ist gegenüber 0° schon bei 15° um 36%, bei 30° um mehr als die Hälfte, bei 100° auf 1/6 herabgesetzt. Diese größere innere Beweglichkeit wird auch beim Sickersen von Wasser durch tiefer gelegene, also warme Gesteinsmassen in Betracht kommen.

Form von Einschlüssen zur Verfügung, z. B. Quarze in Granit u. a. Schließlich wird man in der Erdtiefe mit juvenilem Wasser rechnen müssen, d. i. solchem, welches durch fortgesetzte Entgasung des Erdinnern entsteht und seinen Weg nach außen nimmt. Trotz hoher Temperatur kann Wasser in der Tiefe flüssig sein, denn bei 300° genügt ein Druck von etwas über 90 kg auf den qcm, um es bei dieser Temperatur flüssig zu erhalten. Seine kritische Temperatur liegt bei 360—363°. Der zugehörige Druck beträgt 210 Atm. Auch bei einer Temperatur von mehr als 363° hat bei entsprechend hohem Druck Wasser noch Flüssigkeitscharakter; in der Art könnte man es sich also selbst in großen Erdtiefen vorstellen.

Da erhöhte Temperatur und verstärkter Druck die lösende Tätigkeit des Wassers zumeist begünstigen und auch manche chemische Umsetzungen erleichtern, so werden in der Erdtiefe solche Prozesse energisch gefördert<sup>1)</sup>, worauf insbesondere R. Brauns in seiner vortrefflichen chemischen Mineralogie hinwies. Dem Wesen der Lösungsvorgänge entsprechend, ist hierbei nicht nötig anzunehmen, daß Zu- und Abfluß von Wasser stattfindet, vielmehr vermag dieselbe Wassermenge lösend und absetzend zu wirken, und könnte sie auf diese Weise ein Umkristallisieren z. B. von Kalkstein zu grobem Marmor veranlassen. Hierbei ist mithin nicht gleichzeitig das ganze Gesteinsmaterial in Lösung, vielmehr würden sich Auflösung und Abscheidung in das den Verhältnissen entsprechende Gleichgewicht setzen.

Die Herausbildung größerer Individuen erklärt sich durch den auch sonst häufig zu beobachtenden, lang andauernden parallelen Absatz der Teile um ein Kristallisationszentrum. Wie schon S. 175 erwähnt ist, haben kleine Kristalle eine bedeutendere Lösungstension als größere, sie verschwinden, und ihr Material setzt sich auf den größeren ab. Es ist derselbe Vorgang der S. 175 als Sammelkristallisation (kollektive Kristallisation) bezeichnet ist.

In Lösung befindliche Stoffe werden miteinander in chemische Wechselwirkung treten können. Auf diese Weise kommt es zu Mineralneubildungen.

Als Ursache der für das in Rede stehende Gesteinsmaterial so wesentlichen Schieferung liegt es nahe, einen in einer Richtung wirkenden Druck, also eine Pressung (Stress) anzunehmen: während in großen Tiefen der Erdkruste allseitiger Druck herrschen wird, stehen die Gesteine in höheren Horizonten der Lithosphäre unter dem einseitigen Druck ihres Hangenden, und es wird somit jeder ihrer Teile in der Lotlinie gepreßt. Man kann nun wohl die Vorstellung hegen, daß bei dem oben erwähnten Umkristallisieren und bei den Umsetzungen sich neugebildete, blättchenförmige Mineralien bezüglich ihrer Lage dem Druck anpassen und, ähnlich wie ein blättchenförmiger Eiskristall sich platt aufs Wasser in stabiles Gleichgewicht legt, sich mit ihrer Blättfläche in die Ausweichungsebene, bei senkrechtem Druck also horizontal lagern. Die parallele Anordnung blättchenförmiger Bestandteile wäre hiernach bei kristallinen Schiefen wie bei Dachschiefen eine Ausweichungsstruktur, hervorgerufen durch den Zwang mechanischer Kräfte. Ein solcher Vorgang sei Zwangskristallisation genannt. Ihrem Wesen nach sind die Erscheinungen denen einer Flußstruktur verwandt, die ja ebenfalls eine Ausweichungserscheinung ist. Falls blättchenförmige Kristalle in einem Gestein schon die dem Druck angepaßte Lage besitzen, wie es bei der wirren Stellung z. B. der Glimmer in einem Granit gewiß bei vielen Individuen mehr oder minder genau, bei glimmerigen, horizontal gelagerten Sedimenten wohl sehr oft der Fall ist, so bleiben sie natürlich erhalten und werden zu „Keimen“, also zu Ansatzstellen für gleichartige Neubildungen. Solche Blättchen werden sich dann vergrößern und die Lage der späteren Schieferungsebenen bestimmen. Unter dem Einfluß der Sammelkristallisation verschwinden die kleinern Individuen zugunsten der großen.

In anderer Art haben Becke, Berwerth und Grubenmann die Parallelstruktur der in Rede stehenden Gesteine als einen Akt der Metamorphose unter dem Einfluß des „Rieckeschen Prinzips“ erläutert. Nach diesem (bislang allerdings nur theoretischen) Grundsatz erfahren mechanisch beanspruchte Teile eines Körpers in Berührung mit einem Lösungsmittel eine Erhöhung ihrer Löslichkeit. Wird also ein blättchenförmiger Kristall senkrecht zu seiner plattigen Entwicklung gepreßt, so müßte hiernach auf seiner Blattebene eine Lösung von Substanz sich vollziehen, die sich an den nicht beanspruchten seitlichen Teilen des Kristalls niederschlagen würde. Die Folge wäre eine ausgeprägt lamellare Entwicklung senkrecht zur Stressrichtung. Wie bei dem einen, würde sich das bei allen entsprechenden Kristallen vollziehen und so eine Kristallisationschieferung zustande kommen; sie wird von den genannten Forschern als Hauptursache der Struktur kristalliner Schiefer aufgefaßt.

<sup>1)</sup> Es ist bekannt, daß Wasser, welches über 100° als Flüssigkeit erhitzt wird, was durch entsprechenden gleichzeitigen Druck geschehen kann, sehr kräftig z. B. auf die Glasgefäße einwirkt, in denen es sich befindet. Bei hohen Temperaturen von einigen hundert Grad übt es als eine relativ starke Säure sehr energische chemische Wirkungen, z. B. auf Silikate, aus.



Ausgeprägte „schieferholde“ Blättchenform haben Mineralien wie Glimmer, Chlorit, Talk. Bei ihrer Entstehung wird die Zwangskristallisation bzw. die Kristallisationschieferung sich typisch entwickeln können. Zuweilen sind auch Feldspate plättchenförmig, während andern Mineralien, wie Quarz, Granat, Kalkspat, Magnetit, das mehr oder minder abgeht. Ihren umkristallisierenden bzw. sich neu bildenden Aggregaten kann also kaum eine deutliche plattige Struktur aufgeprägt werden. Immerhin kommen auch bei ihnen Andeutungen vor. Es erinnert das dann an andre Zwangskristallisationen, z. B. von Granat oder Magnetit in Muskovit, in dessen tafeligen Gebilden auch die genannten Mineralien als Einschlüsse, entgegen ihrer üblichen Kristallform, als papierdünne Blättchen erscheinen.

Eine bestimmte Reihenfolge der Ausscheidung der Mineralarten wird bei den in Rede stehenden Gesteinen im allgemeinen nicht beobachtet. Berwerth, F. Becke, Grubenmann erklären das dadurch, daß sich das Material der kristallinen Schiefer einem einzigen Zustande der äußern Umstände anzupassen hatte, alle Gemengteile eines Gesteins sich also ihm zugleich fügten, während bei Eruptivgesteinen die äußern Umstände der Erstarrung (insbesondere der Temperatur) sich fortgesetzt änderten, somit eine fortlaufende Reihenfolge von Gleichgewichtszuständen zur Geltung kam, die eine entsprechende Folge der Ausscheidungen bedingte.



Fig. 424. Gneis, Christiania (Norwegen). Quer zur Schieferung geschlagen.

Aragonit geht beim Erhitzen in Kalkspat über. F. Becke unterscheidet eine untere und eine obere Tiefenstufe, von denen die erstere also die höher erwärmte ist. In ihr erscheint ihm die Bildung hydroxyreicher Mineralien ausgeschlossen; in der obern tritt der Temperatureinfluß mehr zurück, und es können auch wasserhaltige Mineralien entstehen. Leitmineralien für die tiefere Stufe sind Pyroxen, Granat, Biotit, kalkreiche Plagioklasse, Orthoklas, Sillimanit, Cordierit, Olivin, für die obere Zoisit-Epidot, Muskovit, Chlorit, Albit, Antigorit, Chloritoid. Beiden Zonen gemeinsam sind Hornblende, Quarz, Turmalin, Staurolith, Titanit, Rutil.

Grubenmann gelangte zu drei Tiefenstufen; kennzeichnend ist a) für die untere: hohe Temperatur, großer allseitiger Druck (die sich entgegenwirken, so daß sich das Volumgesetz weniger bekundet). OH-haltige Minerale fehlen, ausgenommen Biotit; Ähnlichkeit der Gesteine mit Plutoniten; b) für die mittlere: niedrigere Temperatur, Herrschaft des Volumgesetzes, zufolge Stress ausgeprägte Kristallisationschieferung, mäßiger OH-Gehalt; c) für die obere: verhältnismäßig niedere Temperatur, starker Streß, Möglichkeit des Ausweichens, daher vorherrschend mechanische Gesteinsumformung, Herrschaft des Volumgesetzes, reichlich OH-Verbindungen. Kennzeichnende Mineralien: a) für die untere Stufe: Orthoklas, alle Plagioklasse, Biotit, Augite, Olivin, Granat, Cordierit, Sillimanit, Ilmenit; b) für die mittlere Stufe besonders Muskovit, Mikroklin, Mikroperthit, Oligoklas; Biotit, Zoisit und Epidot, Hornblende, Staurolith, Granat, Disthen; c) für die obere Stufe: Serizit, Chlorit, Talk, Eisenglanz, Albit, auch Hornblende, Zoisit, Epidot. „Durchläufer“ sind OH-freie Körper einfachster Zusammensetzung wie Quarz, Rutil, Titanit, Magnetit, Kalkspat, Albit. Kennzeichnende Gesteine. a) Für die untere Stufe: Biotitgneis, Pyroxengneis, Sillimanit-, Cordierit-, Granitgneis; Biotitgneis, Granitbiotit-

Von R. Lepsius, F. Becke und A. Heim ist darauf hingewiesen, daß in den kristallinen Schiefem Mineralien mit hohem spezifischen Gewicht eine besonders große Bedeutung besitzen. Mit der Vorstellung, daß bei der Entstehung dieser Gesteine der volumverkleinernde Druck eine Rolle spielt, steht dieses häufige Vorkommen spezifisch schwerer Substanzen im Einklang. Die Elemente nehmen in ihnen einen kleinern Raum ein als in spezifisch leichtern (eventuell aus denselben Stoffen und in demselben Mengenverhältnis zusammengesetzten) Körpern. In der Hinsicht wichtige, durch Druck begünstigte Umsetzungen sind z. B.  $Mg_2SiO_4$  (Olivin) +  $Ca Al_2 Si_2 O_8$  (Anorthit) =  $Mg_2 Ca Al_2 Si_3 O_{12}$  (Granat) oder:  $Ca Mg Si_2 O_6$  (Augit) +  $Ca Al_2 Si_2 O_8$  (Anorthit) =  $Ca_2 Mg Al_2 Si_3 O_{12}$  (Granat) +  $SiO_2$  (Quarz). Von wesentlichem Einfluß für die Entstehung des einen oder andern Minerals ist weiterhin aber gewiß auch die Temperatur. Überwiegender Temperatureinfluß erklärt wohl auffallende Ausnahmen vom Volumgesetz, so das Vorkommen von Kalkspat (z. B. als Marmor) in den kristallinen Schiefem, obwohl nicht er, sondern Aragonit die schwerere Modifikation des  $CaCO_3$  ist. (G. von Kalkspat = 2,7, von

schiefer, Granatfels, Granulit; Eklogit, Jadeite, Augitfels, Marmor, Quarzit; b) für die mittlere Stufe: Muskovitschiefer, Muskovit-Biotitschiefer, Biotitschiefer; Granat-, Staurolith-, Aktinolithschiefer, Nephrite, Amphibolite, Granulitschiefer, Granatschiefer; Glimmergneise, Hornblendegneise, Granatgneise, Epidotgneise; Marmor, Quarzit; c) für die obere Stufe: Quarzphyllit, Serizitphyllit, Kalkphyllit; Chloritoidschiefer, Chloritschiefer, Glaukophanschiefer, Talkschiefer, schieferiger Serpentin, Topfstein, Epidotfels; Quarzit, kataklastische Massengesteine, Porphyroide.

Derselbe chemische Stoff wird sich, wenn er überhaupt wandelbar ist, in den drei Stufen verschieden metamorphosieren, ein Diabas z. B. in der obersten Zone einen Epidot-Chloritschiefer liefern, in der mittleren einen Plagioklasamphibolit, in der tiefsten einen Eklogit.

Bei all diesen Betrachtungen über Tiefenstufen wird man aber nicht verkennen dürfen, daß die Führung von chemisch gebundenem Wasser die Entstehung eines Minerals bei hohen Temperaturen nicht ausschließt. Gerade so gut wie bei nötigem  $\text{CO}_2$ -Druck  $\text{CaCO}_3$  unzersetzt geschmolzen und aus seiner sehr hoch temperierten Schmelze kristallisieren kann, während er an der Luft erhitzt, seine Kohlensäure verliert, so können auch OH-haltige Minerale bei hohen Temperaturen entstehen, wie die Biotite, Muskovite und Hornblenden der Plutonite zeigen. Es kommt nur darauf an, daß das  $\text{H}_2\text{O}$  nicht entweichen kann. Tiefgelegene wasserhaltige Zonen der Erdkruste sind ja durch ihre Nachbargesteine förmlich wie in einer Bombe eingekapselt. Unter solchen Umständen ist die Bildung OH-haltiger Minerale etwa von Chlorit bei hohen Hitzegraden möglich. Die Betrachtungen über Tiefenstufen müssen also stets durch geologische Beobachtungen gestützt werden. Eine umgekehrte Beweisführung ist nicht stichhaltig.

b) Anschließend an die Betrachtungen über Regionalmetamorphose ist nun zu erwähnen, daß die bereits S. 172 erörterten Umstände des Injektionsmetamorphismus und die Kontaktmetamorphose an vielen Stellen der Erde gleichfalls eine bedeutsame Rolle gespielt haben bei der Herausbildung von Gesteinen, die man als kristalline Schiefer und ihre Einlagerungen bezeichnet. In solchen Fällen hat es sich also um das Eindringen von (insbesondere granitischen) Schmelzflüssen in Sedimente, auch um deren mehr oder minder weitgehendes Einschmelzen gehandelt, weiterab vom plutonischen Herde um die Imprägnation der Gesteine mit aus dem Magma entweichenden heißen Lösungen und Gasen, die ein Umkristallisieren hervorriefen. Was die Schieferstruktur der entstehenden Gesteine anlangt, so kann eine Bänderung durch lagenförmigen Wechsel von eruptivem z. B. (aplitischem) und von sedimentärem Material (etwa aufgeblättert und umgewandeltem Tonschiefer) zustandekommen oder auch ein parallel schlieriges bzw. schuppiges Gefüge durch die kleinen in mechanische Auflösung gebrachten Schieferfetzen (Migmatite). Im Gegensatz zur Regionalmetamorphose hätte man es aber nicht mit einer dem Material neu aufgeprägten Schieferung zu tun, vielmehr (und vor allem bei ausklingender Kontaktmetamorphose) mit dem oft noch sehr deutlichen Ausdruck der frühern sedimentären Lagerstruktur.

Hinsichtlich einiger Beispiele injektions- und kontaktmetamorpher kristalliner Schiefer sei zunächst auf entsprechende Erörterungen S. 173 über Gneise von Schemnitz und über die Schiefer in der Umgebung des sächsischen Granulitlakkolithen verwiesen. Näher studierte Beispiele für die in Rede stehenden Verhältnisse bieten ferner die Alpen dar, wo nach Weinschenk u. a. Gneisgranite paläozoische und mesozoische Sedimente durch Injektion und Kontaktmetamorphose in kristalline Schiefer verwandelt haben. Entsprechend den Überlegungen über orogenetische Vorgänge (S. 20 u. Fig. 26/28) hat man sich vorzustellen, daß die Zentralgranitmassen der Alpen als Magma zwischen die sich faltenden Sedimente befördert wurden. Sie standen also unter einem gewaltigen Seitendruck, der auch noch ihre Erstarrung besonders randlich beeinflusste und sie hier zu schieferigen Eruptiven formte insofern die lamellaren Gemengteile wie Glimmer im erstarrenden Magma sich diesem Druck durch Einstellung der Blättchen in die Ausweichungsebene anpaßten. Nach innen zu verlor sich naturgemäß diese Richtkraft, so daß der Granit sich dort massig ausbildete. Eine zweite Wirkung des Druckes war nach Weinschenk die Entstehung des hydroxylreichen Chlorits neben Biotit als primäres Mineral sowie die Zerlegung des Natronkalkfeldspatmoleküls in natronreichen Feldspat und zahllose kleine Individuen von Klinoisit,



Fig. 425. Aplitinjektion in Gneis (Adergneis, Arterit). Nordisches Geschlebe.  $\frac{1}{2}$  der natürl. Größe.

Granat, auch Kaliglimmer und Sillimanit. An den Granit schließt sich nach außen eine Zone der Injektion und Kontaktmetamorphose an. Erstere wird bezeugt durch Gneisglimmerschiefer, Pegmatite und Aplite. Weiter ab läßt die Kristallinität der Kontaktgesteine nach. Es zeigen sich in den Quarzphylliten noch mannigfache Quarzlagen und -gänge (oft mit Turmalin) und ganz außen vielfach Gänge aus Quarz und Ankerit (Mg-Fe-Karbonat). Die Kontaktmetamorphose stand wie die Graniterstarrung unter dem Einfluß des orogenetischen Druckes (Piezo-Kontaktmetamorphose Weinschenks). Es galt das Volumgesetz, was die Bildung besonderer Minerale (wie des Disthens anstatt des Andalusit) erklärt.



Fig. 426. Links Intrusion eines (erodierten) Plutonits in sich faltende Schichten einer Geosynklinale. Rechts älteres Eruptivmassiv. Randliche Fazies der Plutonite in Form kristalliner Schiefer. Injektionsmetamorphose. Im gesunkenen Gebirgstheil (links) Extrusionen von Vulkaniten. Gangschizolithe in den Plutoniten.

Eine sehr bunte Mannigfaltigkeit von kristallinen Schiefen und Einlagerungen ist entstanden, wenn Injektions- und Kontaktmetamorphismus wechselvoll aufgebaute Gesteinsfolgen ergriffen haben, etwa paläozoische Schiefer mit Kalksteinen, Quarziten, Diabastuffen u. a. m. Dann findet man neben Gneisen, Glimmerschiefen und Phylliten mannigfache Marmore, Amphibolite, Augitgesteine u. a. Dazu gesellen sich wohl noch besonders eigenartige thermale Erzeugnisse, wie Talkschiefer, Erze, Graphit.

c) H. Rosenbusch war der Meinung, daß die kristallinen Schiefer „unter wesentlicher Mitwirkung geo-dynamischer Phänomene umgestaltete Eruptivgesteine oder Sedimente“, also das Ergebnis der Dynamometamorphose, d. h. des Gebirgsdruckes, seien. Die gewaltigen Kräfte, die bei den Dislokationen in tiefern und höhern Lagen der Erdschale in Tätigkeit treten, wirkten pressend, zermalmend, streckend, verschiebend und schiefernd auf das Gesteinsmaterial ein. Dabei fanden nach Rosenbusch Umkristallisationen und Neubildungen statt. Bei Gelegen-



Fig. 427. Zerrissene Amphibolitlage in sich anschließendem Marmor, Ungarschitz (Mähren).  $\frac{1}{2}$  der natürl. Größe. Nach F. E. Suß.

heit von Faltungen hätten sich also ähnliche Erscheinungen ereignet, wie sie bei der Regionalmetamorphose als Folge des vertikal wirkenden Belastungsdruckes geschildert sind. Dabei ist zu beachten, daß die im allgemeinen erdtangential wirkenden Druckkräfte der Gebirgsbildung so sehr über den Schweredruck überwiegen, daß sie als Richtkräfte für die Schieferung in Betracht kommen. Blättchenförmige, durch Umkristallisieren oder Umsetzung neugebildete Mineralien werden sich somit in die senkrechten oder auch schief liegenden, meist mit der Symmetrieebene der Faltungen zusammenfallenden Ausweichungsebenen der gepreßten Gesteinsmassen legen und nach diesen Flächen eine Lagenstruktur veranlassen.

In bezug auf die Frage nach dem ursprünglichen Material der kristallinen Schiefer ist nicht mehr strittig, daß Sedimente und Eruptivgesteine an ihnen beteiligt sind. Überbleibsel (Relikte) des ursprünglichen Gesteins deuten zuweilen auf Sedimente hin. In gewissen kristallinen Schiefen sind z. B. unzweifelhafte Konglomerate nachgewiesen, die nur sedimentärer

Entstehung sein können. So fand Sauer Konglomeratgneise bzw. Konglomeratglimmerschiefer bei Obermittweida in Sachsen (Fig. 430). Bestimmte Glieder der kristallinen Schiefer gehen in typische Sedimente über, so z. B. Muskovitgneise bei Boden im Erzgebirge in gerölleführende Grauwacken, Phyllite in Tonschiefer. Zuweilen haben kristalline Schiefer die sedimentäre Diagonalschichtung (S. 14) bewahrt; auch Wellenfurchen (S. 12) kommen vor. In jüngern kristallinen Schiefen beweisen Versteinerungen den Sedimentcharakter des Materials, z. B. führen Phyllite in den Tauern-Alpen karbonische Pflanzen, Chloritschiefer der Schweiz (Nufenen und Lukmanier) Belemniten, Gneise bei Bergen in Norwegen silurische Trilobiten. Andererseits ist sicher, daß auch Erstarrungsgesteine am Aufbau kristalliner Schiefer beteiligt sind. Wie Rosenbruch betonte, stimmen manche Gneise in ihrer chemischen Zusammensetzung mit Eruptivgesteinen überein, und zwar konnte er im einzelnen nachweisen, daß Tiefengesteine sowohl der granitodioritischen als auch der gabbroperidotitischen Reihe ihr Äquivalent in den kristallinen Schiefen haben. Seltener sind die Natronplutonite vertreten. Dahin gehören der Riebeckitgneis von Gloggnitz in Niederösterreich, ein Nephelingneis von Cevadaes in Portugal u. a. Umgewandelte

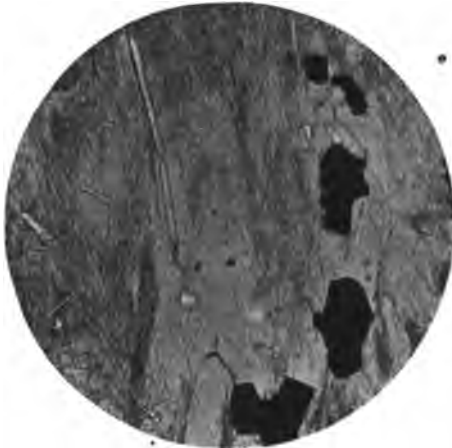


Fig. 428. Sedimentgneisquarzit v. Gellivaara (Schweden). Samml. Grubenmann-Hezner. Quarz, viel Sillimannit, Magnetit.



Fig. 429. Eruptivgneis (Alkallgneis) v. Gloggnitz (Niederösterreich). Samml. Grubenmann-Hezner. Mit parallelen Zügen von Riebeckit.

Ergußgesteine findet man in den kristallinen Schiefen als Serizitschiefer, Chloritschiefer, Grünschiefer usw. Zuweilen kann man auch erkennen, daß Eruptivgesteine, z. B. Granit, in Gesteine vom Aussehen gewisser kristalliner Schiefer (Gneis) übergehen.

Geologische Erscheinungsformen wie Stöcke, Lakkolithen, Lager, Gänge usw. etwaiger Eruptivgesteine sind unter den archaischen Schiefen nicht bewahrt worden. Es kann dies in einzelnen Fällen darauf beruhen, daß der Gebirgsdruck die geologischen Körper umgeformt hat (vgl. S. 30) bzw. darauf, daß bei dem hauptsächlich eruptiven Material der kristallinen Schiefer eine andre geologische Erscheinungsform vorlag. Insbesondere kann man das bei der Erstarrungskruste der Erde voraussetzen, die natürlich als Ganzes nicht als Stock, Lakkolith, Gang, Strom oder Decke erscheinen kann, vielmehr sich als eine Schale um den Erdkörper legte und später zu kristallinen Schiefen umgewandelt wurde. Die Hauptvorkommen der kristallinen Schiefer liegen als Grundgebirge im Präkambrium; weiterhin ist charakteristisch das Auftreten als Zentralmassive in jüngeren Kettengebirgen (Alpen, Kaukasus). Keinenfalls kann man dem kristallinen Schiefer den Charakter einer „geologischen Formation“ im Sinne der historischen Geologie zuschreiben.

Es darf nicht verkannt werden, daß in den kristallinen Schiefen, wenn man die schieferigen Plutonite ausgliedert, nicht Gesteine von einer Ursprünglichkeit vorliegen, wie sie z. B. Basalt oder Kalkstein besitzen. Es sind Gesteine, auf deren Absatz bzw. Erstarrung am geologischen Ort, den sie noch einnehmen, nicht nur eventuell Diagenese, sondern eine weitgehende Metamorphose folgte, ähnlich wie aus einem Tonschiefer in Granitkontakt ein Hornfels wird. Man könnte deshalb versucht sein, die Gruppe der kristallinen Schiefer aufzulösen und ihre Glieder den Gesteinen zuzuteilen, aus denen sie entstanden sind. Abgesehen von der Unsicherheit, ja derzeitigen Unmöglichkeit bei der Ausführung dieses Planes ist er doch wohl

nicht so berechtigt, wie es zunächst scheint, ebensowenig wie wenn man die Hornfelse zu den Tonschiefern rechnen wollte. Der Vorgang der Metamorphose ist eben ein sehr charakteristischer Prozeß, welcher den bei ihm resultierenden Gesteinen das Merkmal der Selbständigkeit aufdrückt.

Wie die Sachlage jetzt ist, bezeichnet man mit dem Namen kristalline Schiefer genetisch sehr verschiedenartige Gesteine, nämlich 1. Plutonite mit ursprünglichem schieferigen Gefüge;



Fig. 430. Geröllgneis von Obermittwelda (Erzgebirge).

2. kontaktmetamorphe und injektionsmetamorphe schieferige Gesteine; 3. regionalmetamorphe schieferige Gesteine; 4. dynamometamorphe schieferige Gesteine.

Bei manchen kristallinen Schiefen mögen auch mehrere Umstände von Einfluß gewesen sein; so ist es nach Erdmannsdoerffer bei den sog. Eckergneisen im Harz, die nach ihm der Kontaktmetamorphose ausgesetzt waren und auch eine Kristallisationsschieferung aufweisen.

Bei den „Einlagerungen der kristallinen Schiefer“ sieht man von dem Kriterium der Schieferung ab.

Im Überblick obiger Erörterungen erkennt man, daß die Petrographie der kristallinen Schiefer noch im starken Fluß ist und vieler Arbeit bis zur Klarstellung der Verhältnisse bedarf.

### Die allgemeine chemische Zusammensetzung der kristallinen Schiefer.

gleicht zum Teil der von Eruptivgesteinen, zum Teil der von Sedimenten, ersteres z. B. bei manchen Gneisen, letzteres z. B. bei tonerdereichen Phylliten und Glimmerschiefern, sowie bei Einlagerungen, wie Marmor, Eisenspat, Quarzit u. a. Bei einer dritten Reihe hat man es mit Mischungen, entsprechend den Injektionsvorgängen, zu tun.

Im allgemeinen scheint der chemische Bestand bei der Metamorphose sich nicht wesentlich geändert zu haben.

Die Analysen ergeben  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  als wesentliche Stoffe, bei karbonatischen Einlagerungen  $\text{CO}_2$ . Man drückt das Verhältnis der erstgenannten Oxyde ähnlich wie beiden Eruptiven (S. 116) schematisch aus und zwar mit Grubenmann in prozentualen Werten durch S (Menge von  $\text{SiO}_2$ ); A (Alkalien, die 1:1 an Tonerde gebunden sind); C ( $\text{CaO}$ , 1:1 an Tonerde gebunden); F (Summe von  $\text{FeO}$  und  $\text{MgO}$ , ev. mit überschüssigem  $\text{CaO}$ ); M (der erwähnte Rest von  $\text{CaO}$ ); T (Tonerderest nach Sättigung der Alkalien und des  $\text{CaO}$ );  $\text{K} = \text{S} : 6 \text{ A} + 2 \text{ C} + \text{F}$ .

### Mineralien der kristallinen Schiefer.

Im allgemeinen haben die kristallinen Schiefer im Mineralbestande insofern mit den Eruptivgesteinen etwas Verwandtes, als bei beiden Gesteinsgruppen Feldspat, Quarz, Glimmer, Hornblende, Augit, auch Olivin (bzw. Serpentin) sehr verbreitet sind. Andererseits fehlen den kristallinen Schiefen außer Glas<sup>1)</sup> ganz: Anorthoklas, Leuzit, Nephelin, Melilith, basaltische Hornblende, Tridymit, während die bei ihnen häufigen oder doch nicht seltenen Mineralien Chlorit, Talk, Serizit, Paragonit, Zoisit, Epidot, Anthophyllit, Eisenspat u. a., nicht typische Bestandteile von Eruptivgesteinen sind.

Sehr bemerkenswert, auch in technischer Hinsicht, ist der Reichtum der alten kristallinen Schiefer an Erzen, wie Stöcken und Lagern von Magnet-eisenstein, Eisenglanz, Eisenspat, Eisenkies, Kupferkies u. a. (S. 290 u. f.)

<sup>1)</sup> das, wo es vorhanden war, bei der Regionalmetamorphose durch „Entglasung“ wohl am ehesten umgewandelt ist, wobei Wärme und der volumverkleinernde Druck fördernd wirken.

Zuweilen sind kristalline Schiefer, so Gneis, förmlich von Magnetit oder Eisenkies, auch Kupferkies usw. imprägniert. Man nennt solche Gesteinszonen Fahlbänder (wegen der fahlen Farbe bei der Verwitterung). Lager und Nester von Erzen gehen gelegentlich in Fahlbänder über.

### Gefüge der kristallinen Schiefer.

Alle kristallinen Schiefer sind kompakt.

Sehr verbreitet ist die schieferige Textur, bei der die blättrigen Gemengteile (besonders Glimmer) mit ihrer Blattfläche parallel liegen und mehr oder minder ausgesprochen in besonders, vielfach wiederkehrenden Lagen versammelt sind. Die Gesteine spalten nach diesen Lagen leicht auseinander (Hauptbruch, im Gegensatz zum Querbruch). Stängelige Elemente, wie Hornblendes, können ebenfalls Schieferstruktur hervorrufen und sich überdies noch mit ihrer Längsrichtung im Groben parallel legen. Dann erscheint das Gestein wie gestreckt, eine Erscheinung, die im übrigen auch bei körneligen Gemengteilen durch Reihenordnung zustande kommt.

Liegt Flasertextur vor, so bemerkt man eine Gliederung des Gesteins in kleine linsen- oder knotenförmige Mineralmassen, die aus einem Kern, z. B. Feldspat oder Granat, auch wohl aus Mineralanhäufungen, und aus einer den Kern umschmiegenden Hülle, z. B. Glimmer, bestehen. Diese Augen sind mit ihren Längerstreckungen parallel und annähernd in Ebenen angeordnet. Der Hauptbruch der Gesteine ist hierbei nicht plan, sondern knotig, der Querbruch zeigt die Augentextur.

Von feinem Merkmalen echter kristalliner Schiefer, insbesondere gegenüber Eruptivgesteinen, ist hier zum Teil nochmals zu erwähnen: der Mangel einer Ausscheidungsfolge, also die gleichzeitige Entstehung der Gemengteile<sup>1)</sup>, die Seltenheit kristallographisch wohl umgrenzter Mineralindividuen, insbesondere bei Glimmerschiefern die mikroskopischen Merkmale des Kontaktgefüges, das Fehlen von Kristallskeletten, das Anpassen der vorhandenen Mineralform an die Schiefertextur augenscheinlich auch durch Wachstumserscheinungen, die Seltenheit von Zonenstruktur bei den aufbauenden Mineralien, das Fehlen lückigen Aufbaues, sei er blasig oder miarolitisch. F. Becke faßt diese Verhältnisse als kristalloblastisches Gefüge zusammen.

In dem Sinne heißen kristallographisch entwickelte Kristalle Idioblasten, sonst Xenoblasten. Eine kristalloblastische Reihe bezeichnet den Grad der Formentwicklung. Das granoblastische Gefüge entspricht dem körnigen bei Plutoniten, das lepidoblastische (schuppige) Gefüge kommt bei blättrigen Mineralkomponenten vor, das nematoblastische (faserige) bei nadeligen. Das poikilitische Gefüge (S. 142) heißt hier poikiloblastisch; bei diablastischer Textur durchdringen sich zwei Gemengteile, meist stängelig, ähnlich wie bei eutektischen Gemischen. Porphyroblasten und Grundgewebe machen die porphyroblastische Struktur aus. Übergänge heißen blastogranitisch, blastoporphyrisch, blastopelitisch usw. Bedeutsam ist bei kristallinen Schiefen auch noch das helizitische Gefüge, bei der eine gewundene Lagentextur durch die Porphyroblasten hindurch an Zügen von Einschlüssen zu verfolgen ist (Durchbänderungsgefüge).

<sup>1)</sup> Eine Ausscheidungsfolge deutet sich nur insofern an, als bei triklinen Feldspaten mit Zonenstruktur der Kristallkern aus Albit, der Rand aus Anorthit besteht (umgekehrt wie bei Eruptiven). Albit ist also älter als Anorthit; wahrscheinlich liegt das an seiner geringeren Löslichkeit; die schwerlösliche Substanz schied sich zuerst aus.

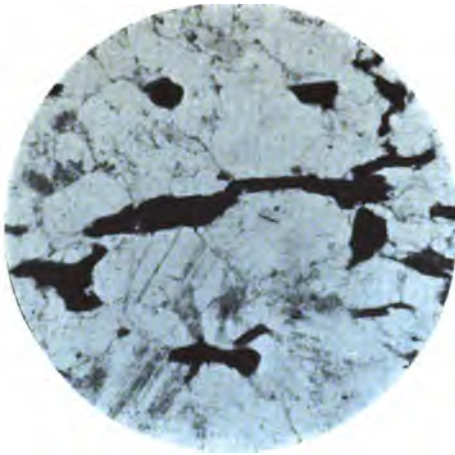


Fig. 431. Alkalifeldspatgneis von Valkko (Finnland). Samml. Grubenmann-Hezner. Hell Feldspat u. Quarz, dunkel Biotit. Granoblastisch-massiges Gefüge. Eruptivgneis.

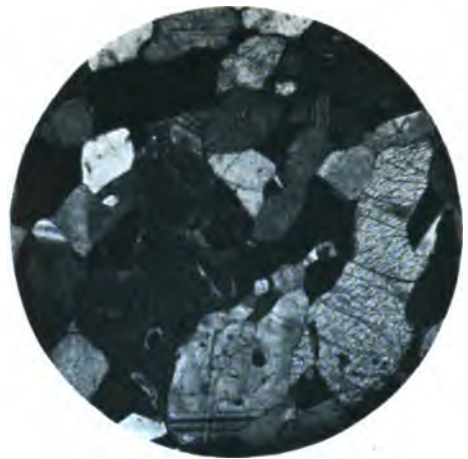


Fig. 432. Amphibolit (Hornblende-Plagioklasgneis) a. d. Kamptal (Nieder-Österreich). Samml. Grubenmann-Hezner. Polarisiertes Licht. Hornblende, Plagioklas. Granoblastisch-massiges Gefüge.



Fig. 433. Alkalifeldspatgneis von Oberharmersbach, Schwarzwald (Renchgneis). Samml. Grubenmann-Hezner. Polarisiertes Licht. Orthoklas, Plagioklas, Biotit. Granoblastisch-schieferiges Gefüge mit Anklang an Siefstruktur der Kontaktgesteine. Sedimentgneis.



Fig. 434. Muscovit-Biotitgneis vom St. Gotthard. Samml. Grubenmann-Hezner. Feldspat, Quarz, Biotit. Granoblastisch bis lepidoblastisches Gefüge mit sehr deutlicher Schiefertextur. Sedimentgneis.



Fig. 435. Muscovit-Biotitgneis v. Simplon. Samml. Grubenmann-Hezner. Mit Epldot (Relief). Granoblastisch bis lepidoblastisch-schieferiges Gefüge.



Fig. 436. Hornblendeschiefer von Miltitz b. Meissen (Sachsen). Samml. Grubenmann-Hezner. Hornblende und Albit. Nematoblastisch-schieferiges Gefüge.



Fig. 437. Alkalifeldspatgneis (Granulit) v. Chemnitz (Sachsen). Samml. Grubenmann-Hezner. Orthoklas und Quarz, letzterer langgestreckt. Grano-nematoblastisch-schieferiges Gefüge.

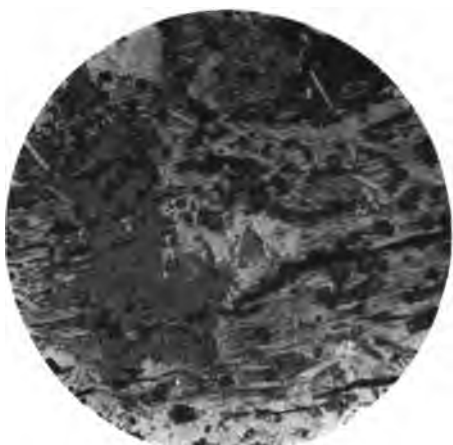


Fig. 438. Granatglimmerschiefer vom St. Gotthard. Samml. Grubenmann-Hezner. Durch Porphyroblasten von Biotit setzt die Schieferung hindurch.



Fig. 439. Granatamphibolit v. Stams (Tirol). Samml. Grubenmann-Hezner. Porphyroblasten von Granat in diablastischer Hornblende. Plagioklasgrundmasse. Magnetit reichlich.

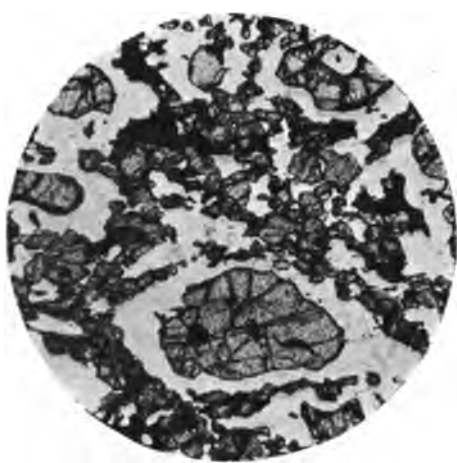


Fig. 440. Augit-Plagioklasgneis v. Hartmannsdorf (Sachsen). Feldspat, Orthaugit, Klinaugit, Granat mit Feldspatthof. Grob diablastisches Gefüge.



Fig. 441. Albitamphibolit v. Sasso rosso (Tessin). Samml. Grubenmann-Hezner. Hornblendefasern und Albit. Nematoblastisch-gefaltetes Gefüge.



Fig. 442. Ottrellithschiefer von Ottrez (Ardennen). Porphyroblasten von Ottrellith in lepidoblastisch-schieferiger Grundmasse.



### Arten der kristallinen Schiefer.

Grubenmann legt der Systematik der kristallinen Schiefer den chemischen Bestand zugrunde und gliedert danach zwölf (durch Übergänge verbundene) Typen, und da jeder in verschiedener Metamorphose in drei Tiefenstufen erscheinen kann, stellt er 36 Ordnungen auf. Zur Kennzeichnung der unteren, mittleren und oberen Stufe dienen die Vorsilben Kata-, Meso-, Epi-. Z. B. bezeichnet Kata-Plagioklasgneis einen Plagioklasgneis der unteren Zone. Rosenbusch schlug vor, die von Eruptiven abzuleitenden kristallinen Schiefer durch die Vorsilbe Ortho-, die aus Sedimenten entstandenen durch Para- zu kennzeichnen.

Die von früher gebräuchlichen Namen für die hauptsächlichsten kristallinen Schiefer und ihre Einlagerungen sind Gneis, Glimmerschiefer, Phyllit, Chlorit- und Talkschiefer, Amphibolit und Eklogit, Serpentin, Quarzit, Marmor, Eisenglanz- und Schmirgelgesteine, ferner sulfidische Erze.



Fig. 443. Geologisches Profil längs der Achse des Simplontunnels. Nach C. Schmitt und H. Prellwerk.

### Familie der Gneise.

Mineralbestand. Man wendet den Namen Gneis auf deutlich kristalline, schieferige, feldspatführende Gesteine an, deren sonstige mineralische Natur recht wechselt. Meist tritt Quarz makroskopisch heraus. Glimmergneise führen wie viele Granite als mit bloßem Auge erkennbare Gemengteile Feldspat, Quarz und Glimmer. Dazu kommen oft Hornblende, Granat, auch wohl Chlorit, Turmalin, Cordierit, Sillimanit, Orthit, Graphit, zumeist mikroskopisch noch Apatit, Zirkon, Eisenerz (Magnetit, Eisenglanz, Pyrit).



Fig. 444. Gneis. Buchholz (Erzgebirge).  
Im polarisierten Lichte. Quarz meist hell, Feldspat in dunklern Körnern, Glimmer in Streifen. Schiefertextur.

Der Feldspat ist Kalifeldspat oder Albit, auch Kalknatronplagioklas, der Glimmer Biotit oder Muskovit (bzw. Serizit).

Arten. Man unterscheidet nach dem Feldspat bzw. Glimmer Orthoklasgneis, Plagioklasgneis, Albitgneis, Biotitgneis, Muskovitgneis, Serizitgneis, Muskovit-Biotitgneis (Zweiglimmergneis). Nach dem zum Teil sehr reichlichen Erscheinen besondrer Gemengteile bezeichnet man gewisse Gneise als Hornblendegneis, Augitgneis, Granatgneis (Beispiel sog. Kinzigit

des Schwarzwaldes), Cordieritgneis, Sillimanit-(Fibrolith-)gneis, Epidotgneis, Chloritgneis, Graphitgneis.

Sei noch vermerkt, daß die Hornblendegneise zum Teil sehr quarzarm sind. Ihr Feldspat ist vielfach kalkreicher Plagioklas neben oder ohne Orthoklas. Die gelegentlich sehr reichlich vorhandene Hornblende hat dunkelgrüne bis schwarze Farbe. Oft findet man im Hornblendegneis Granat und Titanit.

Nach der Textur kennzeichnet man schieferigen Gneis, Flasergneis (Augengneis), stängligen Gneis, Streifengneis, Schuppengneis, körnigen Gneis, Konglomeratgneis u. a., Namen, die sich selbst erklären.

Während die Orthogneise (Eruptivgneise) im allgemeinen von gleichmäßiger körnig schuppiger Textur und im geologischen Auftreten als einheitlicher Gesteinskörper erscheinen, zeigen die Paragneise (Sedimentgneise) gern wechselnde Ausbildung; nebeneinander lagern grob- und feinkörnige, glimmerreiche und glimmerarme, harte und zerfallende leicht spaltende Gesteine; Knauern von Milchquarz sind in ihnen nicht selten; der Feldspat tritt oft zurück; Quarzite, auch kohlenstoffführende Schiefer, ferner metamorphosierte Kalksteine finden sich in Wechsellagerung mit ihnen.

Das spezifische Gewicht der Glimmergneise ist 2,6—2,73.

Die chemische Zusammensetzung wechselt stark.

Beispiele:

|    | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | MgO  | CaO  | K <sub>2</sub> O | Na <sub>2</sub> O | H <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> |
|----|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|------|------------------|-------------------|------------------|-------------------------------|
| 1. | 68,03            | 1,33             | 15,17                          | 1,15                           | 3,17  | 1,31 | 1,86 | 4,23             | 2,92              | 0,91             | 0,17                          |
| 2. | 75,74            | —                | 13,25                          | —                              | 1,84  | 0,39 | 0,60 | 4,86             | 2,12              | 1,01             | —                             |
| 3. | 53,59            | 0,91             | 9,60                           | 9,44                           | 15,62 | Spur | 7,16 | Spur             | 3,12              | —                | —                             |



Fig. 446. Gneisgipfel des Finsteraarhorn. Wehrli phot.

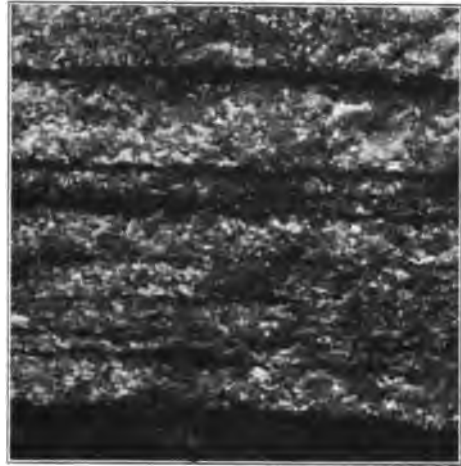


Fig. 445. Gneis. Nārbdal (Norwegen).

1. Grauer Gneis von Freiberg in Sachsen. 2. Roter Gneis von Freiberg in Sachsen. 3. Hornblendegneis von Fürth (Bayerischer Wald).

Vorkommen. Gneise sind außerordentlich verbreitet, ja wahrscheinlich um die Erde vorhanden. Von Gneisbezirken in Deutschland seien erwähnt Vogesen, Schwarzwald (seine „Schapbachgneise“ sind Eruptivgneise, die Renschgneise Sedimentgneise), Odenwald, Spes-

sart, Fichtelgebirge, Erzgebirge (Biotitgneise des Erzgebirges sind, wie Beck durch Übergänge und Einschlüsse erwies, metamorphosierte Granite, ebenso die Muskovitgneise des genannten Bezirkes), Bayrischer Wald, Thüringen, Riesengebirge, von sonstigen gneisreichen Ländern Skandinavien, Finnland, Schottland, Brasilien, Kanada, Afrika.

**Verwendung.** Die technische Benutzung des Gneises beruht zum Teil auf seiner leichten Teilbarkeit, welche die unmittelbare Gewinnung von Platten für Bürgersteige, zum Dachdecken, Hausbelag usw. gestattet. Gegen Granit tritt der Gneis als Baumaterial zurück. Als Pflasterstein ist er im allgemeinen nicht zu gebrauchen, hingegen als Straßenbaumaterial, Schotter für Wege und Eisenbahnbettungen verwendbar. Bei ausgeprägt schieferigem Gefüge liegt die Gefahr der schnellen Frostzerstörung vor. Kommt der Gneiß in seinem Gefüge dem Granit nahe, so kann er natürlich wie dieser verwandt werden.

Über Granulit vgl. S. 168.

### Familie der Glimmerschiefer.

**Mineralbestand und Arten.** Die wesentlichen mit bloßem Auge sichtbaren Gemengteile sind Glimmer und Quarz. Dabei setzt die Bezeich-



Fig. 447. Kalkglimmerschiefer, Val Canaria (St. Gotthard). Samml. Grubenmann-Hezner. Quarz, Kalkspat, Muscovit.



Fig. 448. Glimmerschiefer mit Granat. Wlleschtal (Erzgebirge). Glimmer in hellen und dunklen Streifen, darzwischen Quarz, unten Granat.

nung Glimmerschiefer eine mit bloßem Auge erkennbare Ausbildung des Glimmers voraus. Vor allem dieses Mineral gibt dem Gestein sein Gepräge. Gegenüber den Gneißern ist auf das Fehlen (bzw. sehr starke Zurücktreten) des Feldspats bei den Glimmerschiefern hinzuweisen. Von den Phylliten trennt sie (natürlich unscharf) die bedeutendere Größe der Bestandteile.

Der Glimmer ist Muskovit oder Biotit, gelegentlich Paragonit, wonach man Muskovitschiefer, Biotitschiefer, Muskovit-Biotitschiefer (Zweiglimmerschiefer), Paragonitschiefer (ev. Biotitparagonitschiefer) unterscheidet. Zu diesen Mineralien kommen gelegentlich Granat, Hornblende, z. B. in den Garbenschiefern des St. Gotthard, auch Glaukophan, Turmalin, Staurolith, Andalusit, Cyanit (Disthen), Epidot, Graphit, Kalkspat u. a., wonach man wie beim Gneis besondere Arten kennzeichnet. Zum

Gneis leitet der Gneisglimmerschiefer über. Wie bei jenem hat man auch hier Konglomeratschiefer, so bei Bergen und bei Westana in Schonen. Unter dem Mikroskop findet man wohl stets etwas Turmalin, auch treten immer Eisenerze (Eisenglanz oder Magnetit) hervor. Der sog. Eisenglimmer kann sich so stark geltend machen, daß man von Eisenglimmerschiefer (Itabirit) spricht. Ferner erscheinen im Schliff öfter Apatit, Zirkon und Rutil.

Das spezifische Gewicht von Glimmerschiefern schwankt nach dem Verhältnis von Quarz (spezifisches Gewicht 2,65), Glimmer (spezifisches Gewicht bei Muskovit 2,8—2,9, bei Biotit bis 3,1) und der Nebenbestandteile (Granat 3,2—4,3).

Die chemische Zusammensetzung wechselt so stark mit dem Vorwalten des einen oder andern der beiden Hauptgemengteile (Quarz  $\text{SiO}_2$  100%, Muskovit mit etwa 46% bzw. Biotit mit etwa 40%  $\text{SiO}_2$ ) und mit der Natur der begleitenden Mineralien, daß Analysen zur allgemeinen Charakterisierung der Gesteine hier nicht herangezogen zu werden brauchen.

Die Textur ist oft ausgesprochen schieferig, gelegentlich flaserig. Auf dem Hauptbruch tritt nur der Glimmer heraus, auch auf Querbrüchen ist der Quarz oft recht versteckt, weil der Glimmer die linsenförmigen Quarz-Aggregate ganz umhüllt. Nicht selten stellt sich der Quarz in größeren Bestandmassen zwischen den Glimmerlagen ein. Recht oft trifft man Glimmerschiefer gefältelt und gefaltet, geknickt und gestaucht.

Sei noch vermerkt, daß bei einigen auch als Glimmerschiefer bezeichneten Gesteinen ein schieferiges Gefüge sich wenig merklich macht, so beim Paragonitschiefer der Alpen.

Im mikroskopischen Bilde tritt das Schiefergefüge der Glimmerschiefer auf Querschliffen natürlich klar heraus (Fig. 447/48). Einsprenglinge enthalten oft außerordentlich viel Einschlüsse, in der Art wie man es bei Kontaktgesteinen zu sehen gewohnt ist.

Die Verbreitung der Glimmerschiefer ist außerordentlich groß. Es sei auf Gneis verwiesen, den sie begleiten. Paragonitschiefer mit schönen Staurolithen und Cyaniten sind vom Südabhange des St. Gotthard bekannt.

Die nicht so sehr bedeutende technische Verwendung des Glimmerschiefers gleicht der schieferigen Gneises.

Anhang. Durch Zurücktreten und schließliche Abwesenheit des Glimmers gehen Glimmerschiefer in Quarzitschiefer und Quarzite über, durch Zunahme des Kalkspats (Kalkglimmerschiefer) in Marmor.

Erwähnenswert ist an dieser Stelle der sog. Dattelquarz von Krummendorf bei Strehlen in Schlesien, der ein durch Gebirgsdruck umgeändertes Quarzkonglomerat vorstellt.

Die Quarzschiefer und Quarzite sind in Gneis- und Glimmerschiefergebieten sehr verbreitet.



Fig. 449. Glimmerquarzit. Airolo, St. Gotthard. Samml. Grubenmann-Hezner. Quarz mit Glimmer in parallelen Zügen.

### Familie der Phyllite.

Die Phyllite schließen sich unmittelbar an die Tonschiefer (S. 255) an, gegenüber welchen sie durch makroskopisch deutlich kristalline Art ausgezeichnet sind. Ihre Schieferfläche trägt einen glimmerigen Glanz (Glanzschiefer). In ihrer wesentlichen Zusammensetzung (Glimmer und Quarz) stimmen sie mit den Glimmerschiefern überein. Feldspat ist spärlich vorhanden. Etwas Chlorit gesellt sich hinzu, ebenso Eisenerze. Ferner erscheinen Rutil, Turmalin, Granat, Epidot, Eisenkies, kohlige Substanzen, auch Graphit. Phyllite sind mannigfach grünlich, bläulich, grau, gelblich oder rötlich gefärbt.

An Abarten sind außer gewöhnlichen Phylliten folgende zu erwähnen. Serizitschiefer des Taunus, auch des Harzes, mit weißem bis ölgrünem, makroskopisch deutlich heraustretendem Serizit (Muskovit). Chloritoidschiefer. Sie enthalten sog. Sprödglimmer, der Ottrelithschiefer insbesondere Ottrelith. Feldspatphyllite weisen Albit oder Orthoklas oft einsprenglingsartig auf. Entsprechend sind die Namen Quarzphyllit, Granatphyllit, Magnetitphyllit, Pyritphyllit, Kalkphyllit leicht deutbar.

Die Phyllite sind weit verbreitet, z. B. im Erzgebirge, Fichtelgebirge, Taunus, in den Ardennen.

### Familie der Chlorit- und Talkschiefer.

Sie bestehen, wie der Name sagt, hauptsächlich aus Chlorit bzw. Talk (Mineralbeschreibung S. 82 u. 83). Auch hat man Übergänge zwischen beiden Gesteinen. Der Chloritschiefer weist grüne Blättchen von Chlorit auf, zwischen denen häufig Magneteisen, zuweilen in schönen großen Oktaedern, auch Granat, seltener Hornblende (gern als Strahlstein), Epidot, Zoisit, auch Kalkspat, Magnesit und Dolomit u. a. auftreten. Der durch seine Unschmelzbarkeit und Säurefestigkeit ausgezeichnete Talkschiefer ist aus weißlichen oder grünlichen Blättern von Talk zusammengesetzt; er besitzt sehr geringe Härte und fühlt sich seifig an. An Beigemengteilen seien erwähnt Strahlstein, Chlorit, Magneteisen, Eisenkies, Magnesit und Dolomit. Zuweilen kommt Olivin in Talk vor. Im übrigen tritt sowohl Chlorit als auch Talk gelegentlich massig auf. Man gebraucht dann die Namen Chloritfels, Talkfels. Ein solcher Talkfels ist der Speckstein, den man z. B. im Urkalk zwischen Phyllit und Granit bei Göpfersgrün und Thiersheim (Bayern) in kleinen Lagen findet, die in Kaolin verlaufen. Es handelt sich um thermale Umwandlungen von Granit, auch Dolomit und andern Gesteinen. 1905 wurden dort 1200 t gewonnen. Das Gestein dient als Material für Gasbrenner und als Isolationsmittel in der Elektrotechnik.

Der milde, leicht bearbeitbare Topfstein (Lavezstein, Giltstein) von Chiavenna (Schweiz) besteht aus Chlorit und Talk nebst wechselnden Mengen von Karbonaten, der uralische Listwänit enthält Talk und Karbonate von Kalzium, Magnesium, auch von Eisen, sowie öfter Quarz.

Bekannte Vorkommnisse von Chlorit- und Talkschiefern liegen in den östlichen Alpen, auch am St. Gotthard, im Ural, in Kanada, Brasilien und andern Orten. Manche sog. Chloritschiefer sind Gangbildungen in Serpentin, auch Randbildungen dieses Gesteins (so in den Alpen). Es ist wahrscheinlich, daß viele sog. Talkschiefer Serizitschiefer sind, wie denn überhaupt gerade

die Chlorit- und Talkgesteine noch weit eingehenderer Forschungen bedürfen. In der Hinsicht sei auf die Bemerkungen über Chloritgesteine bei der Erörterung des Serpentin (S. 167) hingewiesen.

### Einlagerungen in den kristallinen Schiefern.

#### Silikatische Einlagerungen.

**Hornblendegesteine.** Recht häufig trifft man in kristallinen Schiefern Einlagerungen von sehr abwechslungsreichen Hornblendegesteinen mit deutlich schieferiger Textur oder nur mit Andeutungen einer solchen bzw. mit richtungslosem Gefüge. Entweder sind diese Gesteine im wesentlichen feldspatfrei (Strahlsteinschiefer, Hornblendeschiefer, Nephrit [für Steinwaffen oft gebraucht], Hornblendefels, Anthophyllitschiefer), oder feldspathaltig (Amphibolit). Der Feldspat der Amphibolite ist ein Kalknatronplagioklas. Häufig stellen sich, besonders bei der letztgenannten Gruppe, Übergemengteile wie Granat, auch Zoisit, ein.

Die Farben der Hornblendegesteine wechseln von Lichtgrün bis Schwarzgrün. Die Glieder einer seltenern Gruppe, die Glaukophangesteine, haben blaue, blaugraue bis grünblaue Färbung.

Hornblendegesteine sind wohl aus allen Gebieten kristalliner Schiefer bekannt. Stockförmig treten sie in der Ötztaler Gruppe auf.

Die massigen Amphibolite sind oft recht zähe Gesteine, z. B. schwierig zu sprengen.

**Augitgesteine.** Eklogite heißen gewisse farbenprächtige, meist grobkörnige, fast immer mit Amphiboliten verbundene und in sie übergehende Gesteine, die aus grünem Augit (sog. Omphazit) und rotem Granat bestehen. Dazu, oder auch an Stelle des Omphazits, treten gelegentlich Hornblenden. Heller Glimmer, auch Disthen, erhöht zuweilen die Schönheit des Materials. Es handelt sich bei ihm wohl um Metamorphosen von Gabbro oder Diabas. Berühmte Vorkommnisse finden sich bei Eppenreuth, Stammbach u. a. O. im Fichtelgebirge. Eine große Mannigfaltigkeit mit Eklogit zusammen vorkommender Gesteine hat man am Gr. Venediger getroffen (Hornblende-eklogit [zum Teil Glaukophaneklogit] mit Übergängen in Hornblendeschiefer auch in Glimmerschiefer, Epidosite und in Marmor). Durch Zurücktreten des Granats entstehen Omphazitschiefer und Omphazitfelse, erstere schieferig, letztere richtungslos gefügt. Von andern Augitgesteinen seien noch kurz erwähnt Erlanfels (Plagioklasaugitgestein), ein lichtgrünliches, dichtes Gestein im Gneis zwischen Grünstädtel und Crandorf im Erzgebirge, Malakolithfels, ein weißer Augitfels von Ober-Rochlitz am Riesengebirge.

Gelegentlich haben sich auch andre Mineralien, die sonst akzessorisch

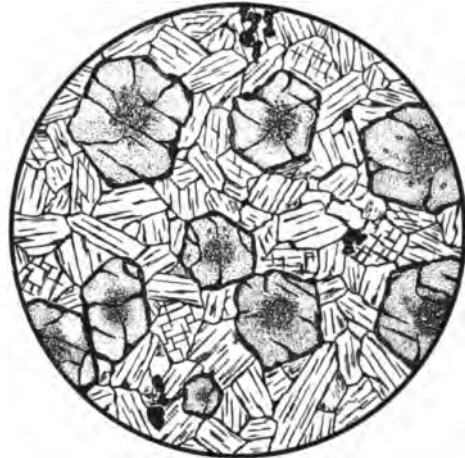


Fig. 450. Eklogit. Schematisch. Granatkristalle mit Omphazit.

vorkommen, in Menge zu förmlichen Gesteinen zusammengefunden, so daß man z. B. gelegentlich von Granatfels, Epidotfels (Epidosit) sprechen kann.

**Serpentin.** Diese Gesteine bestehen ihrem Namen entsprechend wesentlich aus Serpentin; sie enthalten auch oft Olivin, Bronzit, Diallag, Diopsid, sowie Hornblende, aus welchen Mineralien, besonders aus Olivin, der Serpentin hervorgegangen ist. Fernerhin erkennt man in ihnen vielfach Chlorit, Talk, Granat, wohl immer Eisenerze (Magnetit) und auch andre Spinelle (Chromeisenerz gelegentlich in größern Nestern). Die Serpentine sind von dichtem Gefüge, grünlich-schwärzlich, auch gelblich oder bräunlich gefärbt, oft fleckig und streifig gezeichnet. Sie erscheinen vielfach massig, in andern Fällen schieferig. Ihre Härte ist gering, was die Bearbeitung erleichtert. Durch Verwitterung neben Serpentin entstandener Opal durchtränkt gelegentlich das Gestein und veranlaßt dann größere Härte.

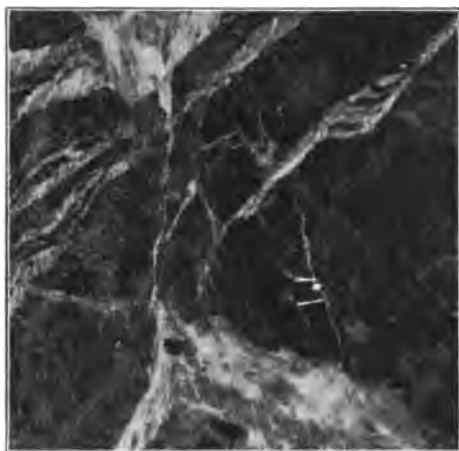


Fig. 451. Mylonitischer Serpentin mit Kalkspatgängen.  
Pollerte Platte.

Die in Rede stehenden Gesteine besitzen ein spezifisches Gewicht von 2,5—2,7, das durch Beimengung schwerer Mineralien aber auch höher wird. In ihrer chemischen Zusammensetzung sind sie durch niedrigen Gehalt an Kieselsäure (40—44%), nur geringe Mengen von Tonerde, Kalk und Alkalien, sowie durch Reichtum an Magnesia (30—47%) und Wasser (bis 13%) gekennzeichnet. Vgl. Peridotit S. 165.

Man findet Serpentine stellenweise häufig in Gneisgebieten, so im Fichtelgebirge, in Tirol und Norwegen.

#### Karbonatische Einlagerungen.

Marmor, körniger Dolomit, Spateisenstein, die alle drei als

Einlagerungen in kristallinen Schiefen vorkommen, sind bereits S. 275, 282 und 290 geschildert worden.

#### Oxydische Einlagerungen.

Quarzite, Magneteisenerz und Eisenglanz sind gleichfalls schon früher abgehandelt (S. 286 und 291).

**Schmirgel (Smirgel).** Der wesentlich aus mehr oder weniger feinkörnigem, auch dichtem Korund bestehende, bläulichgraue oder bräunliche Schmirgel enthält Magneteisenerz, auch Eisenglanz, zuweilen Eisenkies, ferner weiße Glimmerblättchen (Margarit nebst Muskovit) beigemengt. Unter dem Mikroskop erscheinen zuweilen noch mancherlei andre Mineralien, so Turmalin und Staurolith.

Einlagerungen in kristallinen Schiefen bildet der Schmirgel z. B. bei Schwarzenberg im Erzgebirge, in Kleinasien, sowie bei Chester in Massachusetts. Über den Naxoschmirgel vgl. S. 176.

Verwendung findet Schmirgel als Schleifmittel.

Sulfidische Einlagerungen sind S. 294 gekennzeichnet.

## XII. Register.

**Bemerkung.** Im Register sind nur die Familiennamen der Gesteine angeführt, so Granit, Syenit, Gneis usw. Arten innerhalb solcher Gruppen, z. B. Biotitgranit, Hornblendesyenit, Graphitgneis usw. werden leicht im Text bei der betreffenden Gesteinsfamilie gefunden.

- |  |  |                               |
|--|--|-------------------------------|
| Abbildung von Dünnschliffen 56               | Alm 280  | Asche, dolomitische 282       |
| Ablation 204                                 | Almandin 88  | Asche, vulkanische 135        |
| Abnutzung 99                                 | Alnöit 170   | Aschengefüge 144              |
| Abnutzbarkeitsprobe 100                      | Alsbachit 169                                      | Aschentuffe 136               |
| Abrasion 214                                 | Alter der Eruptivgesteine 18, 151                  | Asphalt 308                   |
| Abraum 98, 205                               | Altersfolge der Sedimentgesteine 17                | Asphaltkalkstein 279          |
| Abraumsalze = Kalisalze 267                  | Aluminium, mikrochemischer Nachweis 59             | Atlantische Gruppe 152        |
| Absanden 105                                 | Amorphe Körper, optische Charakteristik 44, 47, 51 | Atmosphäre 1                  |
| Abschuppen 105, 112, 219                     | Amphibol und abgeleitete Namen s. Hornblende       | Atoll 274                     |
| Absonderung der Eruptivgesteine 34           | Amphibolit 327                                     | Aufbereitung 237              |
| Absonderung der Sedimente 37                 | Analysator 44                                      | Augengefüge 319               |
| Abyssische Gesteine 149                      | Analizim 90  | Augit 84                      |
| Achat 74                                     | Anatas 91  | Augitfels 164, 327            |
| Achsen, optische 47                          | Anchieutektisch fast eutekt. 125                   | Augitit 197                   |
| Ackerkrume 246                               | Andalusit 89                                       | Ausblühungen 107              |
| Adern 73                                     | Andesin 77   | Ausgehendes 24                |
| Adinole 193, 287                             | Andesit 187  | Auskeilen 14                  |
| Adular 75                                    | Andesittuff 188                                    | Auslaugung 208                |
| Aegirin 86                                   | Andradit 173                                       | Auslöschungslage 46           |
| Aeolische Sedimente 11, 204, 295             | Anhydrit 95, 270                                   | Ausscheidungssediment 11, 257 |
| Africano 277                                 | Anisotrop 44                                       | Auswurfmassen 135             |
| Agents minéralisateurs 134                   | Anorthit 77  | Autallotriomorph 138          |
| Agglomerattuffe 136                          | Anorthoklas 79                                     | Authigen 72                   |
| Akmit 86                                     | Anorthosit 164                                     | Autochthon 300                |
| Aktinolith 86                                | Anthophyllit 86, 327                               | Automorph 67                  |
| Aktinolithschiefer = Strahlsteinschiefer 327 | Anthrazit 306                                      | Axinit 176                    |
| Akzessorische Bestandmassen 73               | Anthrakonit 279                                    | Axiolith 144                  |
| Akzessorische Gemengteile 73                 | Antigorit 83                                       | Backkohle 306                 |
| Alabaster 96, 271                            | Apatit 93, 164                                     | Balkeneisen 199               |
| Alaskit 154, 168                             | Aplit 169  | Bandeisen 199                 |
| Alaunschiefer 256                            | Apomagmatische Bildungen 177                       | Bandschiefer 193              |
| Alaunton 241                                 | Apophyse 6   | Bank 12                       |
| Albit 77                                     | Aragonit 94  | Barchan 239                   |
| Alferrisch 134                               | Arapahit 190                                       | Bardiglio 276                 |
| Alkaligesteine 151                           | Ariegit 166  | Barkevikit 87                 |
| Alkalikalkgesteine 151                       | Arkose 251   | Barranco 10                   |
| Allanit 90                                   | Arterit 315  | Baryt 95, 272                 |
| Allochthon 300                               | Arfvedsonit 87                                     | Basalt 189, 195               |
| Allochromatisch 114                          | Asar 238   | Basalttuff 190, 197           |
| Allothigen 72                                | Asbest 83, 86, 166                                 | Basaltwacke 191               |
| Allotriomorph 68                             |  | Basanit 196                   |
|  |  | Basische Eruptive 116         |
|  |  | Bastit 83                     |
|  |  | Batholithe 149                |



- Baueritisierung 210  
 Bearbeitbarkeit 99  
 Beauzit = Bauxit 191, 210, 245  
 Beckesche Linie 44  
 Bekinkinit 167  
 Belastungsschieferung 40  
 Bergalith 170  
 Bergfeuchtigkeit 100  
 Bergschläge 104  
 Bergstürze 223  
 Bergteer 309  
 Bernstein 309  
 Beton 250  
 Bestandmassen, akzessor. 73  
 Bestandteile der Gesteine 66  
 Beateg 12  
 Bianco chiaro ordinario 276  
 Biegungsfestigkeit 104  
 Bienenwabengefüge 175  
 Bimsstein 137, 181  
 Bimssteintuff 136  
 Binnenseen 212  
 Biolith 299  
 Biotit 82  
 Biotitschiefer 324  
 Bischofit 96  
 Bitumen 308  
 Blackband 290  
 Blasenschiefer 282  
 Blasiges Gefüge 137  
 Blasten 319  
 Blatterstein 137  
 Blattverschiebung 28  
 Blauschlamm 241  
 Bleisand 236  
 Blocklava 145  
 Blöcke, vulkanische 135  
 Bodegang 175  
 Boden 246  
 Bodenskelett 246  
 Boghead-Kohle 306  
 Bohnerz 292  
 Bohren 31, 247  
 Bolus 241  
 Bomben, vulkanische 135  
 Bonebed 249  
 Borazit 268  
 Boraxseen 212  
 Borolanit 162  
 Bostonit 169  
 Brandfestigkeit 112  
 Brandschiefer 255, 308  
 Brauneisenstein 92, 292  
 Braunkohle 305  
 Braunstein 293  
 Breccie 249, Eruptivbreccie 148, Explosionsbreccie 148  
 Brecciengefüge 148  
 Brechungsexponent 43  
 Bronzit 84  
 Bronzilit 166  
 Bruchfestigkeit 101  
 Bruchfeuchtigkeit 100  
 Bruchflächenbeschaffenheit 113  
 Buhne 230  
 Bytownit 77  
 C siehe auch unter K  
 Calcit 93  
 Calciphyr 275  
 Caldera 10  
 Caliche 272  
 Camptonit 170  
 Cancrinit 80  
 Cannel-, candle coal 306  
 Cañon 215  
 Carnallit 96, 269  
 Carnallit 269  
 Cementit 202  
 Chabasit 90  
 Chalzedon 74  
 Chamosit 83, 292  
 Charakter, optischer, Bestimmung desselben 49, 55  
 Charnokit 153  
 Chemische Trennung der Gemengteile 65  
 Chemische Zusammensetzung der Eruptive 67, 116  
 Chiasolith 89  
 Chiasolithschiefer 172  
 Chilesalpeter 272  
 Chlor, mikrochemischer Nachweis 59  
 Chlorit 82, 167  
 Chloritbildung 177  
 Chloritschiefer 326  
 Chloritische Schiefer 192  
 Chloritoide 83  
 Chloritoidschiefer 326  
 Chondren 144, 200  
 Chromeisenstein 92, 160  
 Chromit 92  
 Chrysotil 83, 167  
 Cipollino 275  
 Coelestin 95  
 Cohenit 97, 198  
 Comendit 180  
 Cordierit 88  
 Cortlandit 165  
 Couseranit 90  
 Cristobalit 74  
 Cyanit 89  
 Dach 12  
 Dachschiefer 256  
 Daubrélith 198  
 Dazit 187  
 Darg 304  
 Dattelquarz 325  
 Decke 8  
 Deckenfalten 24  
 Deeckeit 80  
 Delta 229  
 Dendrite 68  
 Desmin 90  
 Desmosit 193  
 Diabas 191  
 Diabashornfels 174  
 Diabasisch körnig 139  
 Diabasmandelstein 137  
 Diabasporphyrit 193  
 Diabasschiefer 192  
 Diabastuff 192  
 Diablastisch 319  
 Diagenese 233  
 Diagonalschichtung 14  
 Diallag 85  
 Diallagit 166  
 Diamant 97  
 Diatomeen 286, 288  
 Diatomeenschlamm 242  
 Dichroismus 50  
 Dichtigkeitsgrad 104  
 Differenzierungen der Eruptivgesteine 118  
 Dinassteine 287  
 Diospid 85  
 Diorit 162  
 Dioritporphyrit 167  
 Dipyr 90  
 Diskordante Lagerung 19, 21  
 Dislokationen 20  
 Dislokationsmetamorphismus = Dynamometamorphismus 19, 38, 263, 316, Kataklaststruktur 147  
 Dispersion der optischen Achsen 54  
 Dispersion der Mittellinien bzw. Achsenebenen 55  
 Disthen 89  
 Detroit 162  
 Divergentstrahlig körnig 139  
 Dodekaedrit 204  
 Dolerit 190  
 Dolinen 268  
 Dolomit 94, 282  
 Dolomitasche 282  
 Dolomitisierung 283  
 Dolomitmarmor 282  
 Dolomitsand 282  
 Doppelbrechung 44, positive bzw. negative 49, 55  
 Drehapparat 48  
 Dreikanter 219  
 Druckfestigkeit 101  
 Druckmetamorphose = Dynamometamorphose 19, 38, 263, 316, Kataklaststruktur 147  
 Druckschieferung 38  
 Drumlin = Drummel 238  
 Duckstein 185  
 Dünen 238  
 Dünnschliff 41  
 Dunit 165  
 Dynamometamorphose 19, 38, 263, 316, Kataklaststruktur 147  
 Dysodil 305  
 Effusivgesteine 141, 149, 179  
 Effusivperiode 149  
 Egeran 88  
 Einfache Gesteine 73  
 Einschlüsse in den Gemengteilen 71, in den Gesteinen 146, 171  
 Einsprengling 140  
 Einteilung der Gesteine 2, der Eruptive 148, der Plutonite 152, der Vulkanite 179, der Sedimente 235  
 Eis 92, 295  
 Eisen 97, 198, 202

- Eisen, mikrochem. Nachweis 59  
 Eisenerze, Lagerstätten in  
 Eruptivgesteinen 146, 170  
 Eisenerzsedimente 290  
 Eisenglanz 92, 291  
 Eisenglimmerschiefer 291, 325  
 Eisenkalkstein 297  
 Eisenkies 92, 294  
 Eisenspat 94, 290  
 Eiserner Hut 211  
 Eklogit 174, 327  
 Eläolith 80  
 Eläolithleuzitporphyr 185  
 Eläolithporphyr 185  
 Eläolithsyenit 161  
 Eläolithsyenitporphyr 167  
 Elastizität, optische 48  
 Elvan 168  
 Endomorphe Kontakterscheinungen 175  
 Endogene Einschlüsse 146  
 Enstatit 84  
 Entglasung 122  
 Entkalken 234  
 Entmischung 118  
 Entsalzen 234  
 Epidosit 328  
 Epidot 90  
 Epidotbildung 178  
 Epidotfels 332  
 Epurée 308  
 Erbsenstein 279  
 Erdbeben 32  
 Erde, allgemeiner Aufbau 1  
 Erdfälle 22, 208  
 Erdgas 310  
 Erdöl 309  
 Erdpech 308  
 Erdpyramiden 215  
 Erdwachs 309  
 Ergußgesteine 14, 149  
 Erlanfels 327  
 Erosion 204  
 Erratische Blöcke 240  
 Erstarrung von Schmelzflüssen 118  
 Eruptivgesteine 2, 116  
 Erzgänge 179  
 Erzhut 211  
 Erzschiefer 146  
 Essexit 167  
 Essexitdiabas 191  
 Essexitmelaephyr 193  
 Eutektische Mischung 125  
 Exomorphe Kontakterscheinungen 171  
 Explosionsröhren 3  
  
 Fährteindrücke 12  
 Fahlband 294, 319  
 Fallen 30  
 Fallinie 30  
 Falte 22  
 Faltenwurzel 23  
 Farbe 43, 113  
 Farbenschiefer 114  
 Faulschlamm 299, 304  
  
 Fayalit 87  
 Fazettengerölle 219  
 Faziesbildung der Eruptivgesteine 118  
 Feinerde 246  
 Feldspatbasalt 189  
 Feldspatgruppe 75  
 Feldspatporphyr 185  
 Felsenmeere 157  
 Felsit 181  
 Fergusit 167  
 Ferrit 207  
 Festigkeit 101  
 Feuerfestigkeit 112, 243  
 Feuerstein 75, 287  
 Filone maestro 157  
 Fior di persico 277  
 Findling 240  
 Firneis 298  
 Flachmoor 304  
 Fladen 135  
 Fladenlava 145  
 Flammenmergel 285  
 Flammenreaktionen 59  
 Flasergefüge 319  
 Flasergabbro 164  
 Flaserporphyr 181  
 Flächengerölle 219  
 Fleckschiefer 172  
 Flexur 23  
 Flint 75, 287  
 Flötz = Flöz 12  
 Fluktationsgefüge 144  
 Flüssigkeitseinschlüsse 71  
 Fluidalgefüge 144  
 Fluorit 97, 272  
 Flußspat 97, 272  
 Flußgefüge 144  
 Fluvio-glaciale Bildungen 238  
 Forellenstein 164  
 Formationen 17  
 Formsand 236  
 Forsterit 87  
 Fossil 16  
 Foyait 162  
 Frostbeständigkeit 105  
 Frostzerstörung 105, 216  
 Fruchtschiefer 172  
 Fülleisen 199  
 Fumarolen 122, 176  
  
 Gabbro 163  
 Gabbroporphyr 167  
 Galmeibildung 179  
 Gänge 6, 16, 73, gemischte 147  
 Gagat 306  
 Gangfolge 150  
 Ganggesteine 149, 150  
 Gang-Schizolithe 150, 169  
 Gangstock 7  
 Ganister 287  
 Garbenschiefer 172, 324  
 Gare 36, 157  
 Garewait 170  
 Garnierit 167  
 Gase im Magma 122  
 Gauteit 169  
  
 Gebirgsdruck, Veränderungen durch 19, 38, 263, 316  
 Gebirgsrost 24  
 Gedrit 86  
 Gefüge der Eruptive 134, der kristallinen Schiefer 319  
 Gehängeschutt 223  
 Gelenkquarzit 286  
 Gemengte Gesteine 73  
 Gemengteile der Gesteine 66  
 Gemischte Gänge 147  
 Geode 73  
 Geologische Erscheinung der Eruptivgesteine 2  
 Geologische Erscheinung der Sedimentgesteine 11  
 Geologische Erscheinung der kristallinen Schiefer 18  
 Geologische Formationen 17  
 Geologische Klippen 15  
 Geologische Thermometer 133  
 Geolyte 90, 247  
 Geometr. Gesteinsanalyse 65  
 Geosynklinale 20  
 Gerölle 235  
 Geschiebemergel 217, 237  
 Gesteinsdifferenzierung 118  
 Gesteinsformeln 116  
 Gewicht, spez. Bestimmung 63, 104  
 Gewinnbarkeit der Gesteine 98  
 Giallo 277  
 Gieseckit 80  
 Gieseckitporphyr 168  
 Gips 95, 271  
 Gipsblättchen v. Rot erster Ordn. 48  
 Gipsmergel 285  
 Giltstein 326  
 Glanzschiefer 326  
 Glas, spez. Gewicht 134  
 Glaseinschlüsse 71  
 Glaskopf, roter 291  
 schwarzer 292  
 Glauberit 95, 268  
 Glaukonit 83  
 Glaukophan 87, 327  
 Gleichmäßig-körnig. Gefüge 138  
 Gletscherablagerungen 217, 237  
 Gletschereis 297  
 Gletscherschliffe 217  
 Gletscherschrammen 217  
 Glimmergruppe 81  
 Glimmerschiefer 324  
 Globigerinenschlamm 242  
 Globulit 70  
 Glossopteris 307  
 Glühen der Dünnschliffe 59  
 Gneis 322  
 Gondwana 307  
 Goudron 308  
 Graben 27  
 Grammatit = Tremolit 86  
 Granat 88  
 Granatfels 327  
 Grand 235  
 Granit 153

- Granit, sog. belgischer 277  
 Granitporphyr 167  
 Granoblastisch 319  
 Granophyrisch 142  
 Granulit 168  
 Graphische Analysendarstellung 117  
 Graphit 97, 176, 300, 308  
 Graphitit 97  
 Grauwacke 251  
 Grauwackenschiefer 251  
 Greisen 176  
 Griffelschiefer 256  
 Grobkalk 278  
 Grorudit 169  
 Grossular 88  
 Grubenwasser 212  
 Grünsand 241  
 Grünschiefer 192  
 Grünschlamm 241  
 Grünsteinbildung 177  
 Grundmasse 140  
 Grundmoräne 217, 226, 237  
 Grundwasser 108  
 Guano 311
- Haken 32  
 Halit 269  
 Hälleflinta 181  
 Hämatit 92, 291  
 Härtegrad des Wassers 212  
 Härteprobe 59  
 Handstück 101  
 Hangendes 13  
 Harnisch 26  
 Hartsalz 269  
 Harzburgit 165  
 Haselgebirge 267  
 Hauptsalz 269  
 Hauyn 81  
 Hedenbergit 85, 173  
 Heizwert 304  
 Helizitisches Gefüge 319  
 Herzynit 92  
 Heulandit 90  
 Hexaedrit 200  
 Hexagonale Kristalle, optische Charakteristik 47, 51  
 Hochmoor 304  
 Höhlen 208  
 Höhlenlehm 244  
 Holokristallin 133  
 Hornblende 86  
 Hornblendefels 166, 327  
 Hornblendeschiefer 327  
 Hornfels 172  
 Hornstein 287  
 Horst 27, 265  
 Humus 299  
 Hyazinth 91  
 Hyalin 70, 133  
 Hyalit 75  
 Hyalopilitisch 143  
 Hyalosiderit 87  
 Hydrargillit 210  
 Hydratisierung 209  
 Hydrosphäre 1
- Hypersthen 84  
 Hypidiomorph-körnig 138  
 Hypokristallin 133
- Iddingsit 87  
 Idioblasten 319  
 Idiochromatisch 114  
 Idiomorph 67  
 Idokras 88  
 Ijolith 167  
 Illuminator 57  
 Ilmenit 92  
 Implikationsstruktur 142  
 Indikatoren 63  
 Injektionsmetamorphismus 172, 315  
 Insolation 112, 219  
 Interferenzbilder 51  
 Intermediäre Eruptive 116  
 Intersertalstruktur 139  
 Intratellurische Bildungen 141  
 Intrusivlager 7  
 Isolierung der Gemengteile 62  
 Isomorphe Schichtung 72  
 Isotrop 44  
 Itabirit 325  
 Itacolunit 286
- Jacupirangit 52  
 Jadeit 86, 166  
 Jaspis 287  
 Jet 306  
 Jodmethylen 63
- Kainit 96  
 Kainitit 269  
 Kalifeldspate 75  
 Kaliglimmer 82  
 Kalisalze 257, 267  
 Kalium, mikrochemischer Nachweis 59  
 Kaliumquecksilberjodidlösung 62  
 Kalkkalkigesteine 151  
 Kalkschiefer 256, 281, 325  
 Kalksilikathornfels 173  
 Kalksinter 280  
 Kalkspat 93  
 Kalkstein 272  
 Kalktuff 279  
 Kalziphyr 275  
 Kalzit 93  
 Kalzium, mikrochemischer Nachweis 59  
 Kamazit 199  
 Kännelkohle 306  
 Kantengerölle 219  
 Kaolin 83, 241  
 Kaolinbildung 178  
 Kar 218  
 Karbonatbildung 178  
 Karrenfelder 207  
 Kassiterit 91  
 Kataklaststruktur 147  
 Kautobiolithe 299  
 Kelyphit 88, 164  
 Keratophyr 185  
 Kersantit 170
- Kies 235  
 Kieselgesteine 285  
 Kieselgur, 75, 288  
 Kieselschiefer 287  
 Kieselsinter 75, 288  
 Kieserit 96, 268  
 Kiirunavaarite 170  
 Kimberlit 165  
 Kinzigit 322  
 Klamm 215  
 Klastische Sedimente 11, 235  
 Klebschiefer 288  
 Klinaugit 85  
 Klinochlor 83  
 Klingstein 185  
 Klinozoisit 90  
 Klippen, geolog. 15  
 Knallendes Gebirge 104  
 Knistersalz 266  
 Knollenkalk 278  
 Knotenglimmerschiefer 172  
 Knotentonschiefer 172  
 Kochsalzkristall-Eindrücke 12  
 Körnig 138  
 Körniges Gefüge, Entstehung 141  
 Kohlen 299  
 Kohleneisenstein 290  
 Kohlensäure, flüssige, als Einschluß 72, Quellen 124  
 Kollektive Kristallisation 142, 176, 313  
 Kolloide 70, 209, 240, 285  
 Kolophonit 88  
 Kompakte Struktur 135  
 Kompaß 31  
 Konkordante Lagerung 13  
 Konkretion 73, 234  
 Konglomerat 250  
 Kontakterscheinungen an plutonischen Gesteinen 171, endomorphe 175, exomorphe 171, pneumatolytische 176  
 Kontakterscheinungen an Basalt 197  
 Kontakterscheinungen an Diabas 193  
 Kontakthof 171  
 Kontaktmetamorphismus 171, 315  
 Kontaktstruktur 175  
 Koproolith 289  
 Korallenriffe 274  
 Korrosion 204, 218  
 Korrosion, magmatische 69  
 Korund 92  
 Kramenzel 278  
 Kreide 280  
 Kreuzschichtung = Diagonalschichtung 14  
 Kristallgerippe 68  
 Kristalline Schiefer 218, 312  
 Kristallisationsprozeß bei Eruptivgesteinen 120  
 Kristallisationschieferung 313  
 Kristallite 70  
 Kristalloblastisch 319

- Kristallskelette 68  
 Kristallsystem, optische Bestimmung 47  
 Kristalltuffe 136  
 Kryolith 176, 272  
 Kupferkies 294  
 Kupferschiefer 284  
 Küstenschlamm 241  
 Kyschtymit 164
- Labrador 77  
 Lacunit 204  
 Lagengefüge 11  
 Lager 8  
 Lagergang 6  
 Lagerungsformen der Gesteine 2  
 Lagerungsstörungen 20, 32  
 Lahnporphyr 185  
 Lakkolith 5  
 Lamprophyr 169  
 Langbeinit 96  
 Lapilli 135  
 Laterit 245  
 Lateritbildung 210  
 Laurvikit 161  
 Lava 7  
 Lavahöhlen 8  
 Lavezstein 326  
 Lehm 244  
 Leimen 209  
 Leitfossil 17  
 Lepidoblastisch 319  
 Lepidolith 82  
 Lepidomelan 82  
 Letten 255  
 Lettenschiefer 255  
 Leukokrat 134  
 Leukoxen = Titanit 91  
 Leuzit 79  
 Leuzitbasalt 196  
 Leuzitbasanit 196  
 Leuzitläolithporphyr 175  
 Leuzitit 196  
 Leuzitphonolith 185  
 Leuzitporphyr 174  
 Leuzitsyenit 162  
 Leuzittephrit 196  
 Lherzolith 165  
 Liebenerit 80  
 Liebeneritporphyr 168  
 Liegendes 13  
 Lignit 305  
 Limburgit 197  
 Limonit 92, 292  
 Limurit 176  
 Liparit 180  
 Liparittuff 181  
 Liptobiolithe 299  
 Listwänit 326  
 Lithographischer Stein 281  
 Lithosphäre 1  
 Lithophyse 144  
 Litoralabsatz 229  
 Lose 35  
 Löß 244  
 Lößkindel, Lößpuppen 244
- Longulit 70  
 Luftdurchlässigkeit 110  
 Luftsattel 23  
 Lumachello 277  
 Luxullianit 176  
 Lychnites 276  
 Lydit 287
- Maar 9  
 Mächtigkeit 12  
 Magma 2  
 Magmabasalt = Limburgit 197  
 Magmatische Korrosion 68, 129  
 Magmenscheidung 119  
 Magnesiaeisenglimmer 82  
 Magnesium, mikrochemischer Nachweis 59  
 Magnesit 94, 167, 283  
 Magneteisenerz 91, 146, 291  
 Magneteisensand 236  
 Magnetische Trennung 64  
 Magnetit 91, 146, 291  
 Magnetkies 93, 294  
 Malakolith 85  
 Malakolithfels 327  
 Malchit 170  
 Mandel 73  
 Mandelstein 137  
 Manganerze 293  
 Manganit 293  
 Manganknollen 294  
 Mangrovesümpfe 230  
 Margarit 82  
 Margarite 70  
 Marienglas 272  
 Markasit 93  
 Marmor 275  
 Martensit 202  
 Massenverschiebung 24  
 Massig 12  
 Mastix 308  
 Masut 310  
 Mauersalpeter 107  
 Meerschaum 167  
 Meerwasser 213  
 Melanit 88  
 Melanokrat 134  
 Melaphyr 193  
 Melilith 80  
 Melilithbasalt 196  
 Melnikowit 294  
 Mengenverhältnis 65  
 Menilit 75  
 Mergel 246, 284  
 Mesosiderit 198  
 Metallospäre 1  
 Metamorphose, Dynamometamorphose 19, 38, 263, 316, Injektionsmetamorphose 19, 172, 315, Kontaktmetamorphose 19, 171, 315, Regionalmetamorphose 19, 312  
 Metasilikate 67  
 Meteoriten 198
- Methylenjodid 63  
 Mirolitisch 137  
 Miaszit 162  
 Migmatitische Gesteine 315  
 Mikrochemische Untersuchung 58  
 Mikrofelsit 181  
 Mikroklin 76  
 Mikroklinperthit 77  
 Mikrolith 70  
 Mikroskop 42  
 Mineralgruppen der Eruptivgesteine 134  
 Minette, eruptive 170, Erz 292  
 Mischkristalle 129  
 Missouriit 167  
 Mittellinie, optische 47  
 Mörtelgefüge 147  
 Mohrsche Linien 102  
 Mohsche Härteskala 59  
 Monazit 236  
 Monchiquit 170  
 Monokline Kristalle, optische Charakteristik 48, 53  
 Monzonit 160  
 Moore 304  
 Moränen 217, 225, 237  
 Morasterz = Sumpferz 293  
 Mülsteinlava 196  
 Mülsteinquarzit 287  
 Mulde 22  
 Murgänge 223  
 Muskovit 82  
 Muskovitschiefer 324  
 Mylonite 34, 250  
 Myrmekit 142
- Nachbildung von Eruptivgesteinen 133  
 Nagelflue 250  
 Nagelkalk 285  
 Naphtha 309  
 Natrium, mikrochemischer Nachweis 69  
 Natrolith 90  
 Natronglimmer 82  
 Natronkalkfeldspate 77  
 Natronseen 212  
 Navit 193  
 Nebengänge 6  
 Necks 4  
 Negative Doppelbrechung 49, 55  
 Nematoblastisch 319  
 Neovulkanische Gesteine 151  
 Nephelin 80  
 Nephelinbasalt 196  
 Nephelinbasanit 196  
 Nephelinit 196  
 Nephelinsyenit = Eläolithsyenit 161  
 Nephelintephrit 196  
 Nephrit 166, 327  
 Neptunische Sedimente 11, 204  
 Nero d'Egitto 277

- Neutrale Eruptive 116  
 Neumannsche Linien 199  
 Nickeleisen 198  
 Nicolsches Prisma 44  
 Nordmarkt 161  
 Norit 163  
 Nosean 81  
 Nunatakker 15
- Oberflächengesteine** 149  
**Oberflächenmoränen** 238  
 Obsidian 181  
 Ocker 242  
 Oktadrit 204  
 Oldhamit 198  
 Oligoklas 77  
 Olivin 87  
 Olivinit 165  
 Olivinfels 164, 165  
 Olivingesteine 165  
 Olivinknollen 146, 196  
 Omphazit 86, 327  
 Omphazitfels 327  
 Omphazitschiefer 327  
 Onyxmarmor 280  
 Ooide 279  
 Oolithisch 279  
 Opazit 86  
 Opal 75  
 Ophikalzit 275  
 Ophitisch 139  
 Optische Achsen 47  
 Optische Untersuchung 41  
 Organismen, abscheidende Wirkung 232, 273, 285  
 Organismen, zerstörende Wirkung 210  
 Orthaugit 84  
 Orthit 90  
 Orthogneiss 322  
 Orthoklas 75  
 Orthophyr 185  
 Orthosilikate 67  
 Ortstein 311  
 Osannsche Formel 116  
 Osmotischer Druck 119  
 Osteolith 93  
 Ottrelith 83  
 Ottrelithschiefer 326  
 Ozean, chemische Zusammensetzung 213  
 Ozokerit 308
- Palaeovulkanische Gesteine** 151  
 Paisanit 169  
 Palagonittuff 190  
 Pallasit 198  
 Panidiomorph-körnig 138  
 Pantellerit 180  
 Paonazzo 276  
 Paragenesis 134  
 Paragneis 322  
 Paragonit 82  
 Paragonitschiefer 324  
 Parallelepipedische Absonderung 37
- Pazifische Gruppe 152  
 Pechkohle 198, 304  
 Pechstein 181  
 Pegmatit 154, 168  
 Pegmatitanhydrit 270  
 Pelagischer Absatz 229  
 Pélés Haar 190  
 Pelit 225  
 Pennin 83  
 Peperin 197  
 Peracidite 154  
 Peridot = Olivin 87  
 Peridotit 165  
 Perimagmatische Bildungen 177  
 Perlit 181, 202  
 Perlitisch 144  
 Perlstein 35, 181  
 Perowskit 91  
 Perthit 77  
 Petrefakt 16  
 Petroleum 309  
 Pfahl 286  
 Pflasterstein, Eigenschaften 102  
 Phasenlehre 134  
 Phonolith 185  
 Phonolithtuff 187  
 Phosphatgesteine 288  
 Phosphorit 93, 288  
 Phosphornickeleisen 97, 198  
 Phyllit 326  
 Picotit 92  
 Piemontit 90  
 Piezokristallisation 219, 316  
 Pikrit 193  
 Pikritporphyrit 193  
 Pilotaxitisch 143  
 Pinit 88  
 Piperno 183  
 Pisolith 279  
 Plagioklas 77  
 Plagioklasbasalt 189  
 Plankton 232  
 Plattendolomit 282  
 Pleochroismus 50  
 Pleochroitische Höfe 91  
 Pleonast 92  
 Plessit 199  
 Plutonische Gesteine 150, 152  
 Plutonite 150, 152  
 Plutonitporphyrit 150, 167  
 Plutonit-Schizolithe 150, 168  
 Pneumatolytische Wirkungen 122, 176  
 Poikilitisch 142  
 Poikiloblastisch 319  
 Polarisationsfarben 45  
 Polarisator 44  
 Polarisiertes Licht 44  
 Polieren von Schlifren 57  
 Polierschiefer 75, 288  
 Politur 115  
 Polyhalit 96, 268  
 Polysilikate 67  
 Polzenit 170  
 Porenraum 104  
 Porfido rosso antico 189
- Porfido verde antico 189  
 Porodin 70  
 Porosität 104  
 Porphyrisch 140  
 Porphyrisches Gefüge, Ent-stehung 140  
 Porphyrit 187  
 Porphyrittuff 188  
 Porphyroblastisch 319  
 Porphyroid 181  
 Porphyr, quarzfreier 183  
 Porphyrtuff 181  
 Porzellanerde = Kaolin 83, 234  
 Porzellanjaspis 197  
 Positive Doppelbrechung 49, 55  
 Proberstein 287  
 Propylit 188  
 Propylitisierung 177  
 Proterobas = Hornblende-dibas 191  
 Protogene Bildungen 146, 195  
 Protogin = schiefriger Granit 155  
 Protoklasstruktur 147  
 Provinzen, petrographische 152  
 Psammit 225  
 Psephit 225  
 Pteropodenschlamm 242  
 Puddingstein 250  
 Puzzolan 184, 185  
 Pyramidengerölle = Flächen-gerölle 219  
 Pyrit 92, 294  
 Pyrolusit 293  
 Pyrometamorphose 171  
 Pyrometer 61  
 Pyrop 88  
 Pyropissit 305  
 Pyroxen 84  
 Pyroxenit 164
- Quaderförmige Absonderung** 37  
 Quadersandstein 37, 254  
 Quarz 73  
 Quarzfels = Quarzit 286, 325  
 Quarzfreier Porphyrit 183  
 Quarzit 176, 286, 325  
 Quarzitschiefer 286, 325  
 Quarzkeratophyr 182  
 Quarzporphyrit 180  
 Quarzporphyrit 187  
 Quarzporphyrtuff 181  
 Quarzsand 236  
 Quarztrachyt 180  
 Quellen, chem. Zusammen-setzung 211  
 Quellenhorizont 108  
 Quellfaltung 22, 209  
 Quellkuppe 8  
 Quergang 6  
 Quetschschieferung 38  
 Quetschzonen 147
- Radiolarienschlamm** 242  
 Radiolarit 287  
 Randfacies 145, 175

- Rapakiwi 158  
 Rapilli 135  
 Raseneisenstein 293  
 Rauchwacke, Rauhwacke 282  
 Raumbgewicht 104  
 Regelation 298  
 Regentropfen-Eindrücke 13  
 Regionalmetamorphismus 312  
 Reguläre Kristalle, optische Charakteristik 47, 51  
 Rekurrenz der Mineralbildung 141  
 Resorptionen, magmat. 68, 129  
 Reihenfolge der Mineralausscheidung 124, 258  
 Rhabdit 198  
 Rhombenporphyr 185  
 Rhombische Kristalle, optische Charakterisierung 47, 53  
 Rhönit 92  
 Rhyolith 180  
 Riebeckit 87  
 Richtungslos-körnig 138  
 Rieckesches Prinzip 313  
 Riesentöpfe 215  
 Ripidolith 83  
 Rogenstein 279  
 Roozeboomsche Erstarrungsschemata 125  
 Rosso antico 277  
 Roteisenerz 92, 291  
 Rötel 291  
 Rotschlamm 241  
 Rubellan 82  
 Rubin 92  
 Rüttelprobe 101  
 Rundhöcker 217  
 Rutschfläche 26  
 Rutschstreifen 26  
 Rutil 91  
 Sagenit = Rutil 91  
 Saiger = senkrecht 30  
 Saigerungen 121  
 Salband 6  
 Salisch 134  
 Salit 85  
 Salpeter 272, Mauersalpeter 107  
 Salzablagerungen, Entstehung 257  
 Salzhut 211, 264  
 Salzton 241, 263  
 Sammelkristallisation 142, 175, 313  
 Sand 235  
 Sand, vulkanischer 135  
 Sandkohle 306  
 Sandstein 252  
 Sandsteinschiefer 254  
 Sandstrahlprobe 101  
 Sanduhrform 72  
 Sanidin 75  
 Sanidinbomben = Sanidinit 184  
 Sanidinit 184  
 Sapphir 92  
 Saprokoll 304  
 Saproel 299, 304  
 Sattel 22  
 Saugschiefer 288  
 Saure Eruptivgesteine 116  
 Saussurit 164  
 Saussuritisation 164, 178  
 Schalstein 192  
 Schaumkalk 279  
 Schaumspat 94  
 Scherfestigkeit 104  
 Schichten 11  
 Schichtgestein = Sedimentgestein, 2, 204  
 Schichtenbau der Kristalle 72  
 Schichtenkopf 24  
 Schichtflächen, Beschaffenheit 12  
 Schiefer 256, 312, 319  
 Schieferig 18, 40, 256, 319  
 Schieferletten 255  
 Schiefertone 255  
 Schieferung 18, 40, 256, 319  
 Schildvulkan 9  
 Schillerfels 166  
 Schillerspath 84, 166  
 Schizolith 150, 162  
 Schlämme 63  
 Schlagende Wetter 302  
 Schlamm 241  
 Schlammströme 136, 224  
 Schlangenhügel 277  
 Schlechten 35  
 Schleppung 26  
 Schlick 241  
 Schlierige Struktur 145  
 Schlotgang 7  
 Schloten 208  
 Schluff 235  
 Schmelzprobe 60  
 Schmelzpunkt 60  
 Schmirgel 176, 328  
 Schnee 92, 295  
 Schörl 90  
 Schörlfels = Turmalinfels 136  
 Schollenlava 145  
 Schrägrichtung 14  
 Schrattenkalk 208  
 Schreibersit 97, 198  
 Schriftgranitisch 142  
 Schriftgranit 155  
 Schubfestigkeit 104  
 Schungit 307  
 Schuppenstruktur 28  
 Schutthalden 223  
 Schwarte 108  
 Schwarzerde 245  
 Schwarzkohle = Steinkohle 306  
 Schwarzstreif 290  
 Schwefel 97, 289  
 Schwefelkies 92, 294  
 Schwelkohle 305  
 Schwemmstein 185  
 Schwere Flüssigkeiten 62  
 Schwerspat 95, 272  
 Schwimmsand 16, 239  
 Schwühl 198  
 Sedimentgesteine 2, 204  
 Seerz 293  
 Seekreide 280  
 Seifen 236  
 Sekretion 73  
 Sekundäre Schieferung = Druckschieferung 38  
 Septarie 73  
 Serizit 82  
 Serezitgneis 181  
 Serizitisation 156, 181  
 Serizitschiefer 181, 326  
 Sernfit 251  
 Serpentin 83, 177, 328  
 Serpentinbildung 177  
 Serpult 273  
 Shonkinit 162  
 Sichertrog 64  
 Siderit 94  
 Siderobolithe 200  
 Sieben 62  
 Silifizierung 178  
 Sillimanit 89  
 Sinter 280, 288  
 Sinterkohle 306  
 Skapolith 90  
 Skarn 173  
 Skolezit 90  
 Smirgel 176, 328  
 Sodolith 81  
 Sohle 12  
 Sombret 289  
 Sommit 195  
 Sonnenbrenner 107  
 Sordawalit 192  
 Spaltungsgesteine 150, 168  
 Spateisenstein 94, 290  
 Spatsand 236  
 Speckstein 83, 326  
 Spessartin 88  
 Spessartit 170  
 Spez. Wärme 111  
 Spez. Gewicht 104  
 Sphärolithe, opt. Verhalten 50  
 Sphärolithisch 143  
 Sphärolithporphyr 180  
 Spärosiderit 290  
 Sphen 91  
 Spiegel 26, 265  
 Spilit 193  
 Spilosit 193  
 Spinell 92  
 Sprödigkeit 101  
 Sprunghöhe 26  
 Stalagmit 280  
 Stalaktit 280, 297  
 Stangenkohle 40, 198  
 Statuario 276  
 Staub, vulkanischer 135  
 Stauroolith 89  
 Steatit 83  
 Steinkohle 306  
 Steinmergel 285  
 Steinöl = Petroleum 309  
 Steinsalz 96, 257, 265  
 Stiche 35  
 Stielgang 7  
 Stinkkalk 279  
 Stock 5

