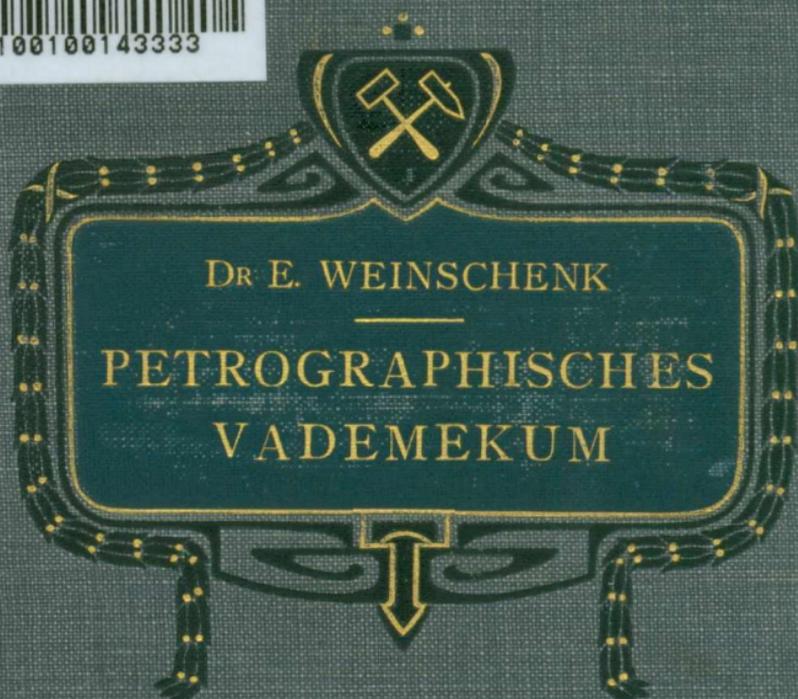


Biblioteka Główna i OINT
Politechniki Wrocławskiej



100100143333



DR. E. WEINSCHENK

PETROGRAPHISCHES
VADEMEKUM

J
205

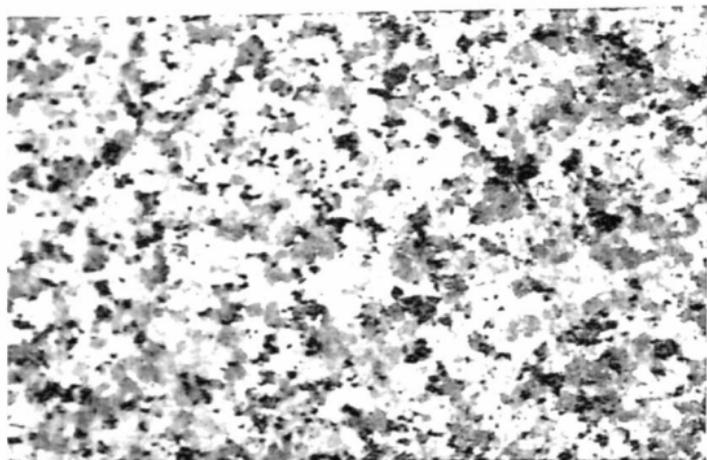
根形12号子集0

F205

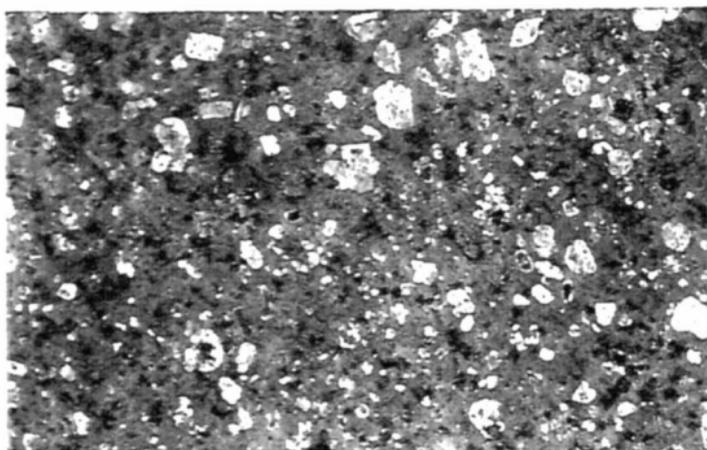
kl

PETROGRAPHISCHES
VADEMEKUM

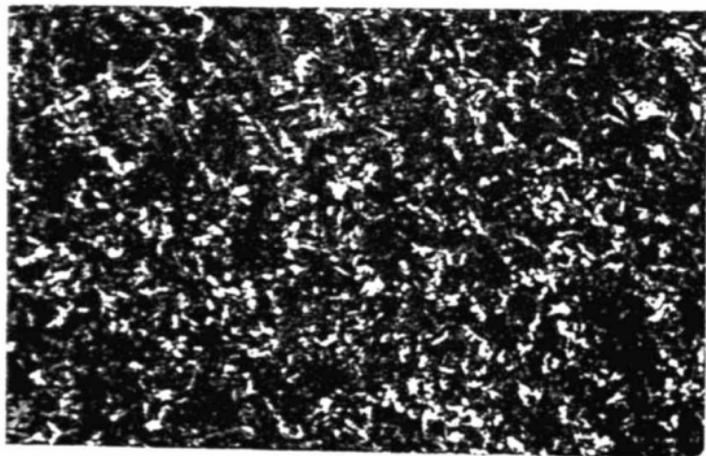
Strukturen der Eruptivgesteine.



a. Granitische Struktur. Granit. Baveno am Lago Maggiore.



b. Porphyrische Struktur. Quarzporphyr. Rochlitz, Sachsen.



c. Ophitische Struktur. Diabas. Oppach, Sachsen.

172
6.

PETROGRAPHISCHES VADEMEKUM

EIN HILFSBUCH FÜR GEOLOGEN

VON

DR ERNST WEINSCHENK

A. O. PROFESSOR DER PETROGRAPHIE
AN DER UNIVERSITÄT MÜNCHEN

ZWEITE, VERBESSERTE AUFLAGE

MIT EINER TAFEL UND 101 ABBILDUNGEN

1895, 1897

FREIBURG IM BREISGAU
HERDERSCHE VERLAGSHANDLUNG

1913

BERLIN, KARLSRUHE, MÜNCHEN, STRASSBURG, WIEN, LONDON UND ST LOUIS, MO.

Alle Rechte vorbehalten



100154 N/1

Inv. 20446.

VORWORT.

Vorliegendes Buch ist aus dem Bedürfnis entstanden, im makroskopischen Praktikum und auf geologischen Exkursionen ein Hilfsmittel an der Hand zu haben, mit welchem man die so schwer zugängliche Gesteinswelt für den Bedarf des Augenblicks einigermaßen übersehen kann. Eine «Petrographie ohne Mikroskop», welche dieses Buch darstellt, ist zwar nach Ansicht des Verfassers ein durchaus nicht erreichbares Ziel, wenigstens für denjenigen, der sich nicht mit den einfachen, äußeren Erscheinungen begnügt. Wer in die Bedeutung der Gesteinswelt für die Entwicklung unserer Erde eindringen, wer die Gesteinskunde als eine der wichtigsten Hilfswissenschaften der Geologie erproben will, für den ist und bleibt die mikroskopische Petrographie der einzige Weg zur Erkenntnis.

Das, was hier gegeben wird, kann nur als Anregung gelten zu einer eingehenden Beschäftigung mit dem so vernachlässigten, in seinen Methoden so schwierigen Gebiete der Gesteinskunde, als eine Anregung, welche die Resultate petrographischer Forschung geben muß, ohne gleichzeitig den Weg zeigen zu können, auf welchem sie in mühseligem Kampfe errungen wurden. Keinesfalls kann dieses Vademekum ein Lehrbuch der Gesteinskunde ersetzen; sein Zweck ist vielmehr, weitere Kreise herbeizuziehen zum Studium dieser

interessanten Wissenschaft, deren hauptsächliche Ergebnisse in des Verfassers «Grundzüge der Gesteinskunde. I. Allgemeine Gesteinskunde, 2. Aufl. 1906. II. Spezielle Gesteinskunde, 2. Aufl. 1907» auch für ein größeres Publikum dargestellt sind.

München, März 1907.

Prof. Dr E. Weinschenk.

VORWORT ZUR ZWEITEN AUFLAGE.

Die Verwendung des «Petrographischen Vademekums» als Taschenbuch auf Exkursionen ließ eine Vergrößerung seines Umfangs von vornherein als zweckwidrig erscheinen. Das Büchlein ist daher in der Art revidiert worden, daß die Neueinfügungen, die sich als notwendig erwiesen, in der Hauptsache durch Kürzungen des früheren Textes wieder wettgemacht wurden. So ist kaum eine Vergrößerung des Büchleins eingetreten, trotzdem es wieder die neuesten Forschungsergebnisse der Petrographie berücksichtigt.

München, April 1913.

Prof. Dr E. Weinschenk.

INHALT.

Allgemeiner Teil.

	Seite
Definition	I
Geologisches Alter und petrographische Beschaffenheit	2
Die Beschaffenheit der Eruptivgesteine	5
Beobachtungen an Ergußgesteinen	10
Beobachtungen an Tiefengesteinen	13
Die Beschaffenheit der Kontaktgesteine und die kristallini- schen Schiefer	19
Beobachtungen an kristallinen Schiefem	22
Die Beschaffenheit der Sedimente	25
Beobachtungen an Sedimentgesteinen	28
Die Methoden der Gesteinsuntersuchung	33
Die gesteinsbildenden Mineralien	40

Spezieller Teil.

A. Die Eruptivgesteine	56
I. Orthoklasgesteine	62
Granit	62
Granulit	70
Liparit und Quarzporphyr	72
Syenit	77
Trachyt und Orthoklasporphyr	79
II. Plagioklasgesteine	81
Quarzdiorit und Diorit	81
Gabbro	85
Andesit und Porphyr	90
Trapp, Diabas und Melaphyr	94
Metamorphismus der basischen Eruptivgesteine und ihrer Tuffe	99
III. Natrongesteine	103
Nephelinsyenit	103
Phonolith, Nephelinporphyr und Tephrit	106
Sonstige Natrongesteine	110

IV. Spaltungsgesteine	111
Aplit und Pegmatit	111
Minette und Kersantit	115
Basalt und Kamptonit	119
V. Feldspatfreie Gesteine	122
Peridotit, Pyroxenit und Serpentin	122
Anhang: Vulkanische Tuffe	126
B. Die Sedimentgesteine	130
I. Mechanische Sedimente	134
Tongesteine	134
Kontaktmetamorphose der Tongesteine	139
Sandstein	145
Konglomerate und Brekzien	152
Anhang: Mylonit	155
II. Chemische Sedimente	157
Anhydrit, Gips und Steinsalz	158
III. Organogene Sedimente	162
Kohlen	162
Anhang: Torf	166
Petroleum, Ozokerit und Asphalt	167
Karbonatgesteine	169
Kalkstein	169
Dolomit	175
Sonstige Karbonatgesteine	178
Kontaktmetamorphose der Karbonatgesteine	178
Organogene Kieselgesteine	183
Phosphorit	185
C. Die kristallinen Schiefer	185

Allgemeiner Teil.

Definition.

Die Petrographie oder Gesteinskunde ist die Lehre von der Beschaffenheit des Materials, welches die Erdkruste zusammensetzt. Man definiert den Begriff Gestein im eigentlichen Sinn als Mineralaggregate, welche in mehr oder minder konstanter Ausbildung geologisch selbständige Körper sind und sich so als wesentliche Bestandteile der Erdkruste darstellen.

Aus dieser Definition folgt einerseits, daß die Gesteine nicht in derselben Weise wie etwa die Mineralien durch eine stöchiometrische Formel ausgedrückt werden können, sondern daß vielmehr ein gewisses Schwanken in den chemischen Bestandteilen und damit auch in den Mengenverhältnissen der einzelnen gesteinsbildenden Mineralien zum Charakter eines Gesteins gehört. Andererseits werden solche Aggregate, bei denen eine besonders weitgehende Inkonstanz der Mischung vorliegt, oder die in nur untergeordneten Massen oder ganz lokal vorkommen, wie z. B. die meisten Erzgänge, von diesem Begriff abgetrennt und als Mineralkombinationen dem Gestein gegenübergestellt.

Man kann die Gesteine scheiden in 1. primäre oder Eruptivgesteine, die in der Hauptsache kristallinische Gesteine darstellen, und 2. sekundäre oder Sedimentgesteine, die vorherrschend aus der Zerstörung der ersteren hervorgegangene Trümmergesteine oder klastische Gesteine sind.

Eine dritte Gruppe von Bildungen, welche mit den ersten im allgemeinen die kristallinische Beschaffenheit gemeinsam haben, ohne daß man sie schlechtweg insgesamt als Eruptivgesteine bezeichnen könnte, hat in sich das Gemeinsame, daß sie ihre jetzigen Eigenschaften irgend einer Art von Metamorphismus verdankt; wir bezeichnen sie daher als metamorphische Gesteine. Für eine große Anzahl der zuletzt genannten Vorkommnisse ist der Nachweis geliefert und niemals angezweifelt worden, daß die Ursache der Umwandlung in der Kontaktmetamorphose zu suchen ist. Andere erschienen in dieser Richtung zweifelhafter, und diese wurden von den Geologen mit einzelnen nicht veränderten Eruptivgesteinen zusammen zu der Gruppe der kristallinischen Schiefer oder der archaischen Formation vereinigt.

Geologisches Alter und petrographische Beschaffenheit.

Innerhalb der «archaischen Formation» bildet für den Geologen die Gesteinsbeschaffenheit allein das Merkmal des hohen Alters, deren Wert für solche Bestimmungen schon dadurch recht zweifelhaft wird, daß man mit diesen «archaischen» kristallinischen Schiefen in jeder Beziehung vollständig übereinstimmende Bildungen gefunden hat, welche, sei es durch ihre Lagerungsverhältnisse, sei es durch wohl erhaltene Fossilfunde, als Äquivalente paläozoischer und mesozoischer Sedimente erkannt wurden. Der einzige Unterschied, welchen solche «jüngere kristallinische Schiefer» gegenüber den «archaischen» zu erkennen geben, liegt in diesen außerhalb ihrer petrographischen Beschaffenheit fallenden Eigenschaften. Es ist also zweifellos, daß jüngere Sedimente durch irgend welche Prozesse den Habitus der kristallinischen Schiefer angenommen haben: man kann daher auch in diesem Habitus allein kein historisches Kennzeichen sehen.

Damit verschwindet für den Petrographen der Begriff der archaischen Formationsgruppe; ebenso erweist sich der von den Geologen im allgemeinen festgehaltene Unterschied zwischen alt-

eruptiven und jungeruptiven Gesteinen resp. zwischen dem paläozoischen und tertiären Habitus der Sedimente als unhaltbar. Gesteine vom Aussehen der kristallinen Schiefer sind keineswegs immer Bildungen aus der frühesten Urzeit unserer Erde, ja es ist zweifelhaft, ob unter den uns bekannten Gesteinen überhaupt solche vorhanden sind, welche der ersten Erstarrungskruste unserer Erde nahestehen. Die Beobachtung ausgedehnter, nicht kristallinischer Formationsreihen von präkambrischem Alter z. B. in *Südafrika* beweist, daß den im allgemeinen als älteste Sedimente angesehenen Bildungen des untersten Kambriums lange Erdperioden normaler Sedimentation vorausgingen, die mit der supponierten Reihe der archaischen Formationsgruppe der Geologie, welche eben durch die mehr oder minder kristallinische Beschaffenheit ihrer Produkte ausgezeichnet sein soll, in keiner Beziehung identifiziert werden können.

Eine zweite im petrographischen Habitus scheinbar begründete geologische Altersbeziehung der Gesteine wurde von den Geologen in der Unterscheidung alteruptiver und jungeruptiver Gesteine zur Darstellung gebracht. Auch diese Trennung ist keineswegs aufrecht zu erhalten. Es gibt z. B. in den *Anden* oder im *ungarischen Erzgebirge* Granite, Syenite, Diorite usw. von nachweisbar tertiärem Alter. Unter den zugehörigen Ergußgesteinen, die natürlich gleichfalls tertiär sind, haben zahlreiche den Habitus «alteruptiver» Quarzporphyre oder Porphyrite, während in andern Gebieten wieder die Ergußgesteine der paläozoischen und mesozoischen Periode völlig die Beschaffenheit «jungeruptiver» Liparite oder Andesite bewahrt haben. Der tatsächlich vorhandene Unterschied zwischen Liparit und Quarzporphyr oder zwischen Andesit und Porphyrit liegt also nicht in

dem geologischen Alter, er ist vielmehr bedingt durch den Erhaltungszustand: Liparit und Andesit sind frisch, Quarzporphyr und Porphyrit mehr oder weniger verändert. Daß Gesteine, welche lange geologische Perioden hindurch der Einwirkung der Verwitterung ausgesetzt waren, häufig weitergehende Veränderungen erlitten haben als solche, die erst im Tertiär emporgedrungen sind, liegt auf der Hand. Aber in zahlreichen Fällen beobachtet man auch das entgegengesetzte Verhalten.

Endlich sind noch analoge Hypothesen bei den Sedimentgesteinen zu besprechen. Man beobachtet im allgemeinen in unsern Mittelgebirgen, daß ein Gestein um so kompakter und verbandsfester erscheint, je älter es ist, und wenn es sich z. B. um die Verwendung von Gesteinen für technische Zwecke handelt, so wird in einem und demselben Gebiet bei fast gleicher Zusammensetzung das ältere den Vorzug verdienen, weil es widerstandsfähiger ist. Die altpaläozoischen Dachschiefer im *rheinischen Schiefergebirge* oder in den *Ardennen* stehen den jüngeren Schiefertonen oder endlich den ganz jungen, oft im Naturzustand noch plastischen Tonen des Tertiärs gegenüber. Aber im Kanton *Glarus* und auch sonst in weiter Verbreitung in den *Alpen* haben tertiäre Tongesteine die Beschaffenheit und Verbandsfestigkeit der Dachschiefer angenommen, während z. B. in den *russischen Ostseeprovinzen* das fossilführende Kambrium zum großen Teil aus plastischen Tonen, aus Sand usw. aufgebaut ist.

Eingehendere Untersuchungen zeigen, daß die alpinen tertiären Schiefer, wo sie die hohe Verbandsfestigkeit aufweisen, intensiv zusammengefaltet und meist transversal geschiefert sind, während die kambrischen Tone in Rußland nahezu noch ihre horizontale Lagerung bewahrt haben und niemals

stärkerem Druck ausgesetzt waren. Die Unterschiede im Habitus der Sedimente ergeben sich somit hauptsächlich als Resultate des Gebirgsdruckes, der in erster Linie in der Weise wirkt, daß er Luft und Feuchtigkeit aus dem lockern Sediment herauspreßt und dadurch die einzelnen Teile desselben zu gegenseitiger Adhäsion bringt. Da nun im allgemeinen ältere Formationsgruppen häufiger intensiven Pressungen ausgesetzt waren als jüngere, so trifft man bei ihnen auch öfter eine hohe Verbandsfestigkeit. Es bedeutet aber eine Verkennung der Tatsachen, wenn man die letztere aus dem geologischen Alter ableiten will.

Aus diesen Betrachtungen folgt der grundlegende Satz: Der petrographische Habitus eines Gesteins steht niemals in irgend welchen direkten Beziehungen zum geologischen Alter.

Die Beschaffenheit der Eruptivgesteine.

Normale Eruptivgesteine sind richtungslose, massige Gesteine (Fig. 1, S. 6), entstanden durch Verfestigung eines ursprünglich Wassergas und andere Gase enthaltenden Schmelzflusses, des Magmas, das aus dem Erdinnern emporgedrungen ist. Entweder hat dieses die Oberfläche der Erde erreicht: Ergußgesteine, und hat sich dort je nach dem Grad seiner Flüssigkeit ausgebreitet, während die entweichenden Gase massenhaft fein verteiltes Magma als vulkanische Aschen und Sande neben gröberem Fetzen, den Lapilli und Bomben, ausschleuderten, die häufig in mehrfach wiederholter Wechsellagerung Schichten von Tuff zwischen den rasch erstarrten Lavaströmen bilden.

Oder das Magma ist nicht bis zur Oberfläche gelangt, sondern es kristallisierte unter Bedeckung durch

eine mehr oder minder mächtige Lage älterer Gesteine: Tiefengesteine. Dabei wurden die heißen Gase nicht plötzlich abgestoßen, sondern sie entwichen nach Maßgabe der äußerst langsam und gleichmäßig fortschreitenden Kristallisation des Schmelzflusses in das Nebengestein und betätigten dort in mannigfachen molekularen Umlagerungen ihre chemische Energie: Kontaktmetamorphose. Das aus der Tiefe empordringende Magma enthält meist schon



Fig. 1. Massiger Granit an der Grimselstraße.
(Phot. Gebr. Wehrli.)

«intratellurisch» gebildete Kristalle, welche im Ergußgestein, oft mannigfach angeschmolzen und korrodiert, die größeren Einsprenglinge in der verhältnismäßig rasch abgekühlten, daher dichten, oft auch glasigen Grundmasse bilden und die porphyrische Struktur (Tafel, Bild b) bedingen: Ergußgesteine sind im allgemeinen porphyrische Gesteine. Wo aber die Abkühlung des ganzen Magmas langsam und unter gleichbleibenden physikalischen Verhältnissen vor sich ging, wuchsen diese älteren Kristalle einfach weiter, und das Gestein zeigt

in der annähernden Gleichwertigkeit aller Mineralindividuen den Typus der körnigen Struktur (Tafel, Bild a und c). Tiefengesteine sind daher körnige Gesteine.

Auch in ihrer geologischen Form erscheinen charakteristische Unterschiede: die Ergußgesteine bilden Ströme und Decken, letztere oft von gewaltiger horizontaler Erstreckung, welche sich, meist mit Tuffen abwechselnd, mehrfach, selbst hundertfach übereinander wiederholen. So umfassen

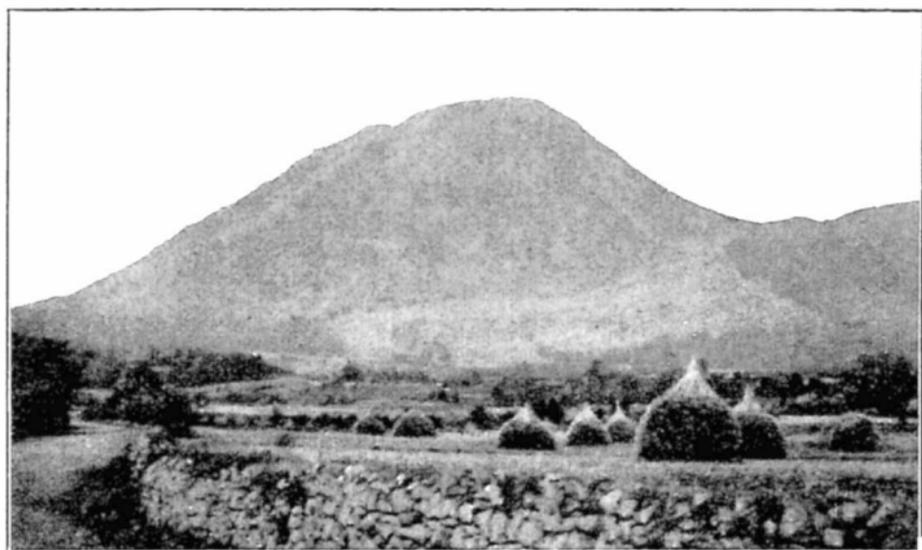
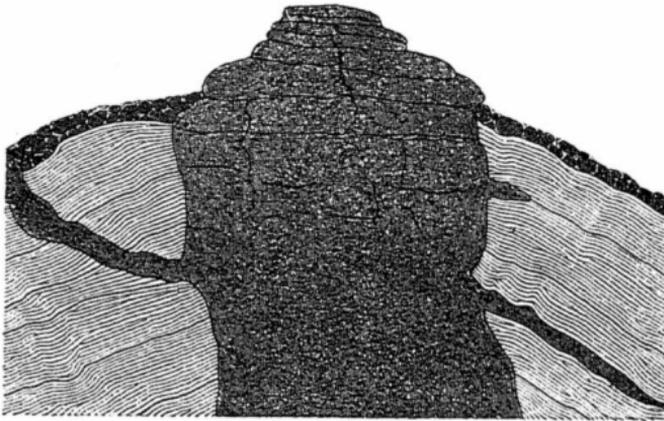


Fig. 2. Trachytkuppe des Puy de Dôme, Auvergne.

die Trappdecken des Dekhan über $\frac{1}{2}$ Million km² in einer Mächtigkeit von über 1000 m. Oder es sind verhältnismäßig unbedeutende, aber oft in großer Anzahl zusammen vorkommende Kuppen (Fig. 2), zu welchen das zähflüssige Magma beim Emporquellen sich aufgestaut hat; an solchen sind Tuffe häufig recht untergeordnet. Letztere Form ist besonders bezeichnend für Trachyte, Phonolithe und Basalte.

Die Tiefengesteine dagegen treten entweder in durchgreifender Lagerung als Stöcke von sehr

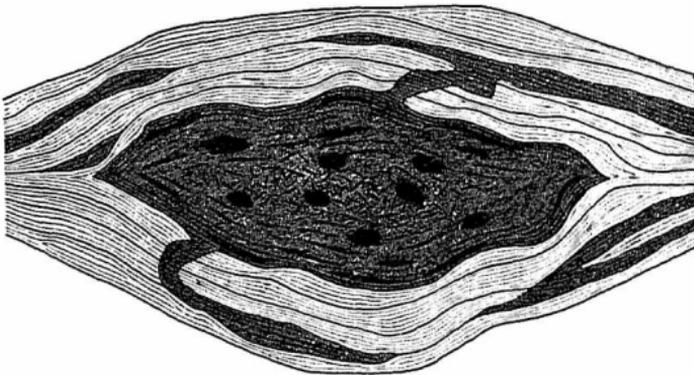
verschiedenen, oft bedeutenden Dimensionen auf (Fig. 3), deren Querschnitt rundlich bis elliptisch ist, und welche die aufgerissenen Schichtgesteine quer durchsetzen. Oder aber der Schmelzfluß hat sich




 Nebengestein Granit Abraum

Fig. 3. Vertikalschnitt eines granitischen Stockes.

auf den Schichtenfugen eingedrängt, und das Gestein bildet in konkordanter Form gewaltige Lager (Fig. 4) von meist linsenähnlicher Form, wobei




 Nebengestein Eruptivgestein

Fig. 4. Horizontalschnitt einer Lagermasse mit Apophysen.

die eruptive Entstehung teils in zahlreichen Abzweigungen in das Nebengestein, Apophysen, deutlich ist, teils dadurch, daß der Schmelzfluß die Gesteine beim Empordringen gehoben und oft ganz

zersprengt hat: Lakkolithe. Manchmal, und zwar namentlich bei basischen Gesteinen, beobachtet man aber keine Spur einer durchgreifenden Lagerung, und der Nachweis, daß trotzdem eine echt intrusive Bildung vorliegt, ergibt sich dann aus der kontaktmetamorphen Umwandlung des Nebengesteins oder auch nur aus der petrographischen Beschaffenheit des Eruptivgesteines selbst.

Zwischen die Gruppen der Ergußgesteine und der Tiefengesteine schalten sich die nach ihrer geologischen Form sog. Ganggesteine ein, welche auch petrographisch die Zwischenglieder darstellen. Wie der Name sagt, bilden sie in der Hauptsache Gänge, d. h. Kluftausfüllungen von sehr wechselnder Mächtigkeit, welche in jedem Querschnitt langgestreckte Bänder darstellen (Fig. 5). Diese Gruppe von Gesteinen weist besonders weitgehenden Wechsel auf, und sie sind in besonderem Maße die Beweise für die mannigfachen chemisch-physikalischen Spaltungsprozesse im schmelzflüssigen Magma. Sie nähern sich im petrographischen Charakter je nach den physikalischen Bedingungen bei ihrer Verfestigung bald den Tiefengesteinen, bald den Ergußgesteinen und zeigen dabei

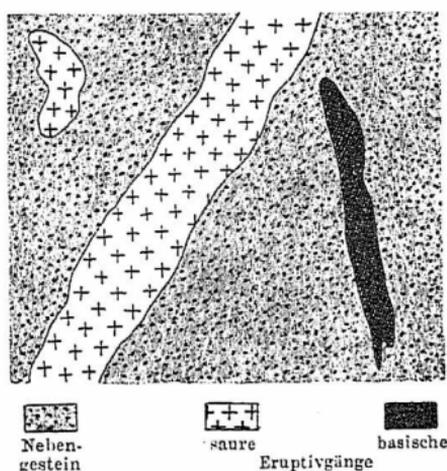


Fig. 5. Eruptivgänge im Grundriß.

in weitester Verbreitung gewisse Abweichungen von dem normalen Typus, die aber wiederum nicht auf diese Ganggesteine beschränkt sind, sondern hier nur besonders hervortreten.

Eine Besprechung dieser oft so untergeordneten und lokalen Vorkommnisse, daß sie kaum mehr den Namen Gesteine verdienen, erfolgt bei den Spaltungsgesteinen. Ihre genauere Definition kommt fast ausschließlich der mikroskopischen Analyse zu, und der Geologe wird meist nicht mehr ausführen können, als einesteils gegenüber dem normalen Gestein lichtere Gänge, Aplite, von dunkleren, oft ganz schwarzen, den Lamprophyren, zu unterscheiden. Trotz der geringen Mächtigkeit, welche diese Gänge im allgemeinen aufweisen, haben sie auch für den Geologen insofern einiges Interesse, als speziell bei den Apliten die petro-

graphische Beschaffenheit ein besonders klares Bild von den physikalischen Bedingungen gibt, unter welchen sich diese Gesteine gebildet haben. Wo z. B. Granitaplite rein kristallinisch entwickelt sind, darf man mit großer Sicherheit den Schluß ziehen, daß die Umgebung zur Zeit ihrer Kristallisation eine stark erhöhte Temperatur besaß, denn sonst wäre bei dem kleinen Volumen und der äußerst geringen Kristallisationsgeschwindigkeit dieser Schmelzflüsse eine plötzliche Verfestigung eingetreten, die zu einer glasigen Masse hätte führen müssen. So beobachten wir, daß Aplite stets, wenn sie sich, zeitlich oder räumlich, von dem Zentrum der Intrusion entfernen, in Quarzporphyr und schließlich in Pechstein übergehen. Für die Auffassung der Bildungsbedingungen der wohl stets von Apliten durchaderten «kristallinischen Schiefer» ist diese Beobachtung von grundlegender Bedeutung. Bemerkenswert muß noch werden, daß ähnliche Beweiskraft kristallinisch entwickelten Lamprophyren nicht zukommt; diese kristallisieren sehr viel leichter, und man findet sie in fast rein kristallinischem Zustand als schmale Adern innerhalb nicht umgewandelter Sedimente, während die mit ihnen dann zusammen vorkommenden aplitartigen Gesteine stets Gläser sind.

Die eingehenden petrographischen Untersuchungen der letzten Jahrzehnte haben endlich den Beweis erbracht, daß nur bestimmte chemische und petrographische Gesteinstypen als Eruptivgesteine auftreten, ferner, daß z. B. Gesteine von der Zusammensetzung eines Granits oder Diabases auch dann mit Sicherheit als eruptive Bildungen angesprochen werden dürfen, wenn in ihrer geologischen Form jedes Anzeichen einer eruptiven Entstehung fehlt, daß ebenso die eigentliche Porphystruktur wie die Struktur von Granit oder Diabas, die pegmatitische Struktur usw. ausschließlich bei Eruptivgesteinen vorkommen.

Beobachtungen an Ergußgesteinen.

Die Erguß- oder Effusivgesteine sind fast stets porphyrische Gesteine, meist mit nicht sehr zahlreichen, aber dem bloßen Auge deutlichen Einsprenglingen in einer gewöhnlich vorherrschenden, dichten, nur mikroskopisch auflösbaren Grund-

masse. Doch ist das gegenseitige Verhältnis dieser Teile wechselnd, und man beobachtet namentlich in den Randzonen der Ströme und Decken häufig ein Zurücktreten der Einsprenglinge, während gleichzeitig das Glas als Bestandteil der Grundmasse deutlicher wird und sich in dem glänzenden Bruch des Gesteins zu erkennen gibt. Ähnliches findet man auch an den Rändern von Gängen, in denen aber ausnahmsweise auch die entgegengesetzte Erscheinung Platz

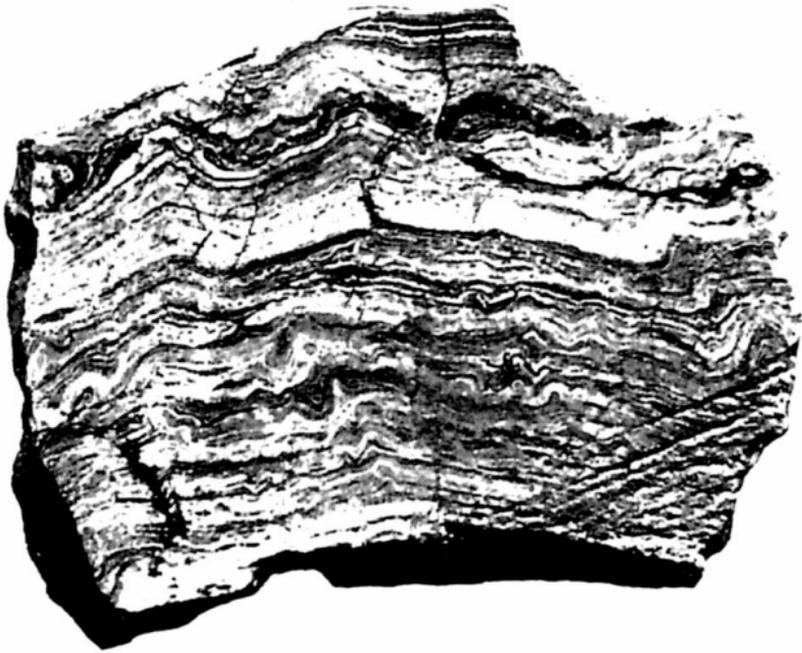


Fig. 6. Fluidaler Quarzporphyr von Groß-Umstadt, Odenwald.

greifen kann und öfter durch die massenhafte Entwicklung der Einsprenglinge ein äußerlich den körnigen Gesteinen sehr ähnliches Aussehen bedingt wird.

An der Ober- und Unterseite der Lavaströme tritt mit den schon geschilderten Änderungen im Habitus häufig noch eine blasige oder schlackige Struktur hervor, bedingt durch die bei der Effusion des Magmas entweichenden Gase, und in nicht seltenen Fällen haben Mineralneubildungen auf diesen Hohlräumen stattgefunden, welche in den Mandelsteinen durch

Kalkspat, Zeolithe, Chalzedon resp. Quarz mehr oder minder vollständig ausgefüllt sind. Die in Gruppen aufsteigenden Glasblasen bedingen die eigenartige Erscheinung der Blasenzüge, welche selbst eine zylindrische Absonderung der Gesteine bewirken können. Öfter wechseln auch blasige und mehr kompakte Lagen miteinander ab, wie überhaupt Erscheinungen der Fluidalstruktur, auf der einstigen Bewegung des Magmas beruhend, sehr verbreitet sind. Wenn man auch solche Differenzierungen in frischen Gläsern meist nur ausnahmsweise erkennt, so werden sie bei der verbreiteten Umwandlung derselben in dichten Felsit um so deutlicher (Fig. 6, S. 11).

In andern Fällen zeigen die meist tafligen Feldspateinsprenglinge annähernd parallele Orientierung und können schließlich eine Art von Schieferung des Gesteins bedingen, oder es wechseln kompaktere und wenig kompakte, feldspatreichere und -ärmere Partien in schlieriger Weise miteinander ab, wie überhaupt innerhalb gewisser Grenzen alle Eruptivgesteine etwas ungleichmäßig sind. Diese Inhomogenität wird besonders deutlich bei den Spaltungsgesteinen, in erster Linie bei den Lamprophyren.

Einschlüsse mannigfaltiger Art finden sich in den Ergußgesteinen; man unterscheidet dreierlei Bildungen: 1. solche, die ihrer Substanz nach dem Magma selbst angehören und eine Art Tiefengesteinsfazies desselben darstellen, die sog. Ureinschlüsse, z. B. Olivinfels in Basalt, Nephelinsyenit in Phonolith; 2. Bruchstücke des Nebengesteins, welche schon in der Tiefe vom Magma umschlossen wurden und dabei eine Kontaktmetamorphose wie an Tiefengesteinen erlitten haben, z. B. Kordieritputzen in Trachyt; 3. Bruchstücke desselben Ursprungs, die aber erst beim Empordringen des Schmelzflusses losgesprengt wurden und durch dessen erhöhte Temperatur teilweise geschmolzen, gefrittet sind, z. B. gefritteter Granit oder Sandstein in den verschiedenen Ergußgesteinen.

Bemerkenswert sind für den Geologen noch die Erscheinungen der Absonderung, welche mit der Kontraktion der Gesteine beim Abkühlen zusammenhängen und sich oft durch große Regelmäßigkeit charakterisieren; die Zerreißung der Massen ging oft

mit solcher Gewalt vor sich, daß selbst Einsprenglinge der härtesten Mineralien, wie Quarz und Olivin, mitten durchgerissen sind. Hierher gehört die besonders bei basischen Eruptiven verbreitete säulige (Fig. 7) und die mehr bei sauern auftretende plattige Absonderung, wobei im allgemeinen die Haupttrichtung der

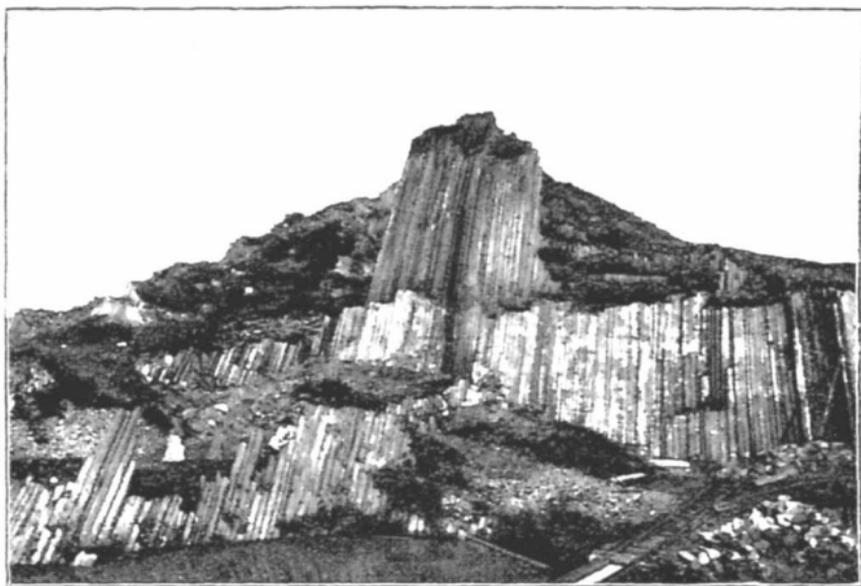


Fig. 7. Säulenbasalt. Herrenchau Stein bei Steinschönau in Böhmen.
(Phot. H. Eckert, Prag.)

regelmäßigen Klüfte senkrecht auf der Abkühlungsfläche steht. Durch die Verwitterung tritt ferner, z. B. bei Phonolithen, eine ähnliche plattige Beschaffenheit hervor, die aber im frischen Gestein kaum deutlich ist und der Abkühlungsfläche parallel verläuft. Sonst führt die Verwitterung der Ergußgesteine am häufigsten zu schalig abblätternden Kugeln.

Beobachtungen an Tiefengesteinen.

Tiefen- oder Intrusivgesteine sind körnige Gesteine, öfters, zumal in den Randzonen, mit einer Annäherung an porphyrische Beschaffenheit, wobei die manchmal sehr großen Einsprenglinge in einer dem bloßen Auge noch deutlichen körnigen, aber feiner

struierten Grundmasse liegen: porphyrtartige Struktur. Auch die Tiefengesteine sind keineswegs in ihrer ganzen Masse völlig homogene Gesteine, wenn auch, in den bedeutenderen Massen wenigstens, die schlierige Beschaffenheit wenig hervortritt.

Normale Tiefengesteine zeigen die richtungslos körnige Struktur gewöhnlich in ausgezeichneter Weise; aber stellenweise tritt auch hier eine recht vollkommene Parallelstruktur ein. So ist z. B. für den Zentralgranit der *Alpen* eine ausgesprochene Schieferung direkt charakteristisch, Zentralgneis, die ohne irgend eine Änderung der Zusammensetzung



Fig. 8. Schieferiger Zentralgranit. Val Antrona am Monte Rosa.
($\frac{1}{2}$ natürl. Größe.)

der Gesteine, aber stets begleitet von intensiven mechanischen Einwirkungen, sich namentlich in den Randzonen der Massive findet (Fig. 8). Solche Gesteine dürften wohl während der Faltung der Alpen unter erhöhtem Druck kristallisiert sein, Piezokristallisation; die porphyrtartige Fazies derselben stellen die Augengneise dar.

Aber auch ohne solche mechanische Erscheinungen treten in Tiefengesteinen Parallelstrukturen infolge magmatischer Spaltung auf; solche zeigen z. B. die gebänderten Gabbro, welche aus abwechselnden Lagen von vorherrschendem Pyroxen bzw. von Plagioklas bestehen. In den Randzonen aller möglichen Tiefengesteine, in besonderem Maße an Graniten, tritt endlich oft eine scheinbar schichtige Beschaffenheit hervor, indem Schollen und Fetzen des Nebengesteins von dem schmelzflüssigen

Magma mehr oder minder vollständig resorbiert werden, wobei ein schlieriger Zerfall des Schmelzflusses eintritt oder auch weniger resorbierte Schieferfetzen in parallelen Lagen in dem Granit schwimmen. Der Granit wird zum Gneis und verflucht sich durch solche Resorptionszonen oft so innig mit dem kontaktmetamorphen Nebengestein, daß eine auch nur angenäherte Feststellung der Grenze ein Ding der Unmöglichkeit ist.

Aber auch größere oder kleinere Schollen von Nebengesteinen, welche innerhalb der granitischen Massen schwimmen, umgeben sich gerne mit einem derartigen Mantel von Gneis. In diese Reihe gehören z. B. die «Hornblendegneise», welche die Eklogite des *Fichtelgebirges* umgeben. Es ist für zahlreiche Granitgebiete eine geradezu charakteristische Erscheinung, daß Schollen von größerem oder geringerem Umfange, die aus allen möglichen kontaktmetamorphen Gesteinen, am häufigsten aus Amphiboliten und Glimmerschiefern bestehen, umrandet von einer gneisartigen Resorptionszone von wechselnder Mächtigkeit innerhalb des völlig normalen Granits auftreten. Manche Geologen fassen diese Bildungen als Trümmer der archaischen Formation auf, was sie aber keineswegs sind. Es sind vielmehr Gesteine von ganz beliebigem Alter, welche ihre jetzige Beschaffenheit der umkristallisierenden Einwirkung des granitischen Magmas verdanken.

Manche Intrusivmassen zeigen ein meist nicht sehr breites Salband von aplitischer Beschaffenheit, das lokal auch in eigentlichen Pegmatit (*Stockscheider im Erzgebirge*) übergehen kann, in andern Fällen mehr feinkörnige und porphyrtartige Beschaffenheit annimmt. Wieder anderswo trifft man im Gegenteil am Rande, meist allerdings infolge einer Auflösung von Sedimentgesteinen, lamprophyrische Beschaffenheit, oft mit besonders ausgezeichneter Porphystruktur, die sich überhaupt gerne an den Rändern einstellt. Endlich beobachtet man an granitischen Stöcken, daß das Massengestein mehr oder minder gesetzmäßig vom Kern zum Rande hin basischer wird, und es vermitteln z. B. manchmal ganz allmähliche Übergänge zwischen einem Kern von Zweiglimmergranit und den Randzonen von Diorit oder gar Gabbro (Fig. 9, S. 16).

Losgerissene kleinere Bruchstücke des Nebengesteins, bald in ihrem Charakter als kontaktmeta-

morphe und oft injizierte Bildungen noch deutlich, Gneiseinschlüsse, bald vollständig resorbiert und nur noch rundliche, dunkle Flecken, basische Putzen, bildend, trifft man in weitester Verbreitung auch noch in den innersten Teilen der gewaltigsten

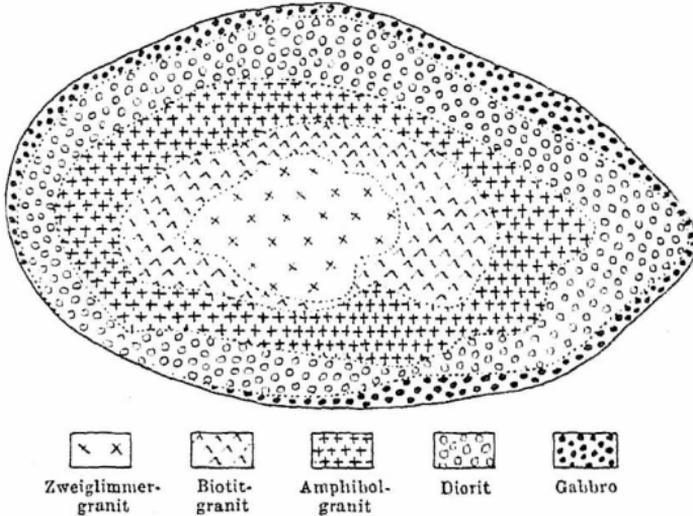


Fig. 9. Magmatische Spaltung eines Granitstockes.

Intrusivmassen. Andere Inhomogenitäten sind konzentrisch schalige Abscheidungen, wie im Kugeldiorit, linsenförmige Zusammenhäufungen von Glimmer, wie im Puddinggranit, und endlich mannigfache schlierige Erzkonzentrationen, z. B. Chromeisen im Peridotit.

Diese Bildungen führen hinüber zu solchen, welche mit einiger Sicherheit als Neubildungen anzusehen sind, so die radialstrahligen Turmalinsonnen der Granite. Unregelmäßig verschwommene Partien von Pegmatit bezeichnet man am besten als verschweißte Gänge, die mit zweifellosen Gangbildungen in inniger Verbindung stehen. Die Unregelmäßigkeit der Form wie der ganzen Beschaffenheit ist eine der auffälligsten Erscheinungen der Pegmatite, die sich bald zu winzigen Äderchen verdrücken, bald sich zu gewaltigen, an Kristalldrüsen reichen Taschen auf-tun, welche oft so großkörnig werden, daß in einem einzigen Feldspatkristall ein ganzer Steinbruch angelegt werden kann. Andernteils stehen diese gleichen Gesteine wieder in Verbindung mit feinkörnigen Apliten, welche in großer Anzahl und in schmalen, mannigfach sich verästelnden Gängen besonders in

Graniten und deren Umgebung auftreten. Einen dritten Typus der Gänge im Gefolge der Intrusivmassen stellen die Lamprophyre dar, welche gewöhnlich mehr vereinzelt und breiter sind und sich wenig verästeln (Fig. 10). Diese gangförmigen Bildungen sind als Nachschübe der Intrusion selbst zu betrachten. Außer diesen zweifellos jüngeren Gängen trifft man in der Umgebung der Tiefengesteine bald vereinzelt bald das ganze Nebengestein durchtränkend und injizierend normal zusammengesetzte oder aplitische Apophysen, welche die Abzweigungen der Hauptmasse darstellen. Es ist eine be-

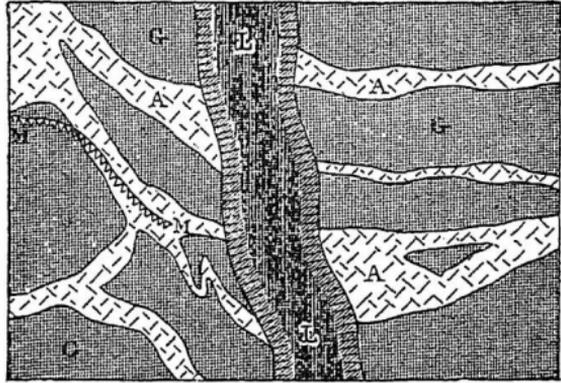


Fig. 10. System annähernd paralleler Aplitgänge (A), durchsetzt von Lamprophyr (L) mit granitischen Salbändern im Zentralgranit (G).
Untersulzbachkees am Großvenediger.

sonders zu betonende Erscheinung, daß die Apophysen keineswegs in ihrem Habitus mit dem Kerngestein übereinzustimmen brauchen; das Zurücktreten oder stärkere Vorwiegen des basischen Minerals in ihnen, ihre häufig porphyrtartige Ausbildung und namentlich auch die Erscheinung, daß durch Lösung von Bestandteilen des Nebengesteins fremde Mineralien, besonders Kordierit und Granat, oft in Menge auftreten, macht für den petrographisch weniger Geübten ihre Identifizierung mit dem zugehörigen Intrusivgestein manchmal sehr schwierig.

Endlich sind an Tiefengesteinen die Erscheinungen der Absonderung noch von Interesse, die allerdings im frischen Gestein wohl nie so klar hervortreten, wie dies bei Ergußgesteinen der Fall ist. Im allgemeinen beobachtet man nur eine bankige oder schalige Absonderung parallel zur Abkühlungsfläche (Fig. 11, S. 18), zu welcher meist zwei weitere Spaltungsflächen des Gesteins senkrecht stehen, die das Gewinnen von Quadern oder Pflastersteinen ermöglichen. Aber im frischen Gestein sind diese selten deutlich, meist sind sie so versteckt, daß nur der geübte Steinmetz die Richtung der von ihm als Gare oder Lager bezeichneten

Spaltungen erkennt. Die Verwitterung der Gesteine erst läßt sie deutlich hervortreten, und die Form der aus granitischen Massen herausgewitterten, als

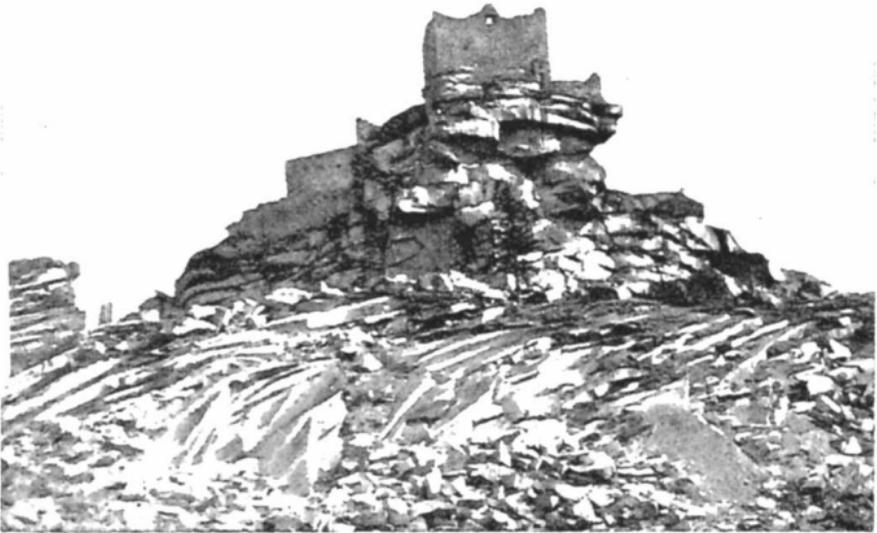


Fig. 11. Schalige Absonderung eines Granitlakkolithen.
Flossenbürg bei Weiden, Oberpfalz.

Matratzen oder Wollsäcke bezeichneten, übereinander getürmten Felsen beruht auf solchen versteckten Absonderungsrichtungen.

Unabhängig von diesen in der inneren Struktur bedingten Ablösungen sind eigentliche Kluftsysteme, welche der späteren Einwirkung von Dislokationen zuzuschreiben sind und meist über weite Areale hin einen parallelen, von den Verschiebungen der Erdkruste abhängigen Verlauf nehmen. Häufig beobachtet man auf diesen einen Besteg, der in erster Linie aus Zerreibungsmaterial des Nebengesteins besteht, oder es haben sich an den Verwerfungs- oder Überschiebungsklüften von größerer Sprungweite Reibungsbrekzien gebildet. Manchmal trifft man auch ziemlich mächtige Massen gleichmäßig zu feinem Staub zerriebenen Gesteins, die öfter wieder zu festen, mehr oder weniger schiefrigen Gesteinen zusammengeschweißt sind, die mit dem ursprünglichen Granit auch nicht die Spur einer Ähnlichkeit mehr haben, wie z. B. die Pfahlschiefer im *Bayrischen Wald*. In andern Fällen sind auf den Klüften, die von solchem Zerreibungsmaterial eingenommen werden, später noch mineralbildende Lösungen empor-

gestiegen und haben dasselbe bald verkieselt bald mit Kalkspat, Epidot, Chlorit usw. erfüllt und schließlich ganz unkenntlich gemacht.

Die Beschaffenheit der Kontaktgesteine und die kristallinischen Schiefer.

Die Erscheinung wurde schon erwähnt, daß Tiefengesteine in ihren Randzonen Teile des Nebengesteins auflösen, wobei oft ein schlieriger Zerfall des Magmas eintritt, der zu einer mehr oder minder deutlich schiefrigen Fazies führt. Besonders weitgehend verändert sind stets jene Teile des Nebengesteins, welche rings von eruptivem Material umschlossen wurden. Diese Änderung erscheint an Tiefengesteinen als einfache molekulare Umlagerung zu kristallinischen Aggregaten; an Ergußgesteinen gibt sich oft mehr die Hitze in einer Frittung zu erkennen.

Die eigentliche Kontaktmetamorphose ist eine molekulare Umlagerung, hervorgebracht durch die im Schmelzfluß gelösten Gase und Dämpfe, die sog. Mineralbildner. Sie tritt ein, wenn diese überhitzten Gase von dem kristallisierenden Schmelzfluß abgestoßen langsam in das Nebengestein diffundieren. Unter der Mitwirkung solcher Agentien, welche die chemische Reaktionsfähigkeit der einzelnen Gesteinsbestandteile befördern, werden Sedimentgesteine zu kristallinischen Bildungen. Ebenso werden von kiesel-säurereichen Intrusivmassen auch ältere basische Tiefen- oder Ergußgesteine und deren Tuffe weitgehend beeinflusst, da diese ursprünglich aus einem an Mineralbildnern armen Magma kristallisiert sind, wie z. B. Gabbro oder Trapp. Da diese Umwandlungen zweifellos von der Wirksamkeit der vom Magma abgegebenen Agentien herrühren, erscheinen sie in direkter Berührung mit dem Intrusivgestein am intensivsten und verlieren sich allmählich mit der Entfernung von

diesem. Die bedeutendsten Eruptivmassen sind die Granite; die Beschaffenheit der Kontaktgesteine läßt sich daher am eingehendsten am Granitkontakt beobachten, wiewohl in der Art der Umwandlung kein Unterschied vorhanden ist, ob ein kieselsäurereiches oder -armes Intrusivgestein den Kontakt bewirkte.

Tonschiefer erscheinen normalerweise zunächst am Kontakt als feste, dichte und oft schwarze Gesteine, Hornfelse; sie nehmen mit der Entfernung deutlichere Schieferung und lichtere Farben an, häufig unter dem Hervortreten einzelner schwarzer und wenig regelmäßig geformter Knoten auf den Schichtflächen, Knotenglimmerschiefer, bis ganz allmählich diese noch deutlich kristallinischen Gesteine mehr und mehr in die normalen Tonschiefer verlaufen. Die Zonen, innerhalb deren solche Veränderungen zu beobachten sind, werden oft recht ausgedehnt und erreichen an bedeutenden Granitmassiven 4, ja selbst 6 km, quer zum Streichen gemessen; in stark dislozierten Gebieten, wo die Gesteine bei der Umwandlung durch und durch zerrüttet waren, beobachtet man eine noch viel größere Ausdehnung.

Kalksteine lassen auf besonders weite Entfernungen eine deutlich kristallinische Struktur erkennen. Auch sie sind am höchsten umgewandelt zunächst am Kontakt, großkörnige Marmore, und oft reich an größeren Kristallen von Silikaten und andern Mineralien, welche der Reaktion der ursprünglich gleichmäßig im Gestein verbreiteten Verunreinigungen auf das Kalkkarbonat ihre Entstehung verdanken. Durch das Vorherrschen dieser gehen die aus Mergeln entstandenen Kontaktgesteine allmählich in fast karbonatfreie Silikatfelse über. Mit der Entfernung von dem vulkanischen Zentrum werden auch diese allmählich zu dichteren Bildungen.

Hervorzuheben ist ferner das fast ständige Auftreten von Neubildungen, welche bald deutlich gangförmig bald mehr lagerartig oder in Form von Linsen in diesen umgewandelten Gesteinen vorkommen. Diese sind in den innersten Kontaktzonen großkörnige, oft turmalinreiche Pegmatite oder feinkörnige Aplite, welche nach außen hin häufig mehr und mehr ihren Feldspat verlieren und zu Putzen und Flammen von derbem Quarz werden. Trotz der allgemeinen Gesetzmäßigkeit in der Beschaffenheit der Kontaktgesteine beobachtet man aber, daß dieselbe nur in den großen Zügen existiert und bei einer Detailbeobachtung viel von ihrer Exaktheit verliert. Die einzelnen Zonen sind keineswegs so einheitlich, wie sie eben geschildert wurden, sie zeigen vielmehr mannigfachen Wechsel, der besonders dort hervortritt, wo Tonschiefersysteme von Granit quer durchbrochen werden. Dann

sieht man, daß selbst direkt am Kontakt recht mannigfache Ausbildungen auftreten, und daß die Hornfelse keineswegs allein vorhanden sind (Fig. 12). Von den verschiedenen Umwandlungsformen, welche die Tonschiefer hier annehmen, interessieren uns besonders

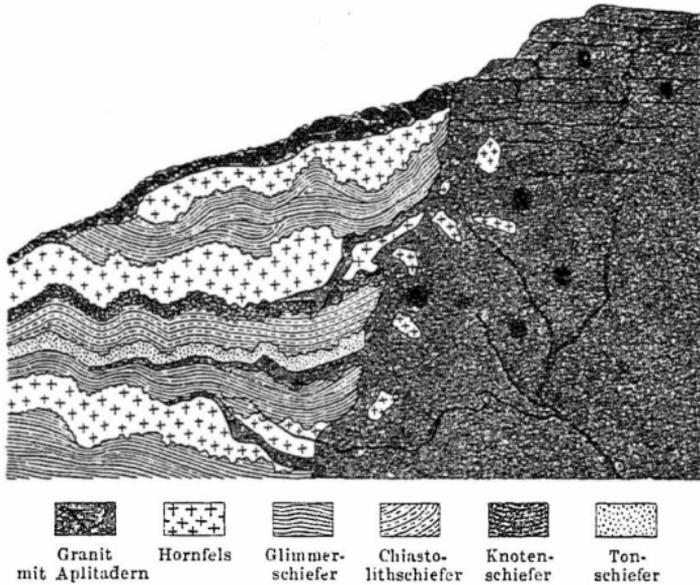


Fig. 12. Kontakt eines Granitstockes mit wechselnden Schiefen.

die Glimmerschiefer, welche fast stets mit den Hornfelsen zusammen vorkommen, diese oft auch mehr und mehr verdrängen und in der Schieferhülle der *Zentralalpen* vollständig an deren Stelle getreten sind.

Aber auch in diesen speziellen Vorkommnissen finden wir zahlreiche und grundlegende Erscheinungsformen normaler Kontaktzonen wieder; auch hier haben die Gesteine um so weniger kristallinen Habitus, je weiter man sich von dem intrusiven Kern des Gebirges entfernt; auch hier trifft man in den inneren Zonen häufig Gänge von aplitischer Zusammensetzung, die einer Quarzinjektion in den äußeren, weniger kristallinen Zonen Platz macht; auch hier zeigen sich Knotenschiefer und ähnliche Bildungen. Und wenn man vollends die mikroskopische Untersuchung zu Hilfe nimmt, so trifft man besonders in der Struktur völlige Übereinstimmung: die Kontaktgesteine sind in ihrer inneren Struktur in jedem Zug identisch mit einer wichtigen Reihe der sog. kristallinen Schiefer.

Endlich fehlt in beiden Gesteinsgruppen nicht die allgemeine Imprägnation mit winzigen Nadelchen von Turmalin, deren Gehalt an Fluor und Borsäure als Ergebnis der mineralbildenden Dämpfe angesehen werden muß.

Eine petrographische Unterscheidung der «kristallinen Schiefer» im allgemeinen gegenüber den Einlagerungen normaler Kontaktgesteine und den als gleichfalls echte Kontaktprodukte charakterisierten Gesteinen der zentralalpinen Schieferhülle ist überhaupt nicht möglich. Dagegen trifft man bei aufmerksamer Beobachtung alle für Kontaktgesteine bezeichnenden geologischen Momente im Bereich der normalsten kristallinen Schiefer wieder, und es folgt daraus, daß alle andern, so zahlreichen Theorien, welche zur Erklärung dieser Bildungen aufgestellt wurden, den Kern der Sache ebensowenig treffen wie die Annahme der älteren Geologie, daß dieselben schon durch ihren äußeren Habitus als älteste Glieder der Erdkruste, als eine archaische Formationsgruppe sich darstellen.

Damit steht auch im Einklang, daß echte «kristallinische Schiefer» als normale Einlagerungen in sicher nachweisbaren jüngeren Formationen auftreten, ohne daß selbst durch den kompliziertesten tektonischen Mechanismus diese Lagerungsform anders denn als ursprüngliche erklärt werden könnte. Und endlich wäre das Vorkommen klastischer Bestandteile, z. B. von Geröllen in einigen der hierher gezählten Gesteinen, und besonders die Beobachtung wohl charakterisierter Fossilreste zu erwähnen, welche, wie die Graptolithen in *norwegischen* Glimmerschiefern und die Belemniten in Vorkommnissen der *Schweizer Zentralalpen*, eigentliche Leitfossilien sicher nicht archaischer Formationen sind.

Beobachtungen an kristallinen Schiefern.

Wer in Gebieten der kristallinen Schiefer arbeitet, wird zunächst die im letzten Absatz geschilderten Erscheinungen in den Kontaktzonen sich vor Augen halten müssen, ebenso die später genauer dargestellte Erscheinungsform der kontaktmetamorph umgewandelten Gesteine, welche im Anschluß an die verschiedensten Gesteinsgruppen im speziellen Teil besprochen werden.

Im allgemeinen wird in den Mittelgebirgen der Unterschied zwischen Kontaktgesteinen und kristallinen Schiefern deutlicher hervortreten als im Hochgebirge, und zwar namentlich in der innersten Kontaktzone, deren Hornfelse einesteils der Verwitterung sehr viel Widerstand entgegensetzen,

andernteils als vorzüglicher Straßenschotter einen ausgiebigen Steinbruchbetrieb hervorzurufen pflegen. Im Gegensatz dazu sind eigentliche Schiefergebiete meist arm an Aufschlüssen, da die schiefrigen Gesteine leicht verwittern und außerdem noch häufig gerade hier intensive Zersetzungsprozesse das Gestein zerstört haben, so daß es auch kaum irgendwie geartete Verwendung findet. Dies geht so weit, daß sich die Schiefereinlagerungen in den Hornfelsen im Mittelgebirge der Beobachtung oft ganz entziehen. Daher treten die Hornfelse dem Geologen in viel höherem Maße entgegen, als ihrer tatsächlichen Bedeutung entspricht. Der Geologe, welcher in Gebieten arbeitet, deren Gesteine unter den weiten Begriff der kristallinen Schiefer fallen, wird zunächst sein Hauptaugenmerk auf eine Reihe von Erscheinungen konzentrieren müssen, die an sich oft schwierig zu erkennen sind, in ihrer Gesamtheit aber das typische Bild ergeben, das im vorigen Abschnitt geschildert wurde.

Die erste Arbeit muß stets das Aufsuchen von Anzeichen eruptiver Tätigkeit sein: Gebiete kristalliner Schiefer, in welchen solche nicht sofort ins Auge fallen, sind äußerst selten. Wenn auch der Charakter der injizierten und resorbierten Schiefer, die zweifellos einen bedeutenden Teil der sog. Gneisformation ausmachen, nicht deutlich sein sollte, so wird fast stets in aplitischen und pegmatitischen Gängen — letztere häufig mit großen Individuen von Turmalin — das beste Anzeichen benachbarter vulkanischer Tätigkeit gegeben sein. Diese Gesteine, deren Erscheinungsform im speziellen Teil näher dargestellt wird, sind ganz ohne Zweifel nur in jenen Zonen deutlich kristallinisch entwickelt, in welchen einst eine, von dem intrusiven Herd ausgehende hohe Temperatur geherrscht hat. Bei der geringen Kristallisationsgeschwindigkeit der kiesel-säurereichen Magmen werden die an sich recht un-

bedeutenden Massen, wenn sie sich in nicht schon erwärmte Klüfte ergießen, zu Glas, speziell zu Pechstein. Wo es sich um weniger hoch kristallinische Entwicklung der Schiefer handelt, treten an ihre Stelle gern Injektionen von derbem, oft noch Muskowit führendem Quarz, die in ähnlicher Weise in Rechnung gestellt werden können.

In zahlreichen Gebieten der kristallinen Schiefer wird man die Beobachtung machen können, daß die Gneise ganz allmählich sich aus richtungslosen Graniten entwickeln, sei es in den Randzonen der Granitmassen, sei es um größere Schollen, welche das Massengestein umschließt. In zahlreichen Vorkommnissen der Mittelgebirge geben auch hier die Steinbrüche in dem sonst aufschlußarmen Gebiet wichtige Hinweise. Diese trifft man nämlich dann besonders im kompakten Granit, der als Haustein usw. ausgebeutet wird, und in meist kleinerem Maße, aber in großer Verbreitung, in den innersten Kontaktzonen, welche wegen ihrer hornfelsähnlichen Beschaffenheit, häufiger noch aber wegen der sehr verbandfesten aplitischen Injektionen ein vorzügliches Straßenmaterial liefern, und in denen pegmatitische Massen zur Gewinnung von Quarz und Feldspat reizen. Auch das Auftreten von Knotenschiefern, Garbenschiefern usw. wird man kaum je vermissen, und ebensowenig die Erscheinung, daß, je weiter die Kontaktgrenze in die Ferne rückt, die Gesteine um so dichter und «phyllit»-ähnlicher werden.

Endlich wird man auch den ursprünglichen Charakter der als kristallinische Schiefer vorliegenden Gesteine zu erkennen versuchen; dem Geübten gibt die allgemeine mineralische Zusammensetzung einen Hinweis in dieser Richtung, aber es ist gut, wenn dieser noch durch direkte Beobachtung im Felde oder am Handstück gestützt werden kann. Die durch Kontaktmetamorphose veränderte Gesteinsstruktur schimmert in zahlreichen Fällen trotz der Neulagerung der Moleküle noch durch, und solche versteckte, als Palimpseststruktur bezeichnete Formen haben eine hohe Beweiskraft für den ursprünglichen Gesteinscharakter. Deutlich erkennbare Gerölle beweisen die sedimentäre Bildung, und zum Teil recht wohl erhaltene Fossilreste geben noch nähere Anhaltspunkte für die geologische Bestimmung. Unter den in der Reihe der kristallinen Schiefer so weit verbreiteten, umgewandelten basischen Eruptivgesteinen erkennt man gleichfalls noch Reste der einstigen Struktur: die Feldspateinsprenglinge der Porphyrite, die ophitische Struktur der Diabase haben öfter in überraschender Weise ihre Form erhalten und treten be-

sonders auf abgescheuerten Flächen in guter Ausbildung hervor. So wird sich bei systematischer Arbeit in jedem Gebiete kristallinischer Schiefer eine Summe von Beobachtungen feststellen lassen, welche die genetischen Beziehungen des Gesteinskomplexes klarstellt. Jedenfalls aber darf ein kristallinisch-schiefriges Gestein wegen seiner petrographischen Beschaffenheit allein keineswegs als archaisch angesehen werden, und ebensolche Vorsicht ist am Platze, wenn man die Umbildung solcher Vorkommnisse durch die Wirkung des Gebirgsdruckes feststellen möchte.

Die Beschaffenheit der Sedimente.

Normale Sedimente sind geschichtete Gesteine (Fig. 13), entstanden aus den Verwitterungsprodukten der primären Gesteine durch Transport,

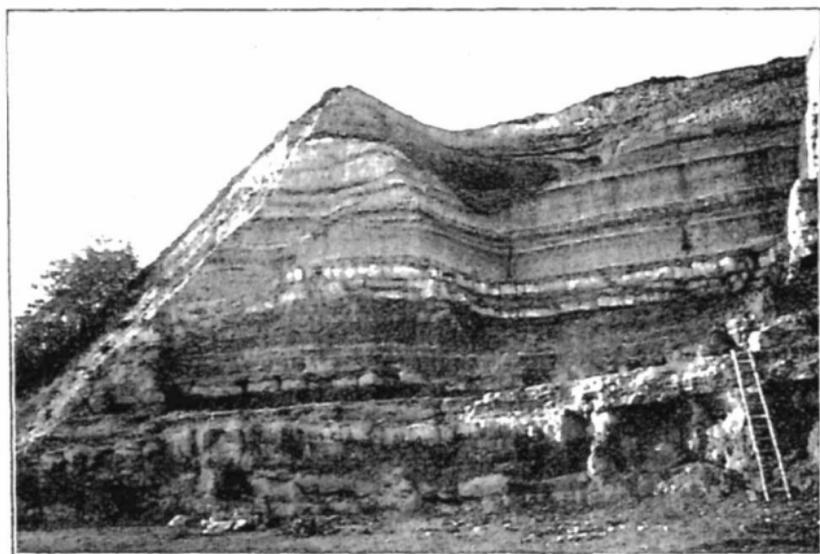


Fig. 13. Geschichteter Litorinellenkalk bei Wiesbaden.
(Phot. Prof. Dr Klemm.)

Trennung und Wiederabsatz mittels der auf der Erdoberfläche wirksamen Kräfte, welche in der Bewegung des Wassers, der Luft und des Eises gegeben sind. Die in den Gesteinen zirkulierenden Gewässer lösen einzelne Teile aus denselben heraus mit Hilfe chemisch wirksamer Agentien, welche sie aus der Atmosphäre niederführen und die in der Hauptsache

vulkanischen Ursprunges sind. Es sind dies vor allem CO_2 , SO_3 und HCl , so daß in der entstehenden Verwitterungslösung vor allem Karbonate, Sulfate und Chloride die Hauptbestandteile darstellen. Aus dieser Lösung werden die Bestandteile teils durch die Wirkung von Organismen, teils auf chemischem Wege ausgeschieden, während das nicht Gelöste, der Verwitterungsrückstand, in der Hauptsache nach der Korngröße gesichtet, zum Absatz kommt.

Die aus dem Verwitterungsrückstand entstehenden Sedimente zeigen am ausgeprägtesten den Charakter der Trümmergesteine; aber es sind außer den Fragmenten der präexistierenden Gesteine auch in ihnen fast stets an Ort und Stelle kristallisierte Bestandteile vorhanden, welche besonders in den gröber struieren deutlich hervortreten und einen wichtigen Teil des sog. Bindemittels oder Zementes derselben darstellen. Vorherrschend werden solche kristallinische Bestandteile besonders in den chemischen Sedimenten; aber auch zahlreiche organogene zeigen wenigstens mikroskopisch teilweise kristallinische Beschaffenheit. Gegenüber von den in den vorigen Abschnitten behandelten Gesteinen tritt in dieser Gruppe eine kristallinische Beschaffenheit äußerlich nur selten hervor, und sie charakterisieren sich zudem nicht als vollkristallinische Gesteine. Selbst das grobkristallinische Steinsalz enthält stets toniges oder sandiges Material.

Die schichtige Beschaffenheit der Sedimentgesteine ist keineswegs allenthalben gleichbleibend, ja es gibt besonders unter den organogenen Sedimenten Vorkommnisse, welche in direkt durchgreifender Lagerungsform auftreten, wie die Korallen- und Spongienriffe (Fig. 14). Die Verschiedenheit in der Entwicklung der Schichten entspricht wechselnden Bedingungen der Sedimentation, welche sich einesteils in den Unterschieden des Absatzes aus Flußwasser, fluviale, aus dem Meere, marine, durch Gletscher, glaziale, oder Windtransport, äolische Sedimente, ergibt, andernteils aus der verschiedenen Stoßkraft der Transportmittel, aus dem verschiedenen Maße der Wirksamkeit der Organismen, aus dem Wechsel in der Konzentration der Lösungen usw. Da somit die ursprüngliche Zusammensetzung eines Sedimentes das Ergebnis von Prozessen ist, welche zu allen Epochen stets gleichmäßig auf der Erde wirksam waren, ergibt sich aus derselben kein Anhaltspunkt für das geologische Alter. Wenn auch in einem und demselben Gebiete die «Fazies» einer Formation recht gleichbleibend sein kann, so hat die Untersuchung in weiteren Teilen der Erde doch stets

ergeben, daß die Fazies von Ort zu Ort wechselt, entsprechend den lokal wechselnden Bedingungen der Sedimentbildung. Ein typisches Beispiel dieser Art liefert der Unterschied der alpinen und der germanischen Fazies der Trias.

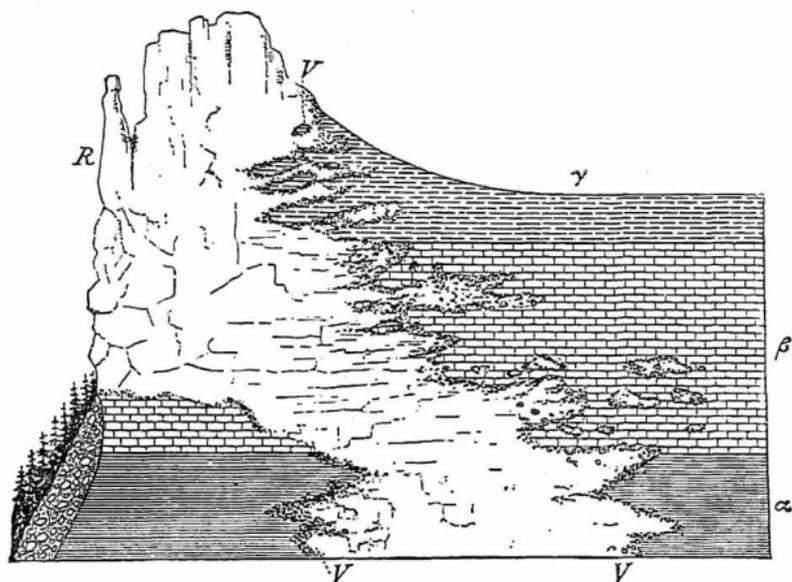


Fig. 14. Spongiennriff (R) mit Vorriffzone (V) in Übergußschichtung mit Malm (α , β und γ). (Nach E. Fraas.)

Seit dem eigentlichen Akt der Sedimentation haben die Sedimente mannigfache Änderungen durchgemacht, welche in zwei Arten zerfallen. Die erste umfaßt die Prozesse, welche der Ablagerung direkt nachfolgten, z. B. die Umbildungen, die das Meerwasser in dem von ihm noch durchtränkten Schlamm hervorbrachte, oder welche die salzigen Wüstenwasser in den von ihnen benetzten Sand- und Staubmassen bewirkten. Sie werden als Diagenese zusammengefaßt, deren verschiedene Formen während aller Perioden stets gleichmäßig auf Erden wirksam waren, also wiederum keinen Altersunterschied der Sedimente festzustellen gestatten. Die zweite Art der Änderungen erlitten die Gesteine, nachdem sie bereits den sedimentierenden Faktoren entzogen, zu geologischen Körpern geworden waren. Es ist hauptsächlich die Gebirgsfaltung, die hier in Frage kommt, und welche in

erster Linie die Verbandsfestigkeit der ihr ausgesetzten Gesteine erhöhte. Auch diese Agentien haben an den Sedimenten aller geologischen Perioden ihre Wirksamkeit ausgeübt. Es gibt daher in der petrographischen Ausbildung eines Sedimentes kein Kennzeichen für dessen geologisches Alter.

Dieser Satz hat allerdings nur insofern Gültigkeit, als er sich auf die Vergleichung der Sedimente verschiedener Gebiete bezieht. In einem eng umgrenzten Gebiet aber, welches in Bezug auf die Entstehungsbedingungen sowohl als auf die mechanische Umformung einheitliche Grundzüge aufweist, ist in der petrographischen Beschaffenheit eines bestimmten Horizontes oft auch ein guter Anhaltspunkt für dessen geologische Zuteilung gegeben. Wenn so z. B. ein roter Sandstein in *Mittel- und Westdeutschland* als typisches Glied des Buntsandsteines erscheint, so gibt es doch ausgedehnte Ablagerungen von rotem Sandstein anderwärts, welche ein ganz anderes geologisches Alter haben, oder man trifft in andern Gebieten das betreffende Glied der Trias als Kalke oder Tone entwickelt.

Beobachtungen an Sedimentgesteinen.

Zahlreiche Beobachtungen von Sedimentgesteinen sind für den Geologen von besonderer Wichtigkeit, weil sie auf die klimatischen und sonstigen Verhältnisse der Erdoberfläche in früheren Epochen Licht werfen. Es mag hier von den paläontologischen sowohl als den tektonischen Erscheinungen abgesehen werden, es sollen nur die rein petrographischen Tatsachen kurz berührt werden. Beginnend mit der konglomeratischen Litoralfazies, den typischen Bodenkonglomeraten der geologischen Transgressionen, vermindert sich die Korngröße der Sedimente rasch gegen das offene Meer zu, und die Bildungen der Tiefsee sind ausschließlich feinsten, oft völlig entkalkter Schlamm, meist fossilarm und ungemein gleichmäßig. Verhältnismäßig rasch lagert sich in der Strandzone das gröbere Material an, langsamer und langsamer wird das Wachstum der Schichten

in der hohen See, und die Ablagerungen der eigentlichen Tiefsee bilden sich in außerordentlicher Langsamkeit. Es wird also in den Schichtgesteinen öfter eine unbedeutende Tonschieferlage als völlig äquivalente Fazies eines bedeutenden Konglomerates erscheinen.

Sandige Ablagerungen von ungemein gleichmäßiger Korngröße, meist recht arm an Bindemitteln und auf ausgedehnte Entfernungen fossilfrei, sind als typische Wüstenbildungen anzusehen. Hier ist meist eine dickbankige Absonderung an Stelle der Schichtung getreten, und besonders hervortretend die durch die Form der Sanddünen entstandene Kreuzschichtung (Fig. 15), die indes in analoger Aus-

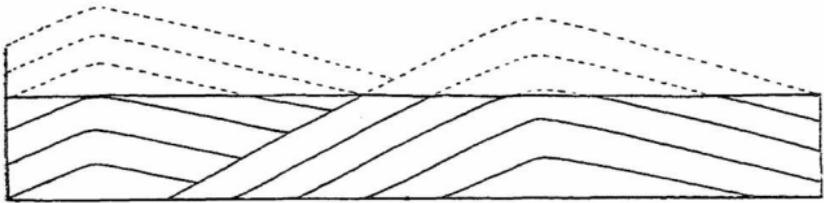
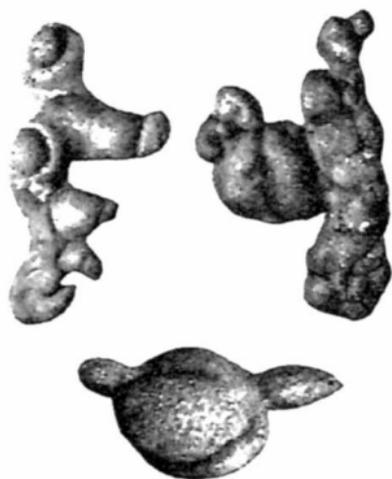


Fig. 15. Entstehung der Kreuzschichtung durch Dünenbildung und Denudation. (Nach J. Walther.)

bildung in den Flußablagerungen weit verbreitet ist. Auch die wulstartigen Unebenheiten der Oberfläche, die sog. ripple-marks, trifft man in solchen Ablagerungen, auf die sie aber ebensowenig beschränkt sind, da sie in typischer Ausbildung auch die Litoralzone charakterisieren. Am meisten noch sprechen für Steppen- und Wüstenbildungen die sog. hoppers, d. h. würfelförmige Vertiefungen der Unterfläche und Erhöhungen der Oberfläche der Schichten, welche aus dem Wüstenboden hervorgewachsene Steinsalzkristalle zum Ursprung haben, die aufgelöst und mit Sand ausgegossen wurden.

Eine recht charakteristische äolische Ablagerung stellt der Löß dar, kalkig-tonig-sandige Steppenbildungen, ungeschichtet, mit vertikaler Klüftung,

der trotz seines lockern Gefüges in vertikalen Mauern stehen bleibt. In den Salzsteppen wird er stark salzig; überhaupt entwickeln sich im Zusammenhang mit diesen äolischen Bildungen nicht selten Salzlagerstätten von allerdings meist untergeordneter Bedeutung. Die lockern Ablagerungen von Löß sind der Schauplatz zahlreicher diagenetischer Vorgänge ge-



wesen, die in erster Linie zu seiner Entkalkung und zur Bildung von Konkretionen, namentlich den sog. Lößkindchen (Fig. 16), führen. Durch spätere geologische Prozesse aber wird gewöhnlich der äußere Habitus dieser an sich typischen Gesteine weit verändert, so daß die Äquivalente desselben aus früheren geologischen Perioden kaum recht erkannt sind.

Fig. 16. Lößkindchen. Uttenhofen, Rheinpfalz.

Wiederum sehr bezeichnend ist die Erscheinungsform der glazialen Ablagerungen, vor allem der großen Inlandeismassen, welche durch die möglichst ungleichmäßige Mischung gewaltiger Blöcke und grober Geschiebe mit feinem Sand und Schlamm sich auszeichnen und in welchen die eigenartigen Schrammen der Gerölle besonders bemerkenswert sind. Doch müssen letztere mit einiger Vorsicht betrachtet werden, denn es gibt Fälle, in welchen eine ähnliche Schrammung an abgerollten Bruchstücken der Dislokationszonen vorhanden ist.

In welchem hohem Maße die Erkenntnis der Verteilung der Eismassen in früheren geologischen Perioden von Wichtigkeit für die ganze Geologie ist, das erhellt schon aus der einfachen Tatsache, daß sich in *Südafrika* und von da bis *Indien* zweifellose Ablagerungen gewaltiger Inlandeismassen finden, die gleichaltrig sind mit dem tropischen Karbon *Mittel-* und *Nord-*

europas, dessen nördlichste Ausläufer noch in *Spitzbergen* vorhanden sind.

Noch einen weiteren Anhaltspunkt für die Verteilung der klimatischen Zonen in früheren Perioden erhält man bei Beobachtung der Farbe der Sedimente. Die Verwitterungsprodukte der gemäßigten und der kalten Zone sind licht, weiß bis gelblich, jene der heißen lebhaft gefärbt, braungelb bis rot. Rote Sandsteine, Letten, Tone usw. sind zweifellose Bildungen der Tropen, ebenso wie Ablagerungen von vorherrschend lichtgelblicher bis weißer Farbe außerhalb des Tropenbezirkes entstanden sind.



Fig. 17. Transversale Schieferung durchschneidet die etwas gebogenen Schichten von Tonschiefer bei Goslar. (Phot. Dr Baumgärtel.)

Auch über die geologische Weiterentwicklung der Sedimente erhält man öfter durch petrographische Beobachtungen wichtige Anhaltspunkte. Schon die größere oder geringere Verbandsfestigkeit einer Ablagerung läßt in gewissem Maße wenigstens schließen auf die Gewalt der Zusammenpressung, welche die Gesteine erlitten haben. Besonders aber liegen solche Anzeichen vor in der sog. transversalen Schieferung, die in stark gepreßten Tonschiefern quer zur

Richtung des Druckes sich einstellt (Fig. 17, S. 31). Andere Gesteine, so namentlich Kiesel-schiefer, sind öfter zu schiefwinklig abgesondertem Grus zerdrückt, und der Dolomit erscheint in stark dislozierten Gebieten als eine sog. endogene Brekzie, d. h. er ist in seinem Innern völlig zertrümmert, während mit ihm wechsellagernder Kalk nur wenig Änderung zeigt.

Inhomogenitäten mancherlei Art findet man in den Sedimenten: einzelne Gerölle in sonst geröllfreien Ablagerungen, Tongallen im Sandstein usw.



Fig. 18. Karrenfeld. Prinz Luitpold-Haus, Hochvogel.
(Phot. Prof. Dr Broili.)

sind ursprüngliche Bildungen; die zahlreichen Konkretionen: Feuerstein und Hornstein im Kalk, Schwefelkies im Tonschiefer, Gips im Mergel usw., sind während der Diagenese entstanden; und die zahllosen Adern endlich, welche namentlich Karbonat- und Kieselgesteine durchsetzen, sind Ergebnisse einer späteren geologischen Entwicklung.

Die leichte Löslichkeit gewisser Sedimentgesteine bedingt ihre Wegführung durch die zirkulierenden Gewässer; so werden besonders Gips und

Steinsalz in bedeutendem Maße ausgelaugt und führen zu Einbrüchen, den sog. Erdfällen, und zur Bildung der vom Bergmann so sehr gefürchteten unterirdischen Wasserkissen. Auch die Kalksteine sind in bedeutendem Maße löslich, ihre mannigfach zerfressene Oberflächenform, besonders in den Karrenfeldern (Fig. 18) und in den oft tiefen vertikalen Löchern der geologischen O: geln, läßt dies deutlich hervortreten. Ob aber auch die gewaltigen, von Tropfstein ausgekleideten Höhlen in Kalkgebirgen durch Auslaugung entstanden, ist zum mindesten zweifelhaft, schon darum, weil sie sich ausschließlich in Stöcken von Korallenkalken finden und diese schon in ursprünglichem Zustand gewaltige Lücken aufzuweisen pflegen.

Die Methoden der Gesteinsuntersuchung.

Für die hier in Betracht kommenden Zwecke müssen zunächst die wichtigsten und in zahlreichen Fällen allein sicher zum Ziel führenden Methoden der Gesteinsuntersuchung außer Betracht bleiben, vor allem die Anwendung des Polarisationsmikroskops. Hier handelt es sich um eine rasche Orientierung über den Charakter eines Gesteins, um eine Untersuchung seiner äußeren Eigenschaften, soweit diese ohne zeitraubende Präparation und mit einfachen Mitteln erkennbar sind. Es mag daher kurz auf die Ausrüstung eingegangen werden, welche dem mit Gesteinskunde sich beschäftigenden Geologen zu empfehlen ist.

Das gewöhnliche Werkzeug des Geologen muß für diese Zwecke etwas modifiziert werden. Außer dem geologischen Kompaß und dem Fläschchen mit Salzsäure ist in erster Linie das Augenmerk auf Beschaffenheit und Form der Hämmer zu richten. Empfehlenswert sind unter allen Umständen zwei Hämmer aus bestem, mit größtmöglicher Sorgfalt gehärtetem Stahl, ein ziemlich großer, mit dem man auch größere Stücke zäher Gesteine bewältigen kann, und ein kleiner, der als Formatisierhammer dient;

sie werden am besten mit einem oder zwei kräftigen Stahlmeißeln zusammen in einem Gehänge an einem Ledergurt getragen (Fig. 19). Die Form der Hämmer ist ziemlich gleichgültig, doch haben sich, einen elastischen Stiel vorausgesetzt,



Fig. 19. Hämmer für petrographische Zwecke.

gerade Hämmer von mittleren Verhältnissen, an der Rückseite mit stumpfer, horizontaler Schneide, als besonders vielseitig brauchbar erwiesen. Daß unter Umständen der Schlegel und die Keilhaue des Bergmanns vorzügliche Dienste leisten, braucht wohl nicht besonders betont zu werden, sie kommen aber wegen ihres hohen Gewichtes nur ganz ausnahmsweise in Betracht.

Abgesehen von der Beschaffenheit des Stahls und des Stiels ist auch die Verbindung beider zu berücksichtigen. Am wenigsten empfehlenswert ist die Methode, den Stiel durch den Hammer hindurchzuziehen, wenn auch dadurch die sicherste Gewähr gegen das Ausspringen des Hammers gegeben ist. Die geringe Dicke des durchgezogenen Stiels bringt namentlich bei längerem Arbeiten mit solchen Hämmern starke Ermüdung der Hände mit sich. Ebenso wenig ist es empfehlenswert, die Verbindung mit Eisenschienen zu bewirken, indem dabei

fast stets der Schwung des Hammers und auch die Festigkeit des Stiels stark leiden. Ein guter Hammer soll vielmehr eine nach außen zu sich erweiternde Stielöffnung haben, in welche ein möglichst scharf getrockneter Stiel von elastischem Hartholz von unten gut passend eingeführt und mittels Keils befestigt wird. Der letztere kann von Holz sein, muß aber dann gut eingeleimt werden, oder man verwendet eiserne, mit Widerhaken besetzte Keile, die man am besten vor dem Eintreiben in Salzsäure taucht. Dann verrostet in kurzer Zeit der Keil so fest mit dem Holz, daß beide kaum mehr zu trennen sind.

Auf ein weiteres Ausrüstungsstück, eine gute Lupe, ist ferner noch besonderes Gewicht zu legen; eine solche ist für die Untersuchung von Gesteinen ganz unentbehrlich und ihre tadellose Beschaffenheit von hoher Bedeutung. Die gewöhn-

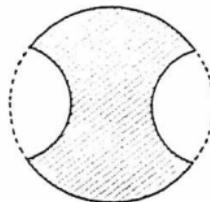


Fig. 20. Brewstersche Lupe.

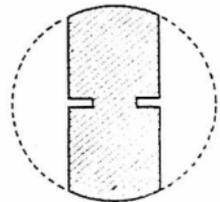


Fig. 21. Lupe nach Coddington.

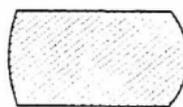


Fig. 22. Zylinderlupe nach Stanhope.

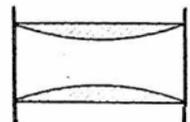


Fig. 23. Fraunhofersche Lupe.

lichen billigen Lupen leisten für einfache Beobachtungen zwar manchmal recht Gutes, ermüden aber durch die Wölbung des Bildes und die geringe Achromatie das Auge rasch und schwächen bei intensiver Benutzung die Sehkraft. Die hauptsächlichsten Konstruktionen, welche zur Erzielung besserer Bilder gemacht worden sind, geben die Figuren 20—23 im Querschnitt; doch können auch diese nur als Notbehelf angesehen werden gegenüber dem vollkommenen Steinheilschen Triplet (Fig. 24), welches ein völlig ebenes und sehr großes Gesichtsfeld besitzt.

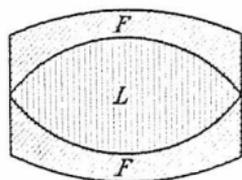


Fig. 24. Steinheilsches Triplet.

Die Methoden der Gesteinsbestimmung ohne Zuhilfenahme weiterer Instrumente setzen eine ziemliche praktische Übung voraus. Wenn man auch bei der geringen Zahl der Mineralien, welche als verbreitete Gesteinsgemengteile mit der Lupe noch deutlich erkennbar sind, eine allzu eingehende Schulung im Bestimmen der Mineralien im allgemeinen missen kann, so muß doch die vollständige Kenntnis der im folgenden aufgeführten, wichtigen Gesteinsgemengteile vorausgesetzt werden. Im übrigen ist in zahlreichen Fällen nicht sowohl die mineralogische Definition eines Gesteins von besonderer Bedeutung, als vielmehr jene seines petrographischen Habitus.

Hier kommt zunächst in Betracht die Unterscheidung von Eruptiv- und Sedimentgesteinen: erstere mit kristallinischer Struktur, letztere von vorherrschend klastischer Beschaffenheit, eine Unterscheidung, welche bei einiger Übung nur ganz ausnahmsweise, vor allem bei stark umgewandelten Gesteinen, Schwierigkeiten machen kann. Sehr viel schwieriger ist die Bestimmung der Kontaktgesteine mit ihrer oft so dichten Struktur, die keinen der Bestandteile deutlich hervortreten läßt; sie können dadurch den dichten Eruptivgesteinen, welche der Geologe früher als Aphanite bezeichnete, und ebenso dichten Sedimentgesteinen äußerst ähnlich

werden, so daß schließlich nur eine eingehende Praxis in dieser Richtung Aufschluß gibt.

Bei der Betrachtung von Eruptivgesteinen kommt zunächst der Unterschied zwischen körniger und porphyrischer Struktur in Betracht, sodann aber die Gesamtheit des Habitus der Gesteine, wie sie aus der nebenstehenden Tabelle folgt. Die hauptsächlichsten Bestandteile der an Kieselsäure und Alkalien reichen Gesteine sind Quarz und Feldspat, eventuell Nephelin und Leuzit, Mineralien, die im allgemeinen farblos sind und niederes spezifisches Gewicht haben; Erze spielen hier keine Rolle: die Gesteine sind daher hell gefärbt und leicht. Bei den basischen Eruptivgesteinen herrscht der makroskopisch schwarze Augit vor. Erze sind in viel größerem Maße vorhanden, und das Gestein erscheint dunkel und hat hohes Gewicht.

Allerdings erfordert die Bestimmung des spezifischen Gewichtes durch einfaches Abwiegen mit der Hand wiederum verhältnismäßig bedeutende Übung, die man sich aber nicht allzu schwierig aneignen kann. Bemerkenswert ist ferner, daß von den basischen, feldspatführenden Gesteinen, dem Trapp usw., angefangen mit dem Austritt des Feldspats der Olivin sich rasch anreichert und die Gesteine dann unter starker Steigerung des spezifischen Gewichtes wieder heller, meist gelbgrün bis grün werden.

Die Unterscheidung von Orthoklas und Plagioklas ist, wenn beide beisammen sind, manchmal leicht: ersterer ist dann öfters bräunlich oder namentlich rot, letzterer weiß, lichtgelblich oder grünlich. Wenn beide ungefärbt sind, erkennt man sie nicht nebeneinander, denn das mikroskopische Merkmal, die Zwillingslamellierung, ist makroskopisch selten deutlich. Daher muß man bei der Unterscheidung von Orthoklas- und Plagioklasgesteinen mehr den äußeren Habitus selbst berücksichtigen. Erstere sind stets lichte, meist quarzführende Gesteine, letztere gewöhnlich intermediäre oder dunkle Bildungen; ein helles Gestein ist daher eher ein Orthoklasgestein, ein dunkleres, zumal wenn es spezifisch schwer ist, eher ein Plagioklasgestein.

Bei den porphyrischen Gesteinen ist ferner besonderes Gewicht auf die Art der Einsprenglinge zu legen, vor allem auf das Vorhandensein oder Fehlen der muschlig brechenden Individuen

Tabelle der eruptiven Feldspatgesteine.

	Orthoklasgesteine		Plagioklasgesteine						Natrongesteine		
Vorherrschender Gemengteil	Kalifeldspat		Natronkalkfeldspat		Kalknatronfeldspat		Augit		Natronfeldspat		
zweiter Hauptgemengteil	mit abnehmendem Kieselsäuregehalt —————> zunehmender Gehalt an farbigem Mineral: Glimmer, Hornblende oder Pyroxen						kalkreicher Plagioklas		geringer Gehalt an farbigem Mineral		
letzterer ist am häufigsten	Biotit (Muskowit)	Hornblende	Biotit, Hornblende	Hornblende	Pyroxen		Labrador		Natronpyroxen		Natronamphibol
unterscheidender Gemengteil	mit Quarz	ohne Quarz	mit Quarz	ohne Quarz	ohne Olivin	mit Olivin	ohne Olivin	mit Olivin	mit Nephelin	ohne Nephelin ohne Quarz	mit Quarz
Habitus	leicht und hell ←—————>						schwer und dunkel		hell und leicht		
körnig	Granit	Syenit	Quarzdiorit	Diorit	Gabbro	Olivin-gabbro	Trapp Diabas Olivin-diabas		Nephelinsyenit	Natron-syenit	Natrongranit
porphyrisch	Liparit, Quarzporphyr	Trachyt, Orthoklasporphyr	Dacit, Quarzporphyr	Andesit, Porphyr		Melaphyr, Diabasporphyr		Phonolith, Nephelinporphyr	Natrontrachyt	Natronliparit	Keratophyr

Rein gläserne Ausbildung, Pechstein und Obsidian, entspricht am häufigsten dem Liparit bzw. Dacit und ist selten bei den basischen Gesteinen. Glas als Gesteinsbestandteil trifft man bei allen porphyrischen Gesteinen, soweit sie frisch sind, sowie in manchen Formen von Trapp.

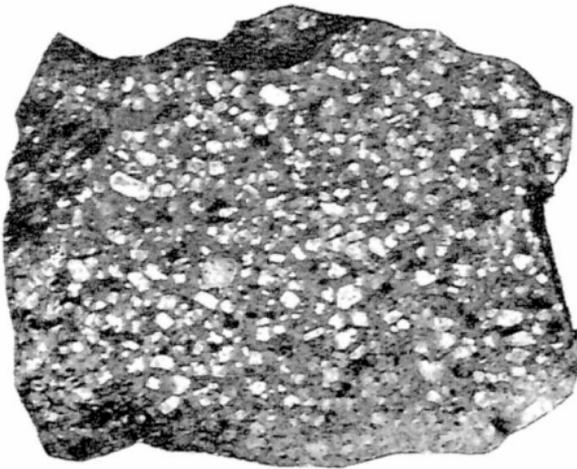


Fig. 25. Quarzporphyrit mit isometrischen Plagioklaseinsprenglingen. St-Raphaël, Esterel, Frankreich.

Gesteins nehmen im allgemeinen auch die Einsprenglinge der dunkeln Bestandteile zu, und in den porphyrischen Trappgesteinen, den Melaphyren, trifft man Feldspat unter den Einsprenglingen nur noch ausnahmsweise. Erwähnt mag noch werden, daß die kalkärmeren, in den kiesel-säurereichen Gesteinen vorherrschenden Plagioklase häufiger gedrungene Individuen mit mehr isometrischem Querschnitt bilden (Fig. 25), die kalkreichen, vor allem der Labrador, dagegen in taflichen Kristallen aufzutreten pflegen, welche langleistenförmige Querschnitte geben (Fig. 26).

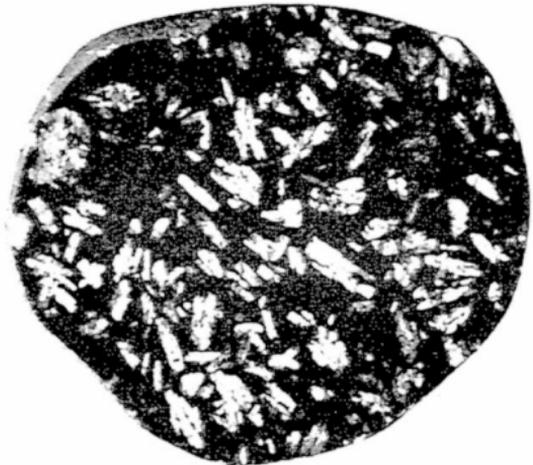


Fig. 26. Labradorporphyrit mit taflichem Plagioklas. Elbingerode, Harz.

Ein wichtiges Kennzeichen vieler gesteinsbildender Mineralien ist die Spaltbarkeit, welche im Bruch der Individuen hervortritt. Man kann nach ihrer makroskopischen Erscheinungsform folgende Abstufungen machen: 1. höchst vollkommen:

von Quarz, und auf das Verhältnis der Einsprenglinge von lichthem Feldspat zu jenen des dunkeln Minerals, das der Glimmer-, Hornblende- oder Pyroxengruppe angehören kann, dessen genauere Bestimmung aber bei der Definition des Gesteinscharakters weniger in Frage kommt.

Mit der Zunahme der Basizität eines

z. B. Glimmer, Talk, Chlorit, Graphit; diese Mineralien lösen sich leicht in dünnen Schuppen ab; 2. sehr vollkommen: Feldspat, Flußspat, Karbonate, Anhydrit; die Spaltfläche irisiert bei genauer Beobachtung deutlich; 3. vollkommen: Hornblende, Zoisit, Wollastonit, Rutil; die Spaltflächen sind eben und glänzend; 4. deutlich: Augit, Andalusit, Titan-eisen; die Spaltflächen sind weniger glatt und außerdem absetzend; 5. undeutlich: Granat, Titanit, Olivin; die Spaltbarkeit ist überhaupt nur in besonders günstigen Fällen zu erkennen, sonst ist der Bruch muschlig wie bei 6. keine Spaltbarkeit: Quarz, Leuzit, Nephelin, Kordierit, Turmalin, Magnet Eisen, Schwefelkies.

Die Eigenschaften des Magnetismus, des Geruchs und Geschmacks kommen nur ganz ausnahmsweise zur Beobachtung: an Magnet Eisen oder Magnetkies reiche Gesteine wirken auf die Nadel des Kompasses; tonhaltige Gesteine — verwitterte Eruptivgesteine ebenso wie tonige Sedimente — haben beim Anhauchen einen bitterlichen Geruch; an organischen Stoffen reiche Kalke riechen öfters beim Anschlagen nach Skatol usw. Am Geschmack endlich ist unter den normalen Gesteinen nur das Steinsalz kenntlich.

Wichtiger wiederum ist die Härte: für die hier in Betracht kommenden Versuche genügt ein gutes Taschenmesser bei einiger Übung vollkommen. Unter den gesteinsbildenden Mineralien sind nur Talk und Gips mit dem Fingernagel zu ritzen; nach dem Grade des Eindringens des Messers unterscheidet man z. B. ziemlich leicht die oft recht ähnlich aussehenden Mineralien: Kalkspat, Anhydrit ($H = 3$), Dolomit ($H = 4$), Magnesit und Wollastonit ($H = 5$), Feldspat ($H = 6$) und Topas ($H = 8$).

Von chemischen Reaktionen kommt hier ausschließlich die Behandlung mit verdünnter Salzsäure in Betracht, die man stets in Fläschchen mit sich führen sollte. Diese dient zum Nachweis eines einzigen Minerals, des Kalkspats, der mit Salzsäure lebhaft aufbraust. Besonders wichtig ist diese Eigenschaft bei der Unterscheidung von Kalkstein gegenüber von Gips, Anhydrit und Dolomit, welche letztere öfters allerdings auch Beimengungen von Kalkspat enthalten, aber meist nur in feiner Verteilung, so daß ganz zu Anfang einzelne Bläschen auftreten, während der Kalkstein fortbraust, bis die Flüssigkeit zu einem Sirup geworden ist. Man darf indessen selbst ein sehr lebhaftes Aufbrausen noch keines-

wegs für den Beweis eines Sedimentgesteins ansehen, da stark zersetzte basische Eruptivgesteine, z. B. die Kalkdiabase, oft durch und durch mit Kalkspat imprägniert sind.

Die gesteinsbildenden Mineralien.

Dem ganzen Zweck des Buches entsprechend sind hier nur jene Mineralien zusammengestellt, welche nicht bloß ausnahmsweise als eigentliche Gesteinsgemengteile makroskopisch sichtbar sind. Es fallen so auch von den mehr verbreiteten gesteinsbildenden Mineralien einige aus, da man sie in den Gesteinen kaum je mit bloßem Auge sieht, z. B. Apatit und Zirkon. Was dann noch in Betracht kommt, ist in der Weise dargestellt, daß, abgesehen von der chemischen Zusammensetzung, ausschließlich die für eine makroskopische Bestimmung in Frage kommenden Erscheinungen kurz skizziert wurden.

Die Reihenfolge der Aufzählung ist eine etwas ungewöhnliche: es wurde derselben die zunehmende Intensität der Färbung zu Grunde gelegt, so daß am Anfang die makroskopisch gewöhnlich oder wenigstens häufig farblosen, am Schluß die metallisch glänzenden Mineralien zu stehen kommen. Praktisch hat sich dieses System bei der Gesteinsbestimmung sehr bewährt, wenn auch manche Mißstände nicht zu verhüllen sind. So findet sich die Erscheinung weit verbreitet, daß an sich farblose Mineralien öfter recht kräftig gefärbt sind, z. B. der Feldspat und die Mineralien der Sodalithgruppe, oder daß einzelne Glieder von isomorphen Reihen, deren Färbung durchschnittlich mittlere Tiefe hat, rein schwarz und pechglänzend werden, wie Orthit oder Melanit, oder daß endlich einzelne der in der Hauptsache dunkeln Glimmer, Augite und Hornblenden licht gefärbt oder farblos erscheinen. Indes hilft schon geringe Übung über diese Schwierigkeiten hinweg.

1. Quarz, SiO_2 , rhomboedrisch. $H = 7$; spez. Gew. = 2,65. Kristalle, stark gerundet und korrodiert, trifft man nur in Quarzporphyr als Kombination der beiden Rhomboeder r und r' (Fig. 27), auch mit ganz schmalen Prismen, sonst bildet er unregelmäßige Partien oder abgerollte Körner. Ohne Spaltbarkeit, daher rein muschlicher Bruch, häufig fettglänzend. Farblos bis milchweiß, im Granit besonders häufig lichtrauchgrau, selten bläulich oder rot; in mechanisch beeinflussten Gesteinen weiß und feinsandig. Stenglige, schriftgranitische Verwachsungen mit Orthoklas. Stets frisch.

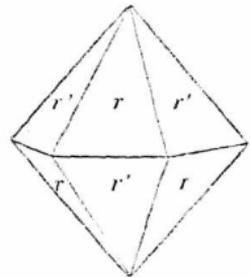


Fig. 27.
Quarzkristall.

2. Feldspatgruppe. $H = 6$. Vollkommene Spaltbarkeit nach der Basis und weniger vollkommene genau oder annähernd senkrecht zu dieser nach der Längsfläche. Erstere Spaltung zeigt in den frischeren Vorkommnissen stets irisierende Beschaffenheit. Die

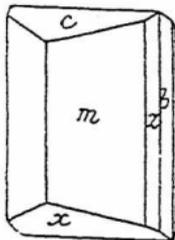


Fig. 28.

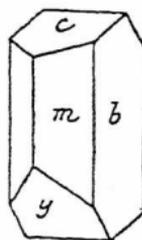


Fig. 29.

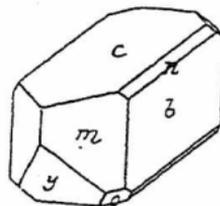


Fig. 30.

Hauptsächliche Kristallformen der Feldspate.

Kristalle sind bald nach der Vertikalachse verlängert (Fig. 28 u. 29) bald nach der Längsachse (Fig. 30); erstere sind öfter auch tafelig durch Vorherrschen von b . Zwillinge äußerst verbreitet nach der Querfläche, Karlsbader Zwillinge.

a) Orthoklas, KAlSi_3O_8 , monoklin, aber nicht zu unterscheiden von dem ebenso zusammengesetzten, triklinen Mikroklin; spez. Gew. = 2,56. Deutliche, oft sehr große Kristalle in Granitporphyr und

Quarzporphyr, besonders häufig Karlsbader Zwillinge (Fig. 31), sonst in Körnern und körnigen

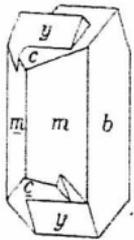


Fig. 31.
Karlsbader
Zwilling.

Aggregaten. Selten frisch und wasserklar: Adular im Zentralgranit; oder mit weniger deutlicher Spaltbarkeit und glasartigem Bruch: Sanidin in Liparit und Trachyt; meist trübe: Orthoklas im engeren Sinn, weiß bis gelblich, auch lebhaft rot oder braun, endlich in matte, weiche Aggregate umgewandelt. Lokal zu lockerem, schneeweißem Kaolin zersetzt.

b) Anorthoklas oder Natronorthoklas, $(Na,K)AlSi_3O_8$, triklin; spez. Gew. = 2,56. Kristallhabitus am häufigsten wie Fig. 28, zum Teil noch stumpfere Prismen, Querschnitt daher oft spitz rhombisch, wie im Rhombenporphyr. Manchmal mit lebhaftem Farbenschiller. Vorkommen nur in Natrongesteinen.

c) Plagioklase: $NaAlSi_3O_8 = Ab$, Albit; spez. Gew. = 2,61. Oligoklas Ab_4An_1 , Andesin Ab_3An_2 , Labrador Ab_1An_1 , Bytownit Ab_1An_4 , Anorthit $An = CaAl_2Si_2O_8$; spez. Gew. = 2,75. Weit verbreitet, aber makroskopisch nur selten deutlich ist die Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetz (Fig. 32), kenntlich an der geradlinigen Knickung der Hauptspaltfläche. Frisch selten; infolge massenhafter Einschlüsse gelblichgrün, auch rötlich aussehend im Zentralgranit. Meist matt und trübe, in sehr lichten Farben, im Gabbro oft durch Einschlüsse braun, endlich zu derben, teils weichen, auch erdigen Aggregaten zersetzt, teils zu dem splittrig brechenden, zähen, weißen bis gelbgrünen Saussurit geworden, beides mit verschwindender Spaltbarkeit. Ganz lokal auch Kaolinbildung.

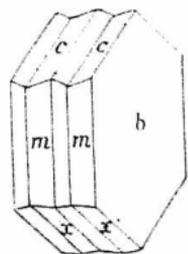


Fig. 32.
Zwillingslamellen
nach dem Albit-
gesetz.

3. Leuzit, $KAlSi_3O_8$, regulär. $H = 5\frac{1}{2}$; spez. Gew. = 2,5. Ikositetraeder (Fig. 33), weiß, oft ziemlich groß, ohne Spaltbarkeit, daher muschliger Bruch, zonare Anordnung von dunkeln Einschlüssen. Charakteristisch die meist trüben, gerundet achtseitigen Durchschnitte, die auch bei völliger Zersetzung noch deutlich sind. Beschränkt auf die kleine Gruppe der Leuzitgesteine und, abgesehen von den Leuzitbasalten, stets makroskopisch sichtbar.

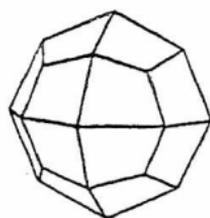


Fig. 33.
Ikositetraeder.

4. Nephelin, $NaAlSi_3O_8$, hexagonal. $H = 6$; spez. Gew. = 2,6. In gedrungen prismatischen Kristallen (Fig. 34), häufiger in derben, oft recht grobkörnigen Partien ohne Spaltbarkeit, daher rein muschliger Bruch und besonders, wenn etwas getrübt und grünlich bis rötlichbraun geworden, lebhafter Fettglanz, Eläolith; frisch, vollständig farblos, dem Quarz sehr ähnlich, von dem ihn die geringere Härte und der Habitus der Nephelingesteine unterscheidet, auf welche das Mineral beschränkt ist. Der Nephelin ist das einzige in Eruptivgesteinen auftretende Silikat, welches von den Atmosphärien aufgelöst wird. Nephelingesteine zeigen daher eine rauhe, oft löcherige Oberfläche. Wo nur mikroskopisch vorhanden, gibt er sich durch den fettartigen Glanz des ganzen Gesteins zu erkennen, z. B. im Phonolith. Auch zu matten, weichen, grünlichen Aggregaten zersetzt als Liebenerit.

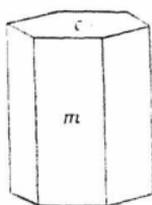


Fig. 34. Hexagonales Prisma von Nephelin.

5. Sodalithgruppe: $3NaAlSi_3O_8 + NaCl$ Sodalith, $3NaAlSi_3O_8 + Na_2SO_4$ Nosean, $3NaAlSi_3O_8 + (Ca,Na_2)SO_4$ Hauyn, regulär. $H = 5\frac{1}{2}$; spez. Gew. 2,3—2,5. Dodekaedrische Kristalle (Fig. 35), oft stark gerundet und korrodiert; isometrische, vorherrschend sechsseitige Querschnitte oder derbe Aggregate mit höchstens ganz undeutlicher Spaltbarkeit. Manchmal lebhaft blau, wenn farblos, kaum zu erkennen. Oft getrübt, und dann weißlich bis gelblich. Nur in Natrongesteinen.

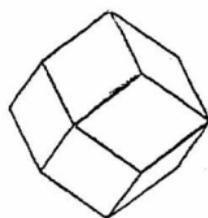


Fig. 35.
Dodekaeder.

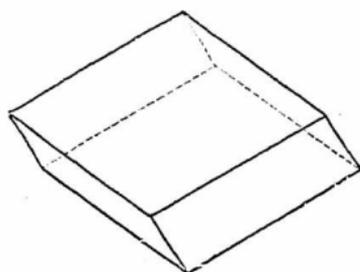


Fig. 36. Spaltungsrhomboeder von Kalkspat.

6. Karbonate. Nur die rhomboedrischen Karbonate sind gesteinsbildend. Sie sind charakterisiert durch die vollkommene Spaltbar-

keit nach dem primären Rhomboeder (Fig. 36, S. 43).

a) Kalkspat, $CaCO_3$. $H = 3$; spez. Gew. = 2,72. Mit verdünnter Salzsäure lebhaft aufbrausend. Kristalle nur auf Klüften. Ungemein verbreiteter Bestandteil der Sedimentgesteine, in erster Linie der Kalksteine, hier makroskopisch dicht und nur durch die Salzsäurereaktion sicher bestimmbar; auf Adern häufig in späterer Ausbildung. Deutlich kristallinische, grobe bis feinkörnige Kalksteine, Marmor, weiß, blaugrau, auch rötlich, lassen die Spaltbarkeit des Minerals erkennen und sind meist durch Kontaktmetamorphose aus dichtem Kalkstein entstanden.

b) Dolomit, $CaCO_3 + MgCO_3$. $H = 4$; spez. Gew. = 2,95. Mit verdünnter Salzsäure in der Kälte nicht aufbrausend. Kristalle, außer auf Klüften, selten; gewöhnlich feinkristallinische Aggregate, durch Eisengehalt oft rostig, sonst meist lichtgelblich oder graulich, namentlich häufig kavernös, Ra u h w a c k e. Auch in gröber kristallinischer Entwicklung oft schneeweiß, leicht zu einem gelblichen oder weißen, aus kleinen Rhomboedern bestehenden Sand verwitternd. Kalkspathaltige Dolomite brausen anfangs wegen dieser Beimengung mit Salzsäure auf; die Reaktion läßt aber rasch nach.

c) Magnesit, $MgCO_3$. $H = 5$; spez. Gew. = 3,0. Größere, meist eisenhaltige Rhomboeder ganz lokal in Serpentin und Talk, auch alle übrigen Vorkommnisse sind rein lokale Bildungen. Grobspätige, vorherrschend aus flachen Rhomboedern bestehende Magnesite trifft man als Fazies von Kalkstein in der Nähe von Granit oder ganz dichte Massen, weiß, mit porzellanartigem Bruch, als Gänge in Peridotit und Serpentin. Beide sind technisch sehr wertvoll.

d) Eisenspat, $FeCO_3$. $H = 4\frac{1}{2}$; spez. Gew. = 3,9. Dicht und meist durch kohlige Substanz schwarz in schichtenförmigen Einlagerungen, Kohleneisenstein, kenntlich durch das spezifische Gewicht. Wenn mittel- bis grobkristallinisch, erscheint er gelblich und ist an der Oberfläche zu Brauneisen geworden. Teils auf Gängen teils als Verdrängung von Kalkstein in der Nähe von Granit.

7. Anhydrit, $CaSO_4$, rhombisch. $H = 3$; spez. Gew. = 2,9. Wenn dicht, dem Kalkstein sehr ähnlich, aber viel schwerer und mit Salzsäure nicht brausend. Feinkristallinische Varietäten sind leicht mit Dolomit zu verwechseln, von dem ihn die geringere Härte scheidet. Grobkristallinische, farblose, rötliche, violette, himmelblaue Aggregate, namentlich als Neubildungen auf Klüften im Salzgebirge, ausgezeichnet durch drei aufeinander senkrechte Spaltungsrichtungen, von welchen zwei recht vollkommen sind mit irisierenden Spaltflächen.

8. Gips, $CaSO_4 + 2aq$, monoklin. $H = 2$; spez. Gew. = 2,3. Wo er vorherrschender Bestandteil ist, läßt sich das Gestein mit dem Fingernagel ritzen. Dichte bis erdige Aggregate, meist weißlich oder lichtgrau gefärbt, namentlich mit Anhydrit und Steinsalz. Deutlich- bis grobkristallinische Aggregate, gelb, rot, weiß, faserig oder körnig, mit sehr vollkommener, irisierender Spaltbarkeit als Neubildungen auf Klüften des Salzgebirges.

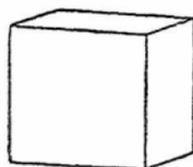


Fig. 37. Würfel.

9. Steinsalz, $NaCl$, regulär. $H = 2$; spez. Gew. = 2,1. Meistens in kristallinischen Aggregaten, farblos, rötlich, blau, auch grau, vollkommen spaltbar nach dem Würfel (Fig. 37). Reine Massen oft riesenkörnig, mit Ton verunreinigte ziemlich dicht, auf Klüften auch faserig. Wird am Geschmack leicht erkannt.

10. Talk, $H_2Mg_3Si_4O_{12}$, monoklin. $H = 1$; spez. Gew. = 2,7. Feinschuppige bis völlig dichte Aggregate, grünlichweiß bis gelblich, sehr fettig anzufühlen; gröber schuppig sind die Neubildungen auf Klüften. Sehr vollkommen spaltbar und meist licht grün. Talkgesteine sind stets anomale Bildungen thermaler Natur am Kontakt mit Granit oder Serpentin; als Gemengteil normaler Gesteine kennt man den Talk nicht. Seine Bestimmung in Granit, Gneis, Phyllit usw. beruht auf einer Verwechslung mit Serizit, der dem Talk äußerst ähnlich ist, sich aber weniger fettig anfühlt.

Serizit, Muskowit siehe Glimmergruppe.

11. Kaolin, $H_4Al_2Si_2O_9$, monoklin. $H = 2\frac{1}{2}$; spez. Gew. = 2,5. Fast ausschließlich in erdigen Aggregaten, schneeweiß bis gelblich oder rötlich als Zersetzungsprodukt feldspatführender Eruptivgesteine, rein lokalisierte Bildung. Auch auf sekundärer Lagerstätte, z. B. in Sandstein. In der Literatur werden serizitische Umwandlungsprodukte häufig als Kaolin bezeichnet, ebenso alle übrigen lockern, weißen Umwandlungsprodukte der Feldspate. Unterscheidung oft nur chemisch.

12. Sillimanit, Al_2SiO_5 , rhombisch. $H = 6\frac{1}{2}$; spez. Gew. = 3,24. Makroskopisch fast ausschließlich in feinfaserigen, verfilzten, lichtgefärbten, meist etwas seidenglänzenden Aggregaten in Kontaktgesteinen. Hohes Gewicht, Härte und Zähigkeit sind bezeichnend.

13. Wollastonit, $CaSiO_3$, monoklin. $H = 5$; spez. Gew. = 2,85. In mehreren Richtungen gut spaltbare, parallel stenglig-blättrige, meist weiße Aggregate in körnigen Kalken.

Tremolit s. Amphibolgruppe.

Diopsid s. Pyroxengruppe.

14. Disthen, Al_2SiO_5 , triklin. H parallel zur Spaltbarkeit = 4, senkrecht dazu = 7; spez. Gew. = 3,6. In größeren, vollkommen spaltbaren Individuen meist lichtblau, Zyanit, und dann leicht bestimmbar, oder graulich, und dann nur unter dem Mikroskop zu erkennen. In garbenähnlichen, oft durch Graphit völlig schwarzen Aggregaten auf den Schichtflächen zentralalpiner Garbenschiefer, Rhätizit.

15. Kordierit, $Mg_2Al_4Si_5O_{18}$, rhombisch. $H = 7$; spez. Gew. = 2,65. Gerundete, scheinbar hexagonale Prismen, namentlich in granitischen Injektionsadern, teils frisch und dann violblau, teils zu matten, grünlichbraunen Aggregaten von Pinit umgewandelt. In den Hornfelsen zum Teil als Knoten, häufiger aber in körnigen Aggregaten, die bei ihrem Mangel an Spaltbarkeit, ihrer Härte und ihrem Gewicht vom Quarz äußerlich nicht unterscheidbar sind. Auch die violette Färbung zeigt letzteres Mineral hin und wieder ebenso deutlich wie der Kordierit.

16. Olivin, $(Mg,Fe)_2SiO_4$, rhombisch. $H = 7$; spez. Gew. = 3,5. In basischen Eruptivgesteinen,

besonders in Basalten, lebhaft glasglänzende, kurz prismatische bis tafelige Einsprenglinge (Fig. 38 und 39), meist gelbgrün bis flaschengrün, seltener durch Oxydation braunrot, ferner in denselben Gesteinen derbe, körnige Putzen von Olivinfels.

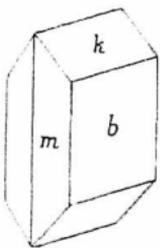


Fig. 38.

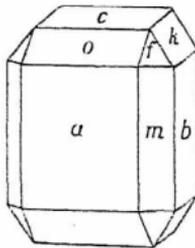


Fig. 39.

Häufigste Kombinationen von Olivin.

Spaltbarkeit meist nicht sichtbar, daher muschlig-er Bruch sehr vollkommen. Ferner Hauptbestandteil der Peridotite, die lichtgelbgrüne und besonders schwere Gesteine sind. Gewöhnlich ist die Umwand-

lung in Serpentin, wobei öfters das sich bildende Maschensystem von Chrysotil für das bloße Auge deutlich ist (Fig. 40). Bemerkenswert ist die Abnahme des Gewichts bei dieser Umwandlung.

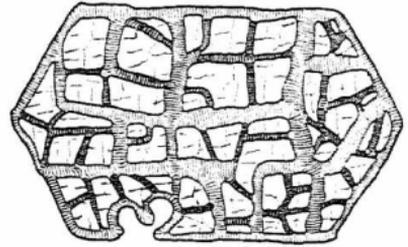


Fig. 40. Olivin. Beginnende Umwandlung in Chrysotil. Maschenstruktur.

17. Serpentin, $H_4(Mg,Fe)_3Si_2O_9$, rhombisch. $H = 3$; spez. Gew. = 2,6. Gesteinsbildend stets dicht, grün, gelbgrün, schwärzlichgrün, auch rot und braun gefleckt, öfter von deutlich faserigen Adern durchzogen. Besonders bezeichnend ist der feinsplittrige Bruch der Gesteine, welchen man namentlich nach dem Anhauchen der frischen Bruchfläche erkennt. Stets Umwandlungsprodukt von Olivin, dessen noch vorhandene Reste die Härte öfter erhöhen.

18. Chlorit, $H_4(Mg,Fe)_2Al_2SiO_9$. $H = 2\frac{1}{2}$; spez. Gew. = 2,8. Stets grün, selten deutlich kristallinisch und dann feinschuppig, sehr vollkommen spaltbar. Meist ziemlich dicht, besonders häufig als grünes Pigment veränderter basischer Eruptivgesteine, der sog. Grünsteine und Grünschiefer.

Strahlstein, Uralit, s. Amphibolgruppe.

19. Epidotgruppe. $H = 7$; spez. Gew. = 3,3. Stenglige bis körnige Ausbildung. Spaltbarkeit vollkommen in der Richtung der Stengel. a) $HCa_2Al_3Si_3O_{13}$: Zoisit rhombisch, Klinozoisit monoklin. Äußerlich nicht zu unterscheiden, makroskopisch öfter in filzigen Aggregaten von meist graugrüner Farbe, selten

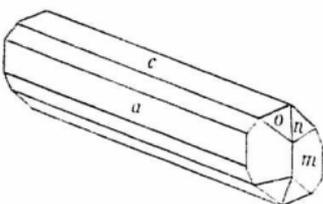


Fig. 41.

Gewöhnliche Form von Epidot.

in deutlich erkennbaren, lichtgrünen bis rötlichen Individuen. Besonders häufig in den völlig dichten, strukturlosen Aggregaten des Saussurits (s. Plagioklasse). b) Eisenoxydhaltig ist der Epidot, $HCa_2(Al,Fe)_3Si_3O_{13}$,

monoklin, etwas häufiger makroskopisch bestimmbar, gelbgrün bis dunkelgrün in verschiedenen Tönen. Kristalle, wie Fig. 41 (S. 47), besonders in körnigen Kalken und auf Klüften epidotführender Gesteine. Am häufigsten aber ist er in mikroskopischer Verteilung, und in dieser Form das gewöhnlichste gelbe bis gelbgrüne Pigment kristallinischer Gesteine. Weit verbreitet ist er als Umwandlungsprodukt basischer Silikate.

c) Piemontit, Manganepidot, makroskopisch nur als dunkelrotes Pigment kristallinischer Gesteine erkennbar. Färbt ebenso wie Eisenglanz.

d) Orthit, mit einem Gehalt an seltenen Erden, namentlich in Tiefengesteinen vereinzelte, schwarze, pechglänzende, oft auch matte, umgewandelte Körner mit rötlichem Rande.

20. Granatgruppe, $R_3(Al, Fe)_2Si_3O_{12}$, regulär. $H = 7\frac{1}{2}$; spez. Gew. = 3,5—4,3. Wenn kristallisiert, Dodekaeder (Fig. 35, S. 43) oder Kombination des-

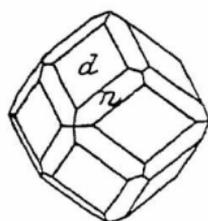


Fig. 42.
Dodekaeder mit
Ikositetraeder.

selben mit Ikositetraeder (Fig. 42). Meist ohne Andeutung von Spaltbarkeit und gewöhnlich sehr brüchig und spröde. a) $R = Fe$, Almandin: häufigstes Glied der Gruppe, lebhaft rot bis gelbrot; Bestandteil von Silikatgesteinen, meist makroskopisch deutlich, oft in sehr großen Kristallen oder gerundeten Körnern, reich an Einschlüssen. b) $R = Mg$, Pyrop: blutrote bis schwärzliche Körner, nur in Olivinfels und Serpentin, oft mit faserigem Rand von gräulichgrünem Kelyphit. c) $R = Ca$, Kalkgranaten: lichtgelblich, grünlich, bräunlich, rötlich: Grossular; dieselben Farben intensiver: Hessonit, Allochroit; in körnigen Kalken gute, oft recht große Kristalle. Wenn der Kalkspat zurücktritt, körnige Aggregate, welche bis zu saussuritartiger Dichte herabgehen; besonders in Kalksilikatfelsen. Titanhaltiger Kalkgranat, Melanit, bildet meist gute Kristalle, schwarz mit pechglänzendem Bruch in Natrongesteinen.

21. Vesuvian, kompliziertes Kalktonerdesilikat, tetragonal. $H = 6\frac{1}{2}$; spez. Gew. = 3,5. Verbreitung ähnlich, aber geringer wie beim Kalkgranat; hauptsächlich braune bis lichtgrüne, kurzprismatische Kristalle in körnigen Kalken; auch derbe grüne Vesuvianfelse und Bestandteil von Saussurit.

22. Andalusit, Al_2SiO_5 , rhombisch. $H = 7\frac{1}{2}$; spez. Gew. = 3,2. Nur in Kontaktgesteinen, aber selten makroskopisch deutlich, in besonders großen Kristallen auf Pegmatiten. Die prismatischen Kristalle mit fast rechtwinkligem Querschnitt, lichterot bis rotbraun, mit wenig deutlicher Spaltbarkeit, sind selten frisch. Viel häufiger sind sie zu weißen, weichen Aggregaten geworden, die durch Einschlüsse eine sehr charakteristische Struktur im Querschnitt aufweisen: Chistolith (Fig. 43). In den Knotenschiefern ist die Ausbildung meist recht unregelmäßig, in schwar-

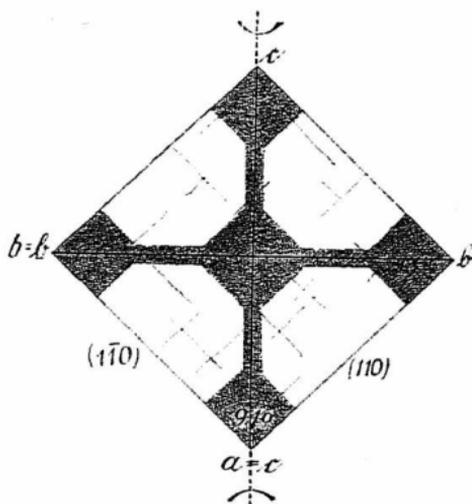


Fig. 43. Chistolith.

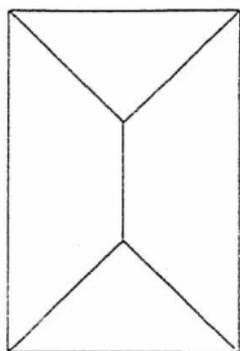


Fig. 44. Briefkuvertform des Titanit.

zen, weizenkornähnlichen Flecken, oder er ist sehr feinkörnig als Bestandteil der Hornfelse, die, wenn reich an Andalusit, äußerlich einen charakteristischen braunroten Ton aufweisen.

23. Titanit, $Ca(Si, Ti)_2O_5$, monoklin. $H = 6$; spez. Gew. = 3,5. Vereinzelt, meist gut kristallisiert; in Syeniten und verwandten Gesteinen rotbraune, diamantglänzende, briefkuvertähnliche Kristalle (Fig. 44); in Nephelinsyeniten, Phonolithen, Grünschiefern usw. lichtgelb, gleichfalls diamantglänzend: Sphen.

24. Staurolith, $HFeAl_5Si_2O_{13}$, rhombisch. $H = 7\frac{1}{2}$; spez. Gew. = 3,6. Wo makroskopisch sichtbar, stets flachprismatische, dunkelrotbraune Kristalle und Durchkreuzungen solcher unter ca 90° oder 60° in Glimmerschiefern; ziemlich selten auch in wenig deutlichen Knoten.

25. Spinell, $(Mg,Fe)Al_2O_4$, regulär. $H = 8$; spez. Gew. = 3,6. Nur erkennbar, wo deutliche Oktaeder (Fig. 45); rötlich, grünlich bis tiefviolett in körnigem Kalk; von dem ähnlichen Periklas, MgO , unterschieden durch den Mangel an Spaltbarkeit. Letzterer findet sich in denselben Gesteinen, meist in grünlichen Oktaedern, die vollkommen nach dem Würfel spaltbar sind. Chromspinell: Pikotit und Chromeisen in braunschwarzen, pechglänzenden Körnern und Oktaedern, ausschließlich in Olivingesteinen und Serpentin.

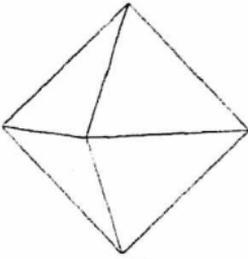


Fig. 45. Oktaeder.

26. Flußspat, CaF_2 , regulär. $H = 4$; spez. Gew. = 3,2. Die sehr vollkommen spaltbaren, derben Aggregate, welche manchmal in Tiefengesteinen vorkommen, sind nur deutlich erkennbar, wenn sie tiefviolette Farbe aufweisen.

27. Chloritoid, basisches, eisenhaltiges Tonerdesilikat. $H = 5-6$; spez. Gew. = ca 3,2. Glimmerähnlich spaltbare, meist gerundete, schwarzgrüne Knoten; von den Glimmern durch Härte und Sprödigkeit unterschieden.

28. Glimmergruppe: Kali-, Magnesia-, Eisen- und Lithion-Tonerdesilikate, monoklin, annähernd hexagonal. Höchst vollkommen nach der Basis spaltbar. $H =$ ca 3; spez. Gew. = 2,8—3,2. Schlagfigur: Glimmer erster und zweiter Art (Fig. 46 u. 47).

a) Kaliglimmer: Muskowit, farblos, nur in Pegmatiten deutliche Kristalle, sonst in silberartig

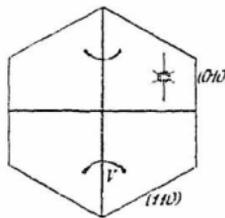


Fig. 46.

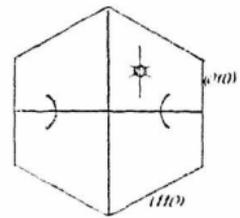


Fig. 47.

Glimmer erster und zweiter Art.

glänzenden Schuppen, besonders in Granit, Gneis und Glimmerschiefer; ferner in glänzenden Membranen als Serizit, der oft für Talk erklärt wird; auch sonst als Neubildung auf Klüften der Gesteine, Serizit-

schiefer etc. Ganz feinkristallinisch ist er die Ursache der schimmernden Schichtfläche der Phyllite oder Glanzschiefer.

b) Magnesiaglimmer: Phlogopit. Dem Muskowit ähnlich, aber namentlich in körnigen Kalken und meist lichtgelb bis rötlichbraun.

c) Magnesiaeisenglimmer: Biotit, dunkelbronze-farbig bis zu schwarzbraun; verhältnismäßig gut begrenzte, sechsseitige Blättchen in Granit und zumal in dessen Injektionsadern. Durch Zersetzung grünlich und matt.

d) Lithionglimmer: Lithionit, von den besprochenen Varietäten nur chemisch zu unterscheiden. Begleiter von Zinnerz.

29. Pyroxengruppe. $H = 5\frac{1}{2}$; spez. Gew. = 3,1—3,5. Deutlich spaltbar nach einem Prisma von annähernd 90° .

a) Rhombische Pyroxene $(Mg, Fe)SiO_3$. Fast nur in Eruptivgesteinen. In basischen Tiefengesteinen grobblättrige Aggregate, lichtbräunlich: Enstatit oder Bronzit, schwarzbraun: Hypersthen; besonders häufig mit metallartigem Schiller und einer sehr vollkommenen Absonderung nach der Querfläche. Im Aussehen völlig übereinstimmend mit dem monoklinen Diallag. In porphyrischen Gesteinen, meist sehr kleine, schwarzbraune Kristalle; vom gemeinen Augit äußerlich nicht zu unterscheiden.

b) Monokline Pyroxene: Zunächst die meist kalkfreien Enstatitaugite, die den rhombischen Pyroxenen analog zusammengesetzt sind, dann die Reihe von $(Mg, Ca, Fe)SiO_3$, Diopsid, über Diallag zu gemeinem Augit, $(Mg, Ca, Fe)(Al, Fe)_2SiO_6$, von diesem über Ägirinaugit zu Ägirin, $NaFeSi_2O_6$.

Diopsid, typisches Kontaktmineral, fast farblos, licht- bis dunkelgrün, fein bis grobkörnig in Kalksilikatfelsen. Diallag, äußerlich mit dem Bronzit übereinstimmend, in basischen Tiefengesteinen.

Gemeiner Augit, meist schwärzlichbraun, das häufigste dunkle Mineral der basischen Eruptivgesteine, weit verbreitet auch in sauren und intermediären. In porphyrischen Gesteinen kurz prismatische Kristalle

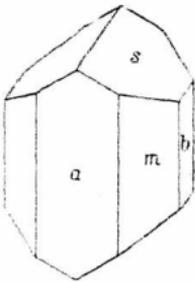


Fig. 48.

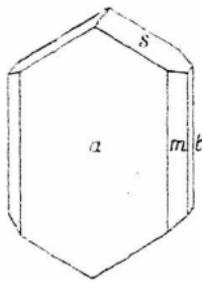


Fig. 49.

Gewöhnliche Kombinationen von Augit.

(Fig. 48), wenn titanhaltig tafelig nach der Querfläche (Fig. 49); von Hornblende durch die meist kürzer prismatische Ausbildung und die weniger vollkommene Spaltbarkeit unterschieden. In körnigen Gesteinen selten deutliche Kristallform, in Diabasen

als schwärzlichgrüne Grundmasse. Neigung zur Umwandlung in faserige, grüne Hornblende, oft unter Erhaltung der Form, Uralit, und besonders in chloritische Aggregate, Grünsteine. Von ihm makroskopisch nur durch länger prismatische Ausbildung zu unterscheiden sind Ägirinaugit und Ägirin, die nur in Natrongesteinen vorkommen.

30. Amphibolgruppe: Reihe von (*Mg, Ca, Fe*) SiO_3 , Tremolit oder Strahlstein, zu gemeiner grüner, brauner und basaltischer Hornblende (*Mg, Ca, Fe*) (*Al, Fe*) $_2\text{SiO}_6$, zu Glaukophan, $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$, und Arfvedsonit resp. Riebeckit, $\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$,

monoklin. $H = 5\frac{1}{2}$; spez. Gew. = 3,0—3,4. Vollkommen spaltbar nach einem Prisma von 124° . Meist länger prismatische Ausbildung als bei gemeinem Augit. Kristalle namentlich bei basaltischer Hornblende (Fig. 50).

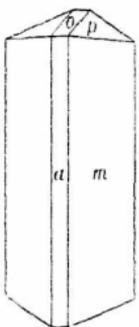


Fig. 50.
Gewöhnliche Form der Hornblende.

Tremolit, farblos, weiß; feine Nadeln, auch Garben in Kontaktkalken, größere Stengel und wirr- bis radialfaserige Aggregate in Serpentin, nicht so fein verfilzt und so zäh wie der Sillimanit. Strahlstein,

lichtgrün bis kräftig grün, namentlich in Serpentin und Talkgesteinen. Grüne Hornblende, kompakte, schwarzgrüne Körner, namentlich in intermediären Tiefengesteinen, selten in Kristallen; strahlig-fasrig in den aus basischen Eruptivgesteinen hervorgegangenen Grünsteinen, Grünschiefern, in welchen die uralitische Hornblende neben Chlorit das häufigste grüne Pigment ist. In Kontaktschiefern gern in Garben auf den Schichtflächen. In basischen Tiefengesteinen trifft man meist eine braune Hornblende, deren braunschwarzer Ton schon makroskopisch hervortritt. Basaltische Hornblende in allen möglichen Ergußgesteinen, in prismatischen, meist gerundeten Kristallen, rein schwarz mit besonders lebhaft glänzenden Spaltflächen. Glaukophan, bläulichschwarze Körner und fasrige Partien, namentlich in Eklogit und damit verwandten Gesteinen. Riebeckit und Arfvedsonit sind schwarz, mit bloßem Auge meist nicht bestimmbar, in Natrongesteinen ziemlich verbreitet.

31. Turmalin: Eine Reihe komplizierter borhaltiger Alumosilikate, von welchen nur der titanführende, rein schwarze, meist pechglänzende Schörl als Gesteinsbestand-

teil von Bedeutung ist. Rhomboedrisch-hemimorph (Fig. 51 u. 52), oft sehr große Kristalle auf Pegmatiten. Kleinere Individuen in dem seltenen Turmalingranit,

häufiger in radialstrahligen, mit Quarz verwachsenen Aggregaten, Turmalinsonnen, in Granit etc. In allen möglichen Kontaktgesteinen einzelne schwarze Nadeln, die sich von der Hornblende durch völligen Mangel einer Spaltbarkeit sowie durch ihren trigonalen

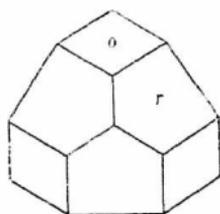


Fig. 51.

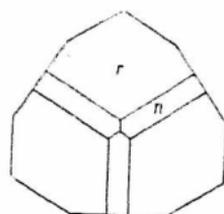


Fig. 52.

Die entgegengesetzten Endflächen eines Turmalinkristalls.

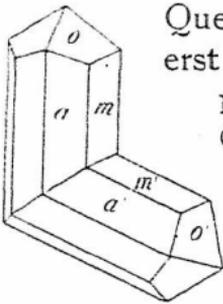


Fig. 53.
Rutilzwilling.

Querschnitt unterscheiden, gewöhnlich aber erst mikroskopisch sichtbar werden.

Melanit s. Granatgruppe.

Orthit s. Epidotgruppe.

32. Rutil, TiO_2 , tetragonal. $H = 6\frac{1}{2}$; spez. Gew. = 4,25. Als Gesteinsbestandteil nur selten makroskopisch deutlich. Schwarzerote, lebhaft diamantglänzende, prismatisch vollkommen spaltbare Körner oder Kriställchen, namentlich Zwillinge (Fig. 53) in Eklogiten und Amphiboliten; meist nur mikroskopisch.

Chrom Eisen s. Spinell.

33. Magneteisen, Fe_3O_4 , regulär. $H = 6$; spez. Gew. = 5,2. Einfache Oktaeder (Fig. 45, S. 50), oft stark verzerrt (Fig. 54), oder Spinellzwillinge (Fig. 55), häufiger derb; schwarz, metallglänzend mit

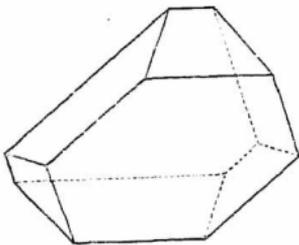


Fig. 54.
Verzerrtes Oktaeder.

muschligem Bruch; wirkt auf die Magnetnadel. Besonders in basischen Eruptivgesteinen und von allen möglichen Silikaten begleitet als Putzen in körnigem Kalk. Wichtiges Eisenerz.

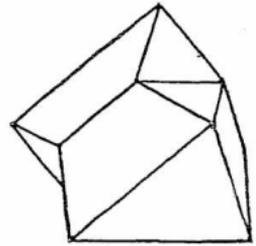


Fig. 55.
Spinellzwilling.

34. Titaneisen, $(Fe, Ti)_2O_3$, hexagonal. $H = 5\frac{1}{2}$; spez. Gew. = ca 5,0. Als Gesteinsgemengteile makroskopisch fast nur in derben, schwarzen, metallglänzenden Partien zu beobachten, die sich äußerlich von Magneteisen nicht unterscheiden. In basischen Eruptivgesteinen.

35. Eisenglanz, Fe_2O_3 , hexagonal. $H = 6\frac{1}{2}$; spez. Gew. = 5,25. Roter Strich. Wenn kompakt, metallglänzende Körner, schwer von den beiden vorigen zu unterscheiden; die Kristalle, taflig (Fig. 56), besonders lebhaft metallglänzend und schwarz, übergehend in glimmerartige Aggregate. In feiner Verteilung häufigstes rotes bis braunrotes Pigment der Gesteine. Kompakte Massen wichtiges Eisenerz. Vorkommen in Eruptivgesteinen sowie auch als Eisenglimmerschiefer.



Fig. 56. Kristall von
Eisenglanz.

36. Graphit, C , hexagonal. $H = 1$; spez. Gew. = 2,3. Schwarze, lebhaft metallglänzende, schuppige, glimmerartige spaltbare Aggregate, noch häufiger dicht

mit glänzendem, schwärzlichgrauem Strich. Von den ähnlichen Mineralien durch seine geringe Härte, seine abfärbende Beschaffenheit, und wo in größerer Menge vorhanden, durch seine gute Wärmeleitung und damit zusammenhängend sein kaltes Anfühlen ausgezeichnet. In sehr feiner Verteilung das häufigste schwarze Pigment kristallinischer Gesteine, in dieser Form aber äußerlich nicht von Kohle zu unterscheiden.

37. Magnetkies, FeS , hexagonal. $H = 4$; spez. Gew. = 4,6. Derbe, bronzefarbene Partien, manchmal mit recht deutlicher Spaltbarkeit, braun anlaufend, leicht zu Vitriol verwitternd. Namentlich in basischen Eruptivgesteinen, aber auch in sog. Gneis und andern Kontaktbildungen, öfters nickelhaltig.

38. Eisenkies (Pyrit), FeS_2 , regulär. $H = 6\frac{1}{2}$; spez. Gew. = 5,0. Pentagondodekaeder (Fig. 57) und namentlich durch Kombination mit diesem gestreifte Würfel (Fig. 58), ferner derbe Partien; speisgelb, lebhaft metallglänzend, ohne Spaltbarkeit.

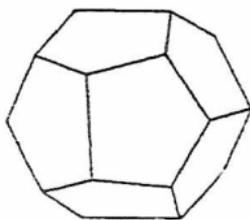


Fig. 57.

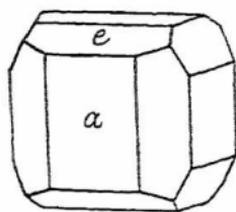


Fig. 58.

Formen von Eisenkies.

An der Oberfläche fast stets zu Brauneisen verwittert. In allen möglichen umgewandelten Gesteinen.

Spezieller Teil.

A. Die Eruptivgesteine.

Alle Eruptivgesteine sind Silikatgesteine, und die primären Bestandteile derselben sind weit vorwiegend Silikate. Eine Reihe von Gesetzmäßigkeiten in der chemischen Zusammensetzung und daher auch in der mineralogischen Beschaffenheit derselben sind deutlich hervortretend, und diese geben die Grundlage zu dem System, welches die Tabelle S. 37 darstellt.

Wenn man von dem weitest verbreiteten aller Gesteine, dem Granit, ausgeht, so tritt vor allem die Erscheinung deutlich hervor, daß mit der Abnahme der Kieselsäure auch das Kali abnimmt, während der Gehalt an Kalk, Magnesia und Eisen anwächst. In der mineralischen Zusammensetzung äußert sich dies in besonders hervortretender Weise: der quarzreiche, an Plagioklas und dunklem Glimmer stets sehr arme Zweiglimmergranit verliert mit der Abnahme des Quarzes rasch seinen Gehalt an Muskowit und wird zu dem an Plagioklas und einem dunklen Mineral reicheren Biotitgranit. Ein weiteres Zurücktreten des Quarzes bedingt ein Anwachsen des basischen Gemengteils: quarzarme Granite sind daher dunkler gefärbt als quarzreiche. Oder stellt man sich in durchaus schematischer Weise die Proportionen des dunkeln Bestandteils der einzelnen Gesteinstypen in Rechnung, so kann man dies etwa in folgender Weise skizzieren. Der basische Gemengteil beträgt in

Granit	Syenit	Diorit	Gabbro	Trapp
5—10%	15%	25%	35—40%	über 40%

des ganzen Gesteins. Die zu jedem dieser Typen gehörigen Ergußgesteine sind durchschnittlich etwas ärmer an dem dunkeln Bestandteil, der im Liparit kaum irgend eine Rolle spielt, im Trachyt meist deutlich hervortritt, in den Andesiten unter den Einsprenglingen mehr und mehr an gleiche Stelle mit dem Feldspat rückt, dann vorherrscht und in den Melaphyren fast ausschließlich die Einsprenglinge bildet.

Die hauptsächlich orthoklasführenden Gesteine sind durch alle Übergänge mit den Plagioklasgesteinen verbunden, wie überhaupt kein Eruptivgestein, weder in Bezug auf seine Zusammensetzung noch auch auf seine Struktur, einen scharf abgegrenzten Typus darstellt.

Ein anschauliches Bild von der Änderung der chemischen Zusammensetzung mit dem Mineralbestand gibt die Zusammenstellung von Durchschnittsanalysen der wichtigsten in Frage kommenden Bestandteile der Eruptivgesteine:

	<i>SiO₂</i>	<i>Al₂O₃</i>	<i>Fe₂O₃</i>	<i>FeO</i>	<i>MgO</i>	<i>CaO</i>	<i>K₂O</i>	<i>Na₂O</i>
Quarz	100%	—	—	—	—	—	—	—
Kali- feldspat	64½%	18½%	—	—	—	—	17%	—
{ Natron- feldspat }	68½%	19½%	—	—	—	—	—	12%
{ Kalk- feldspat }	43%	37%	—	—	—	20%	—	—
Basisches Mineral	50%	7%	5%	11%	16%	11%	—	—
Olivin	41%	—	—	11%	48%	—	—	—

Die Abnahme des Gesamtkieselsäuregehaltes vom quarzhaltigen Granit zum quarzfreien Syenit, von hier zu den Plagioklasgesteinen, in welchen die Mischung von Kalk- und Natronfeldspat an sich schon weniger Kieselsäure führt als der Orthoklas und der Gehalt an dieser Substanz noch weiter herabgedrückt wird durch die zunehmende Bedeutung des basischen Minerals nebst Eisenerzen und schließlich den Eintritt von Olivin, ist in die Augen springend. Damit geht Hand in Hand ein Zurücktreten von Kali zu Gunsten von Natron, sodann von Kalk, mit deren Anwachsen Eisen und Magnesia mehr und mehr steigen, während der zunehmende Gehalt

des Plagioklases an Kalkfeldspat trotz der Verminderung des Feldspatgehaltes überhaupt den Bestand an Tonerde in fast konstanter Höhe erhält und dieser Teil erst in den basischen Eruptivgesteinen zurückgeht, in welchen der Feldspat gegenüber den an Tonerde armen basischen Mineralien sowie des Olivins mehr und mehr in den Hintergrund tritt. Die rein schematisch abgerundeten Werte der obigen Zusammenstellung lassen die bei den einzelnen Gesteinstypen ausführlicher zu besprechenden mineralischen Modifikationen in den chemischen Gesetzen begründet erscheinen.

So geht der Granit durch die Zwischenglieder der Tonalite über in den Quarzdiorit, durch die Syenitgranite in den Syenit, dieser durch den Monzonit in den Diorit usw., und ebenso stellt sich in struktureller Beziehung jede Art von Übergängen ein. In gleichmäßig körnigem Granit treten einzelne Feldspate mit deutlicherer Kristallform hervor, Kristallgranit, dann wird von Stufe zu Stufe die Zwischenmasse zwischen den größer hervortretenden Einsprenglingen feinkörniger, Granitporphyr, und schließlich entwickelt sich eine völlig dichte, oft glashaltige Grundmasse, Quarzporphyr.

Neben dieser ausgedehnten Gesteinsreihe existiert aber noch eine zweite, welche für den Geologen zwar nur in einzelnen Typen eine Wichtigkeit besitzt, deren hauptsächlichste Grundzüge aber doch kurz skizziert werden müssen. Im Gegensatz zu den Orthoklas- und Plagioklasgesteinen mögen diese wegen der fast ständigen Vorherrschaft von Natron als Natrongesteine bezeichnet werden. In den kieselsäurereichsten Gliedern dieser Reihe tritt dies noch wenig deutlich hervor, und die sog. Natrongranite enthalten öfter recht bedeutende Mengen von Kali. Aber sie haben mit den andern Natrongesteinen die Eigenschaft gemeinsam, daß sie reicher an Alkalien sind, als ihrem Gehalt an Feldspat entspricht. Während bei Orthoklas- und Plagioklasgesteinen, mit Ausnahme der Zweiglimmergranite, die Alkalien ausschließlich im Feldspat vorhanden sind und in den meisten Fällen zur Bindung der Tonerde in diesen noch Kalk hinzugezogen werden muß, ist in den normalen Natrongesteinen die Summe der Alkalien höher, als dem Gesamtgehalt an Alkalifeldspat entspricht, und dieser Überschuß an Alkalien, speziell an Natron, findet sich hier in natronhaltigen Gliedern der Hornblende- und Pyroxenreihe: Riebeckit, Ägirin usw. sind die charakteristischen, wenn auch meist sehr untergeordneten, basischen Mineralien dieser Reihe. Die Änderung der Gesamtzusammensetzung der Schmelzflüsse unterliegt hier andern Gesetzen. Besonders hervortretend ist die Erscheinung, daß mit der Abnahme der Kieselsäure hier die Alkalien und mit ihnen die Tonerde erst langsam und dann rasch zunehmen, und während in den ersteren Reihen basische Gesteine stets arm an Alkalien sind, erscheinen

hier die kieselsäureärmsten als die natronreichsten, in denen das basische Natronalumosilikat, der Nephelin, die Hauptrolle spielt.

Für diese Reihe ergeben sich die Beziehungen der chemischen Zusammensetzung zum Mineralbestand aus folgender Tabelle:

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O
Natronfeldspat	68 $\frac{1}{2}$ %	19 $\frac{1}{2}$ %	—	—	—	—	—	12%
Kali-feldspat	64 $\frac{1}{2}$ %	18 $\frac{1}{2}$ %	—	—	—	—	17%	—
Nephelin	44%	35%	—	—	—	—	4%	17%
Basisches Mineral (Ägirin)	52%	2%	30%	3%	—	—	—	13%

Die Zunahme des Nephelins tritt in der Abnahme der Kieselsäure und der bedeutenden Erhöhung des Alkali- und Tonerdegehaltes hervor, während Magnesia und Kalk in dieser Reihe überhaupt keine Rolle spielen.

Nur wenn der Gehalt an Kalk ansteigt, dann zeigen sich ähnliche Gesetzmäßigkeiten wie bei den Plagioklasgesteinen. Seine Zunahme geht Hand in Hand mit einer Zunahme der Magnesia und des Eisens. Mineralogisch äußert sich dies in der Weise: die normalen Natrongesteine sind arm an Kalknatronfeldspat, sie sind auch in den kieselsäurearmen Gliedern helle und leichte Gesteine, in welchen der basische Gemengteil stets vereinzelt bleibt. Wenn aber der Plagioklas stärker hervortritt, dann werden die Gesteine, der normalen Reihe der Plagioklasgesteine analog, dunkler und dunkler. Die Natrongesteine, von welchen übrigens nur die nephelinführenden, speziell die Nephelinsyenite und Phonolithe, makroskopisch mit Sicherheit als solche bestimmbar sind, erscheinen um vieles seltener, sind aber in einzelnen Gebieten durch ungemein große Mannigfaltigkeit der Ausbildung interessant, wie sie überhaupt in viel höherem Maße als die zuerst besprochenen Gesteinsreihen zu ungleichmäßig schlieriger Ausbildung neigen.

Die Erscheinungen der magmatischen Spaltung, auf welche S. 15 schon hingewiesen wurde, zeigen in den gangförmigen Nachschüben der einzelnen Intrusionen, den sog. Ganggesteinen, den am schärfsten ausgesprochenen Charakter. Die Gruppe der Spaltungsgesteine, welche als Gangfolge der einzelnen Tiefengesteinstypen erscheinen, sind ganz außerordentlich mannigfache Gesteine, die besonders in der Natronreihe in buntester Entwicklung auftreten und zu einer Unzahl neuer Namen Anlaß gegeben haben. Diese sind aber für den Geologen ohne Bedeutung,

da es sich fast nur um höchst untergeordnete und rein lokale Vorkommnisse handelt. Die hauptsächlichliche Richtung, in welcher die Zerspaltung eines Magmas vor sich geht, tritt in der Anreicherung der feldspatbildenden Elemente auf der einen, der basischen Bestandteile des Hauptgesteins auf der andern Seite entgegen und wird am einfachsten schematisch dargestellt durch folgende Ableitung eines sauren Spaltungsproduktes, des Aplit, und eines basischen, des Lamprophyrs, aus einem normalen Granit.

	Granit	Aplit	Lamprophyr
SiO_2	70 ⁰ / ₀	76 ⁰ / ₀	56 ⁰ / ₀
Al_2O_3	15	15	14
Fe_2O_3	2	0	3
FeO	1	0	5
MgO	1	0	8
CaO	3	$\frac{1}{2}$	7
Na_2O	3	2	4
K_2O	5	$6\frac{1}{2}$	3

Es ist also durch Zerlegung des normalen Granits einerseits ein noch heller gefärbter Aplit hervorgegangen, der weit vorherrschend aus Orthoklas und Quarz zusammengesetzt ist, andererseits ein sehr viel dunklerer Lamprophyr, in welchem der Quarz nur noch ganz untergeordnet ist und auch der Orthoklas auf Kosten des Plagioklases in den Hintergrund tritt. So entstehen die mannigfachsten Abstufungen, zunächst nur in geringen Schwankungen der einzelnen Gemengteile hervortretend, bis zu deren völligem Verschwinden. Der Granit geht so durch etwas glimmerreichere Modifikationen über in noch quarzhaltige Lamprophyre, aus diesen entwickeln sich die quarzfreien Minetten. Auf der andern Seite bilden sich durch Zurücktreten des Orthoklases eigentliche Plagioklasgesteine, zunächst die aplitartigen, lichten Alsbachite, dann die dunkleren, graugrünen, dichten Malchite und endlich die Kersantite, aus denen schließlich durch fortgesetzte Anreicherung der basischen Bestandteile diabasähnliche Gesteine vom Charakter der Proterobase hervorgehen können, die aber trotz der abweichenden Beschaffenheit genetisch mit dem Granit selbst verbunden sind und derselben Eruptionsperiode angehören wie dieser.

Bei den an sich durch mannigfaltigere Mineralkombinationen ausgezeichneten Natrongesteinen steigert sich die Variabilität dieser Spaltungsprodukte noch um ein bedeutendes.

Dem speziellen Teil ist folgende Systematik zu Grunde gelegt:

1. Orthoklasgesteine:
 - Granit.
 - Granulit.
 - Liparit und Quarzporphyr.
 - Syenit.
 - Trachyt und Orthoklasporphyr.
2. Plagioklasgesteine:
 - Quarzdiorit und Diorit.
 - Gabbro.
 - Andesit und Porphyrit.
 - Trapp, Diabas und Melaphyr.
3. Natrongesteine:
 - Nephelinsyenit.
 - Phonolith und Tephrit.
 - Sonstige Natrongesteine.
4. Spaltungsgesteine:
 - Aplit und Pegmatit.
 - Minette und Kersantit.
 - Kamptonit und Basalt.
5. Feldspatfreie Gesteine:
 - Peridotit, Pyroxenit und Serpentin.

Anhang: Die vulkanischen Tuffe.

Die einzelnen Kapitel gliedern sich dann wieder in folgender Weise:

- Äußere Beschaffenheit.
- Mineralische Zusammensetzung.
- Geologische Verhältnisse.

Dabei ist das für den praktischen Geologen Wichtige in den Vordergrund gestellt, und die Ergebnisse der mikroskopischen Petrographie werden nur ganz ausnahmsweise eingehender angeführt, wo sie eine besondere Tragweite für die Deutung geologischer Erscheinungen besitzen.

I. Orthoklasgesteine.

Granit.

Äußere Beschaffenheit. Der Granit ist der Prototyp der körnigen Gesteine (Titelbild, a); er ist selten so grobkörnig, daß die einzelnen Körner über einen Zentimeter messen, und nur ganz lokal so feinkörnig, daß man zur Erkenntnis der hauptsächlichlichen Mineralien der Lupe oder des Mikroskops bedarf. Die eigentlichen Granite sind Orthoklasgesteine mit deutlich hervortretendem Gehalt an Quarz. Daneben sind ein oder mehrere Glieder der Glimmer-, Hornblende- oder Pyroxengruppe — erstere am häufigsten, letztere nur ganz lokal — in ziemlich untergeordneter Menge vorhanden, während Plagioklas, in allen Varietäten auftretend, öfters so an Bedeutung zunimmt, daß eigentliche Übergänge in die Quarzdiorite sich einstellen: Granodiorit oder Tonalit, deren makroskopischer Habitus jenem des Granits selbst sehr ähnlich bleibt.

Entsprechend dem Vorherrschen von Feldspat und Quarz sind die Granite spezifisch leichte (spez. Gew. um 2,7) und hell gefärbte Gesteine, deren Gesamtfarbe durch jene des Orthoklases bedingt wird. Dieser ist meist matt, aber mit deutlichen Spaltflächen, bald weiß, bald blaugrau, grünlich oder lebhaft rot. Neben demselben ist öfter ein weiß, gelblich oder grünlich gefärbter Plagioklas deutlich sichtbar. Eine gelblich-braune Aderung oder Färbung weist auf Ausscheidung von Rost durch beginnende Verwitterung.

Der muschlig brechende, meist fettglänzende Quarz, im Gesamtbild weniger hervortretend, ist am häufigsten licht rauchgrau oder milchig getrübt; rot ist er im Granit von *Meißen*, blauviolett in jenem von *Vanevik* in Schweden. In den Zentralgraniten ist er infolge innerer Zertrümmerung kaum

von den weißen Feldspaten zu unterscheiden. Den makroskopischen Charakter des Granits vollendet die regellose Verteilung der meist vereinzelt Individuen der eisenhaltigen Mineralien, besonders der glänzenden Blättchen des Biotits, welche gewöhnlich schwarz, wenn zersetzt, auch dunkelgrün erscheinen.

Die Granite haben eine große Neigung zu porphyrischer Ausbildung, indem sich aus der normalkörnigen Hauptmasse häufig größere bis

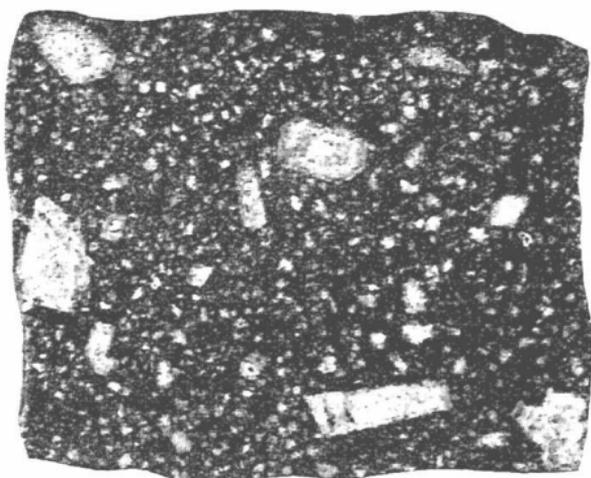


Fig. 59. Granitporphyr. Niedermöda bei Darmstadt.
(Phot. Prof. Dr Klemm.)

sehr große Feldspate abheben: Porphyrganit; mit dem Dichterwerden der Grundmasse geht dieser in Granitporphyr über (Fig. 59). Andernteils



Fig. 60. Porphyrischer Zentralgranit (Augengneis). Scaradrapaß, Graubünden.
($\frac{1}{2}$ nat. Gr.)

stellt sich eine parallele Anordnung der dunkeln Gemengteile ein, Gneisgranit, Granitgneis, welche endlich zu völlig schiefriger Beschaffenheit führt. Dann haben die Feldspateinsprenglinge meist Linsenform, im Querbruch wie Augen hervortretend, Augengneis (Fig. 60), um welche

sich die dunklere Grundmasse in gewundenen Fasern herumlegt.

Mineralische Zusammensetzung. Das Wichtigste der Mineralien des Granits ist der Orthoklas, der als Einsprengling oft recht gut umgrenzte Kristalle bildet, welche sich namentlich bei der Verwitterung aus dem Gesteinsverband lösen. Man kann in Gebieten, in denen Porphygranite verbreitet sind, die isolierten, bis 10 cm und darüber messenden Feldspate in Menge aus dem Ackerboden auslesen. Ganz frisch ist er nur verhältnismäßig selten, so namentlich in zentralalpinen Graniten, meist hat er einen halbmattem Habitus. Manchmal ist er auch in verschiedene erdige Aggregate umgewandelt, lokal auch in Kaolin. Dann ist in einzelnen Putzen oder Nestern, die sich weit in die Tiefe verfolgen lassen, das Gestein zu lockerer Masse geworden, in der nur noch der Quarz deutlich ist.

Neben dem Orthoklas ist stets Plagioklas vorhanden, meist ziemlich gut kristallisiert, aber in kleineren Individuen, die im allgemeinen ebenso matt sind wie der Orthoklas und sich öfter von diesem durch lichtere Farben unterscheiden. Wo beide weiß sind, ist ein Erkennen mit bloßem Auge nicht möglich. In den Zentralgraniten zeigt der Plagioklas rauhen Bruch infolge massenhafter Einschlüsse und ist öfter durch winzige Granaten rötlich, durch Klinozoisit grünlichgelb gefärbt. Die Menge des Plagioklases ist sehr wechselnd; am ärmsten an diesem Mineral sind die Zweiglimmergranite, welche nur einige Prozente davon enthalten. Biotitgranite und namentlich Amphibolgranite sind oft sehr plagioklasreich, oft so, daß der Orthoklas die zweite Stelle einnimmt.

Nächst den Feldspaten ist der Quarz das wichtigste Mineral, erstere bilden zusammen in normalem Granit ca 60% des Gesteins, letzterer 30—35%. Außer in den Zentralgraniten, in welchen er zu feinsandigen, schneeweißen Aggregaten zerdrückt zu sein pflegt, erkennt man ihn leicht an seinem muschligen Bruch.

Im Zweiglimmergranit spielt der lebhaft silberartig glänzende Muskowit in einzelnen isolierten

Blättchen eine gewisse Rolle; außerdem ist dieses Mineral als normaler Gesteinsgemengteil nur in dem zum Aplit gehörigen Muskowitgranit bekannt und fehlt sonst als ursprünglicher Gemengteil in Eruptivgesteinen. In grob- bis feinschuppigen, oft ganz dichten, mild seidenglänzenden Häuten aber durchzieht er als sog. Serizit besonders die mechanisch stark deformierten Gesteine, so z. B. die Zentralgranite, welche dann als schiefrige Gneise erscheinen. Dieses ist der sog. «Talk» der Alpengneise oder Protogine. Neben demselben ist der makroskopisch schwarze Biotit häufiger, der im Biotitgranit den einzigen Glimmer darstellt. In frischen Gesteinen glänzend, in verwitterten matt und trübe, liefert er den Atmosphäriken das Eisen, welches zur Rostfärbung der Verwitterungsprodukte führt. Manchmal ist er auch grünlich verfärbt, meist durch Chlorit, der wiederum in den Zentralgraniten besonders hervortritt. Schwärzliche Hornblende in einzelnen gedrungenen Körnern wird im Amphibolgranit vorherrschend, während die Pyroxene der seltenen Augitgranite dem bloßen Auge nicht deutlich sind.

Von sonstigen Mineralien trifft man noch gelbgrüne Partien von Epidot, einzelne pechartige, auch rötlich umrandete Körner von Orthit, kleine Flecken von violetter Flußspat usw. Der große Mineralreichtum aber, den man bei Graniten oft erwähnt findet, gehört nicht diesen, sondern den Pegmatiten an. Eine besondere Rolle spielt noch der Turmalin, in größeren oder kleineren, strahligen, schwarzen, von Quarz durchwachsenen «Sonnen» wohl stets sekundär durch Fumarolen zugeführt, ferner Granat und Kordierit, oft in recht großen Kristallen, letzterer häufig zu Pinit zersetzt, die namentlich in den Randzonen der Massive infolge von Auflösung von Bestandteilen des Nebengesteins auftreten.

Die Beschaffenheit der Granite ist gewöhnlich mittelkörnig und oft über weite Gebiete außerordentlich gleichmäßig; porphyrtartige Ausbildung ist in Randzonen und Gängen, aber auch in kleinen Stöcken verbreitet; manche Granite sind etwas drusig,

«miarolitisch», weitaus die meisten kompakt und sehr verbandfest. Parallelstrukturen mannigfacher Art sind verbreitet; besonders da, wo Einschlüsse vom granitischen Magma umhüllt wurden, stellt sich gern eine streifige Beschaffenheit des ganzen Gesteins ein, welches nun als Gneis bezeichnet wird. Eine etwas andere Bedeutung scheint die Schieferung des Zentralgranits oder Protogins der Alpen zu haben, in welchen sie auch ohne solche Einschlüsse in vorzüglicher Ausbildung auftritt. Die ganze Beschaffenheit des Gesteins weist dort auf seine Kristallisation während der Spannung des sich faltenden Gebirges hin, und die parallele Lage der Glimmerblättchen senkrecht zur Richtung dieses Druckes dürfte darauf zurückzuführen sein.

Einschlüsse mannigfaltigster Art sind weit verbreitet; Schieferungseinschlüsse mit deutlichen Injektionsadern (Fig. 61) in den verschiedenartigsten Dimensionen sind fast überall vorhanden, bald noch deutlich erkennbar, bald mehr zu runden, dunkeln Flecken resorbiert.

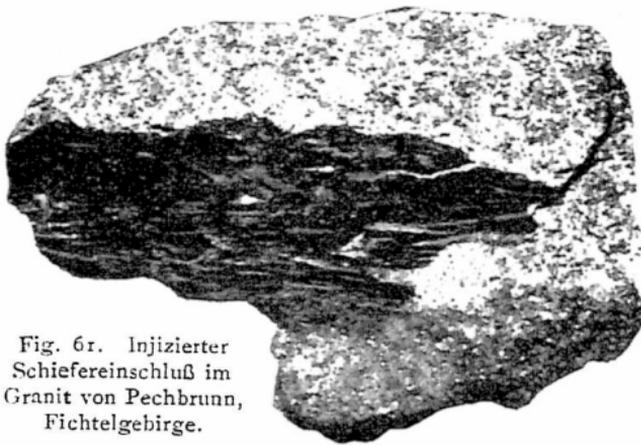


Fig. 61. Injizierter Schieferungseinschluß im Granit von Pechbrunn, Fichtelgebirge.

denartigsten Dimensionen sind fast überall vorhanden, bald noch deutlich erkennbar, bald mehr zu runden, dunkeln Flecken resorbiert. Kuglige Strukturen mit konzentrischem Aufbau trifft man im Kugel-

granit, dunkle Glimmerputzen im Puddinggranit, und allenthalben verbreitet sind aplitische und pegmatitische Schlieren und Gänge.

In den Randzonen wird das Gestein meist feinerkörnig, manchmal aber auch sehr grob, und namentlich sind hier die porphyrtartigen Formen der Porphy- oder Kristallgranite verbreitet. In manchen Fällen wird es glimmerärmer und geht in Aplit über, in andern erscheint es lamprophyrisch, wobei allerdings gewöhnlich auch eine teilweise Resorption des Nebengesteins mit in Frage kommen dürfte.

Die Verwitterung des Granites folgt den versteckten Absonderungsformen: das Gestein wird zu rostigem Grus, innerhalb

dessen große gerundete Blöcke noch frischen Gesteins vorhanden sind, die nach Wegführung des lockern Schuttes als Felsenmeere zurückbleiben (Fig. 62). Schließlich werden auch diese zu Sand, und zahlreiche Graniterritorien sind bis in ziemliche Tiefen völlig versandet. Auf Verwerfungen, welche die Granite durchsetzen, trifft man öfters typische Reibungsbrekzien, die entweder ein glänzendes, dem Serizitschiefer ähnliches Aussehen haben oder, wie die Pfahlschiefer im *Bayrischen Wald*, ganz dicht sind und mattem Tonschiefer gleichen.

Geologische Verhältnisse. Unter allen Eruptivgesteinen sind die Granite die verbreitetsten und

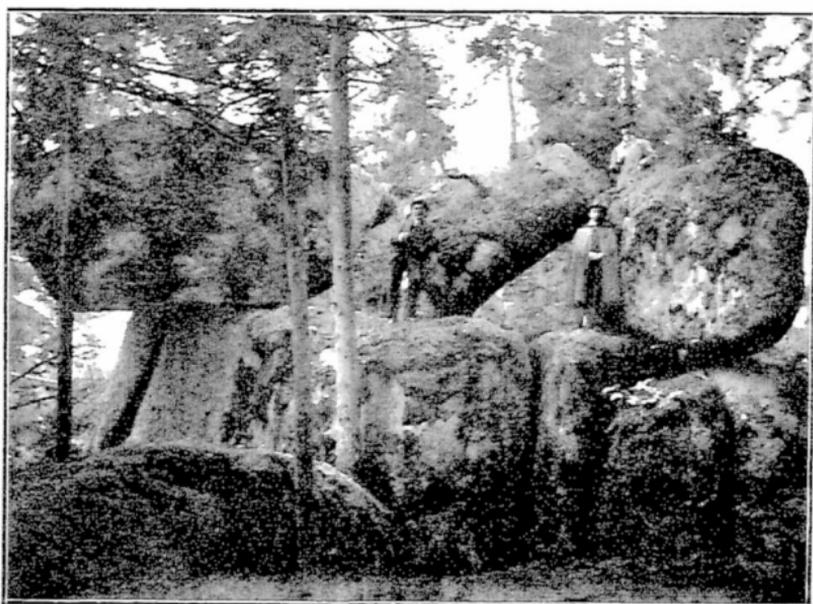


Fig. 62. «Wollsäcke» von Granit. Felsenmeer der Luisenburg bei Wunsiedel, Fichtelgebirge. (Phot. Apotheker Lipold, früher in Wunsiedel.)

so sehr vorherrschend, daß man ohne großen Fehler die mittlere Zusammensetzung der festen Erdrinde mit jener der Granite identifizieren darf. Einzelne einheitliche Granitgebiete umfassen Hunderte, ja viele Tausende von Quadratkilometern, und wo verhältnismäßig kleine Massen von Granit, wie in vielen Mittelgebirgen, vorhanden sind, pflegen diese stets in größerer Anzahl beisammen zu sein, beweisend, daß man es nur mit den Ausläufern einer in der Tiefe ruhenden mächtigen Granitmasse zu tun hat.

Die gewaltigsten Massive sind in Form von Lagern ausgebildet, welche im allgemeinen die innere Achse der Faltengebirge einnehmen und deren höchste Erhebungen bilden, die andernteils namentlich in unsern Mittelgebirgen dem Hauptstreichen parallel in zahlloser Wiederholung auftreten.

Die Klüftung des Granits bzw. eine etwa vorhandene Parallelstruktur fällt bald gegen den zentralen Kern zu ein, einen charakteristischen Fächer darstellend, bald fällt sie den Randzonen zu; im ersteren Fall ist wohl meist die Hauptmasse des Eruptivkörpers durch die Atmosphärlinien entfernt worden, im letzteren hat man es mit den oberflächlichen Teilen des in der Tiefe erstarrten Gesteins zu tun. Das schwebende Dach solcher Lager ist dann nicht selten in großer Vollkommenheit erhalten und zum Teil in das Magma hineingeblättert; dann tritt es in der Form injizierter Schiefer entgegen. Die Intrusivlager gehen über in eigentliche Lakkolithen, welche die überlagernden Schichten emporgehoben und oft in mannigfaltiger Weise zerrissen haben.

Gleichfalls sehr bezeichnend ist das Vorkommen in mächtigen Stücken, die aber im allgemeinen nicht die Ausdehnung der Lager erreichen, wenn ihre Masse auch sehr häufig noch ungemein groß ist. Sie ordnen sich gerne auf Dislokationsklüften zu Reihen an und sind meist nicht von injizierten Schiefen umgeben.

Infolge der Gewalt, mit welcher sich die Schmelzflüsse zwischen den Schiefen Bahn geschaffen haben, trifft man bei letzteren nicht selten eine intensive Zertrümmerung des Nebengesteins, welche zu vereinzelt Schiefereinschlüssen im Zentrum, zu eigentlichen Kontaktbrekzien am Rande der Massive führt. Oder man findet eine besonders intensive Faltung und Fältelung des Nebengesteins, die mit der Entfernung von der Intrusivmasse mehr und mehr abnimmt. Die mikroskopische Untersuchung läßt dann meist den Beweis dafür finden, daß diese mechanische Umformung im allgemeinen vor der kontaktmetamorphen Umbildung abgeschlossen war, indem die neugebildeten Kontaktmineralien keine mechanische Beeinflussung mehr erkennen lassen.

Granitische Gebiete sind zum Teil Tafelländer mit ganz flachen Hügeln, oder Mittelgebirge, in welchen gleichfalls wenig steile Böschungen vorwiegen. Besonders bezeichnend sind runde Hügel, öfters von plattigen Felszinnen gekrönt. Breite Täler, moorige und sumpfige Niederungen sind weit verbreitet, und namentlich da, wo die sandige Verwitterung des Granits bis in bedeutende Tiefen sich fortsetzt, sind anstehende Felsen selten zu treffen. Nur die Sandgruben, welche

hin und wieder für die Mörtelbereitung geöffnet sind, dienen dann bei der geologischen Aufnahme als Anhaltspunkte.

Im Gegensatz zu dem letzteren Verhältnis steht die Erscheinungsform des Granits in *Skandinavien*, wo durch die mächtige Inlandeismasse der Glazialzeit das Verwitterungsmaterial früherer Perioden von den uralten Graniten entfernt wurde und nun der kaum oder gar nicht bedeckte, zu Rundhöckern abgeschliffene, granitische Fels in vollendeter Frische die Oberfläche erreicht.

Die schiefrigen Zentralgranite der *Alpen* zeichnen sich dagegen durch besonders schroffe Formen aus, und der Name *Aiguilles* (Nadeln) bezieht sich vorherrschend auf das Aussehen der aus schiefrigem Zentralgranit bestehenden Spitzen. Bemerkenswert ist auch der feinsandige Zerfall des Zentralgranits bei seiner Verwitterung, welcher die weitgehende Versandung der Hochalpentäler bewirkt. Die Gesteine selbst sind trotz der kühnen Formen, in welchen sie emporragen, oft bis in die Tiefe vermorscht.

Auch in der Wüste sind die Granitlandschaften sehr großartig. Die Schroffheit der Felswände, welche vom Sand völlig glattgescheuert sind, die mächtigen, unter der Einwirkung der Sonnenglut gesprungenen Felsblöcke charakterisieren hier die granitischen Gebiete.

Daß es ausgedehnte Granite von präkambri- schem Alter gibt, kann nicht zweifelhaft sein, da nicht selten schon das Kambrium transgredierend auf Granit lagert. In den *deutschen Mittelgebirgen* beobachtet man den Granit häufig in Stöcken und Gängen innerhalb paläozoischer Schichten. Jünger sind im allgemeinen die Granite der jungen Faltengebirge: in den *Alpen* trifft man noch jurassische, belemnitenführende Schichten, von dem Zentralgranit kontaktmetamorph verändert; in den *Pyrenäen* sind stellenweise noch Kreidekalke, von Granit durchsetzt und marmorisiert; in den *Anden* endlich sind die unzweifelhaft tertiären Liparite an den tiefsten zugänglichen Stellen als eigentliche Granite ausgebildet, Andengranit, ja es treten selbst Apophysen echter körniger Granite in den porphyrisch ausgebildeten, jungvulkanischen Gesteinen auf, an deren tertiärem Alter unmöglich gezweifelt werden kann.

Granulit.

Äußere Beschaffenheit. Als Granulit oder Weißstein wurden zuerst dichte und häufig gebänderte (Fig. 63), öfters auch etwas schiefrige Gesteine bezeichnet, aus deren mehr oder minder rein weißer Hauptmasse sich gewöhnlich zahlreiche kleine, rote Granaten lebhaft abheben, Granatgranulit. Diese Gesteine, welche in *Sachsen*, *Böhmen* und *Mähren* in ausgedehnten Lagermassen vorkommen, wurden wegen ihres hier oft ausgeprägten schichtigen Habitus als lokale Fazies eines Teils der Gneisformation angesehen. G ü m b e l identifizierte mit diesen Vorkommnissen petrographisch ähnliche Gesteine aus der *Oberpfalz*, welche aber

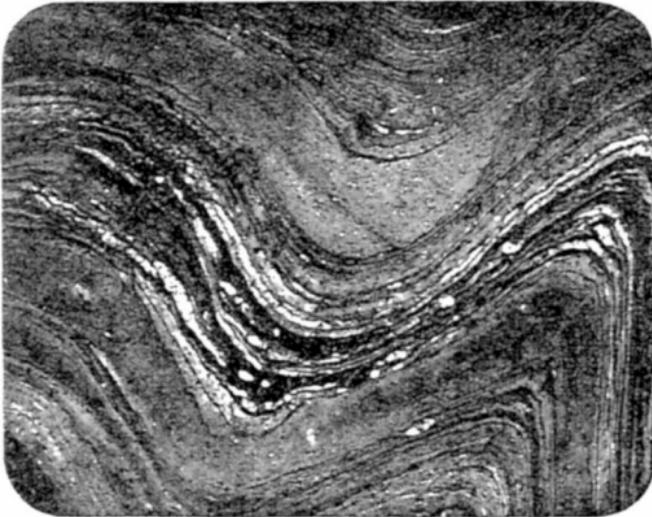


Fig. 63. Gebänderter Granulit. Tirschheim bei Glauchau in Sachsen.
(Nach J. Lehmann.)

gewöhnlich in Gängen auftreten und echte Aplite mit oder ohne Granat sind; ähnlich ist es mit den als Granulit beschriebenen Gesteinen der *Alpen*. Hierher gehören auch die Turmalingranulite.

Im Laufe der Zeit hat der Name Granulit seine eigentliche petrographische Bedeutung mehr und mehr eingebüßt und ist zu einem geologischen Begriff geworden. Der Weißstein, in den typischen Vorkommnissen ein durchaus glimmerfreies Quarzfeldspataggregat mit Granat, nimmt lagenweise unter Verschwinden des Granats Biotit auf und geht in Biotitgranulit über, in welchem die dichte Beschaffenheit des normalen Granulits einer mehr körnigen Platz macht, Gneisgranulit. An Stelle des Orthoklases tritt ferner Plagioklas ein, und es entwickeln sich durch allmähliche Übergänge aus den reinen Orthoklas-Quarz-

gesteinen eigentliche Plagioklas-Augitgesteine, welche makroskopisch einem Trapp völlig gleichen, die sog. Trappgranulite.

All die für das sächsische «Granulitgebirge» in der Umgebung von *Chemnitz* charakteristischen Erscheinungen wiederholen sich in großen Zügen in den mächtigen Massiven der Insel *Ceylon* und der benachbarten Teile *Indiens*, wo aber der dichten und schichtigen Beschaffenheit der bisher beschriebenen Abarten durchaus massige, meist völlig richtungslose und öfters recht grobkörnige Gesteine gegenüberstehen. Von den manchmal mit erbsengroßen Granaten ganz durchspickten, meist etwas lichtrötlichen, mittelkörnigen Granatgranuliten bis zu den trappähnlichen Bildungen, welche hier als *Charnockit* bezeichnet wurden, trifft man jeden Übergang.

Einlagerungen mannigfacher Gesteine, einesteils von eigentlichen Graniten, von grobkörnigem, oft gebändertem *Gabbro* oder von *Serpentin*, welcher letzterer wohl den Charakter der am meisten basischen Spaltungsprodukte dieses offenbar besonders leicht zerfallenden Magmas an sich trägt, andernteils von normalen Kontaktgesteinen, sind in den asiatischen wie in den europäischen Vorkommnissen vorhanden. In den Randzonen nimmt der sächsische Granulit meist deutlicher körnige und gleichzeitig schiefrige Beschaffenheit an und geht in gneisartige Gesteine über, die wieder von typischen Kontaktgesteinen umgrenzt werden.

Mineralische Zusammensetzung. Wie aus obigem hervorgeht, ist die Zusammensetzung der als Granulit bezeichneten Gesteine sehr wechselnd; in den europäischen Vorkommnissen erkennt man mit bloßem Auge fast ausschließlich zufällige Nebengemengteile, wie Granat, Disthen oder Spinell, während die Hauptmasse des Gesteins nur durch ihre vom reinsten Weiß bis zu völligem Schwarz variierende Färbung und ihr damit wechselndes spezifisches Gewicht einen Anhaltspunkt für die Bestimmung gibt, welche meist erst unter dem Mikroskop möglich ist. Die indischen Granulite sind etwas deutlicher bestimmbar, und besonders ist die adularartige Frische der oft recht großen Feldspatindividuen hervorzuheben, die mit ihren lebhaft irisierenden Spaltflächen kräftig abstechen.

Geologische Verhältnisse. Das sächsische Granulitgebirge bildet eine 50×20 km große elliptische Masse, innerhalb deren außer der mannigfaltigen Serie der Granulite selbst noch zahlreiche Einlagerungen ausgeschieden werden, während ihre Umgebung von glimmerschiefer- bis phyllitähnlicher Beschaffenheit mit hervortretender Bildung von Knotenschiefern, Fleckschiefern, Garbenschiefern, ja eigentlichen Hornfelsen den normalen Habitus einer kontaktmetamorphen Zone darbietet, in welcher

außerdem noch gangförmige Granulitapophysen, Pegmatite usw. von nicht geringer Mächtigkeit auftreten.

Etwas modifiziert sind die Verhältnisse in *Indien*. Auch hier sind es zum Teil recht mächtige stockförmige Massen, welche Schichtgesteine durchbrochen und umgewandelt haben. Zahlreiche Pegmatite sind hier wie dort vorhanden, in *Ceylon* speziell mit der schimmernden Feldspatvarietät, welche als Mondstein bezeichnet wird. Die durchbrochenen Gesteine waren aber nicht wie in Sachsen vorherrschend Tonschiefer, sondern Kalke und Dolomite. Man trifft daher auch innerhalb der Granulitmassive selbst langgezogene Streifen von körnigem Kalk und Dolomit mit mannigfachen, oft ungemein großartig entwickelten Kontaktmineralien, übergehend in eigentliche Kalksilikatfelse.

Was das geologische Alter betrifft, so sind die Granulite *Sachsens* vermutlich recht alt, etwa paläozoisch, jene *Indiens* dagegen scheinen einer jüngeren, wenn auch bis heute nicht genauer zu ermittelnden geologischen Periode anzugehören.

Liparit und Quarzporphyr.

Äußere Beschaffenheit. Liparit und Quarzporphyr zeigen gewöhnlich die porphyrische Struktur besonders ausgezeichnet (Titelbild, b); doch sind sie wohl nie so großporphyrisch wie gewisse Granitporphyre. Liparite sind frische, gewöhnlich sehr lichte, oft ganz weiße Gesteine mit rauhem Bruch, deren Feldspateinsprenglinge Sanidinhabitus aufweisen, und deren vereinzelte Biotitplättchen glänzend und elastisch sind. Quarzporphyr nennt man dagegen die weniger frischen Vorkommnisse mit meist kräftiger Farbe, rot, gelb, braun, violett, grünlich etc., deren Feldspateinsprenglinge gewöhnlich matter sind, während der dunkle Bestandteil häufig ganz unkenntlich geworden ist. Sie sind, abgesehen von den ganz zersetzten Hornsteinporphyren mit ihrem fast erdigen Bruch und ihrer oft fleckigen Färbung (Fleckenporphyr), viel kompakter als die Liparite. Man unterscheidet bei den Quarzporphyren nach der Art des Bruches die Feldsteinporphyre mit mattem, steinartigem Bruch und meist kräftiger Farbe von den lichterem Hornsteinporphyren mit öfter glänzendem,

muscheligsplittrigem Bruch und äußerlich völlig dichtem Gefüge.

Glasige Ausbildungsformen haben besonders weite Verbreitung; die meisten natürlichen Gläser entsprechen diesen kieselsäurereichsten Gesteinen. Vorherrschend oder ausschließlich aus Glas bestehen: der meist sammetschwarze, wasserfreie Obsidian mit sehr vollkommen muschligem Bruch (Fig. 64), ferner

der uneben bis kugelig brechende, oft sehr wasserreiche (bis ca $10\% H_2O$) Pechstein, der gewöhnlich lichter und häufig bunt, rot oder grünlich gefärbt ist. Die kleinkugelig brechenden Perlite von meist lichtgrauer Farbe haben mittleren Wassergehalt. Abgesehen von deutlich entwickelten Einsprenglingen, welche namentlich im Pechsteinporphyr hervortreten,



Fig. 64. Obsidian, Island. Muschliger Bruch. ($\frac{1}{2}$ nat. Größe.)

sind sphärolithische Entglasungsprodukte weit verbreitet, oft zu parallelen Lagen und Bändern angeordnet. Hierher gehören auch die bis metergroßen, radialstrahligen Lithophysen, die gewöhnlich stark kavernös sind. Zahlreiche Obsidiane gehen über in die porösen, ganz lichtgrauen Bimssteine, welche übrigens auch durch starkes Erhitzen der ersteren künstlich hervorgebracht werden können und sich besonders in losen Blöcken als Auswürflinge finden. Der weiten Verbreitung der glasreichen Formen bei den jüngeren Vorkommnissen steht ihre verhältnismäßige Seltenheit bei den älteren gegenüber. Hier

treten an ihre Stelle matte, steinartig brechende, fast oder ganz einsprenglingsfreie Gesteine, welche man als Felsit oder Hälleflinta bezeichnet hat, die hin und wieder auch Sphärolithe in fluidaler Anordnung, Lithophysen etc. enthalten und umgewandelte Obsidiane und Pechsteine sind.

Grundmasse und Einsprenglinge stehen bei diesen porphyrischen Gesteinen in sehr wechselndem Verhältnis. Sehr einsprenglingsreiche Porphyre sind äußerlich körnigen Gesteinen nicht unähnlich, Kristallporphyr; solche sind namentlich als gangförmige Nachschübe bekannt.

Mineralische Zusammensetzung. Unter den Einsprenglingen erscheinen Orthoklas und Plagioklas meist größer als der Quarz, der in einzelnen Fällen makroskopisch überhaupt nicht hervortritt. Aus den ganz frischen Gesteinen mit rauhem Bruch wie aus stark zersetzten löst sich beim Zerschlagen der letztere oft in den charakteristischen Doppelpyramiden heraus; in den kompakten normalen Quarzporphyren dagegen bricht er muschlig durch und zeigt dann meist rauchbraune, seltener violblaue oder rötliche Farbe.

Unter den Feldspateinsprenglingen herrscht bald Orthoklas bald Plagioklas, in den frischen Vorkommnissen vom Habitus des Sanidins, im Quarzporphyr mehr oder minder matt. Die Kristallform ist die gewöhnliche, die Färbung wechselnd wie im Granit, und im allgemeinen kann man mit bloßem Auge die beiden Feldspate nicht voneinander unterscheiden. Auch ändert sich mit dem Vorherrschen des Plagioklases der Gesteinshabitus nur wenig.

Der dunkle Gemengteil tritt sehr zurück, einzelne, meist wenig glänzende Biotittäfelchen oder braune Hornblendenaedeln sind gewöhnlich vorhanden, in den Quarzporphyren meist zu matten, schmutzig grünen Aggregaten geworden. Am frischesten sind sie in den glasreichen Varietäten. Als Nebengemengteile treten nicht allzu selten auf: Kordierit, oft in Pinit umgewandelt, und Granat; sehr selten ist Turmalin.

Ebenso wie beim Granit finden sich verschiedene Umwandlungsformen; hier soll nur auf die Kaolinbildung hingewiesen werden, welcher Liparit und Quarzporphyr ebenso erliegen wie der Granit. In den zersetzten Gesteinen sieht man öfters einen Gehalt an Schwefelkies sowie Turmalin führende Hornsteingänge. Gegenüber der atmosphärischen Verwitterung stellen namentlich die kompakten Quarzporphyre sehr widerstandsfähige Gesteine dar.

Fluidalstruktur ist bei Quarzporphyr öfters sichtbar; bald in der Anordnung der Einsprenglinge oder der Sphärolithe zu Bändern hervortretend, bald in der schlierigen Beschaffenheit des Glases begründet und dann im frischen Gestein wenig deutlich, aber sehr hervortretend in den umgewandelten Felsiten (Fig. 6, S. 11), so namentlich auch in der gebänderten Hällflinta. Plattige Absonderung (Fig. 65) ist sehr verbreitet, seltener eine solche in Säulen oder in schiefwinklige Klötze. Sie geben der Landschaft oft ein sehr groteskes Gepräge.



Fig. 65. Plattige Absonderung von Quarzporphyr. Eggental bei Bozen.

Bemerkenswert ist der Übergang massiger Quarzporphyre in dünn-schiefrige, seidenglänzende, öfters silberweiße Serizit-schiefer, die an zahlreichen Orten, besonders in den *Alpen*, zu beobachten ist. Dieser Übergang tritt manchmal zusammen mit intensiven Zermalmungen der Gesteinskomponenten auf; in andern Fällen fehlt aber auch unter dem Mikroskop jedes Anzeichen einer mechanischen Einwirkung, und besonders die gerundeten Quarzeinsprenglinge treten dann in vorzüglicher Erhaltung als kleine Knoten in der schiefrigen Masse hervor, den Ursprung des Gesteins deutlich verratend. Dem Anschein nach handelt es sich dabei um die kontaktmetamorphe Veränderung von Quarzporphyr durch den Zentralgranit.

Vorkommen und geologisches Alter. Unter den Ergußgesteinen bildet der Quarzporphyr die ausgedehntesten und mächtigsten Massen, welchen nur noch der kieselsäurearme Trapp in Bezug auf Größe einigermaßen nahekommt. Ströme, zu gewaltigen Decken ausgedehnt, sind die gewöhnlichste Form der bedeutenderen Quarzporphyrmassen, welche häufig von ungemein mächtigen Tuffablagerungen begleitet werden, die öfters weitgehend zersetzt und dann schwer von ähnlich verändertem Porphyr zu unterscheiden sind. Eines der großartigsten Gebiete ist jenes von *Bosen*, wo Quarzporphyr tuffe mit mächtigen Decken und Gängen über 1000 qkm einnehmen. Ungemein gewaltig sind auch die Liparitströme der *nord-westlichen Vereinigten Staaten*, welche noch ausgedehntere Gebiete bedecken.

Der Obsidian mit seinen verschiedenen Ausbildungsformen bildet häufig eine Blocklava an der Oberfläche der Liparitströme; Perlit und Pechstein finden sich manchmal an deren Unterseite, gehören aber meist zu den Granitapliten. Nicht nur in eigentlich effusiver Lagerungsform finden sich Liparit und Quarzporphyr, man trifft sie weit verbreitet auch in Gängen: diese sind zum Teil sehr großporphyrisch und reich an Einsprenglingen, wie die frischen *Nevadite* und die mehr umgewandelten *Kristallporphyre*, welche letztere namentlich in der Umgebung von *Bosen* reichlich den verhältnismäßig einsprenglingsarmen Quarzporphyr und seine Tuffe durchsetzen. Porphyrisch entwickelte Nachschübe von Granit, die *Granitporphyre* und *Aplitporphyre*, nehmen mit zeitlicher und räumlicher Entfernung von den granitischen Intrusionen auch mehr und mehr den äußeren Habitus von Quarzporphyr an, und es erklärt sich so der häufig viel höhere Kieselsäuregehalt zahlreicher Quarzporphyre. Solche Vorkommnisse sind öfters recht glasreich entwickelt, und die meisten Pechsteinporphyre, Pechsteine und Perlite sind glasreiche Ausbildungsformen von Aplit.

Was das geologische Alter der Quarzporphyre und Liparite betrifft, so finden sich solche in allen geologischen Perioden. Ihre bedeutendste Entwicklung erreichen die hierher gehörigen Gesteine in *Deutschland* und in den *Alpen* im Karbon und

Perm, in *Großbritannien* im Silur und außerdem namentlich im Tertiär, wohin die *ungarischen* und *nordamerikanischen* usw. Ergüsse gehören. Rezente Vulkane scheinen selten solch saure Laven zu liefern.

Wo, wie z. B. in *Ungarn*, ganze Serien von Eruptionen sich verfolgen lassen, findet man im allgemeinen, daß die Andesite die ältesten sind, denen trachytische Ergüsse folgen; diese führen dann zu liparitischen hinüber, und den Schluß bilden meist untergeordnete Basalte. Anders ist es auf *Island*, wo die ausgedehnten Trappdecken von massenhaften, aber meist schmalen Liparitgängen durchsetzt werden, welchen aber wieder seltenere Basaltgänge folgen.

Syenit.

Äußere Beschaffenheit. Syenite heißen die körnigen Orthoklasgesteine, in welchen Quarz fehlt oder nur akzessorisch vorhanden ist. Ihre Farbe ist durch jene des vorherrschenden Feldspates bestimmt: rot bis violett, gelblich oder weiß, aber stets licht.

Von den eigentlichen Syeniten werden die plagioklasreichen Monzonite getrennt, eine Reihe äußerst wechselnder Gesteine, welche in schlierigem Verband miteinander auftreten, und die von eigentlich syenitischen Gesteinen von meist lichtgrauer Farbe mit Orthoklas und Plagioklas in etwa gleicher Menge als weitaus herrschenden Bestandteilen, Monzonisyenit, bis zu völlig schwarzen Gesteinen führen, in denen Feldspat manchmal kaum mehr vorhanden ist, Monzonihypersthenit. In den typischen Vorkommnissen am *Monzoni* treten in weitester Verbreitung neben dem wichtigsten basischen Gemengteil, dem Augit, Augitsyenit zum Teil, größere zusammenhängende, aber von den übrigen Gesteinsgemengteilen ganz durchlöchernde Biotitplättchen auf. Anderntheils wurde der Name Augitsyenit auch angewandt für die entsprechenden Natrongesteine, die durch ihren Gehalt an Natronpyroxen wie durch ihre geologischen Beziehungen zum Nephelinsyenit charakterisiert sind und bei den Natrongesteinen erwähnt werden.

Die eigentlichen Syenite sind im allgemeinen mittelkörnige, recht gleichmäßige Gesteine. Das basische Mineral, in der Hauptsache Hornblende, Hornblendesyenit, ist meist in größerer Menge vorhanden als im Granit und in dem noch weit vorherrschenden Feldspataggregat, welches die Farbe

des Gesteins bestimmt, richtungslos verteilt; doch erscheinen, wenn auch seltener als beim Granit, alle Stadien einer parallelen Anordnung, Syenitgneis. Glimmersyenite sind weniger verbreitet und nehmen gern einen dunkeln, lamprophyrischen Habitus an; Pyroxen- bzw. Augitsyenite sind auch als Fazies der normalen Syenite bekannt.

Mineralische Zusammensetzung. Die Syenite sind in mineralischer Beziehung wie in ihrem geologischen Auftreten auf das engste mit den Graniten verbunden durch die Zwischenglieder der quarzarmen Syenitgranite. Der Feldspat zeigt alle Erscheinungen wie im Granit, nur bildet er seltener größere Einsprenglinge; auch das Verhältnis von Orthoklas zu Plagioklas ist ähnlich. Besonders wechselnd, makroskopisch aber nicht festzustellen, ist es in den Monzoniten. Hornblende und Biotit haben gleichfalls dieselbe Ausbildung wie im Granit, doch ist hier reichlichere Epidotbildung verbreitet; Muskowit fehlt als primäres Mineral, findet sich aber in der Ausbildung des Serizits in anomal ausgebildeten Gesteinen, besonders in der syenitischen Fazies des Zentralgranits. Die im normalen Syenit seltenen, im Monzonit herrschenden Pyroxene erscheinen in schwarzen, schwer bestimmbarern Körnern.

Häufig treten die briefkuvertähnlichen, braunen Kristalle von Titanit in großer Menge schon makroskopisch hervor, auch trifft man Granat, diesen wieder besonders gern in den oft lamprophyrtartig entwickelten Randzonen, die gewöhnlich besonders reich an Biotit und deshalb oft schiefrig sind, ferner pechglänzenden Orthit, etwas Schwefelkies usw.

Die Struktur der Syenite ist jene des Granits. Tafelig entwickelte Feldspate ordnen sich aber manchmal in ausgesprochen fluidaler Weise an, und außerdem erscheinen die verschiedenen Formen paralleler Strukturen, welche beim Granit erwähnt wurden. Auch in Bezug auf Absonderung und Klüftung, auf Verwitterungsformen, Ausscheidungen, Einschlitze, Gänge usw. kann auf das dort Gesagte verwiesen werden.

Geologische Verhältnisse. Gegenüber der geologischen Bedeutung des Granits tritt jene des Syenits in den Hintergrund. Er bildet ganz lokal selbständige, meist recht kleine Stöcke, sonst ist er nur eine Fazies von Granit. So verlaufen die Granite der Umgegend von *Meißen* allmählich in die Syenite des

Plauenschen Grundes. Gangförmige Vorkommnisse von Glimmersyenit, welche in der Literatur erwähnt werden, gehören meist zu den granitischen Lamprophyren, sei es als Randfazies größerer Granitmassen oder in gangförmigen Nachschüben, wie die Minette. Über das geologische Alter der Syenite gilt das beim Granit Gesagte: Syenite von postkretazeischem Alter sind z. B. aus den *Pyrenäen* und dem *ungarischen Erzgebirge* bekannt.

Während die gewöhnlichen Syenite nichts weiter sind als eine Fazies von Granit, haben die Monzonite eine mehr selbständige Stellung. Bemerkenswert ist, daß die Monzonite gewisse Beziehungen zu den Natrongesteinen zeigen, von welchen sie sich aber durch den stark hervortretenden Kalkgehalt unterscheiden; sie werden, wie z. B. am *Monzoni* selbst, begleitet von untergeordneten Massen nephelinführender Gesteine. Was das geologische Alter der Monzonite betrifft, so haben jene des *Monzoni* triassische Schichten durchbrochen und in großartigem Maßstab kontaktmetamorph verändert; jene *Montanas* sind ebenso wie die hierher gehörigen Banatite *Südungarns* noch durch viel jüngere Schichten hindurchgedrungen, nämlich durch Kreide, welche ebenfalls in schönster Weise metamorphisiert erscheint.

Trachyt und Orthoklasporphyr.

Äußere Beschaffenheit. Trachyt und Orthoklasporphyr unterscheiden sich äußerlich in sehr bedeutendem Maße. Die Trachyte sind in ihren normalen Vorkommnissen lichte, graue, gelbe oder rötliche Gesteine mit deutlicher Porphystruktur und meist sehr rauhem Bruch, welcher auf einer feinblasigen Ausbildung des Glases in der Grundmasse beruht. Sie neigen zu kavernöser Beschaffenheit und zeigen nicht allzu selten Mineralneubildungen auf den Hohlräumen, namentlich solche von Tridymit. Die größten Einsprenglinge gehören meist dem Sanidin an; jene des Plagioklases sind gewöhnlich viel kleiner, desgleichen die vereinzelt Individuen von Biotit, Hornblende, Hypersthen oder Augit. Das Mengenverhältnis von Einsprenglingen zur Grundmasse

ist sehr wechselnd, von fast körnigem Aussehen bis zu gleichmäßig dichten oder fast bimssteinähnlichen und dann meist lichtgrauen Gesteinen. Die geologische Bedeutung dieser Erscheinung ist analog wie bei den Lipariten.

Ganz anders ist die Erscheinungsform der Orthoklasporphyre: matte, gelbliche oder rötliche Einsprenglinge von Orthoklas treten an die Stelle des glänzenden Sanidins, das dunkle Mineral ist meist völlig zersetzt und unkenntlich geworden, und die viel kompaktere Grundmasse, welche trübe, graugrüne oder rotbraune Farben aufweist, hat einen matten, öfters tonigen Bruch. Die porösen Trachyte sind sehr leicht, oft unter 2,5; etwas schwerer sind die umgewandelten Orthoklasporphyre, bis 2,7.

Es schließen sich auch an diese Gesteine Reihen von Übergängen an: die andesitischen Trachyte werden dunkler, kompakter und nehmen schließlich echt andesitischen Habitus an; die phonolithischen Trachyte, öfters mit makroskopisch erkennbarem, blauem Sodalith, führen zu den Phonolithen hinüber, mit welchen sie meist auch geologisch verbunden sind. Einen besonders eigenartigen Typus stellen die Keratophyre und Quarzkeratophyre dar, die den Orthoklasporphyren äußerlich ähnlich und meist besonders stark umgewandelt sind. Sie gehören chemisch zu den Natrongesteinen, treten aber merkwürdigerweise meist nicht in geologischem Verband mit solchen auf.

Mineralische Zusammensetzung. Die mineralische Zusammensetzung der Trachyte und Orthoklasporphyre ist sehr einfach. Sanidin bzw. Orthoklas in tafligen Karlsbader Zwillingen oder mehr isometrischen, einfachen Kristallen sowie ein meist nicht kalkreicher Plagioklas bilden die Einsprenglinge neben Biotit oder brauner Hornblende. Diese sind in den unfrischen Vorkommnissen in Chlorit oder Karbonate mit Quarz und Rost umgewandelt; Augit als Einsprengling ist in normalen Trachyten seltener. Ähnlich wie beim Liparit trifft man auch hier glasige Ausbildung, nur in geringerer Verbreitung: die meisten sog. Trachytobsidiane usw. gehören zum Liparit.

Von akzessorischen Mineralien, die manchmal deutlich hervortreten, ist der Titanit in meist lichtgelben Individuen, ferner Granat, Kordierit usw. zu erwähnen. Der als Bestandteil gewöhnlich besonders betonte Tridymit dagegen ist als Neubildung

auf Hohlräumen der Trachyte beschränkt, in welchen seine weißen, sechsseitigen Tafeln öfters zu beobachten sind.

Charakteristische Absonderung ist bei Trachyten nicht sehr verbreitet; am häufigsten findet sich die säulige. Dagegen trifft man Einschlüsse mannigfacher Art; dieselben sind zum Teil, wie die körnigen, miarolitischen Sanidinite, welche vorherrschend aus Sanidin bestehen und namentlich in phonolithischen Trachyten vorkommen, Urausscheidungen aus dem Magma selbst, die sich in der Tiefe gebildet haben. Andernteils sind es Bruchstücke des Nebengesteins, welche zum Teil aus bedeutenden Tiefen stammen und dann normale Kontaktmetamorphose erlitten haben, oder erst in höheren Niveaus losgerissen wurden und dann hauptsächlich gefrittet sind.

Entsprechend ihrer porösen Struktur sind Trachyte leicht verwitternde Gesteine, daher kommt auch die Seltenheit wohlhaltener Strukturen unter den älteren Gesteinen.

Geologische Verhältnisse. Im allgemeinen haben die postmesozoischen Gesteine den Habitus der Trachyte, die prätertiären jenen der Orthoklasporphyre; doch gibt es auch unter letzteren solche, die mit dem frischen Trachyt in jeder Beziehung übereinstimmen. Die Verbreitung der hierher gehörigen Gesteine ist keine allzu bedeutende, doch kennt man sie aus den verschiedensten geologischen Perioden, und auch unter den noch tätigen Vulkanen liefern mehrere trachytische Laven.

Trachyt und Orthoklasporphyr bilden zum Teil recht ausgedehnte Decken und Ströme, oft begleitet von massenhaften Tuffablagerungen, welche namentlich in den *mittelitalienischen* Vulkangebieten in mannigfaltiger Ausbildung vorhanden sind. Typische Ströme von Trachyt trifft man z. B. im *Montdore*, solche von Orthoklasporphyr im Rotliegenden *Thüringens* und des *Saar-Nahe-Gebietes*. Gänge von Trachyt sind in manchen Trachytgebieten vorhanden, und ebenso ist der Orthoklasporphyr in Gängen nicht allzu selten, wobei sich häufig Übergänge von Syenitporphyr einstellen. Ferner trifft man auch ausgesprochene Kuppen (Fig. 2, S. 7).

II. Plagioklasgesteine.

Quarzdiorit und Diorit.

Äußere Beschaffenheit. Quarzdiorit und Diorit stehen durch Übergänge mit Granit in Verbindung und entwickeln sich häufig als lokale Fazies dieser Gesteine, Granitodiorit; zwischen Syenit und Diorit schalten sich die Monzonite ein, und der Gabbrodiorit

bildet den Übergang zum Gabbro. Selbständig treten die dioritischen Gesteine in meist nicht sehr bedeutenden Lagern oder Stöcken auf; auch ziemlich mächtige Gänge finden sich. In den größeren Massen ist ihr Habitus dem der Orthoklasgesteine sehr ähnlich: sie sind mittelkörnig, aus vorherrschendem, weißem Plagioklas und einem dunkeln Mineral mit oder ohne makroskopisch erkennbaren Quarz zusammengesetzt. In den Randzonen und in weniger bedeutenden Vorkommnissen werden sie häufig feinkörnig bis dicht und erscheinen dann makroskopisch lichtgrün, Grünstein; tritt porphyrische Struktur hinzu, so entstehen Übergänge zum Dioritporphyr, einer Gruppe von Gesteinen, welche aber zu einem nicht unbedeutenden Teil zu den granitischen Spaltungsgesteinen gehören.

In den Übergangsgliedern vom Granit zum Diorit trifft man oft große Einsprenglinge von Orthoklas, welche sich durch rötliche Farbe von den kleineren, weißen Plagioklaseinsprenglingen unterscheiden. Das häufigste basische Mineral ist Hornblende, Hornblendediorit, oft teilweise ersetzt durch Biotit, welcher in den Glimmerdioriten die Hauptrolle einnimmt. Muskowit fehlt als primärer Gemengteil. Pyroxene können lokal über die Hornblende überwiegen, und zwar sowohl rhombische, dioritischer Norit, als monokline, Augitdiorit.

Unter den Quarzdioriten sind solche, welche vorherrschend Biotit führen, Quarzglimmerdiorite, nicht allzu selten, doch sind dies meist Vorkommnisse, welche besonders nahe mit den Graniten verwandt, häufig auch ziemlich orthoklashaltig und daher zum Teil eher als Tonalite zu bezeichnen sind.

Mineralische Zusammensetzung. Unter den Mineralien der Diorite ist das wichtigste der Plagioklas, der normalerweise ca $\frac{3}{4}$ des ganzen Gesteins ausmacht; er hat dieselbe Beschaffenheit wie im Granit. Selten ist er in den dichten, lichtgrünlich-grauen Saussurit umgewandelt. Neben ihm ist häufig etwas Ortho-

klas vorhanden, und mit dessen Zunahme entwickeln sich die erwähnten Übergänge in die Orthoklasgesteine. Quarz fehlt selten ganz, tritt aber nur in den granitähnlichsten Quarzdioriten deutlich makroskopisch hervor. Die übrigen Mineralien erscheinen wie im Syenit, nur daß in den stärker umgewandelten Dioriten eine Imprägnation mit Kalkspat beim Betupfen mit Salzsäure öfters deutlich hervortritt und nicht selten durch reichliche Entwicklung dichter Chloritaggregate der bezeichnende Grünsteinhabitus entsteht.

Normale Diorite sind richtungslos körnige Gesteine von meist ziemlich geringer Korngröße; Parallelstrukturen mancherlei Art sind weit verbreitet, und manche Diorite sind geradezu gebänderte Gesteine, die man wohl auch als Dioritgneis oder Amphibolit zu den kristallinen Schiefen gestellt hat. Einschlüsse und Gänge in Dioriten sind dieselben wie im Granit, ebenso die äußere Erscheinungsform der bedeutenderen Massive. Die besonders schöne Ausbildung des Kugeldiorits von *Korsika* mag schließlich noch hervorgehoben werden (Fig. 66).

Die in dem Magma ursprünglich vorhandenen mineralbildenden Agentien waren dieselben wie beim Granit, die normale Kontaktmetamorphose an Quarzdioriten und Dioriten verläuft daher in derselben Richtung, nur mit dem Unterschied, daß die kräftig wirkenden Agentien, wie

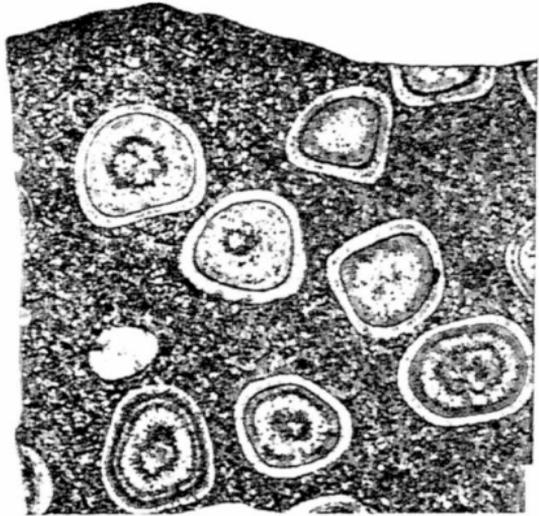


Fig. 66. Kugeldiorit (Korsit). Santa Lucia d Tallano, Korsika. (Phot. Prof. Dr. Öbbecke.)

Fluor, Bor usw., hier kaum mehr hervortreten. Der Turmalin spielt unter den Neubildungen der Diorite eine geringe Rolle; Topas, Flußspat usw. werden völlig vermißt.

Besonders hervorzuheben ist die Häufigkeit von Erzlagernstätten mannigfacher Art, welche an Diorite und Quarzdiorite gebunden sind; hierher gehört wohl die größte Anzahl der in Verbindung mit sog. Skarn auftretenden Magnetisenerzlagernstätten, welche meist am Kontakt mit dioritischen Gesteinen innerhalb von umkristallisierten Kalken gebildet wurden, ferner edle Silbererzgänge, Goldgänge, Kupfererzgänge, sowie solche mit Zinkblende und Bleiglanz. Die von den Erzgängen durchsetzten Eruptivgesteine

sind am Kontakt mit diesen meist stark zersetzt und oft ganz in Kaolin umgewandelt.

Vorkommen und geologisches Alter. Quarzglimmerdiorite von vermutlich paläozoischem Alter mit Übergängen in Norite bilden einen nicht unbedeutenden Stock bei *Klausen* in Südtirol, der durch die Schönheit seiner Kontaktzonen und die Häufigkeit umgewandelter und partiell resorbierter Nebengesteinsbruchstücke in dem Eruptivgestein selbst interessant ist. Andernteils ist namentlich in den *Alpen* eine

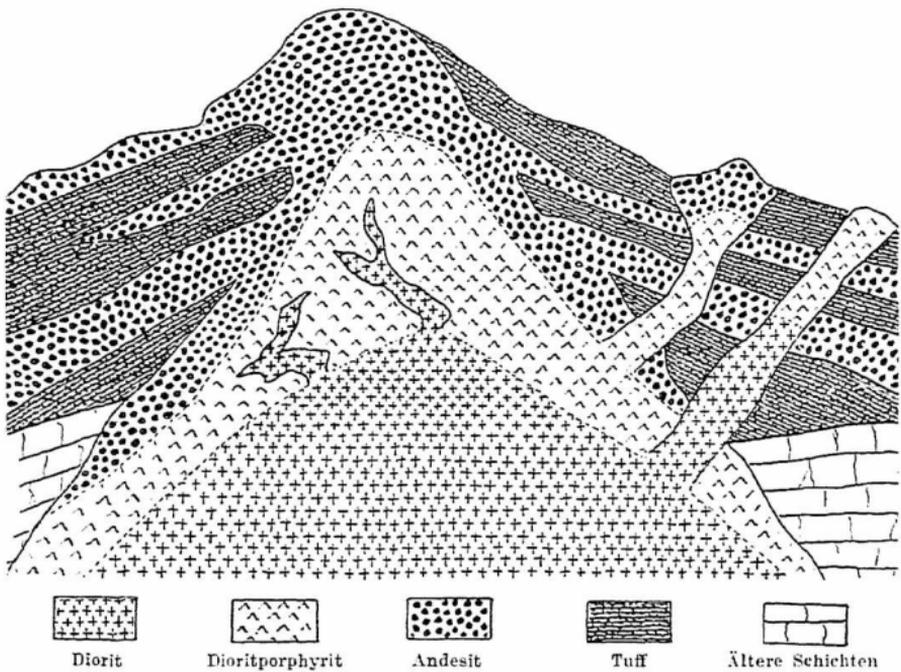


Fig. 67. Schematische Darstellung des Verhältnisses zwischen Diorit, Dioritporphyrit und Andesit.

quarzdioritische und dioritische Fazies des Zentralgranits vorhanden, welche manchmal gneisähnliche Ausbildung besitzt und sich auch analog zum Granit mit einer resorbierten und injizierten Schieferhülle mit dem Nebengestein verflacht.

Ziemlich ausgedehnte Dioritstöcke, oft in ihrer ganzen Masse schlierig zerspalten und mit eigentlich schichtigem Habitus, kommen in den *Westalpen*

wie in den östlichen *Karpathen* vor. In kleinen Stöcken, öfters reihenförmig angeordnet, trifft man gneisartige Diorite in den *Vogesen*; konkordante Einlagerungen in phyllitähnlichen Schiefen kennt man aus der Zentralzone des *Fichtelgebirges*, und als Randzone von Gabbrodiorit findet er sich im *Odenwald*.

Was das geologische Alter der Quarzdiorite und Diorite betrifft, so kennt man auch diese in allen geologischen Perioden vom Kambrium bis zum Tertiär. Besonders hervorzuheben sind unter den nachweisbar jungen Vorkommnissen die tertiären Andendiorite, welche den inneren Kern der gewaltigen Andesitvulkane in *Argentinien*, *Chile* usw. bilden, die, überdeckt von mächtigen Tuff- und Lavamassen, eine dioritporphyritische und zum Teil sogar eine glashaltige, echt andesitische Außenzone besitzen. Da die Verfestigung von außen nach innen vor sich ging, sieht man nicht selten Apophysen des körnigen Diorits in die porphyrische Randzone übergreifen (Fig. 67). Die Altersverhältnisse zu andern Eruptivgesteinen der betreffenden Gebiete sind wechselnd: die Diorite durchadern in *Schweden* den Granit, während im *Odenwald* Granite den Diorit zerrissen und durchbrochen haben.

Gabbro.

Äußere Beschaffenheit. Als Gabbro bezeichnete man früher ausschließlich körnige, und zwar meist grobkörnige, Aggregate von Plagioklas mit Diallag, welche den metallisierenden Glanz der derben Diallagindividuen schon makroskopisch deutlich erkennen lassen.

Im Sinne der modernen Gesteinskunde nimmt man den Begriff weiter und faßt als Gabbro alle Gesteine zusammen, welche bei rein körniger Struktur vorherrschend aus einem basischen Plagioklas mit recht beträchtlichen Mengen des dunkeln Gemengtheils, meist Pyroxen, seltener Hornblende oder Glimmer, und reichlichem Erz bestehen, welche durch den melanokraten Charakter, d. h. durch hohes spezifisches Gewicht (um 3,0) und dunkle Farben, sich schon äußerlich von den Dioriten unterscheiden, die anderseits durch das

gelegentliche Hervortreten der ophitischen Struktur mit dem Trapp verbunden sind.

Die Gabbrogesteine sind meist sehr kompakt und oft auch trotz bedeutender Korngröße sehr zäh; saussuritisierte Vorkommnisse gehören zu den zähesten Gesteinen überhaupt. Grobkörniger Gabbro ist verhältnismäßig häufig, und man sieht dann manchmal neben dem metallisierenden Schiller des Pyroxens das lebhafte Farbenspiel des Labradors, welche dem dunkeln Gesteine viel Leben verleihen.

Zu bemerken ist, daß die in der Technik so viel verarbeiteten, als norwegischer Labrador bezeichneten grobkörnigen, dunkeln Gesteine nicht hierher, sondern zu den Natronsyeniten gehören. Häufig ist der Plagioklas der Gabbrogesteine auch ganz dunkel, grau, braun oder violett, und dann erscheinen selbst grobkörnige Gesteine fast völlig schwarz; feinkörnige zeigen letztere Farbe stets und werden nach ihren makroskopischen Eigenschaften am besten mit dem Trapp zusammengefaßt, zu welchem sie auch geologisch häufig in inniger Beziehung stehen. Selten sind porphyrartige Ausbildungsformen, dagegen tritt die Verwandtschaft zum Trapp häufig in makroskopisch deutlicher ophitischer Struktur hervor. Neben Gesteinen, deren Feldspat völlig frisch ist, trifft man in besonders weiter Verbreitung saussuritisierte Vorkommnisse mit dem typischen dichten Bruch, Saussuritgabbro. Auch die Bildung von meist lichtgrünem Uralit auf Kosten des Pyroxens ergibt eine bezeichnende Grünsteinfazies von Uralitgabbro oder Epidiorit, welche wiederum mit schiefrigen Amphiboliten verbunden sind.

Der Gabbro neigt in besonderem Maße zu magmatischer Spaltung, daher die Häufigkeit des Auftretens von Bändergabbro und Flasergabbro, in welchen feldspatreiche Lagen mit solchen abwechseln, die reich an Pyroxen sind. Es entwickeln sich ferner neben Schlieren grobkörniger Pyroxenite selbständige Aggregate von reinem Plagioklas, Anorthosit, die lokal auch kleine Flecken von grünlichem Serpentin enthalten, Forellenstein.

Mineralische Zusammensetzung. Im normalen Gabbro herrscht ein basischer Plagioklas, meist in durchaus regellosen Körnern, der, wenn frisch, häufig tiefbraun ist und in den grobkörnigen Gesteinen die Zwillingslamellierung dem bloßen Auge deutlich zeigt. Meist ist er getrübt und dann graulich bis grünlichweiß und verliert mit dem allmählichen Übergang in Saussurit Spaltbarkeit und Lamellierung völlig. Im Saussuritgabbro tritt die

Struktur des Gesteins meist deutlicher hervor als im frischen Gestein, und man trifft namentlich verbreitet Annäherung an die ophitische Struktur. Orthoklas als Nebengemengteil ist selten, ebenso Quarz; beide sind makroskopisch nicht bestimmbar. Auch das Vorhandensein des verhältnismäßig häufigen Olivins ist mit bloßem Auge nur selten festzustellen.

Das besonders charakteristische dunkle Silikat ist ein nach der Querfläche abgeonderter und meist auch nach dieser taflicher Diallag, der infolge eben dieser taflichen Ausbildung im Bruch meist unverhältnismäßig stark hervortritt. Seine Farbe ist in frischem Zustand bräunlich, oft mit dem charakteristischen metallisierenden Glanz. Er ist manchmal von Hornblende umwachsen oder erscheint faserig und grün infolge beginnender Uralitisierung. An Stelle des Diallags und mit ähnlicher Umwandlung findet sich auch in weitester Verbreitung ein makroskopisch schwarzer, gemeiner, oft titanhaltiger Augit.

Der rhombische Pyroxen, oft neben Diallag und mit demselben lamellar verwachsen, erscheint makroskopisch wie dieser und ist bald Hypersthen, Hyperit, bald Bronzit, Norit. Er wandelt sich zu parallelschuppigen Aggregaten von sog. Bastit oder zu Talk um. Vom dioritischen Norit unterscheidet die gabbroiden Formen die dunklere Farbe. An Stelle des Pyroxens findet sich in den Bojiten eine primäre, braune bis grünlichbraune Hornblende, welche einen bräunlichen Ton der meist mittelkörnigen, fast schwarzen Gesteine bedingt. Häufig tritt in den verschiedensten Gabbrovarietäten Granat in einzelnen Körnern deutlich hervor, und man hat versucht, besonders solche Gesteine von dem eruptiven Gabbro zu trennen und als etwas ganz Abweichendes zu den kristallinen Schiefen zu stellen.

Der basische Charakter des Gabbro tritt auch in dem Gehalt an Erzen hervor, von welchen Titan-eisen oft schon makroskopisch deutlich ist, ja lokal zu mächtigen Erzputzen sich vereinigt hat. Selten erscheint im frischen Gestein Magnetkies, während Schwefelkies auf zersetzte Vorkommnisse, namentlich Grünsteine, beschränkt ist. Auch sonstige nutzbare Lagerstätten trifft man im Zusammenhang mit Gabbro. Es sei nur auf die Apatitgänge *Norwegens* hingewiesen, welche besonders dadurch interessant sind, daß sie den umgebenden Gabbro in einen Skapolithhornblendefels umgewandelt haben (Fig. 68, S. 88).

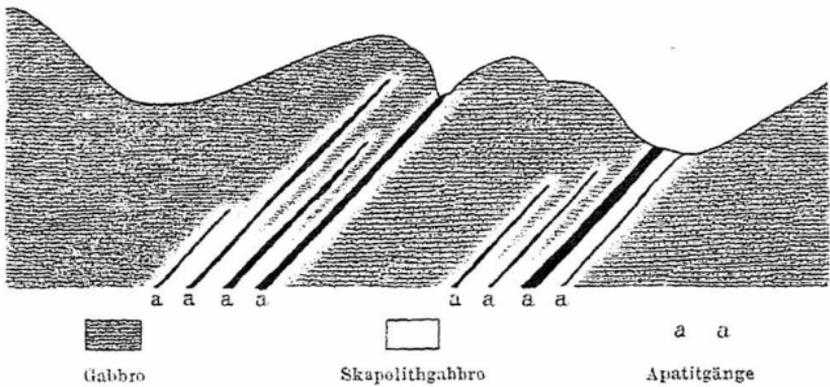


Fig. 68. Apatitgänge mit skapolithisiertem Gabbro. Husaas, Norwegen.
(Nach J. H. L. Vogt.)

Geologische Verhältnisse. Der Gabbro bildet zum Teil ausgezeichnete Stöcke, findet sich aber anderntheils besonders gern in plumpen Linsen, welche randlich in Amphibolite verschiedener Art übergehen, in Gebieten der sog. kristallinen Schiefer oft in großer Anzahl zusammengehäuft; auch eigentliche aushaltende Lager sind bekannt. Wegen dieser konkordanten Lagerungsverhältnisse einestheils, wegen der innigen Verbindung von normalem Gabbro mit schiefrigen Gesteinen von ganz abweichender Zusammensetzung andertheils hat man, wie schon bemerkt, einen Teil derselben direkt als kristallinische Schiefer bezeichnet und dem eruptiven Gabbro gegenübergestellt. Zahlreiche solcher linsenförmigen Massen, welche im «Gneis» auftreten, sind aus der Tiefe losgerissene, von Granit umgewandelte und teilweise resorbierte Schollen.

Betrachtet man die Verhältnisse im großen, so findet man z. B. an dem Gabbro der Halbinsel *Lizard* in Cornwall alle möglichen schiefrigen Formen, welche man als besonders charakteristisch für den nicht eruptiven Gabbro ansah. Das Vorkommen selbst bildet einen echten Stock mit mannigfachen Apophysen. Wenn man in dem Vorkommen des *Lizard* aber noch mechanische Deformationen in größerer Ausdehnung verfolgen kann, die solche Parallelstrukturen als sekundär erscheinen lassen könnten, so trifft man auf den *Inneren Hebriden* Bändergabbro von tertiärem Alter, der von mechanischen Veränderungen völlig unberührt ist und mit Trapp in inniger Ver-

bindung steht. Hier kann kein Zweifel sein, daß echt eruptive Bildungen jenen Charakter primär an sich tragen, den man als typisch für die nicht eruptiven Bildungen aufstellen wollte.

Gangförmige Vorkommnisse von Gabbro sind ziemlich verbreitet, zum Teil als Apophysen von mächtigeren Massen, zum Teil mehr oder minder selbständig. Auch der effusive Trapp nimmt lokal Beschaffenheit und Struktur eines feinkörnigen Gabbros an, so namentlich in den das Silur überlagernden Decken am *Wenersee* in Schweden, welche sich aus mannigfachen Übergängen von Gabbro und Trapp zusammensetzen und die in der Technik als schwarzer schwedischer Granit ausgedehnte Verwendung finden.

In Verbindung mit Granit und durch Übergänge mit diesem verbunden, dann öfters quarz- und orthoklasführend, findet sich Gabbro im Paläozoikum des *Harzes*. An andern Orten, und zwar häufiger, steht er in Verbindung mit noch basischeren Plagioklasgesteinen bzw. Peridotiten. So ist die Paragenesis von Gabbro, Diabas und Serpentin charakteristisch für die meist stark umgewandelten Vorkommnisse *Südeuropas*. Mehr selbständige Stöcke scheinen die Vorkommnisse *Schlesiens* zu sein und ähnlich sind die Stöcke von Bojit an der *bayrisch-böhmischen Grenze*.

Was das geologische Alter betrifft, so findet sich Gabbro in den verschiedenartigsten Formationen, besonders häufig als Einlagerung in den sog. kristallinen Schiefen einesteils, als Ergebnis tertiärer Eruptionen andernteils. Die ersteren Vorkommnisse, die in ihrem geologischen Alter nicht näher bestimmbar sind, erscheinen z. B. im *sächsischen Granulitgebiet* und in der *Oberpfalz*. Beispiele der letzteren sind ungemein verbreitet, besonders im Süden und Nordwesten von Europa; die zahlreichen Gabbro von *Elba*, *Ligurien* und den *griechischen Inseln* haben den Macigno durchbrochen und eozäne Ablagerungen emporgehoben und metamorphisiert. Die ältesten wie die jüngsten Vorkommnisse von Gabbro zeigen gleichmäßig die verschiedenen Ausbildungsformen und Stadien der Erhaltung bis zu fast unkenntlich gewordenen Grünsteinen, so daß auch hier kein Zusammenhang zwischen petrographischer Beschaffenheit und geologischem Alter hervortritt.

Andesit und Porphyrit.

Äußerer Habitus. Als Porphyrit bzw. Andesit bezeichnet man die porphyrischen Plagioklasgesteine, welche dem Diorit und Gabbro entsprechen, die Diabasporphyrite speziell gehören zum Diabas. Vom petrographischen Standpunkt ergibt sich wieder als einfachste Unterscheidung: Andesite sind frisch, Porphyrite sind mehr oder minder stark umgewandelte Gesteine.

Die Quarzandesite oder Dazite zeigen den Habitus der Liparite, nur sind sie meist ärmer an Quarz. Die Andesite sind im Habitus ziemlich wechselnd. Lichte, graue oder bräunliche Gesteine auf der einen Seite, von den Trachyten nur unterschieden durch das etwas stärkere Hervortreten des dunkeln Minerals unter den Einsprenglingen, schwarze, äußerlich trappähnliche Gebilde auf der andern, in denen aber immer noch Einsprenglinge von Plagioklas eine Rolle spielen, begrenzen die Reihe der Andesite. Der frische Bruch der Grundmasse, welcher einerseits nicht die Rauheit des Trachyts, anderseits nicht die Splittrigkeit des Melaphyrs erreicht, ist ebenso bezeichnend wie die unveränderte Beschaffenheit der Einsprenglinge, unter welchen der Plagioklas meist vorherrscht. Als dunkles Mineral erkennt man auch hier Hornblende, Biotit oder Pyroxen.

Die Porphyrite zeigen dagegen einen ziemlich unfrischen Habitus, welcher in erster Linie in der trüben Beschaffenheit der Einsprenglinge von Plagioklas zum Ausdruck kommt. Je nach der Art der Veränderung der Grundmasse kann man zwei Gruppen unterscheiden. In der einen ist bezeichnend die weitgehende Grünsteinbildung: solche Gesteine erscheinen graulich- bis gelblichgrün und sind im Bruch ungemein kompakt und dicht. Die andere Reihe zeigt

dunkelrote bis braune Farben, meist viel weniger kompakten Bruch und wird öfters geradezu tonsteinartig: Tonsteinporphyrit oder Wacke, mit deutlichem Tongeruch. Die porphyrische Beschaffenheit ist an den letzteren Vorkommnissen oft kaum mehr deutlich. Auch bei den Porphyriten kennt man die ganze Reihe von lichten, an meist isometrischen Einsprenglingen von Natronkalkfeldspat reichen Gesteinen, welche öfters untergeordnet Quarz führen, Quarzporphyrit, bis zu mehr und mehr basischen Gesteinen mit reichlichen Pyroxenkristallen, in denen die Individuen des Kaltnatronfeldspates taflig sind.

Schlackige Formen, bei den Porphyriten als Mandelsteine ausgebildet, sind weit verbreitet; eigentlich glasige verhältnismäßig selten. Doch treten, namentlich an den Salbändern von Gängen und in Form von Auswürflingen, glasreiche Andesite auf. Das spezifische Gewicht steigt von 2,5 bei den sauersten bis gegen 2,9 und 3,0 bei den basischsten der hierher gehörigen Gesteine.

Besonders in der Reihe der Porphyrite ist die Scheidung der normalen Typen der Ergußgesteine von dem wechselnden Heer der Spaltungsgesteine noch sehr wenig klar zu übersehen. Es ist kein Zweifel, daß von der Unzahl verschiedenartiger Porphyrite, welche in der Literatur beschrieben sind, ein ungemein großer Prozentsatz zu den aplitischen bzw. lamprophyrischen Spaltungsprodukten von Granit gehört, und die große Mannigfaltigkeit in der Ausbildung und Struktur der Porphyrite gegenüber der Einfachheit der Andesite erklärt sich in erster Linie aus diesen noch wenig geklärten Verhältnissen.

Mineralische Zusammensetzung. Man unterscheidet makroskopisch in den deutlich porphyrisch ausgebildeten Gesteinen vorherrschend größere Einsprenglinge von Feldspat, deren stets vorhandene Zwillinglamellierung mit bloßem Auge nur selten sichtbar ist. In den Andesiten sind diese Kristalle von sanidinähnlicher

Beschaffenheit, frisch und mit lebhaftem Glanz; in den Porphyriten erscheinen sie trüb, weißlich, auch gelblich oder grünlich und gehen nicht selten in die dichten Aggregate von Saussurit über. Andernteils bilden sich schuppige, weiche, weißliche Aggregate, meist unter gleichzeitiger Imprägnation des ganzen Gesteins mit Kalkspat.

Die Feldspateinsprenglinge gehören in den sauren Gesteinen meist zu den mittleren Gliedern der Plagioklasreihe, Oligoklas bis Andesin, und haben dann ziemlich isometrische Formen (Fig. 25, S. 38), in den basischen Gesteinen ist es Labrador oder noch kalkreichere Mischungen, deren Leistenform im Querschnitt die basischen Labradorporphyrite kennzeichnet (Fig. 26, S. 38). Je nach dem in Form von Einsprenglingen auftretenden basischen Mineral unterscheidet man Glimmer-, Hornblende-, Hypersthen- und Augit-Andesite bzw. -Porphyrite. Die betreffenden basischen Mineralien erscheinen wie im Trachyt, nur in verhältnismäßig zahlreicheren Individuen, wobei Glimmer und Hornblende in den sauren, die Pyroxene in den basischen häufiger sind. In gewissen

Grünsteinen trifft man schon makroskopisch deutliche Pseudomorphosen von grüner, faseriger Hornblende nach Pyroxen, Uralitporphyrit. Sonst treten noch lokal dem bloßen Auge sichtbar Granat oder Kordierit hervor, ganz selten auch Olivin, und in den Übergängen zum Phonolith beobachtet man blaue Körner von Hauyn, Hauynandesit oder Tephrit.

Der Schwefelkies ist vor



Fig. 69. Absonderung in steilstehende Platten.
Andesit von Büdös, Komitat Hárómszek, Ungarn.
(Phot. Prof. Dr Schafarzik.)

allem ein konstanter Bestandteil der Grünsteine und besonders verbreitet in denjenigen Vorkommnissen, welche im Kontakt mit

Goldsilbererzgängen durch thermale Einwirkung aus Andesiten hervorgingen und die man mit dem Namen der Propylite bezeichnet hat.

Absonderungserscheinungen sind nicht allzu selten; durch fluidale Anordnung von Biotit- oder Labrador tafeln kann eine plattige Spaltbarkeit bedingt sein, häufiger aber ist diese eine Kontraktionserscheinung (Fig. 69); außerdem trifft man hin und wieder säulige Absonderung, oft mit kugelschaliger Verwitterung. Einschlüsse von gabbroartiger Beschaffenheit, eigentliche Ur-ausscheidungen sowie kontaktmetamorph umgewandelte oder gefrittete Nebengesteinsbruchstücke finden sich nicht allzu selten.

Geologische Verhältnisse. Andesite und Porphyrite bilden im allgemeinen keine bedeutenden Massive, sind aber in kleineren Vorkommnissen ungemein verbreitete Gesteine. Den Dioritporphyriten nahestehende Gesteine trifft man öfters in kleinen Stöcken; sie haben meist grünsteinartigen Charakter, *Quenast* in Belgien, nur selten finden sich stockförmige, frische Andesite, wie in den tertiären Lakkolithen der *Henry Mountains* in Utah.

Bei den eigentlich effusiven Typen, die vorherrschend in Form von Decken und Strömen, meist in Begleitung massenhafter Tuffe auftreten, ist der Grünsteinhabitus weniger verbreitet und am besten ausgeprägt bei den Uralitporphyriten und den Propyliten. Meist zeigen die Porphyrite braune bis rote Farben. Eine ausgedehnte Decke (11 × 3 km) teils von Hornblende- teils von Glimmerschiefer lagert zwischen *Potschappel* und *Wilsdruff* in Sachsen. Berühmt ist die 400—500 m mächtige Porphyritdecke von *Lugano*. Die meisten europäischen Porphyrite gehören ins Permokarbon; jünger, und zwar postkretazeisch, sind jene der *Pyrenäen*.

Dazite und Andesite trifft man in ausgedehnten Massen in *Ungarn* und in den *Anden*, Gebiete, in welchen die allerverschiedensten Glieder der Reihe miteinander vergesellschaftet und mit Liparit und Trachyt bzw. auch mit Basalt zusammen vorkommen.

In Ungarn haben sie öfters auch die Form eigentlicher Kuppen und stockartiger Massen, während, abgesehen von den rezenten Andesitvulkanen, die Ströme wohl am schönsten an den Puy^s der *Auvergne* erhalten sind. Unter den Eruptionsprodukten der rezenten Vulkane sind besonders die basischen Pyroxenandesite weit verbreitet; seltener sind rezente trachytische Andesite.

Trapp, Melaphyr und Diabas.

Äußere Beschaffenheit. Als Trapp sind hier schwarzbraune bis reinschwarze Gesteine zusammengefaßt, welche ebenso selten grobkörnig als dicht sind und im ersteren Fall als Dolerit, im letzteren als Basalt bezeichnet wurden, während die normale kleinkristallinische Ausbildung den Namen Anamesit führte. Meist lassen sie bei noch deutlich kristallinischem Bruch die einzelnen Bestandteile makroskopisch nicht mehr erkennen.

In den porphyrisch ausgebildeten Gesteinen, den Melaphyren, nähert sich der Bruch der Grundmasse mehr jenem der eigentlichen Basalte, indem er sein kristallinisches Aussehen verliert. Trotzdem sind auch hier genügend Unterscheidungsmerkmale vorhanden, um die Abtrennung von letzteren durchzuführen; doch darf man solche auch hier nicht in den Altersbeziehungen suchen.

Trapp und Melaphyr sind die frischen, unzersetzten Gesteine, deren Grünsteine als Diabas bzw. Diabasporphyrit bezeichnet werden, wobei mit der Grünsteinbildung gleichzeitig häufig der Farbenkontrast der lichten und der dunkeln Bestandteile deutlicher hervortritt und die in frischem Zustand gleichmäßig schwarzen Gesteine zu graulichgrünen bis dunkelgrünen Bildungen werden, in welchen bei einigermaßen erheblicher Korngröße die ophitische Struktur namentlich auf polierten Flächen schon

makroskopisch deutlich ist (Titelbild, c). Gleichzeitig, und zwar konstant, tritt Schwefelkies als akzessorischer Gemengteil ein, der den frischen Gesteinen fehlt. Auch die Diabase sind dem Trapp entsprechend nur selten grobkörnig und wurden dann wohl auch als Gabbrodiabas bezeichnet; ebenso selten sind sie dicht, Diabasaphanit.

Entsprechend dem basischen Gesteinscharakter und dem hohen Erzgehalt sind Trapp und Melaphyr spezifisch sehr schwer, um 3,0; die veränderten Diabase und Diabasporphyrite pflegen um weniges leichter zu sein. Die Melaphyre zeigen im frischen Zustand eine ziemlich dichte, schwarze Grundmasse, aus welcher sich nur selten Einsprenglinge von Feldspat abheben, gewöhnlich erkennt man mit bloßem Auge nur größere Individuen von schwarzem Augit, Augitporphyr. Schlackige und blasige Formen, Lava, welche im übrigen auch beim Trapp äußerst verbreitet sind, trifft

man hier in mannigfacher Ausbildung, wobei die aufsteigenden Blasenzüge öfters eine zylindrische Absonderung des Gesteins bewirken können. Besonders häufig sind die Blasenräume sekundär durch Achat und Amethyst, durch Kalkspat, Zeolithe usw. ausgefüllt, und die

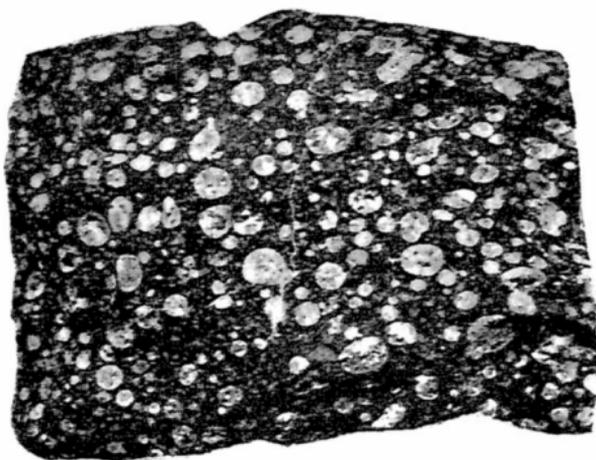


Fig. 70. Melaphyrmandelstein. Oberstein a. N.

Melaphyrmandelsteine (Fig. 70), deren zonar aufgebaute Mandeln die bekanntesten Fundorte für Achat darstellen, sind sehr charakteristisch.

Bemerkenswert ist, daß diese Mannigfaltigkeit der Mandelausfüllung bei den Grünsteinen fehlt, ebenso wie hier auch die einzelnen Mandeln meist geringe Größe haben. Diabasmandelsteine sind fast stets von Kalkspat erfüllt, Kalkdiabas. Als Variolite oder Blatterstein endlich werden emailartig dichte Gesteine bezeichnet, aus deren dunkelgrüner Grundmasse sich lichter oder dunkler gefärbte, etwa erbsengroße, primäre Sphärolithe

abheben, welche sich gegenüber dem Hauptgestein durch größere Härte auszeichnen. Die Grünsteine gehen häufig in Grünschiefer über, in welchen die Struktur mehr oder minder vollkommen verwischt wird; es bedarf dann oft großer Aufmerksamkeit, um die Spuren derselben noch zu erkennen.

So häufig die schlackigen Formen dieser basischen Eruptivgesteine sind, so selten sind hier Gläser; ganz abgesehen davon, daß in den Diabasen die glasige Substanz überhaupt zerstört zu sein pflegt, trifft man auch bei frischem Trapp und Melaphyr Pechstein und Obsidian nur ganz lokal. Es sind dann schwarze, schwere Gläser, welche bald als Salband von Gängen, bald als Auswürflinge auftreten.

Mineralische Zusammensetzung. Der basische Charakter der hier betrachteten Gesteine tritt in der Menge des dunkeln Minerals wie der Erzbestandteile deutlich hervor. Der Augit wird zum wichtigsten Gesteinsgemengteil, makroskopisch in frischem Zustand schwarz, mit nicht sehr vollkommener Spaltbarkeit. Nur als Einsprengling zeigt er Kristallform, welche kurzprismatisch ist, sonst bildet er derbe Partien. Mit dem weiteren Zurücktreten des Feldspats nimmt aber auch der Augit wieder deutlichere Form an, so in den plagioklasarmen Pikriten. Stellenweise vorhandener rhombischer Pyroxen ist von ihm äußerlich nicht zu unterscheiden. Häufiger ist Hornblende, die aber nur sicher erkannt wird, wenn sie grünlich ist; dann ist sie sekundärer Uralit und stets mit Grünsteinbildung verbunden; die primäre Hornblende in diesen basischen Gesteinen ist schwarzbraun. Ganz selten trifft man auch größere Plättchen von dunklem Biotit.

Der Plagioklas ist im allgemeinen nur in den Diabasen deutlich als solcher kenntlich und durchschneidet in schmalen Leisten die derben Partien des dunkeln Augits, ophitische Struktur; Einsprenglinge des Minerals sind sehr selten. In frischem Gestein erscheint er schwärzlich, im Grünstein meist grünlichweiß und ist dann trübe, und teils in Saussurit teils in weiche, fast erdige Aggregate umgewandelt, wobei das Gestein von Kalkspat erfüllt wird. Von Erzen tritt das Titaneisen namentlich auf polierter Fläche der frischen Gesteine häufig deutlich hervor; im Diabas erkennt man stets etwas Schwefelkies.

Wo Quarz zur makroskopischen Beobachtung kommt, ist er in einzelnen, gerundeten Quarzaugen ein fremder Einschluß, aus dem zertrümmerten Nebengestein herstammend. Dagegen ist Olivin ein weit verbreiteter, charakteristischer Gemengteil, gewöhnlich nicht allzu reichlich und äußerlich fast nur in den Melaphyren bei einiger Aufmerksamkeit zu entdecken. Im Diabas ist er der allgemeinen Umwandlung anheimgefallen. Manchmal

beobachtet man einzelne Granate; auch das gediegene Eisen in *Grönländer* Trapp ist schon makroskopisch deutlich. Eisenglanz als sekundäre Bildung auf Poren und Klüften ist nicht allzu selten.

Unter den Absonderungsformen ist besonders die säulige zu erwähnen, die bei allen basischen Eruptivgesteinen weit verbreitet und oft in ganz großartiger Ausbildung vorhanden ist (Fig. 71).

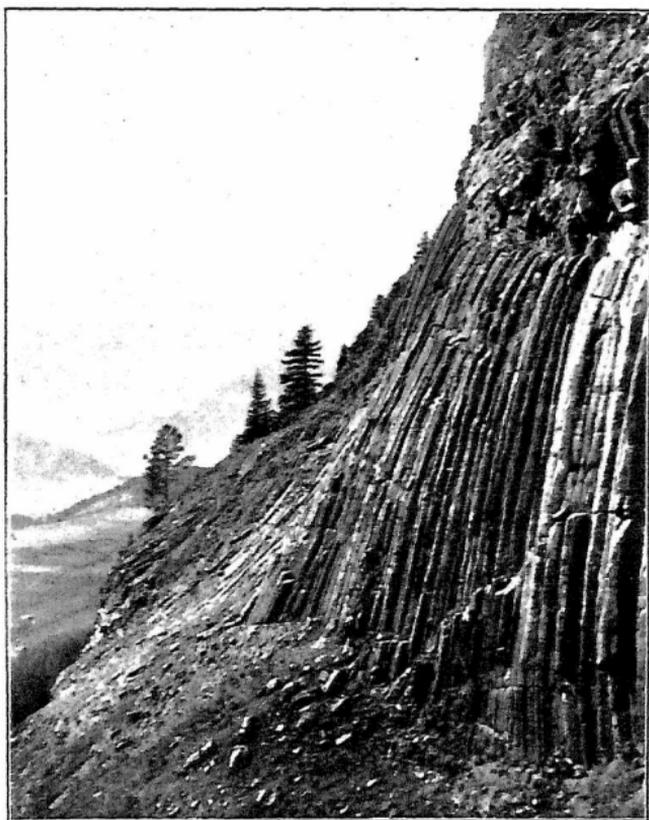


Fig. 71. Melaphyrsäulen (50 m hoch) am Puflatsch, Seiser Alp, Südtirol.
(Phot. Prof. Dr Plieninger.)

Beim Diabas ist sie nur sehr selten erhalten, an ihre Stelle tritt dann gern eine polyedrische Zerklüftung. Beide Arten zeigen aber in typischer Weise eine kugelschalige Verwitterung. Auch kugelige Strukturformen primärer Art finden sich, primäre Parallelstrukturen dagegen sind selten.

Geologische Verhältnisse. Die gewaltigsten Effusivmassen nächst dem Quarzporphyr bilden Trapp und Melaphyr. Ein ausgedehntes Gebiet von vorherrschendem Trapp mit zahlreichen von Tuff

unterbrochenen, übereinander lagernden Decken zieht sich von *Irland* über die *Hebriden* nach *Island* und *Grönland* hin, an deren Steilküsten die vulkanischen Massen in über hundert Stufen zu Höhen von weit über 1000 *m* emporsteigen. Namentlich die großartigen Säulenbildungen sind bezeichnend für diese Vorkommnisse, welche in der Hauptsache dem Tertiär angehören, in *Island* aber bis in die Jetztzeit hereinragen. Derselbe Gesteinstypus wiederholt sich im mittleren und nördlichen *England* im Karbon, und auch die an 100 *m* mächtigen Decken im Silur *Schwedens*, welche Hunderte von Quadratkilometern umfassen, haben häufig den ursprünglichen Charakter des Trapps bewahrt.

Der Trappgrünstein oder Diabas findet sich gleichfalls in sehr beachtenswerten, strom- und deckenförmigen Massen in den verschiedensten geologischen Perioden. Die ausgedehnten Vorkommnisse Mitteldeutschlands, namentlich im *Fichtelgebirge* und im sächsischen *Voigtland*, sind dem Devon eingeschaltete Decken, oft mit reichlicher Tuffbildung. Diesen gegenüber stehen die tertiären Diabase *Oberitaliens*, welche petrographisch von ihnen ebenso wenig zu unterscheiden sind wie die der Trias angehörigen Vorkommnisse von *New Jersey* usw.

Der Melaphyr bildet gleichfalls bedeutende, selbständige Eruptivmassen, so im Rotliegenden des *Saar-Nahe-Gebietes*, wo die an der Oberfläche, manchmal auch an der Unterfläche großblasigen Lavaströme die bekannten Achatmandeln enthalten. Die durch ihre Kupferlagerstätten berühmten Melaphyre am *Lake Superior* bilden von Tuffen begleitete Ströme in der Trias, und derselben Formationsgruppe gehören die ausgedehnten Melaphyrdecken *Südtirols* an. Im *Algäu* gibt es Vorkommnisse von tertiärem Melaphyr, Algowit, und unter den früher als Basalt bezeichneten Strömen der verschiedensten Gebiete

sind echte Melaphyre gleichfalls nicht selten; ebenso ist dieser Gesteinstypus unter den Laven unserer tätigen Vulkane, z. B. am *Ätna* und auf *Hawaii*, gewöhnlich.

Metamorphismus der basischen Eruptivgesteine und ihrer Tuffe.

Die basischen Magmen waren bei ihrem Empordringen unzweifelhaft ärmer an Mineralbildnern als die kieselsäurereichen; die physikalischen Verhältnisse bei ihrer Verfestigung glichen mehr einer Kristallisation aus gewöhnlichem Schmelzfluß gegenüber der hydatorygenen Bildung der Granite und verwandter Gesteine. Deshalb spielen hydroxylhaltige Mineralien in ersteren nur ganz ausnahmsweise eine Rolle; die Umwandlung des Nebengesteins durch Kontaktmetamorphose an basischen Eruptivgesteinen ist, wenn auch qualitativ im allgemeinen identisch, quantitativ sehr viel geringer als an sauren Massen. Die Pegmatite, welche bei letzteren fast nie fehlen und oft in großartigem Maßstab entwickelt sind, erscheinen bei ersteren als Ausnahme.

Dieser Unterschied in den physikalischen Bedingungen der beiden Arten von Schmelzflüssen muß dann besonders hervortreten, wenn das schon verfestigte Gestein der einen Art mit einem Schmelzfluß der andern Art in Berührung kommt. Die basischen Eruptivgesteine, fast ausschließlich durch erhöhte Temperatur wirkend und an sich nicht in bedeutenden Massen auftretend, lassen im allgemeinen kaum merkliche Einwirkungen auf Gesteine der andern Gruppe erkennen. Im entgegengesetzten Fall ist aber die Kontaktmetamorphose eine sehr intensive, und die basischen Eruptivgesteine, welche im Kontaktbereich von Graniten auftreten, erleiden oft noch recht gut erkennbare Veränderungen auf Entfernungen, in denen viele andere Gesteine kaum mehr beeinflusst werden.

Selbstverständlich ist, wie überall, so auch hier der Grad der Umwandlung abhängig von der Entfernung, weil die von dem Eruptivzentrum ausgehenden Agentien in den am stärksten erhitzten Zonen auch ihre chemische Energie am höchsten entfalten



Fig. 72. Grünschiefer (umgewandelter Labradorporphyr) mit wohlumgrenzten Einsprenglingen.

können, und sehr häufig sind in den innersten Kontaktzonen Struktur und mineralische Zusammensetzung der ursprünglichen Gesteine völlig unkenntlich geworden. Je weiter man sich aber von dem eruptiven Herd entfernt, desto häufiger erscheinen Reste des ursprünglichen Gesteins, zunächst solche der Struktur, welche namentlich in kontakt-

metamorph veränderten Porphyriten und Diabasen als sog. Palimpseststrukturen (Fig. 72) makroskopisch deutlich sind. In noch weiterer Entfernung kommen Reste der ursprünglichen Mineralien hinzu, und es stellen sich unzweifelhafte Übergänge in die normalen basischen Eruptivgesteine ein.

In den innersten Kontakthöfen ist die Eigenart der umgewandelten Gesteine meist völlig zerstört; es sind an ihre Stelle äußerlich oft gänzlich abweichende Gesteine getreten, welche aber die Grundzüge der chemischen Zusammensetzung des ursprünglichen Gesteins bewahrt haben. Die Verhältnisse werden allerdings dadurch komplizierter, daß nicht nur die basischen Eruptivgesteine selbst, sondern ebenso auch ihre Tuffe der Kontaktmetamorphose erliegen, wodurch das Kriterium der chemischen Konstitution viel von seiner Sicherheit verliert.

Im höchsten Stadium kontaktmetamorpher Umwandlung ist eine völlig neue Gruppierung der Moleküle eingetreten und von dem ursprünglichen Mineralbestand wie von der Struktur häufig kein Rest übrig geblieben. Da die mineralbildenden Agentien hier am intensivsten wirkten, sind nicht selten recht grobkörnige Bildungen entstanden, in denen außerdem mannigfache Injektionen und Typen-

vermischungen vorhanden sind, welche eine oft schwer zu deutende Gesteinsbeschaffenheit bedingen. Hierher gehören z. B. die Hornblendegneise des *Fichtelgebirges*, die teils resorbierte teils injizierte Amphibolite darstellen, welche das normale Kontaktprodukt, die Amphibolite und Eklogite, allseitig umflasern und gegenüber dem metamorphosierenden «Gneis», d. h. dem normalen Granit, abgrenzen.

Die Eklogite sind in ihren reinsten Formen feldspatfreie Gesteine, in welchen der Natrongehalt des ursprünglichen Plagioklases als Bestandteil in die Hornblenden und Pyroxene eingetreten ist, die wohl stets natronhaltig sind. Die Eklogite des *Fichtelgebirges* sind ungemein massige, richtungslose Gesteine, aus deren gewöhnlich lichtgrüner, aus vorherrschendem Diopsid bestehender, kristallinischer Hauptmasse sich rote Granate in größeren Körnern abheben und in weiter Verbreitung einzelne Blättchen lichten Glimmers, der aber durchaus nicht stets Muskowit ist, vorhanden sind. Abweichend ist der Habitus der Eklogite des *Groß-Venedigers*, welche im Gegensatz zu den besprochenen in der Hauptsache deutlich gebändert und oft recht vollkommen schieferig sind. In einzelnen Gesteinen wiederholt sich die Zusammensetzung der oben beschriebenen Eklogite, es herrschen aber Amphibole von sehr mannigfacher Beschaffenheit über den selteneren Pyroxen; Zoisit, Epidot und Glimmer, auch Chlorit spielen eine bedeutendere Rolle, und schließlich treten lokal Quarz und Kalkspat ein. Es entsteht so ein sehr wechselndes System von Gesteinen, beginnend mit echten Eklogiten durch Hornblende-eklogite und Glaukophaneklogite übergehend in granatfreie Hornblende- und Glaukophanschiefer, durch epidotreiche Glieder in eigentliche Epidosite, durch Glimmereklogite in Granatknotenschiefer und Glimmerschiefer, durch

kalkspathaltige Varietäten in körnige Kalke und Zipolline.

Bemerkenswert ist, daß an manchen Stellen der *Zentralalpen* an Stelle der Eklogite sich hornsteinartig dichte, lichtgrauliche oder grünliche *Saussuritfelse* einstellen, die aus äußerst feinkörnigen Aggregaten von Pyroxen, lichter Hornblende, Zoisit und Klinozoisit neben viel Rutil bestehen, und in welchen die größeren Einsprenglinge von Granat öfters in schwarze Aggregate von Hornblende umgewandelt sind. Da die Eklogite mit ihren hochkristallinen Zwischenlagerungen das höchste Stadium der Umwandlung darstellen, trifft man sie überall zunächst am Kontakt mit dem umwandelnden Eruptivgestein, das fast stets ein Gneis, d. h. schlierig gewordener Granit ist. Im Sinne der geologischen Auffassung dieser Gesteine gehören sie daher im allgemeinen den oberen Etagen der Gneisformation an.

In zahlreichen Fällen entstehen aber auch im Stadium höchster Umwandlung nicht die Eklogite, sondern sehr wechselnde Gesteine, welche man als Amphibolite zusammenfaßt. Solche, oft deutlich gebänderte Gesteine von mittelkörniger, manchmal auch ziemlich grobkörniger Beschaffenheit und meist dunkelgrüner Farbe, gegenüber der lichtereren der Eklogite, bilden aushaltende Schichtensysteme oder finden sich, in Putzen und Schollen, die wieder durch Hornblendegneis umsäumt werden, eingebettet in gneisartigen Graniten.

Die Vorkommnisse des *Oberpfälser Waldes* sind wie die Eklogite zum Teil recht massige Gesteine von ungemein großer Zähigkeit und reich an Granat, Granatamphibolit, von jenen geschieden durch die dunkelschwärzlichgrüne Farbe, den Mangel an Pyroxen, an dessen Stelle dunkelgrüne Hornblende tritt, und namentlich auch durch einen Gehalt an Plagioklas. Der Granat ist hier meist Almandin; Zoisit, Klinozoisit oder Epidot fehlen wohl nie, sie bedingen Übergänge in die graulichgrünen Zoisitamphibolite und die gelblichen Epidotamphibolite. Lokal tritt auch eine deutliche Scheidung des weißen Plagioklases in schmalen Bändern ein,

Feldspatamphibolite. Der ziemlich massige Bruch der Gesteine ist nur direkt am Kontakt vorhanden, mit der Entfernung werden sie dichter und schieferiger. Es kommen bei der Bildung dieser Amphibolite weniger eingreifende molekulare Umwälzungen in Betracht, und so trifft man in ihnen schon die ersten Spuren der ursprünglichen Beschaffenheit.

In weiterer Entfernung von dem Eruptivzentrum werden die umgewandelten Gesteine stets dichter; es tritt namentlich der Chlorit neben der feinfasrigen, grünen Hornblende mehr und mehr hervor, und es bilden sich die mannigfach zusammengesetzten Grünschiefer und Chloritschiefer heraus, makroskopisch grau-lichgrüne Gesteine, bei hohem Chloritgehalt mit seidenartigem Glanz und häufig mit recht wenig deutlicher Schieferung. Auch Reste des ursprünglichen Bestandes und der Struktur sind hier viel öfter vorhanden, und es stellen sich eigentliche Übergänge aus dem Grünschiefer in den Grünstein ein, welcher den ursprünglich eruptiven Charakter deutlich erkennen läßt. Das ist im Sinne der stratigraphischen Geologie die obere Etage der Glimmerschiefer- und die Phyllitformation.

Die Amphibolite ebenso wie die Grünschiefer und Chloritschiefer gehen wieder durch alle Übergänge in Epidosite, in Glimmerschiefer und Phyllite, in Kalkglimmerschiefer und körnige Kalke über, und die Erklärung dafür kann auch hier nur in einer Verbindung mit Tuffen gesucht werden, wie auch derartige Gesteine unter dem Mikroskop oft besonders ausgeprägt eine auf ursprüngliche Schichtung deutende helizitische Struktur aufweisen. Alle hier aufgeführten Gesteine enthalten, meist nur mikroskopisch sichtbar, einzelne Individuen von Turmalin, der in größeren Kristallen in den mannigfachen Pegmatiten auftritt, welche namentlich die Eklogite und die Hornblendegneise durchsetzen. Schwefelkies, obwohl sehr verbreitet, hat doch nicht dieselbe Konstanz wie bei den Diabasen.

III. Natrongesteine.

Nephelinsyenit.

Äußere Beschaffenheit. Die Nephelinsyenite sind die am meisten wechselnden unter allen Tiefengesteinen, im allgemeinen charakterisiert durch ein ziemlich grobkörniges Gefüge, häufige drusige Struktur und das Zurücktreten der dunkeln Mineralien in dem

Gemenge von meist trübem, weißlichem Anorthoklas und fettglänzendem, graulichgrünem oder rötlichbraunem Nephelin, welcher auch als Eläolith bezeichnet wird, Eläolithsyenit. An Stelle des Nephelins tritt bald blauer bald lichtgrüner Sodalith, Sodalithsyenit, ferner erbsengelber Kankrinit im Kankrinit-syenit; ähnlich erklären sich die Namen Eudialytsyenit und Leuzitsyenit. Das dunkle Mineral ist im allgemeinen sehr untergeordnet, hauptsächlich natronreicher Pyroxen oder Amphibol; seltener ist nur Biotit vorhanden, wie in dem oft ausgesprochen parallel struieren und gneisähnlichen Miaszit.

Magmatische Spaltung ist hier noch verbreiteter als bei allen andern Eruptivgesteinen, und die schlierige Ausbildung der Massen führt zu zahlreichen lokalen Modifikationen, welche in ihrer Zusammensetzung vom eigentlichen Nephelinsyenit weit abweichen, aber doch keine selbständige Stellung in der Systematik beanspruchen können, wenn sie auch lokal selbst in größeren Massiven vorkommen. Auf der einen Seite entwickeln sich die nephelinarmen Natronsyenite, auf der andern gehen die Gesteine in grobkörnige leukokrate Nephelinite über usw.

Lokal nimmt auch der Gehalt an dem dunkeln Gemengteil zu, und es entstehen gleichfalls recht grobkörnige Gesteine von melanokrater Charakter, welche bald Plagioklas neben Anorthoklas enthalten, bald reine Nephelin-Plagioklasgesteine sind, wie die Theralite, und schließlich in überhaupt feldspatfreie Gesteine von dunklem Habitus übergehen, wie die mit dem Nephelindolerit übereinstimmenden Ijolithe. In den basischen Gliedern ist der Olivin ein häufig vorhandener Gemengteil, ebenso das Titaneisen, und auch der sonst spärliche Apatit konzentriert sich hier oft in ungewöhnlicher Weise.

Die typischen Vorkommnisse der in Betracht kommenden Gesteine sind häufig recht grobkörnig und daher trotz der sehr verbreiteten Umwandlung makroskopisch leicht bestimmbar. Sie zeigen im allgemeinen lichte Farben und sind durch besonders niederes Gewicht ausgezeichnet, das bis unter 2,5 herabgeht. Die Neigung zu porphyrischer Ausbildung ist im allgemeinen gering, aber auch in den rein körnigen Formen ist die idiomorphe Ausbildung des Feldspats oft recht charakteristisch.

Mineralische Zusammensetzung. Der vorherrschende Bestandteil ist im allgemeinen ein Anorthoklas, seltener Albit, meist

stark getrübt, öfter auch mit feinem bläulichen Lichtschein, selten rot; Hinneigung zur Rhombenform im Querschnitt ist oft bezeichnend. Der zweite Hauptbestandteil ist der fettglänzende, grünliche oder rötlichbraune Nephelin, dessen Bruch dem des Quarzes ähnlich ist; dann verwechselt man die Gesteine im frischen Bruch leicht mit Granit. Eine sichere Entscheidung gibt stets die verwitterte Oberfläche, indem der Nephelin durch die Atmosphärien ganz aufgelöst wird und das Gestein ein zerfressenes Aussehen annimmt. Andernteils ist der Nephelin oft trübe und in Zeolithe umgewandelt. An seine Stelle tritt Sodalith, der, wenn blau, leicht erkennbar ist, sonst nur dort bestimmt werden kann, wo die dodekaedrischen Kristalle deutlich sind. Auch die hin und wieder auftretenden, meist ziemlich großen, aber stark zersetzten Leuzite lassen sich ausschließlich durch ihre Kristallform bestimmen. Dem Kankrinit dagegen fehlt stets die Kristallform. Die im normalen Gesteine zurücktretenden dunkeln Bestandteile zeigen äußerlich nichts Besonderes, sie sind gewöhnlich Ägirin oder Arfvedsonit. Außerdem sieht man mit bloßem Auge oft größere Dodekaeder von Melanit sowie gelben Titanit.

In Bezug auf die Struktur zeigen die Gesteine einiges Auffällige. Manche haben normale Granitstruktur, nur sind sie meist grobkörniger; in andern werden die Feldspate tafelig und ihre Durchschnitte ordnen sich dann gerne zu fluidalen Zügen an, oder sie sind mehr oder minder parallel gelagerte, oft sehr spitze Rhomben. Auf die gneisähnliche Beschaffenheit der Miaszite wurde schon hingewiesen, ebenso auf die Seltenheit der Nephelinsyenitporphyre.

Die grobkörnige Beschaffenheit der Nephelinsyenite verliert sich, besonders an den weniger mächtigen Vorkommnissen, gegen die Randzonen völlig; kleine Stöcke und die nicht seltenen und zum Teil nicht unbedeutenden Gänge zeigen ein oft dichtes, hornsteinähnliches Salband, öfters mit deutlicher Porphystruktur und von eigentlich phonolithischem Charakter.

Die Absonderungserscheinungen der Nephelinsyenite sind dieselben wie jene der Granite; die Verwitterung aber, welche in erster Linie eine weitgehende Vergrusung darstellt, dringt häufig sehr viel tiefer ein infolge des groben Kornes, der Verbreitung wenig verbandfester, drusig ausgebildeter Gesteine und der leichten Angreifbarkeit des Nephelins. Im Gegensatz zu den so nahestehenden Natronsyeniten haben die hier betrachteten Gesteine daher wenig technische Bedeutung, und völlig frische Gesteine treten nur da an die Oberfläche, wo, wie in *Südnorwegen*, in nicht allzu ferner Zeit die Abschürfung durch die Gletscher das verwitterte Material gründlich entfernt hat.

Geologische Verhältnisse. Die Nephelinsyenite bilden Stöcke und Lakkolithe von meist nicht sehr

bedeutenden Dimensionen, welche zum Teil ganz isolierte Vorkommnisse darstellen, wie der kleine Stock bei *Pousac* in den Pyrenäen, bald in nächstem Verband mit den mannigfaltigen blutsverwandten Natrongesteinen stehen, wie die Vorkommnisse *Südnorwegens*, wo vor allem die Beziehungen zu Natronsyenit und Natrongranit deutlich zu verfolgen sind und sich neben den Tiefengesteinen nicht nur das reiche Gangfolge, sondern auch die zugehörigen Ergußgesteine einstellen.

Was das geologische Alter betrifft, so ist dieses auch bei den Nephelinsyeniten in weitesten Grenzen wechselnd. Es gibt jedenfalls sehr alte Nephelinsyenite: so sind die Vorkommnisse in *Südnorwegen* und *São Paulo* in Brasilien paläozoisch. Dagegen hat das Gestein bei *Pousac* jurassische Kalke umgewandelt, jenes der *Crazy Mountains* bildet einen Stock in der Kreide, und die mannigfachen Vorkommnisse von *Arkansas* besitzen tertiäres Alter. Zahlreiche Massen von Nephelinsyenit finden sich allerdings in Gebieten, welche geologisch noch sehr wenig erforscht sind.

Phonolith, Nephelinporphyr und Tephrit.

Makroskopische Beschaffenheit. Die Phonolithe und Nephelinporphyre sind die den Nephelinsyeniten entsprechenden Ergußgesteine. Echte Phonolithe zeigen in frischem Zustand makroskopisch gewöhnlich eine stark vorherrschende, dichte, hornsteinartige Grundmasse von splitterigem Bruch und grünlicher oder bräunlichgrüner Farbe, deren fettiger Glanz sehr charakteristisch ist. Mit zunehmender Umwandlung wird die Grundmasse matter bis tonsteinähnlich, die Farbe wird schmutzigweiß, gelblich oder braun, auch rot, und das in frischem Zustand recht gleichmäßig gefärbte Gestein nimmt gern ein geflecktes Aussehen an. In den frischen Nephelin-

phonolithen treten meist nur die glänzenden Spaltflächen des tafligen, sanidinähnlichen Alkalifeldspats als größere Einsprenglinge hervor, während der Nephelin äußerlich nicht oder erst in den schon umgewandelten Gesteinen als lichte Flecken kenntlich wird. Einsprenglinge eines basischen Minerals sind im normalen Phonolith vereinzelt, in den plagioklasreichen Tephriten aber in Menge vorhanden. Eine dünnplattige Absonderung, welche in den frischen

Gesteinen meist wenig deutlich ist, tritt bei der Verwitterung hervor, Por-



Fig. 73.
Porphyrchiefer; dünnplattig verwitterter Phonolith.
Black Hills. (Nach I. D. Irving.)

phyrchiefer (Fig. 73), und der helle Klang dieser im Innern noch frischen, äußerlich oft von weißer Rinde überzogenen Platten hat zu dem Namen Klingstein Anlaß gegeben.

Wie die Nephelinsyenite aufs innigste mit plagioklasreichen und melanokraten Gesteinen verbunden sind, so trifft man diese auch bei den Phonolithen; sie nehmen mehr schwärzlichgraue Farben an, nähern sich in ihrem Habitus den Andesiten und zeigen auch in größerer Anzahl Einsprenglinge von schwarzer Hornblende oder von Pyroxen, andesitische Phonolithe, und diese führen hinüber zu den schon recht basischen, meist schwärzlichgrauen Nephelintephriten, welche verherrschend Plagioklas führen und oft gar keinen Orthoklas mehr enthalten. Bemerkt werden mag das besonders starke Hervortreten der dunkeln Einsprenglinge in den Tephriten, welche diesen Gesteinen oft einen lamprophyrtartigen Habitus verleihen.

Neben den Nephelin und an Stelle desselben treten in zahlreichen Vorkommnissen Leuzit und Mineralien der Sodalithgruppe. Man unterscheidet den oft noch nephelinreichen Leuzitophyr mit hellgrauer oder gelblicher, meist nicht sehr dichter Grundmasse und den nephelinfreien Leuzitphonolith; in beiden Gesteinstypen ist der Leuzit makroskopisch deutlich und öfters reichlich in großen Individuen vorhanden. Viel mehr bewahren den Habitus der Phonolithe die Hauyn und Nosean führenden Glieder, Hauynophyr und Hauynphonolith. Auch die Leuzit- und Hauyngesteine nehmen Plagioklas auf und werden mit dessen Zunahme mehr und mehr melanokrat. Sie nähern sich dem Habitus der Andesite, und dann entwickeln sich auch hier die orthoklasarmen Typen der Tephrite, meist aschgraue, poröse oder wenigstens nicht sehr kompakte Gesteine mit zahlreichen Einsprenglingen, unter welchen der Pyroxen weit vorwiegt. Den Typus der Leuzit-tephrite stellen die Laven des *Vesuvius* dar. Übergänge zum Trachyt sind Gesteine, die äußerlich den trachytisch rauhen Charakter an sich tragen.

Endlich ist zu erwähnen, daß glasige Ausbildungsformen, Obsidian und Bimsstein, von allen erwähnten Typen namentlich als oberflächliche Bildungen, wenn auch selten, bekannt sind, daß ferner unter denselben Verhältnissen schlackige und blasige Gesteine auftreten, in deren Hohlräumen sich oft prachtvolle Kristallisationen, namentlich von Zeolithen, angesiedelt haben, wie überhaupt die Familie der Phonolithe, ähnlich den Basalten, besonders reich an Neubildungen von Zeolithen ist. Unter allen nicht porösen Eruptivgesteinen sind die Phonolithe die spezifisch leichtesten, ähnlich den Nephelinsyeniten; das Gewicht steigt aber in den melanokraten Tephriten bis über 2,8.

Verhältnismäßig selten sind die trüben, matten Nephelinophyre, in welchen die größeren Individuen von Nephelin teils verhältnismäßig frisch mit fettartigem Glanz hervortreten, oder zu Zeolithen, oder aber zu grünlichen, dichten Glimmeraggregaten umgewandelt sind, Liebenertporphyr. Entsprechend kennt man auch Leuzitporphyr mit bis faustgroßen, völlig zersetzten Leuziten.

Mineralische Zusammensetzung. In frischen Nephelinphonolithen ist mit bloßem Auge meist wenig zu erkennen, gewöhnlich nur einige tafelige Sanidinkristalle, ganz vereinzelt ein Pyroxen- oder Amphibolindividuum und verhältnismäßig häufig honiggelber Titanit. Den Gehalt an Nephelin kann man meist nur aus dem fettglänzenden Aussehen des Gesteins erschließen; er tritt im allgemeinen erst bei der Zersetzung der Gesteine deutlich hervor und ist dann durch seine Form gekennzeichnet. Günstiger für die makroskopische Bestimmung sind die Leuzit- und Hauyn-

gesteine der Reihe, indem hier im allgemeinen die Einsprenglinge in größerer Anzahl auftreten. Der Leuzit kann in frischen wie in zersetzten Gesteinen bei einiger Aufmerksamkeit nicht übersehen werden, so charakteristisch ist seine Form (Fig. 33, S. 43). Der Hauyn ist, wenn farblos und völlig frisch, schwieriger zu erkennen, und auch in den häufigen zeolithisierten Vorkommnissen kann man ihn bei oberflächlicher Betrachtung mit zersetztem Feldspat verwechseln, wenn man nicht auf die Umrisse der einzelnen Individuen achtet, deren isometrische Ausbildung den Feldspaten fremd ist. Ganz sicher ist seine Bestimmung, wenn er blau ist. Auch die sonstigen Gemengteile treten in diesen Gesteinen in zahlreicheren Einsprenglingen auf, vor allem der Ägirinaugit, seltener eine natronhaltige Hornblende und ganz selten Biotit, welche letztere bemerkenswerterweise in den Phonolithtuffen oft sehr reichlich vorhanden sind. Nicht allzu selten sieht man endlich pechglänzenden schwarzen Melanit.

Der Übergang in die Tephrite vollzieht sich im allgemeinen durch ein stärkeres Hervortreten der dunkeln Einsprenglinge, speziell des Augits, neben welchem der Leuzit oft in Menge vorkommt, die andern lichten Mineralien nur untergeordnet erscheinen.

Auf die gewöhnliche plattige Absonderung wurde schon hingewiesen, selten findet sich auch eine säulige. An Einschlüssen sind gewisse hierher gehörige Vorkommnisse besonders reich; einzelne sind echte Urein Schlüsse, magmatische Ausscheidungen der Tiefe von der Zusammensetzung der Nephelinsyenite. Andere sind in der Tiefe losgerissene Bruchstücke des Nebengesteins, welche von den Mineralbildnern des Schmelzflusses ganz durchsetzt und mit seltenen Stoffen imprägniert wurden, so daß sie besonders mineralreich sind. Man trifft sie auch in Menge als Auswürflinge, so z. B. die berühmten *Somma* blöcke.

Geologische Verhältnisse. Die eigentlichen Phonolithe bilden am häufigsten typische Kuppen (Fig. 74, S. 110), meist, im Gegensatz zu den ähnlich vorkommenden Basalten, von gewaltigen Tuffablagerungen begleitet. Doch fehlen letztere fast ganz dem phonolithreichen *böhmischen Mittelgebirge*. Verbreitet sind ferner Gänge und Ströme, letztere mit blasiger Oberfläche, die auch zur Bildung von Mandelsteinen führt. Bimssteine von phonolithischer Zusammensetzung kennt man am *Laacher See*.

Die Tephrite finden sich vorherrschend in Gängen und Strömen, letztere oft in der typischen

Ausbildung der Lava mit wulstigen und gekröseartigen Oberflächen, wie sie namentlich in den schlackig entwickelten Tephriten des *Vesuv's* hervortreten.

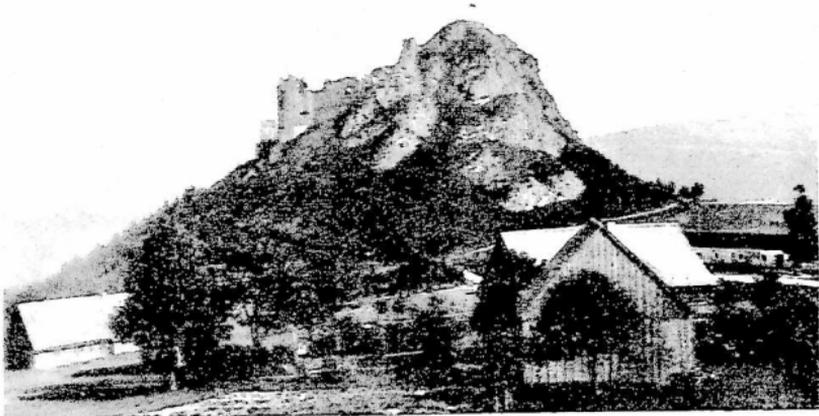


Fig. 74. Phonolithkuppe. Ruine Tollenstein bei Warnsdorf, Nordböhmen.
(Phot. Prof. Dr Klemm.)

Die Phonolithe und die Gesamtheit der sich an sie anschließenden Natrongesteine bilden recht ausgesprochene petographische Provinzen, und die verschiedenen Typen treten oft in innigster Verbindung und fast lückenloser Reihe auf. So kennt man sie aus dem Eruptivgebiet des *Cantal* und von den *Kanarischen Inseln*; dann nehmen gewöhnlich die eigentlichen Phonolithe zeitlich eine Mittelstellung ein. Andernteils aber sind die Beziehungen der Phonolithe zu den Basalten besonders bemerkenswert, wie bei letzteren ausgeführt wird.

Was das geologische Alter betrifft, so erscheinen eigentliche Phonolithe, welche man auch als *Tinguaite* bezeichnete, in Verbindung mit den verschiedenartigen *Nephelinsyeniten* als Randzonen und in Gängen. Aber auch in Effusivmassen kennt man sie aus verhältnismäßig frühen geologischen Perioden, so aus dem Karbon in Brasilien, häufiger aber aus dem Tertiär.

Sonstige Natrongesteine.

Mit den *Nephelinsyeniten* eng verbunden sind nephelinfreie *Natronsyenite*, meistens *Augitsyenite*, die sich speziell in den Vorkommnissen Norwegens durch das Vorherrschen eines grobkörnigen, meist dunkeln und lebhaft blau schillernden Feldspats charakterisieren; in der Technik werden sie als «schwedischer Labrador» bezeichnet. Der rhombische Querschnitt der einzelnen Feldspatkörner ist öfter deutlich, *Rhombensyenit*. Sie sind

oft schwer von Gabbro mit labradorisierendem Feldspat zu unterscheiden und hauptsächlich charakterisiert durch die geringe Menge, in welcher das dunkle Mineral auftritt, eine Erscheinung, welche aber die dunkle Farbe der Gesteine oft verdeckt. In sonstigen Vorkommnissen ist die Bestimmung der Natronsyenite gegenüber von gewöhnlichem Syenit makroskopisch kaum möglich.

Auch die Natrongranite, die sich hin und wieder ohne Verbindung mit Nephelinsyeniten finden, lassen sich von normalen Graniten äußerlich kaum unterscheiden. Sie sind wohl im allgemeinen quarzärmer, enthalten nur selten Biotit, sondern Riebeckit oder Ägirin; aber diese unterscheiden sich äußerlich kaum von den natronfreien Bisilikaten der normalen Granite.

Unter den porphyrischen Gesteinen am besten charakterisiert ist die Effusivform der Rhombensyenite, die Rhombenporphyre, durch die rhombischen Querschnitte ihrer Feldspate; sie bilden Gänge und Decken im Gebiete von *Kristiania*.

Die Natrontrachyte haben äußerlich oft noch das Aussehen der Phonolithe und führen akzessorisch öfters Hauyn. Die Natronliparite unterscheidet sich wenig vom normalen Liparit, ebensowenig wie die in ausgedehnten Strömen auftretenden Quarzkeratophyre und Keratophyre, die ihrer chemischen Zusammensetzung nach hierher gehören, von Quarzporphyr und Orthoklasporphyr. Diese sind besonders häufig stark zersetzt. Bemerkenswert ist, daß die Keratophyre, welche im Paläozoikum *Westfalens*, des *Harzes* usw. eine nicht unbedeutende Rolle spielen, dort nicht im Verband mit den sonstigen Natrongesteinen auftreten.

IV. Spaltungsgesteine.

Aplit und Pegmatit.

Äußere Beschaffenheit. Die Apliten sind typische Feldspatgesteine, meist mit ganz untergeordnetem basischen Gemengteil, daher licht gefärbt, von mittlerem bis feinem Korn, oft auch ganz dicht. Die Pegmatite unterscheiden sich von ihnen durch oft ganz gewaltige Korngröße und gegenüber der Regelmäßigkeit in der Ausbildung, wie sie bei den Apliten gewöhnlich ist, durch äußerste Unregelmäßigkeit in Struktur, Mineralbestand und im ganzen Habitus.

Am typischsten sind beide bei den Graniten ausgebildet: die feinkörnigen, meist sehr verbandfesten, weißen bis rötlichen Granit-

aplite und die großkörnigen, häufig durch schriftgranitische Verwachsung von Quarz und Feldspat (Fig. 75) ausgezeichneten Granitpegmatite gehören in allen Granitgebieten zu den am weitesten verbreiteten Bildungen. Erstere finden sich in Form zahlreicher schmaler, oft parallel streichender Adern, häufig auch als Muskowit- oder Turmalingranit ausgebildet, im Granit selbst und in dessen kontaktmetamorpher Umgebung. Letztere bilden äußerst unregelmäßig geformte Massen, gewaltige Nester,



Fig. 75. Schriftgranit von Jekaterinburg, Ural.

die in schmale Adern auslaufen, um sich bald wieder weit aufzutun. Auch hier sind Muskowit und Turmalin besonders verbreitet, außerdem aber noch große Mengen anderer, sonst seltener Mineralien, die namentlich auf den weit verbreiteten Drusenräumen der Pegmatite oft in prachtvollen Kristallen auftreten. Beide Arten von Gängen sind mit dem Granit auf das vollkommenste verschweißt, so daß die Grenze meist ganz unscharf ist.

Analog ist die Ausbildung der Aplite und Pegmatite, welche zu irgend einer andern Gruppe der körnigen Gesteine gehören, nur daß sie, mit Ausnahme der zu den Natrongesteinen in Beziehung stehenden Bildungen, sehr viel weniger verbreitet sind.

Mineralische Zusammensetzung. Die herrschenden Bestandteile im Granitaplit sind Quarz und Orthoklas, wobei in einigermaßen deutlich körnigen Bildungen der erstere gut umgrenzte Individuen bildet, im Gegensatz zu seinem Vorkommen in normalem Granit. Die Farbe des Gesteins ist jene des Orthoklases, neben welchem der Plagioklas kaum je makroskopisch

erkennbar ist. Man beobachtet einzelne Blättchen von Muskowit, kleine, gut ausgebildete Prismen von Turmalin, der auch in radialstrahligen, oft ganz dichten Nestern auftritt, sowie in weitester Verbreitung Granat und Kordierit.

Im Granitpegmatit herrschen dieselben Mineralkombinationen, nur ist seine Zusammensetzung viel unregelmäßiger; große Massen von derbem Quarz wechseln mit riesigen Feldspatnestern, in denen Orthoklas oder Schriftgranit vorwiegt. Als Plagioklas tritt hier besonders Albit auf. Glimmertafeln von Metern im Durchmesser, große Turmalinputzen, Drusen mit mannigfachen Mineralien, namentlich solchen mit sonst seltenen Elementen, sind manchmal in äußerster Mannigfaltigkeit vorhanden.

Die Aplite der Syenite, Diorite usw. bestehen vorherrschend aus Feldspat; äußerlich ist ihre Ausbildung dem Granitaplit ähnlich, und dasselbe gilt von den zugehörigen Pegmatiten, in denen aber Muskowit und Turmalin meist fehlen und die seltenen Elemente viel weniger verbreitet sind.

Äußerlich wiederum sehr ähnlich sind die Nephelinaplite, deren Nephelin mit bloßem Auge nicht erkennbar ist und die auch in weitester Verbreitung den Habitus der Phonolithe annehmen. Besonders erwähnenswert ist der ungeheure Reichtum an seltenen Mineralien, den die Nephelinsyenitpegmatite aufzuweisen pflegen, welche wohl die reichsten Minerallagerstätten überhaupt sind.

Die Aplite und in besonderem Maße die Pegmatite wirken lösend auf das Nebengestein und verleiben sich dessen Bestandteile ein, die wiederum zur Bildung neuer Mineralien Anlaß geben. So werden die Pegmatitgänge, wenn sie aus dem Intrusivgestein in ein anders zusammengesetztes Nebengestein übersetzen, zu höchst anomalen Mineralaggregaten. Es werden dann lokal z. B. Zoisit oder Andalusit in riesigen Individuen zu wichtigen Bestandteilen, und die Pegmatite des Zentralgranits gehen vollständig in schiefrige Glimmeraggregate über, welche, wie die sog. Paragonitschiefer am *St Gotthard*, reich an Disthen, Staurolith usw. sind.

Man kann die mannigfaltigen Mineralien der Pegmatite in folgende vier Gruppen einteilen:

1. Die Mineralien des Hauptgesteins, zu welchem der Pegmatit gehört, z. B. Quarz, Feldspat, Glimmer, Nephelin usw.
2. Mineralien mit kräftig wirkenden Agentien, wie Turmalin, Topas, Flußspat, Apatit.
3. Mineralien mit seltenen Elementen: Beryll, Niobit, Zirkon usw.
4. Aus dem Nebengestein ausgelaugte Mineralien, so Granat, Kordierit oder Disthen.

Bemerkenswert ist ferner, daß die Granitpegmatite und Granitaplite in weiterer Entfernung vom intrusiven Kern oft ihren Feldspat

verlieren und schließlich zu derben Quarzaggregaten werden, welche in Linsen und Gängen die äußeren Zonen der Kontakthöfe durchziehen. Der wirklich eruptive Charakter solcher Quarzgänge wird namentlich dort deutlich, wo sie durch Knotenschiefer hindurchsetzen, in welchen sie, wie das Fig. 76 zeigt, eine deutliche Vergrößerung der Knoten hervorbringen.



Fig. 76. Eruptiver Quarzgang im Knotenschiefer. (Nach Dr B. Baumgärtel.)

Die magmatische Spaltung, welcher diese Teilgesteine ihre Entstehung verdanken, kann überhaupt in sehr mannigfaltiger Weise verlaufen. So ist z. B. häufig die Zerspaltung des granitischen Magmas keine vollständige gewesen, das Spaltungsgestein steht zwischen Granit und Aplit in der Mitte, Halbaplit; dann stellen sich besonders gerne porphyrische Strukturen ein, Aplitporphyr, welcher allmählich in den Granitporphyr übergeht. Eine in ganz anderer

Richtung verlaufende Reihe von Spaltungsgesteinen entwickelt sich durch die eigentümliche Erscheinung, daß mehr und mehr der Plagioklasgehalt des Granites auf Kosten des Orthoklases sich konzentriert und schließlich reine Plagioklasgesteine sich als Spaltungsprodukte des Granites entwickeln. Die entsprechenden aplitischen und halbaplitischen Bildungen hat man als *Alsbachit* bezeichnet; sie sind äußerlich den Apliten oft sehr ähnlich, nur häufiger etwas schieferig entwickelt.

Die Apliten, welche sich, zeitlich oder räumlich, weiter von dem Eruptionszentrum entfernen, werden zu Quarzporphyr, und schließlich sind die Pechsteine sehr häufig die äußersten Ausläufer aplitischer Gänge.

Geologische Verhältnisse. Wie schon oben angedeutet, trifft man die Apliten und Pegmatiten am häufigsten und am typischsten entwickelt in Form von Gängen innerhalb der betreffenden Tiefengesteine und ihrer Umgebung. Manchmal haben sie den Charakter von wenig aushaltenden Schlieren

oder sie bilden die Randzone der Eruptivmasse gegen das Nebengestein. Unter den in die umgewandelten Schiefer übersetzenden Injektionsadern spielen beide eine besondere Rolle, und schließlich trifft man sie, wenn auch selten, in kleineren, selbständigen Intrusivmassen.

Der Charakter der Spaltungsgesteine tritt besonders deutlich in den sog. Doppelgängen hervor, wo die magmatische Spaltung sich innerhalb des Ganges selbst abspielte und Aplit neben Lamprophyr bald scharf getrennt bald ineinander verlaufend dieselbe Spalte erfüllen.

Über das geologische Alter der hier betrachteten Vorkommnisse braucht nichts bemerkt zu werden; es ist dasselbe wie jenes des zugehörigen Tiefengesteins. Zweifellos ist diese zeitliche Verbindung eine besonders enge, denn bei der geringen Kristallisationsfähigkeit, welche dem aplitischen Magma im allgemeinen zukommt, konnte dieses nur dort zu körniger Ausbildung gelangen, wo es in noch stark erhitzter Umgebung äußerst langsam sich verfestigte.

Minette und Kersantit.

Äußere Beschaffenheit. Die den granitischen Apliten entgegengesetzten Spaltungsgesteine, die granitischen Lamprophyre, sind ziemlich artenreich, und auch hier kann man zwei Reihen verfolgen, in deren einer sich der Orthoklas selbst bis in ziemlich basische Glieder noch in der Vorherrschaft hält, während in der andern, die sich an die Alsbachite anschließt, nur Plagioklas vorhanden ist. Diese Verhältnisse illustriert Fig. 77, S. 116. Auf der einen Seite führt die Reihe vom Granitporphyr über die immer dunkler werdenden Durbachite zur Minette, auf der andern schalten sich die als Malchite bezeichneten, meist ziemlich dichten, grünlichgrauen Gesteine zwischen den kiesel-säurereichen Alsbachit und den basischen Kersantit

ein. In beiden Reihen ist eine porphyrische Struktur weit verbreitet, und es ist dann bezeichnend, daß in den dem Granit nahestehenden Durbachiten und Malchiten die Einsprenglinge noch in großer Anzahl aus Orthoklas bzw. Plagioklas bestehen, während in den kieselsäureärmeren Gliedern, Minette und Kersantit, nur der dunkle Bestandteil die Einsprenglinge bildet.

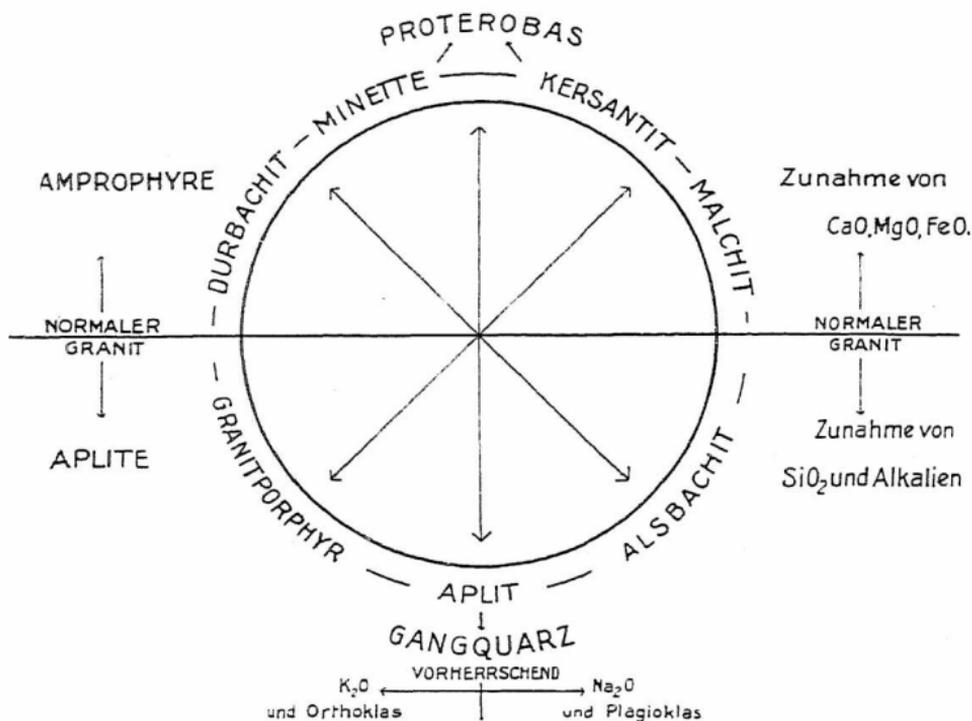


Fig. 77. Die granitischen Spaltungsgesteine. (Nach Dr B. Sandkühler.)

Die fortgesetzte Konzentration der zweiwertigen Elemente führt weiterhin zur Entwicklung ophitischer Struktur, welche für den höchstens noch Spuren von Orthoklas enthaltenden Proterobas charakteristisch ist, und schließlich gehen, wenn auch selten, vollständig feldspatfreie, granitische Lamprophyre hervor, die nur aus Pyroxen und Olivin zusammengesetzt sind und den Namen der Pikritporphyrite erhielten.

Die granitischen Lamprophyre sind entsprechend der Zunahme der dunklen Mineralien graubraune bis schwärzliche Gesteine, die aber sehr häufig weitgehend verändert sind und entweder einen

grünsteinartigen Habitus angenommen haben oder aber ganz zu matten, mißfarbigen, tonig riechenden Wacken geworden sind, wie dies namentlich bei Minette und Kersantit häufig der Fall ist. Dann lassen oft nur noch undeutliche Reste einer porphyrischen Struktur die Deutung solcher Bildungen als Lamprophyre zu.

Die Durbachite haben wohl von allen noch am meisten granitischen Charakter; diese Gesteine sind oft ziemlich grobkörnig, und der hohe Gehalt an dunklem Glimmer erteilt ihnen bräunlich-schwarze Farbe und ziemlich glänzendes Aussehen (gr. *lampros*, glänzend). Öfter ziemlich große Einsprenglinge von rötlichem bis weißem Orthoklas vervollständigen ihren Habitus. Auch die Minetten lassen oft einen auffallenden Biotitgehalt erkennen; aber in ihnen sind es meist nur die reichlich vorhandenen porphyrischen Einsprenglinge von Biotit, welche dem bloßen Auge sichtbar sind, und dazwischen beobachtet man eine dichte, wenn frisch, schwarze, Glimmermelaphyr, meist aber mehr oder minder umgewandelte Grundmasse. Die Lamprophyre mit vorherrschendem Plagioklas sind meist dichter, die Malchite sind graulichgrüne, öfters etwas schieferige Gesteine, manchmal mit zahlreichen, ja sogar die Grundmasse an Menge übertreffenden Einsprenglingen von Plagioklas, die aber nie die Größe der Einsprenglinge von Orthoklas im Durbachit erreichen. Die Kersantite sind in ihrer normalen Ausbildung dunkle Gesteine, oft ganz schwarz, meist aber durch Umwandlung grünlichgrau oder bräunlich geworden; wo porphyrische Struktur vorhanden ist, treten nur Biotit oder Hornblende als eigentliche Einsprenglinge auf, solche von Feldspat fehlen. Merkwürdig häufig ist bei diesen Gesteinen eine schon makroskopisch hervortretende schlierige Beschaffenheit, wobei meist rötliche, feldspatreichere Partien mit den schwarzen wechseln und öfter ein fast brekzienartiges Aussehen hervorbringen.

Die Proterobase endlich sind gewöhnlich, ebenso wie die Pikritporphyrite, eigentliche Grünsteine, erstere mit makroskopisch häufig recht deutlich hervortretender ophitischer Struktur, letztere meist dicht und dem bloßen Auge kaum bestimmbar.

Die Lamprophyre der Syenite, Diorite usw. sind von den hier besprochenen Gesteinen meist wenig unterschieden.

Mineralische Zusammensetzung. Da die äußere Beschaffenheit der Lamprophyre mehr vielleicht als jene der andern Gesteine durch den Charakter der makroskopisch sichtbaren Bestandteile bedingt ist, so sind die wichtigsten Mineralien schon im vorigen Absatz angeführt. Es mag nur erwähnt werden, daß Durbachit und Malchit im allgemeinen quarzhaltig, Minette und Kersantit aber meist quarzfrei, dagegen oft olivinführend sind, Olivinkersantit oder Plagioklasbasalt zum Teil; von diesen Bestandteilen sieht man aber gewöhnlich mit bloßem Auge nichts.

Wie aus obiger Darstellung hervorgeht, sind in der Reihe dieser Lamprophyre viel häufiger Biotit und Hornblende als Augit zu beobachten, und man hat die Augitminetten als *Vogesite*, die entsprechenden Kersantite als *Spessartite* besonders bezeichnet. Erst in den basischsten Gliedern vom Proterobas an tritt der Augit dann reichlicher hervor; aber es fehlen auch hier primäre Hornblende von brauner Farbe und Biotit keineswegs, im Gegensatz zu den effusionen Diabasen.

Alle Lamprophyre enthalten im allgemeinen eine große Mannigfaltigkeit von Einschlüssen, speziell von den als *Urausscheidungen* bezeichneten, und so trifft man in den hier betrachteten Gesteinen solche von grobkörnigem Granit, Quarz in Form von abgeschmolzenen Körnern, gleichfalls angeschmolzene, große Orthoklase usw., die nicht als eigentliche Gesteinsgemengteile gelten können, aber dem Magma selbst entstammen und in fertigem Zustand aus der Tiefe emporgebracht wurden.

Bei dem hohen Glimmergehalt einzelner dieser Gesteine ist eine Neigung zu schieferiger Ausbildung deutlich, und die verhältnismäßig seltenen Lamprophyre des Zentralgranits sind eigentliche, dunkle Glimmerschiefer. Akzessorisch, besonders häufig in letzteren, trifft man große Granate, welche den glimmerschieferähnlichen Habitus noch erhöhen.

Geologische Verhältnisse. Lamprophyre als Randzonen normaler Intrusivgesteine, namentlich von Graniten, sind weit verbreitet und öfters nachweisbar eine Folgeerscheinung der teilweisen Auflösung des Nebengesteins. Sie sind meist deutlicher körnig und neigen zur Ausscheidung größerer Feldspateinsprenglinge, wie es für den Durbachit bezeichnend ist; auch trifft man hier viel Granat. Ähnlich erscheinen die seltenen und kleinen Stöcke von Lamprophyren.

Viel ausgesprochener ist der lamprophyrische Charakter in den Gängen, die man in geringerer Zahl, aber in weiterer Verbreitung als die Aplite, innerhalb aller möglichen Intrusivmassen sowie in deren Umgebung trifft. Im Gegensatz zu den oft fein verästelten Gängen der Aplite sind sie mehr vereinzelt, doch gibt es auch Gebiete, wo hierher gehörige Gesteine in Menge auftreten. Die einzelnen Gänge sind breiter, manche, wie die Proterobase des *Fichtelgebirges*, erreichen sehr bedeutende Dimensionen.

Was aber besonders hervorgehoben werden muß, ist die Erscheinung, daß die Lamprophyrgänge in normaler Ausbildung sich weit über die Zone der kontaktmetamorphen Gesteine hinaus entfernen und daß ihre Vorkommnisse innerhalb normaler, sedimentärer Schichten gar nicht selten sind. Treten sie dort mit den entsprechenden Apliten zusammen auf, so ist der kristallinische Habitus des Lamprophyrs bezeichnend gegenüber dem glasigen des Aplits, der hier als Pechstein entwickelt ist.

Basalt und Kamptonit.

Äußerer Habitus. Die wichtigsten, den Natrongesteinen entsprechenden Lamprophyre sind die Basalte, deren mehr oder minder unfrische Äquivalente die Kamptonite darstellen. In frischem Zustand haben sie eine dichte, schwarze, splittrig brechende Grundmasse, die durch die Zersetzung sich rostbraun oder grün verfärbt und matt wird. An Einsprenglingen trifft man seltener Biotit und Hornblende, meist nur Augit neben Olivin, welcher letzterer in den gewöhnlichen Vorkommnissen zu den charakteristischen Mineralien gehört. Den Nephelin oder dessen Vertreter Leuzit, Melilith sowie die Feldspate beobachtet man mit bloßem Auge nur in ausnahmsweisen Bildungen, und ein typischer Leuzitbasalt oder ein Plagioklasbasalt unterscheidet sich äußerlich in nichts von einem Nephelin- oder Melilithbasalt.

Schlackige Ausbildung, Basaltlava, ist weit verbreitet, glasige Formen dagegen selten. Entsprechend dem sehr basischen Charakter haben diese Gesteine ein hohes spezifisches Gewicht, das im allgemeinen 3,0 übersteigt.

Mineralische Zusammensetzung. Die makroskopisch erkennbaren Mineralien, welche eigentliche Gesteinsbestandteile darstellen, sind weitaus in den meisten Fällen nur Augit und Olivin,

von welchen namentlich letzterer durch seinen Glanz und seine gelbgrüne Farbe deutlich hervortritt. Die übrigen Bestandteile stecken in der vollständig dichten, rein schwarzen Grundmasse, die neben hohem Gehalt an Magneteisen vorherrschend aus Mikrolithen von Augit besteht, zu welchem Plagioklas, Nephelin, Leuzit, Melilith, lokal auch Hauyn und endlich Glas hinzutritt. Man leitet so im allgemeinen folgende Tabelle der Basalte ab.

Augit	Plagioklas	Plagioklas u. Nephelin	Nephelin	Plagioklas u. Leuzit	Leuzit	Melilith	Glas
ohne Olivin	Plagioklasbasalt	Nephelin-tephrit	Nephelin	Leuzit-tephrit	Leuzitit		Augitit
mit Olivin		Nephelin-basanit	Nephelin-basalt	Leuzit-basanit	Leuzit-basalt	Melilith-basalt	Limburgit

Soweit die hier zusammengestellten Gesteine echte Basalte sind, kommt ihre Trennung makroskopisch nicht in Betracht; ohne Mikroskop läßt sich nur der Charakter als Basalt schlechtweg feststellen. Es wäre aber hier darauf aufmerksam zu machen, daß einzelne der angeführten Gesteinstypen eine vom Habitus der Basalte weit abweichende Beschaffenheit haben. In erster Linie sind das die meisten der Tephrite, äußerlich von andesitischem Aussehen, wenn auch reicher an dunkeln Einsprenglingen, aber in ihrem ganzen Habitus lichter, weniger dicht und deutlicher porphyrisch als eigentliche Basalte, in welchen man auch Leuzit, Hauyn usw. oft mit bloßen Auge in zahlreichen Individuen sieht.

Eine zweite abweichende Gruppe umfaßt die Hauptsache der Nephelinite und Leuzitite, welche zwar in geologischem Verband mit Basalten auftreten, von diesen aber in jeder Beziehung verschieden sind. Es sind Schlieren oder völlig verschweißte Gänge von körniger, oft pegmatitartiger Struktur, manchmal aus weit vorherrschendem Nephelin oder Leuzit bestehend und dann licht gefärbt, manchmal auch mit reichlicherem Augitgehalt und dann dunkler, aber fast stets mit deutlich erkennbaren Bestandteilen.

Außer diesen letzteren Vorkommnissen bietet die Erforschung der Basalte besonderes Interesse durch die mannigfaltigen Einschlüsse, von welchen die körnigen, gelbgrünen Olivinfelse keinem echten Basalt fehlen. Außerdem trifft man alle möglichen Mineralaggregate und Mineralien, z. B. Quarz, Feldspat, Granat, Korund, Titaneisen usw., in einfachen Vorkommnissen; ähnliche Erscheinungen, aber etwas weniger mannigfaltig, trifft man auch bei den Kamptoniten. In einzelnen Basalten finden sich große,

rotgebrannte Biotittafeln oder halbzerstörte Individuen von basaltischer Hornblende, welche beide in frischem Zustand als Bestandteile der Basalttuffe eine ziemliche Verbreitung haben.

Bei der ausgedehnten Verwendung der Basalte als Pflastermaterial ist eine höchst eigenartige Erscheinung zu erwähnen: die Sonnenbrenner. Der in frischem Zustand völlig gleichmäßig aussehende Basalt ist wie alle Lamprophyre von sehr unregelmäßiger Zusammensetzung; er enthält stets einzelne Partien, welche, den Atmosphärien ausgesetzt, rasch kleine, hellere Flecken bekommen, die immer deutlicher hervortreten (Fig. 78) und mit

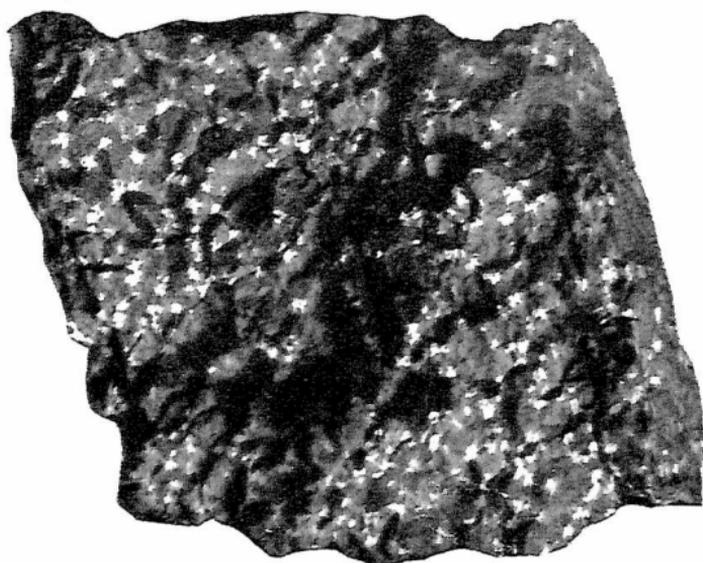


Fig. 78. Sonnenbrenner.

deren Entstehung ein Zerfall des Gesteins in eckigkörnigen Grus vor sich geht. Die völlige Zerstörung solcher Partien pflegt in wenigen Monaten vollendet zu sein.

Auf die häufige säulige Absonderung der Basalte, welche diese Gesteine mit andern basischen Eruptivgesteinen gemeinsam haben, ist besonders hinzuweisen (Fig. 7, S. 13). Ebenso auf das häufige Auftreten von Zeolithen auf Klüften, wie sie für Natrongesteine überhaupt bezeichnend sind, und endlich auf Einschlüsse des Nebengesteins, welche bald gefrittete und säulig abgesonderte Sandsteine usw. darstellen, bald aber aus völlig zu dunklem Glas geschmolzenen Partien bestehen.

Geologische Verhältnisse. Alle Gesteine von typischem Basalthabitus werden als jungeruptive Gesteine angesehen, wenn auch der strikte Nachweis dafür in vielen Gebieten nicht zu erbringen ist. Wo

man den Verdacht eines prätertiären Alters hatte, wurden in großer Anzahl neue Namen für diese Gesteine gebildet, die ohne jegliche Bedeutung sind. Gesteine dieser Art sind zunächst in zahlreichen Gebieten der Nephelinsyenite als gangförmige Nachschübe bekannt, und dort kann über ihre geologische Bedeutung kein Zweifel aufkommen. Aber man trifft sie auch in weiter Verbreitung außerhalb solcher Gebiete teils in Gängen teils in eigentlicher Ergußform. In letzterem Falle sind es manchmal Ströme und Decken, begleitet von ausgedehnten Tuffablagerungen, weitaus vorherrschend aber kleine Kuppen, oft in enormer Anzahl beisammen und häufig mit nur geringfügigen Tuffbildungen. Bemerkenswert ist andernteils, daß namentlich die Melilithbasalte öfters nur als sog. Explosionsstufe zur Ausbildung kamen, *Schwäbische Alb*.

Daß alle diese Vorkommnisse lamprophyrische Natrongesteine sind, beweist auch die verhältnismäßig häufige Vergesellschaftung mit Phonolithen, welche dann als zugehörige Aplite aufzufassen sind. Die unfrischen, als Kamptonit bezeichneten Bildungen trifft man wohl nur in Gängen, aber auch diese zeigen ihre Beziehungen zu den Natrongesteinen, z. B. in der Umgebung von *Predazzo*, durch ihre Verbindung mit Gängen von aplitischem Liebeneritporphyr.

V. Feldspatfreie Gesteine.

Peridotit, Pyroxenit und Serpentin.

Äußere Beschaffenheit. Verhältnismäßig selten sind Übergänge zwischen den basischen Feldspatgesteinen und den feldspatfreien Gesteinen; sie liegen z. B. in den äußerlich dem Diabas ähnlichen Pikriten vor, welche nur noch sehr wenig basischen Plagioklas enthalten. Die feldspatfreien Gesteine selbst nennt man Peridotite, wenn sie vorherrschend aus Olivin,

Pyroxenite, wenn sie in der Hauptsache aus Pyroxen bestehen. Es sind nur die körnigen Formen von Bedeutung, porphyrische Gesteine trifft man höchstens ausnahmsweise, und sie haben fast immer den Charakter von Lamprophyren.

Die Peridotite sind im allgemeinen mittelkörnige Gesteine von der gelbgrünen Farbe des Olivins; beigemengter Pyroxen tritt häufig in größeren, deutlich blättrigen Individuen einsprenglingsartig hervor, oft mit lebhaft metallisierendem Schiller. Die Pyroxenite selbst sind gewöhnlich viel grobkörniger mit gleichen Eigenschaften des Pyroxens, Schillerfels. Selten sieht man auch braune Hornblende oder Biotit in größeren Individuen, manchmal auch blutrote Körner von Pyrop. Es sind die schwersten Eruptivgesteine, mit einem spezifischen Gewicht von über 3,0 bis zu 3,4.

Die Peridotite sind selten ganz frisch, meist liegen sie in den verschiedenen Stadien der Serpentinisierung vor, wobei ihre körnige Beschaffenheit einer völlig dichten Platz macht und das spezifische Gewicht bis ca 2,6 abnimmt. Die sehr wechselnd gefärbten, meist grünen bis schwärzlichgrünen Serpentine zeigen oft schöne Farbenzeichnung. Besonders typisch ist der feinsplittrige Bruch, der namentlich beim Anhauchen der Bruchfläche hervortritt. Nebenprodukt der Serpentinbildung ist häufig der Chlorit, mit dessen Zunahme an Stelle der Splittrigkeit eine milde Beschaffenheit tritt und die Farbe lichter grün wird; einigermaßen kristallinische Chloritfelse haben einen leichten, seidenartigen Glanz. Auch Talk und Tremolit oder Strahlstein entstehen häufig nebenher, bald in einzelnen größeren Individuen, bald in dichten Aggregaten, und es bilden sich Übergänge in die weichen, fettigen Talkfelse oder Topfsteine bzw. in zähe, wirr verfilzte Hornblendegesteine, deren dichteste Ausbildung der Nephrit darstellt.

Normale Serpentine sind ungemein massige Gesteine (Fig. 79), meist regellos zerklüftet und klotzig brechend, oft auch von massenhaften Adern mit Talk, Asbest oder Karbonaten, namentlich dichtem



Fig. 79. Serpentinestock der Goslerwand, Großvenedigergebiet.

Magnesit oder körnigem Kalkspat, durchsetzt. Einige Vorkommnisse sind plattig abgesondert oder zu schaligen Aggregaten glänzend polierter, krummlinsenförmiger Stücke zerdrückt, wieder andere sind recht dünnschiefrig.

Mineralische Zusammensetzung. Der wichtigste Bestandteil der Peridotite ist ein körniger, gelbgrüner Olivin, neben welchem man fast stets kleine, schwarzbraune Körner von Chromeisen beobachtet, das sich auch zu reinen Erzschlieren anreichert. Der reine Olivinfels heißt Dunit; es kommen hinzu meist nicht sehr bedeutende Mengen von Pyroxen in der schon erwähnten blättrigen Ausbildung und in größeren Individuen, von welchen die rhombischen stets bräunlich, die monoklinen manchmal auch graulichgrün oder lebhaft grün, im allgemeinen aber von jenen nicht unterscheidbar sind. Beide nebeneinander trifft man im Lherzolith. Lokal, meist in untergeordneten Partien, in Schlieren und Lagen im normalen Olivingestein, entwickeln sich die olivinarmen, meist viel gröberkörnigen Pyroxenite, die kaum je selbständig auftreten. Braune Hornblende ist häufig, Biotit selten vorhanden, und besonders ist die Seltenheit des Auftretens von Feldspat zu erwähnen, der nur in ganz ausnahmsweisen Fällen nach-

weisbar ist. Die seltenen Übergänge in Plagioklasgesteine nennt man *Pikrit*.

Die Serpentinbildung ergreift im allgemeinen nur die Olivinegesteine und läßt gewöhnlich deren Gehalt an Pyroxen unberührt, der dann in dem dichten Gestein in einzelnen größeren Platten hervortritt und den Eindruck erweckt, als wäre der Pyroxen das Ursprungsmineral des Serpentin. Doch ist das wohl nie der Fall, und besonders die eigentlich pyroxenitischen Schlieren bleiben auch bei vollkommener Serpentinisierung überall frisch erhalten. Bemerkenswert ist, daß die Serpentinbildung, welche z. B. in den *Alpen* und den *deutschen Mittelgebirgen* die Olivinegesteine ausnahmslos ergriffen hat, in andern Gebieten, z. B. den *Pyrenäen*, so gut wie ganz fehlt. Man hat dies wohl nicht mit Unrecht damit in Zusammenhang gebracht, daß in ersteren Gebieten gegenüber von dem einstigen Olivinegestein jüngere Granite auftreten, während in den Pyrenäen der Granit der ältere ist. So erscheint die Serpentinisierung als eine Form der Kontaktmetamorphose.

Geologische Verhältnisse. Die Peridotite und Pyroxenite trifft man öfters in Verbindung mit Gesteinen der Diabas- und Gabbroreihe, teils als weniger bedeutende Spaltungsgesteine, teils in mächtigen Massen, welche aber nur selten eine deutliche Reihe von Übergängen in diese erkennen lassen. Häufiger treten die Peridotite als durchaus selbständige Bildungen auf, die bald ungemein bedeutende Dimensionen besitzen, bald in verhältnismäßig kleinen, aber dann oft recht zahlreichen Partien in einem Gebiet vorhanden sind.

Weitaus die meisten der hierher gehörigen Gesteine trifft man im Bereich der sog. kristallinen Schiefer, und es galt früher speziell der Serpentin als ein charakteristisches Glied dieser «Formation», zumal derselbe bemerkenswert selten eigentlich durchgreifende Lagerung zeigt, sondern am häufigsten in Form stark aufgebauchter Linsen auftritt, welche den Schiefem konkordant eingelagert sind.

Bezeichnend für die Zugehörigkeit zu den Eruptivgesteinen ist, abgesehen von ihrer chemischen Zusammensetzung und ihrer schlierigen Beschaffenheit, die Verbindung mit den nicht anzuzweifelnden Eruptivgesteinen der Gabbro- und

Diabasreihe, ferner die nicht unbedeutende Entwicklung kontaktmetamorphischer Höfe um größere Massen von Olivinfels und Serpentin, wie sie in den *Alpen* und den *Pyrenäen* so typisch hervortreten. Die ungemein zahlreichen und mannigfaltigen gangförmigen Mineralneubildungen innerhalb der Serpentine aber haben wohl eine andere Bedeutung, da sie im allgemeinen den frischen Olivingesteinen fehlen. Man wird sie ihrer ganzen Ausbildung auch viel eher als Resultate jüngerer, meist von Graniten ausgehender vulkanischer Agentien ansehen dürfen.

Weitaus die meisten Serpentine sind aus ursprünglichen intrusiven Olivinfelsen hervorgegangen: wohl nie ist der fertige Serpentin direkt aus flüssigem Magma, etwa vom Charakter der Produkte von Schlammvulkanen oder als Absatz von Thermen usw., entstanden; dagegen spricht das allgemeine Vorhandensein deutlich charakterisierter Pseudomorphosen nach Olivin.

Verhältnismäßig selten ist Serpentin von nicht eruptivem Ursprung und dann meist entstanden aus durch Kontaktmetamorphose gebildetem Forsterit. Hierher gehört mancher eisenarme, lichtgelbe, edle Serpentin, sowie dessen Gemenge mit körnigem Kalk, das man Ophikalzit oder Eozoon genannt hat.

Was das geologische Alter betrifft, so finden sich die meisten Serpentinmassen in den kristallinen Schiefen, wo weder ihr eigenes Alter noch jenes der Nebengesteine einigermaßen festzustellen ist. Andernteils liegen die Serpentine von *Syracuse* in New York in obersilurischen Dolomiten, die zum Teil kontaktmetamorph verändert sind und als Einschlüsse sich auch im Serpentin finden. Die berühmten Serpentine des *Lisard* in Cornwall sind Intrusivgesteine von devonischem Alter. Die kontaktmetamorphen Nebengesteine der Lherzolithe der *Pyrenäen* sind zum Teil nachweisbare Jurakalke, die marmorisiert wurden. Endlich haben die Serpentine *Elbas* und *Liguriens* tertiäre Schichten durchbrochen und kontaktmetamorph verändert.

Anhang: Vulkanische Tuffe.

Die vulkanischen Eruptionen liefern außer den in Form glutflüssiger Lavaströme an die Oberfläche gelangenden Gesteinen mannigfache, in unverändertem

Zustand meist recht lockere Massen, die vulkanischen Tuffe, welche Zusammenhäufungen des durch die entweichenden Gase zerstäubten und ausgeworfenen Magmas sind. Man unterscheidet unter den vulkanischen Auswürflingen:

1. Vulkanische Asche, staubförmige Partikel der Lava, meistens aus winzigsten Bimsstein- oder Schlackensplittern bestehend.

2. Vulkanische Sande, etwas gröbere Partikel, etwa bis Erbsengröße.

3. Lapilli, etwa nußgroße Lava- und Schlackenetzten.

4. Bomben, Teile von bedeutender Größe, bald aus Fladen von Lava hervorgegangen, welche bei ihrem weiteren Fluge zusammenklappten und mannigfach gedrehte Formen annahmen (Fig. 80), bald schlackige oder bimssteinähnliche Stücke, deren Hülle der Rinde eines schlecht gebackenen Brotes ähnlich sieht, Brotkrustensbomben (Fig. 81). Die Größe dieser Auswürflinge ist oft sehr bedeutend, bis zu vielen Kubikmetern. Sie enthalten fast stets einen fremden Einschluß als innern Kern der im allgemeinen schlackigen Masse. Manchmal sind aber die dem Magma fremden Bestandteile von der aufkochenden Lava ohne bedeutendere Schlacken- hülle herausgeschleudert worden.



Fig. 80.
Gedrehte Bombe.
Kanarische Inseln.
(Nach F. Berwerth.)



Fig. 81.
Brotkrustens-
bombe.
Insel Lipari.

Hierher gehören die Olivinbomben und Sanidinitbomben, welche man in den losen Ablagerungen stets in viel größerer Menge findet als im festen Gestein.

Unter den Kristallen, welche ausgeschleudert werden, befinden sich in erster Linie die Ausscheidungsprodukte der frühesten Stadien der Verfestigung, also gewöhnlich diejenigen Bestandteile, welche in der Lava selbst in Einsprenglingen auftreten: Quarz, Orthoklas, Plagioklas, Pyroxene, Leuzit, Olivin und Magneteisen, daneben trifft man aber auch, manchmal in großer Menge und recht bedeutender Größe, Mineralien, welche in dem zugehörigen Eruptivgestein resorbiert wurden, so namentlich Biotit oder Hornblende.

Aus all diesen Bestandteilen, zu denen noch zufällig von außen hineingeratene Gegenstände, so namentlich Reste von Organismen, treten, setzen sich die vulkanischen Tuffe zusammen, in welchen feine und grobe Bestandteile bunt durcheinander gemischt sein können, die aber manchmal auch durch eine wenig vollkommene Schichtung die wechselnden Phasen der vulkanischen Intensität andeuten.

Die herrschenden Bestandteile aller Tuffe sind die Aschen; manche Tuffe bestehen fast ganz aus diesen feinsten Teilchen, Aschentuffe, welche sich oft auf weite Entfernungen von dem vulkanischen Herd verfolgen lassen und sich auch an dem sog. Tiefseeschlamm beteiligen. Das feine Material, welches häufig in bedeutenden Massen niederfällt, bildet die gefürchteten Aschenregen und wird auch durch die bei der Eruption sich entwickelnden Wassermassen in gewaltigen, an Salzsäure, Schwefelsäure usw. reichen Schlammströmen zu Tal gefördert, wo sie dann mehr oder weniger deutlich geschichtete Ablagerungen bilden. Besonders unregelmäßig ist der Charakter der Explosivtuffe, welche meist gänzlich ungeschichtet sind und infolge der bei den vulkanischen Explosionen besonders intensiven Zertrümmerung des Nebengesteins oft so von Bruchstücken desselben durchsetzt sind, daß sie direkt brekzienartigen Habitus aufweisen.

Wo größere Aschenmassen in das Meer oder in Binnengewässer gelangten, beteiligen sie sich an der Bildung der Sedimente, mit denen sie sich in mannigfachen Verhältnissen mischen. Solche im Wasser aufbereitete Tuffe sind besonders weitgehend verändert, so daß man oft kaum mehr Reste ihrer ursprünglichen Struktur beobachtet, wie z. B. in gewissen Palagonittuffen *Islands*, die kolloidartige Beschaffenheit haben. Wo einzelne Wassertropfen in trockene vulkanische Asche fallen, agglomerieren sich die feinen Staubteilchen zu manchmal recht haltbaren, aber völlig strukturlosen Kügelchen etwa von Erbsengröße, und solche Pisolithtuffe findet man in den Aschenablagerungen der verschiedensten Zeitalter.

Während jüngere Aschentuffe sich gewöhnlich durch lockere Beschaffenheit auszeichnen, haben die älteren oft bedeutende Verbandfestigkeit gewonnen, so z. B. die als Tonsteine bezeichneten Aschentuffe gewisser Quarzporphyre. Andere Tuffe

sind reich an Kristallen, Kristalltuffe; sie werden besonders leicht mit einsprenglingsreichen Eruptivgesteinen verwechselt. Wieder andere bestehen vorherrschend aus Bimssteinstückchen, Bimssteintuffe. Zu diesen gehören der Puzzolan und der Traß, welche in großem Maßstabe zur Gewinnung hydraulischer Mörtel verarbeitet werden; es sind lichte, graue oder gelbliche, erdige Massen. Lapilli und Schlackentuffe bestehen vorherrschend aus noch größerem Material; sie werden auch als Agglomerattuffe bezeichnet und finden sich namentlich bei basischen Gesteinen; hierher gehören auch die an sonstigen Auswürflingen reichen Peperine.

Tuffbildungen trifft man hauptsächlich dort, wo das vulkanische Material in die Atmosphäre hinausgeschleudert wurde; submarine Vulkane geben weniger zur Bildung von Tuffen Anlaß. Ganz ausgeschlossen sind Tuffe bei Tiefengesteinen. Alle möglichen Typen der Ergußgesteine haben auch ihre Tuffe; aber der Grad der Entwicklung derselben ist nicht bei allen Gesteinen gleich. An Kieselsäure und Alkalien reiche Gesteine liefern im allgemeinen ausgedehnte Tuffablagerungen, doch sind auch jene der basischen Gesteine oft bedeutend; bemerkenswert gering ist die Entwicklung der Tuffe an einzelnen Basaltkuppen.

Tuffe ohne zugehörige Eruptivgesteine, besonders die sog. Explosionstuffe oder Schlotbrekzien, als Ausfüllung krater- bis trichterförmiger Schlöte in ungeschichteter und vielgemischter Ausbildung, sind gleichfalls nicht allzu selten. Hierher gehören wohl die gewaltigen Massen der Quarzporphyrtuffe der Umgebung von *Bozen*, die Ablagerungen von Traß im *Brohltal* bei Andernach, die Melilithbasalttuffe der *Schwäbischen Alb* und der den letzteren nahe verwandte, aber stark umgewandelte Blue ground der *südafrikanischen Diamantlagerstätten*. Sie erscheinen, wo sie lockere Beschaffenheit haben, an der Oberfläche als kreisrunde Maare, der verbandfeste Blue ground dagegen bildet die schroff emporsteigenden runden Kopjes.

Normal gelagerte Tuffe auf primärer Lagerstätte bauen in meist wenig steil geneigter Lagerung, mit Lavaströmen abwechselnd und oft von Gängen derselben durchsetzt, die Stratovulkane auf. Derartige Verhältnisse kennt man aus allen geologischen Formationen, doch sind die jüngeren meist vollkommener erhalten als die älteren. Ausgedehnte Ablagerungen bestehen aus abwechselnden Schichten von Eruptivdecken, Tuffen und Sedimenten, dann sind die Tuffe oft vollkommen geschichtet und mit eingeschwemmtem, sedimentärem Material vermischt, Tuffsedimente, Tuffite, und nicht selten reich an Fossilien. Es entstehen so alle möglichen Übergänge in normale Sedimente.

Die lockern Auswurfsmassen sind den thermalen Prozessen besonders ausgesetzt; unter den Tuffen sind daher verkieselte, mit Quarz, Chalzedon und Opal imprägnierte Vorkommnisse weit verbreitet und stellenweise so verhärtet, daß sie als Mühlsteine verarbeitet werden. Ebenso sind Kaolinisierung, Bildung von Alaunstein, von Gips und Schwefel, von Zeolithen und Karbonaten usw. in den Tuffen sehr verbreitet, deren Charakter oft weitgehend modifizierend. Es entstehen so recht kompakte, oft auch kavernöse, mannigfach geaderte Gebilde aus den ursprünglich lockern Massen.

Die chemische Zusammensetzung normaler Tuffe ist jene der entsprechenden Eruptivgesteine; wo aber die vulkanischen Auswürflinge sich mit echt sedimentärem Material vermischen, tritt natürlich auch eine Mischung der chemischen Typen ein, zwischen denen Übergänge entstehen, welche namentlich dort große Aufmerksamkeit beanspruchen, wo ihre Struktur durch spätere Prozesse völlig verwischt worden ist. Auch durch die Kontaktmetamorphose werden die Tuffe wegen ihrer wenig kompakten Beschaffenheit besonders leicht umgewandelt, und es bleibt häufig kein Rest der ursprünglichen Struktur zurück, Tuffoide. Ähnlich liegen die Verhältnisse bei einzelnen Vorkommnissen von Porphyroid, unter welchem Namen neben eigentlichen, mehr oder minder veränderten Quarzporphyren und Keratophyren auch deren analog modifizierte Tuffe, die Klasto- oder Tuffporphyroide, zusammengefaßt werden, welche von dem veränderten massigen Gestein oft nicht zu unterscheiden sind.

B. Die Sedimentgesteine.

Die hauptsächlichsten Grundzüge der Beschaffenheit der Sedimentgesteine wurden schon S. 25 geschildert. Die Art der Bildung der Sedimente bedingt einen durchgreifenden Unterschied ihres chemischen Typus gegenüber den Eruptivgesteinen, und wenn auch nicht abzuleugnen ist, daß lokal Sedimente von der chemischen Zusammensetzung normaler Eruptivgesteine auftreten können, so fehlen doch in erster Linie den Sedimenten die gesetzmäßigen chemischen Beziehungen der einzelnen Bestandteile, welche bei den Eruptivgesteinen festgestellt werden können.

Die sedimentbildenden Faktoren lassen sich am besten in der Weise charakterisieren, daß durch sie

früher Vereintes getrennt und Getrenntes vereinigt wird. Während die in einem Eruptivgestein ausgeschiedenen Gemengteile sich in einem Gleichgewichtszustand zueinander befinden, liegen im allgemeinen in Sedimenten die einzelnen Bestandteile ohne irgend welche chemisch-physikalische Beziehungen nebeneinander. Die Sedimente sind zweifellos viel mannigfacher zusammengesetzt als die Eruptivgesteine, aber die Verschiedenheit der Zusammensetzung äußert sich bei ihnen keineswegs in derselben Mannigfaltigkeit der mineralischen Beschaffenheit und der Struktur. Die Typen, welche der Petrograph nach den äußeren Anzeichen unterscheiden kann, sind daher viel weniger zahlreich. Die Mannigfaltigkeit der Sedimente ergibt sich schon daraus, daß ausgedehnte und wichtige Glieder derselben keineswegs Silikatgesteine sind, wie die Kalksteine usw., und daß wieder andere fast ausschließlich aus Kieselsäure bestehen, wie die Quarzite. Und zwischen diese extremen Endglieder schalten sich nun alle möglichen Übergänge ein, unter welchen die gesetzmäßigen Kombinationen der Eruptivgesteine naturgemäß die seltensten sind.

Aber auch in der Struktur und in der Ausbildung der Bestandteile unterscheiden sich die beiden Gesteinsgruppen: der kristallinen Beschaffenheit der primären Gesteine steht die klastische der sekundären gegenüber, wenn diese auch, wie dies namentlich bei den chemischen Sedimenten hervortritt, manchmal wenigstens zum großen Teil aus an Ort und Stelle kristallisiertem Material bestehen. Aber diese scheinbar kristallinen Aggregate, z. B. von Steinsalz, Gips usw., umschließen, wenn auch untergeordnet, eingeschwemmte Verwitterungsprodukte der früher existierenden Gesteine.

Die Sonderung des Verwitterungsmaterials beim Transport zur neuen, sekundären Lagerstätte erfolgt

am wenigsten vollkommen durch das Eis, das feinen Staub und grobe Brocken gleichmäßig talabwärts verfrachtet. Glaziale Sedimente sind daher besonders ungleichmäßig in ihrer Struktur und können in ihrem chemischen Bestand den Eruptivgesteinen ähnlich ausfallen, wenn sie ihr Material einem einheitlichen Eruptivgebiet entnommen haben.

Analoge, wenn auch nicht so weit gehende Unregelmäßigkeiten der Größe der einzelnen Bestandteile haben die Ablagerungen der Flüsse; aber fluviale Ablagerungen zeigen namentlich den schichtigen Wechsel groben und feinen Materials in ausgezeichnetem Maße. Gleichmäßiger sind die Sedimente des Meeres und der Winde; von der durch die Brandung angegriffenen Küste hinaus in die Tiefsee trifft man eine allgemeine Abnahme der Korngröße von grobem Schotter bis zum feinsten Schlamm, und vom Zentrum der Wüstenstürme, wo die Gewalt der Winde nur die groben Gerölle zurückläßt und mit dem Sandgebläse zu scharfen Dreikantern mit lebhafter Politur, Wüstenlack, abschleift, bis hinaus in die Steppe zeigt sich derselbe Übergang. Den Untergrund der Wüste wie der sich hebenden Meeresküste bilden grobe Ablagerungen, welche zu sog. Bodenkonglomeraten werden.

Faltungen und Zusammenschiebungen, Klüftungen und Zerreißen, vulkanische Eruptionen und Verwerfungen stören dann im ferneren Verlauf die geologischen Verhältnisse wie die petrographische Beschaffenheit der Sedimentgesteine, die durch die mechanischen Kräfte verbandfester werden, in zahlreichen Fällen eine transversale Schieferung annehmen oder durch mehr oder minder weitgehende Zerreibung zur Entstehung der Reibungsbrekzien und Mylonite Anlaß geben. Die durch vulkanische Agentien hervorgebrachte Kontaktmetamorphose endlich formt aus ihnen rein

kristallinische Bildungen heraus, deren einzelne Bestandteile unter sich in chemische Reaktion getreten sind und nur in Ausnahmefällen noch einen Hinweis auf die ursprüngliche Beschaffenheit geben.

Schließlich ist noch an jene echten Sedimente zu erinnern, deren geologische Erscheinungsform nicht die Schicht ist, welche vielmehr durchgreifende Lagerung zeigen, wie die Stöcke der sog. Riffkalke, die Gänge von Schwemmsand (Fig. 82) und Asphalt, die Quellen von Petroleum usw., die, obwohl in genetischer Beziehung als Derivate der Verwitterung und der Organismen mit den Sedimenten übereinstimmend, die geologische Erscheinungsform der Eruptivgesteine haben.



Fig. 82. Sandsteingang.
(Nach Diller.)

Man trennt die Sedimente in:

I. Mechanische Sedimente, in der Hauptsache aus den verschiedenen Fraktionen des Lösungsrückstandes zusammengesetzt:

Tongesteine.

Sandsteine.

Konglomerate und Brekzien. (Anhang: Mylonite.)

II. Chemische Sedimente: Anhydrit, Gips, Steinsalz.

III. Organogene Sedimente, und zwar

a) Vorherrschend organischer Zusammensetzung:

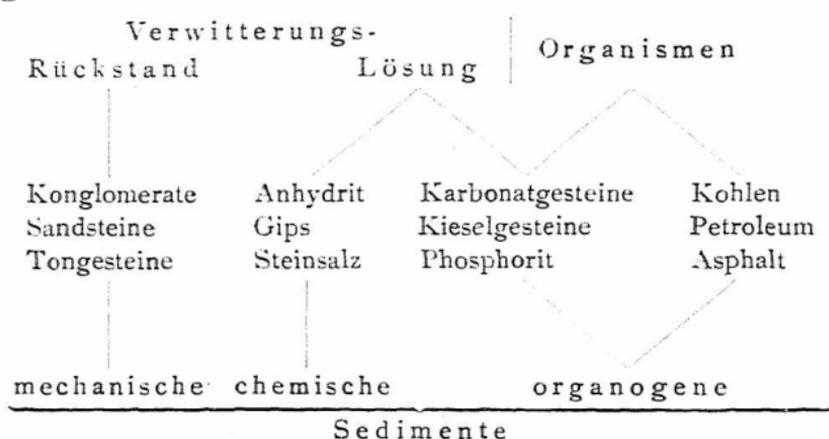
Kohlen (Anhang: Torf);

Petroleum, Ozokerit, Asphalt.

- b) Vorherrschend anorganischer Zusammensetzung:
 Karbonatgesteine: Kalkstein und Dolomit;
 Kieselgesteine;
 Phosphorit.

Die Gruppen II und III verdanken ihre Entstehung der Verwitterungslösung, zum Teil unter Mitwirkung der organisierten Welt.

Eine Übersicht über diese Verhältnisse gibt folgendes Schema:



I. Mechanische Sedimente.

Tongesteine.

Äußere Beschaffenheit. Die feinst ausgeschlammten Materialien des Verwitterungsrückstandes bilden den Hauptteil der Tongesteine, welche man in noch feuchtem Zustand als Schlamm bezeichnet. Besonders rein und gleichmäßig aus den tonigen Verwitterungsmaterialien zusammengesetzt ist der Tiefseeschlamm; mehr mit kleinen Quarzkörnchen, mit feinsten Glimmerschuppen, mit kieseligen und kalkigen Organismen untermischt ist der die Festländer als ziemlich breites Band umgebende Kontinentalschlamm, und analog ist die Beschaffenheit der geologisch gleichwertigen, mehr oder minder verhä-

teten Tongesteine, unter denen sich dieselben Typen wiederholen.

Tonige Gesteine saugen in lockerem Zustand Wasser auf, welches sie hartnäckig zurückhalten, wobei sie wasserundurchlässig werden. Je verbandfester die Gesteine unter der Einwirkung der gebirgsbildenden Prozesse werden, um so mehr verlieren sich diese Eigenschaften; ja die Gesteine können schließlich durch Klüftung und transversale Schieferung wieder ganz wasserdurchlässig werden.

Die Farbe ist normalerweise lichtgrau, durch kohlige Substanz dunkelgrau bis schwarz, Kohlen-schiefer, durch Schwefeleisen in feinsten Verteilung blaugrau, Alaunschiefer, durch Glaukonitkörner grünlich, durch die lateritischen, eisenoxydhaltigen Verwitterungsprodukte violett bis rot. Bunte, meist rotviolett und grünlich geflammte oder geschichtete Tone sind die Letten; schwärzlichbraun, meist wenig vollkommen schiefrig mit mattem Bruch und oft glänzendem Strich, die bituminösen Öl- oder Brandschiefer. Ferner unterscheidet man den erdig brechenden und stark tonig riechenden eigentlichen Ton, welcher einfach ausgetrockneter Schlamm ist, vom Schiefertone und dem besonders gleichmäßig dünn-schiefrigen und verbandfesten Tonschiefer, dessen meist transversale Schieferung oft recht ebenflächig erscheint, Dach-schiefer oder Tafelschiefer. Echte Schieferung in solchen verbandfesten Gesteinen pflegt dagegen gewöhnlich stark gefaltet und gefältelt zu sein.

Von den eigentlichen Tongesteinen unterscheidet sich der Löß, eine typische Steppenbildung, dessen Hauptcharakteristikum in unverändertem Zustand der völlige Mangel an Schichtung darstellt, während die in dem vom Wind zusammengetragenen, feinen Sediment aufwärts strebenden Steppengräser eine vertikale Zerklüftung bedingen, die in dem unveränderten, lockern Löß scharf eingeschnittene Hohlwege und Schluchten hervorbringt. Der Löß, meist von gelber Farbe, ist im allgemeinen sandiger

und namentlich auch kalkiger als der Ton. Infolge seiner lockern Ausbildung ist er reich an Konkretionen des kalkigen Anteils, die in den sog. Lößkindchen (Fig. 16, S. 30) eigenartige Formen annehmen. Namentlich an den Wurzeln der Steppengräser bilden sich öfter kristallinische Röhren von Kalkspat. Ferner ist ein Gehalt an Landschneckenresten usw. für den Löß charakteristisch.

Spätere Einwirkung der zirkulierenden Gewässer entzieht dem Löß seinen Gehalt an Kalk; er wird zu dem meist ziemlich sandigen Lehm, der infolge der intensiven Durchfeuchtung eine dem Ton ähnliche, plastische und wasserundurchlässige Beschaffenheit annehmen kann. Er dient in erster Linie zur Herstellung von Ziegelsteinen. Auch sekundäre Umlagerung durch Wasser, meist unter gleichzeitiger Zunahme der Plastizität und von deutlicher Schichtung begleitet, findet sich in weiterer Verbreitung, geschichteter Löß; dann ist er oft von Sandschmitzen und Geröllbänken unterbrochen. Verhältnismäßig selten ist der Löß reich an organischen Substanzen; hierher gehört die russische Schwarzerde, der Tschernosem.

Als Verwitterungslehm bezeichnet man die erdigen Verwitterungsprodukte besonders der basischen Eruptivgesteine, welche sich noch auf primärer Lagerstätte befinden, zumal in der für gemäßigte Breiten normalen gelblichen Färbung; unter den Tropen ist dessen Äquivalent der rote Laterit. Ferner wäre im Anschluß daran der glaziale Geschiebelehm zu erwähnen, häufig gleichfalls ganz ungeschichtete Ablagerungen mit regelloser Verteilung größerer, oft deutlich geschrammter Geschiebe. Endlich bezeichnet man analog beschaffene Massen in den Höhlen der Kalkgebirge als Höhlenlehm, die häufig Knochen in Menge führen und deren rote bis rotbraune Ausbildungsform die terra rossa darstellt.

Ähnlich zusammengesetzt wie der Löß sind die Mergel, bald kalkarm, Tonmergel, bald kalkreich, Kalkmergel; erdig bis kompakt und dann deutlich schiefrig, Mergelschiefer. Es sind matte, schmutziggrau, bräunlich, gelblich oder rötlich gefärbte Gesteine, auch ganz schwarz durch organische Substanz. Auf den Schichtflächen ist besonders oft der Gehalt an Glimmer hervortretend, Glimmermergel, zu welchem der miozäne Schlier oder Flinz gehört. Sandmergel sind reich an Sandkörnern, und in dem oft recht kompakten Dolomitmergel tritt Dolomit an Stelle des Kalkspats. Gipsmergel sind namentlich im deutschen Keuper verbreitet und oft von zahllosen Adern von Fasergips durchzogen. Salzmergel ist das sog. Haselgebirge der alpinen Steinsalzlagerstätten, das von Steinsalz und Gipsadern durchsetzt ist. Flammenmergel sind kieselsäurereich mit dunkeln Hornsteinstreifen.

Mit Ausnahme der kalk- bzw. dolomitreichen Glieder sind die Mergel meist recht wenig verbandfeste Gesteine, welche leicht verwittern, sich aufblättern und in kleine, eckige Stücke zerfallen, die rasch zur Ackerkrume werden; man benutzt sie daher viel zur Melioration des Ackerbodens, zumal die an kleinen, schießpulverkornähnlichen Glaukonitkörnern reichen Glaukonitmergel. Schiefbrig, meist stark sandig und glimmerig sind die Mergelschiefer; mehr gleichmäßig und oft vom gewöhnlichen Tonschiefer nur durch das Aufbrausen mit Säure zu unterscheiden sind die dem Mergel ähnlich zusammengesetzten Kalktonschiefer.

Bemerkt mag noch werden, daß die Zerreibungsprodukte mannigfacher Gesteine an Verwerfungen usw. öfter den Charakter von Ton bzw. Tonschiefer annehmen, so z. B. die Gangtonschiefer im Harz.

Tongesteine enthalten bald sehr reichlich Fossilien, so die an Pflanzenabdrücken reichen Kräuterschiefer, bald sind sie daran sehr arm. Ungemein verbreitet sind Konkretionen, namentlich von Eisenkies, Sphärosiderit, Phosphorit, sowie die kalkigen Septarien, die Klappersteine usw.

Mineralische Zusammensetzung. Über die mineralische Zusammensetzung der Tongesteine wissen wir sehr wenig; der Hauptbestandteil derselben, die Tonsubstanz, ist vermutlich amorph und tritt stets in so feiner Verteilung auf, daß sie sich auch der mikroskopischen Definition entzieht. Viel mehr als aus der direkten Beobachtung kann man aus den chemischen Analysen und der technischen Verwendbarkeit der Tongesteine schließen. Hierbei zeigt sich die wichtige Tatsache, daß die Tongesteine in zwei einander völlig fremde Reihen zerlegt werden müssen, von welchen die eine als vorherrschenden Gemengteil das wasserhaltige Tonerdesilikat, den Kaolin enthält, Kaolinton, Fettton oder Tegel, welcher sich in seiner chemischen Zusammensetzung dem Kaolin nähert. Das sind meist ziemlich wenig verunreinigte, lokale Süßwasserablagerungen, gebunden an Vorkommnisse von Kaolin auf primärer Lagerstätte; sie fühlen sich fettig an, soweit sie noch locker sind. In verbandfestem Zustand nehmen sie völlig das Aussehen und die Beschaffenheit der gewöhnlichen Tonschiefer an, von welchen z. B. die rein kaolinischen Steintone des Karbons äußerlich nicht zu unterscheiden sind. Solche Gesteine sind bald weiß, lichtgelblich oder graulich oder sie sind durch Kohle schwarz, durch Eisenoxyd rot usw.

Die zweite Reihe sind die Magertone, in lockerem Zustand zwar auch plastisch, aber weniger fett anzufühlen. Chemisch unterscheiden sie sich von ersteren durch einen nicht unbeträchtlichen Gehalt an Alkalien und einen viel geringeren an Tonerde und Wasser. In diesen ist die Tonsubstanz zweifellos nicht Kaolin,

sondern das normale, wohl amorphe, alkalihaltige Verwitterungsprodukt der Feldspate, und sie erscheinen dementsprechend in regionaler Verbreitung als wichtige Formationsglieder.

Von sonstigen Bestandteilen erkennt man öfter schon mit bloßem Auge den Glimmer, der auch in seidenglänzenden Häutchen auf den Flächen transversaler Schieferung auftritt, ferner sehr feine Körnchen von Quarz und Feldspat, die aber gewöhnlich erst unter dem Mikroskop deutlich sind und meist scharfeckige Splitter bilden, Schwefelkies in gleichmäßiger Verteilung, so wie in Dendriten und Konkretionen, auch als Versteinerungsmittel, in letzterer Form auch den weißen, seidenglänzenden Pyrophyllit, der besonders in den Formen vom Graptolithen auftritt. Einen Gehalt an Kalkspat läßt meistens nur die Reaktion mit Salzsäure erkennen.

Eine für den Geologen wichtige Frage ist die nach der Veränderung der Tongesteine durch den Gebirgsdruck. Daß durch die Einwirkung des Druckes tatsächlich eine Veränderung vor sich geht, kann nicht zweifelhaft sein. Man beobachtet, daß mit dem Maße der Dislokation sich der äußere Habitus der Tongesteine ändert; wo sie sich in ursprünglicher Lagerung finden, erscheinen sie stets als lockere Massen, und sie werden um so fester und härter, je stärkeren Störungen sie ausgesetzt waren; die verbandfestesten Gesteine sind stets die am stärksten vom Gebirgsdruck betroffenen, transversalschiefrigen Tonschiefer.

Daß aber mit dieser rein mechanischen Änderung des Gefüges auch Umkristallisationen vor sich gehen und namentlich, daß auf demselben Wege Übergänge in sog. kristallinische Schiefer sich vollziehen können, bleibt eine reine Hypothese. Jedenfalls gibt es zahlreiche, höchst verbandfeste Tongesteine, welche keine Änderung ihrer Zusammensetzung gegenüber lockern Tonen erkennen lassen. Man kann dies schon im Felde beobachten, wo infolge der Durchfeuchtung mittels der Atmosphärien nicht selten recht verbandfeste Tonschiefer zu plastischem Ton aufgelockert erscheinen. So dürfte es kaum zweifelhaft sein, daß der Druck nur eine Auspressung des mechanisch gebundenen Wassers bewirkt und den mineralischen Bestand selbst vollständig unberührt läßt. Wenn man aber in Tonschiefern unter dem Mikroskop die ersten Anzeichen einer Umkristallisation beobachtet, wenn an Stelle der eckigen Quarzsplitterchen körnige Quarzaggregate treten, wenn die als Tonschiefernädelchen bezeichneten Rutilmikrolithe deutlich werden, dann sucht man auch kaum je vergebens nach winzigen Individuen von Turmalin, welche, dem eigentlichen Tongestein fremd, die ersten Anzeichen kontaktmetamorpher Entwicklung darstellen.

Geologische Verhältnisse. Tonige Sedimente finden sich in allen geologischen Formationen bald in mächtigen, äußerlich ungemein gleichmäßig erscheinenden Schichtensystemen, wie sie namentlich im Paläozoikum vorhanden sind, bald in untergeordneten, häufig mergeligen Zwischenlagen in Kalksteinen, wie man sie namentlich im Jura und in der Kreide trifft. Die Gleichmäßigkeit der Tonschiefersysteme ist indes im allgemeinen rein äußerlich, in der Tat sind weitgehende Verschiedenheiten der chemischen Zusammensetzung selbst in sehr einheitlich aussehenden Vorkommnissen vorhanden, Verschiedenheiten, welche namentlich dort in die Erscheinung treten, wo solche Schichtensysteme der Umwandlung durch Kontaktmetamorphose anheimgefallen sind.

In den verschiedenen geologischen Formationen trifft man, abgesehen von der größeren Verbreitung toniger Ablagerungen in den älteren Formationen, im allgemeinen die Erscheinung, daß die verbandfestesten Tonschiefer die ältesten, die lockern Tone die jüngsten Bildungen darstellen. Man spricht wohl vom paläozoischen Habitus eines Tonschiefers, um damit seine hohe Verbandfestigkeit zu charakterisieren. Aber auch hier ist es keineswegs das geologische Alter, welches den petrographischen Charakter des Gesteins bestimmt. Das ergibt sich am einfachsten aus der Vergleichung der lockern, oft geradezu plastischen Tonablagerungen von kambrischem Alter in den *russischen Ostseeprovinzen* mit den transversal geschieferten, festen Dachschiefeln aus dem Oligozän des Kantons *Glarus*. Die ersteren stellen völlig ungestörte Ablagerungen dar, die letzteren sind von intensiven Faltungsprozessen betroffen worden.

Daß paläozoische Tongesteine häufiger in dem Stadium weitgehendster Verfestigung auftreten als jüngere, hat seinen Grund in der größeren Häufigkeit tektonischer Störungen in den älteren Ablagerungen; man darf aber keineswegs abweichende Bildungsbedingungen oder etwa durch ganze geologische Formationen andauernde, metamorphosierende Prozesse zur Erklärung dieser Erscheinung heranziehen.

Kontaktmetamorphose der Tongesteine. Von allen kontaktmetamorphen Gesteinen sind die aus Ton-

schiefer hervorgegangenen am eingehendsten untersucht und am frühesten als Kontaktprodukte erkannt worden, und den Typus eines Kontaktgesteins bildet der unter normalen physikalischen Verhältnissen am Tiefengesteinskontakt gebildete Tonschieferhornfels. Daß die meisten der hierher gehörigen Vorkommnisse sich am Kontakt mit Graniten finden, ist darauf zurückzuführen, daß eben Granite unter den Intrusivgesteinen die weiteste Verbreitung besitzen. Die Art der Umwandlung aber ist keineswegs etwas speziell für Granite Charakteristisches.

Die allgemeinen Verhältnisse dieser Veränderungen wurden schon S. 19 eingehend geschildert. Hier soll der petrographische Habitus der einzelnen Umwandlungsprodukte genauer beschrieben werden. Die am stärksten modifizierten Gesteine nehmen bei normalem Verlauf der Kontaktmetamorphose einen kristallinen und meist auch massigen Habitus an; man bezeichnet sie, weil sie am häufigsten makroskopisch dicht und von hornartig splittrigem Bruch sind, als Hornfelse. An sich schwarz, oft ganz basaltähnlich erscheinend, unterscheiden sie sich von diesem durch einen mehr rötlichen (Andalusithornfels) oder bläulichen (Kordierithornfels) Ton der Farbe, der für den weniger Geübten allerdings meist erst bei direktem Vergleich kenntlich wird. Andere Hornfelse sind lichter und dann besonders häufig der Schichtung parallel deutlich gebändert. Gangförmige Apophysen des Eruptivgesteins sind in ihnen verbreitet und nehmen gewöhnlich aplitischen oder pegmatitischen Habitus an.

Weiterhin erscheinen in der gleichmäßigen Masse der dann etwas lichter gefärbten und häufig glimmerreichen Gesteine dunklere Knoten; damit tritt auch die Schieferung hervor, und es vollziehen sich Übergänge in die Knotenglimmerschiefer. Das sind Gesteine, welche in ganz besonderem Maße

typisch sind für die kontaktmetamorphe Umwandlung und die sich sonst nirgends finden.

Die große Mannigfaltigkeit in der Zusammensetzung der Knoten läßt sich makroskopisch meist nicht deutlich verfolgen, da die mineralogische Bestimmung durch ihren Reichtum an Einschlüssen, namentlich von Graphit, wie durch häufige, weitgehende Zersetzung sehr erschwert wird. In günstigen Fällen sieht man, daß sie die Form annähernd quadratischer Prismen haben, und erkennt dann öfter auch die eigenartige Chiasolithstruktur (Fig. 43, S. 49): dann handelt es sich zweifellos um Andalusit; in andern Fällen sind die Umrisse anscheinend hexagonal: das knotenbildende Mineral ist Kordierit. Sehr verbreitet sind ferner, zumal in den Gesteinen der zentralalpiner Schieferhülle, der Granat mit seinen isometrischen Formen, der schwer erkennbare Zoisit, ferner die kreuzförmigen Zwillinge von Staurolith und der Albit, welche letzterer durch seine vollkommene Spaltbarkeit auffällt. Endlich kommen als Knoten in Betracht: brauner Biotit, schwarzgrüner Chlorit sowie der letzterem äußerst ähnliche Chloritoid, dessen meist sehr scharf hervortretende, schwarzgrüne, eiförmige Individuen den andern glimmerartigen Mineralien gegenüber durch ihre Härte charakterisiert sind.

Die mehr und mehr schiefrig werdenden Gesteine verlieren mit der Entfernung von dem Eruptivgestein allmählich den Glanz der Schichtflächen, während die Knoten dem bloßen Auge noch deutlich sind

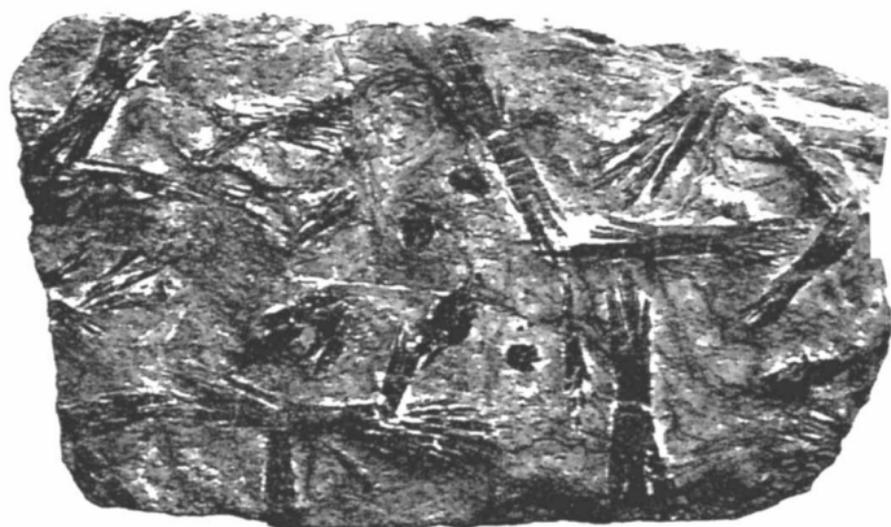


Fig. 83. Garbenschiefer. Zemmgrund im Zillertal. ($\frac{1}{7}$ nat. Größe.)

Sie gehen in die Knotentonschiefer über, welche wiederum durch Übergänge mit normalem Tonschiefer in Verbindung stehen. Ähnlich bezeichnend sind für Kontaktbildungen die Garbenschiefer mit garbenförmigen Aggregaten von Hornblende (Fig. 83, S. 141) oder von Disthen auf den Schichtflächen.

Aber diese leicht auffallenden Erscheinungsformen werden häufig recht undeutlich und fehlen nicht selten auch ganz; dann sind die deutlicher kristallinischen Gesteine eigentliche Glimmerschiefer, lebhaft glänzend und in der Farbe von jener des vorherrschenden Glimmers bedingt, der in meist etwas zusammenhängenden Häuten die Schieferung der Gesteine hervorbringt und im Schichtbruch oft allein zur Beobachtung kommt. Quer zur Schicht sieht man mit ihm wechsellagernd kristallinische Aggregate von Quarz. Wenn dann die Glimmermembranen feiner und feiner werden, entwickelt sich die Reihe der Phyllite oder Glanzschiefer mit immer noch glänzenden Schichtflächen, aber von weniger deutlich kristallinischer, meist von sehr dichter Beschaffenheit.

Solche, bald lichte bald dunkle, glimmerreiche Gesteine enthalten die knotenbildenden Mineralien oft auch in größeren Individuen und erscheinen dadurch mit den eigentlichen Knotenschiefern durch alle Übergänge verbunden. Man findet sie in den verschiedensten Gebieten meist als untergeordnete Bestandteile der kontaktmetamorphischen Zonen; in den Kontaktgesteinen der Zentralgranite aber herrschen sie bis zur vollständigen Verdrängung der Hornfelse selbst. Nicht nur diese äußerliche Verbindung der Glimmerschiefer und Phyllite mit zweifellosen Kontaktgesteinen ist die Ursache, daß von petrographischer Seite aus die Zusammenfassung der so beschaffenen Gesteine zu einer archaischen Formationsgruppe schweren Einwänden begegnet, die Analogie steigert sich vielmehr bei der mikroskopischen Untersuchung, wo die für Kontaktgesteine überhaupt typischen Strukturformen in den sog. kristallinischen Schiefnern weit verbreitet sind und ebenso auch die Imprägnation mit Turmalin nie fehlt.

Da die glimmerreichen und daher vollkommen schiefrigen Gesteine dem schmelzflüssigen Magma auf

den Schichtflächen leicht zugänglich waren, trifft man besonders hier die Injektionen mit Granit in weitester Verbreitung, und schließlich erscheinen die mannigfaltigsten Mischungen von Granit und umgewandeltem Tonschiefer als die hauptsächlichsten Vertreter der sog. Gneise. Bald ist dann der meist aplitisch gewordene Granit, weißlich oder rot, dicht oder grobkörnig, als solcher scharf von den umgewandelten Schieferlagen und -fetzen getrennt, in

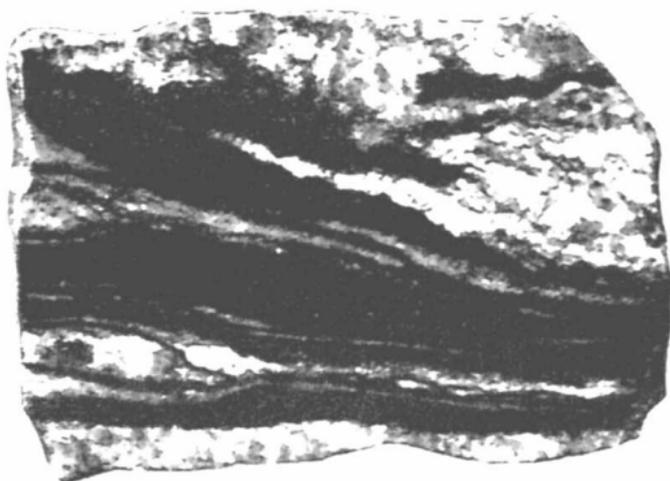


Fig. 84. Gneis. Waldmichelbach, Odenwald.
Der dunkle Hornfels beginnt in dem lichten Aplit zu schwimmen.

kaum millimeterbreiter, fortdauernd wechselnder Bänderung oder in breiten Lagen. In beiden Fällen aber ist deutlich, daß nicht ein gleichmäßiger Schichtenwechsel den hellen und den dunkeln Gesteinsanteil verbindet, sondern daß ersterer zwischen die zerrissenen Partien des letzteren eingedrungen ist (Fig. 84). Weit aus die meisten Gneise sind derartige injizierte Schiefer.

Die Mannigfaltigkeit der Zusammensetzung und meist auch die Korngröße nehmen zu in den Kontaktprodukten, welche aus Mergeln hervorgingen; hier treten die Kalktonerde- und Kalkmagnesiumsilikate besonders hervor. Es entstehen die sog. Kalksilikatfelse, welche sich aus Granat, Vesuvian, Klinozoisit und Epidot, aus diopsidähnlichem Pyroxen, aus grüner Hornblende, aus Wollastonit usw. zusammensetzten, wobei diese

Mineralien meist schon dem bloßen Auge deutlich werden und zumal, wenn kristallinischer Kalkspat im Gestein ist, gegen diesen recht deutlich kristallisiert sind. An die Stelle dieser mannigfaltigen Gesteine treten in den *Zentralalpen* die äußerlich oft sehr gneisähnlich erscheinenden *Kalkglimmerschiefer*, meist kalkspatreiche und daher mit Salzsäure aufbrausende und ziemlich weiche Gesteine mit deutlicher Schichtung, mit lichtem Glimmer und Chlorit, oft auch durch feinen Graphit grau bis schwarz, mit einzelnen Körnern von Quarz sowie öfter mit ziemlich viel gelbgrünem Epidot.

Der ursprüngliche Gehalt an Geröllen usw., die man in Tongesteinen manchmal findet, bleibt bei der Kontaktmetamorphose besonders deutlich erhalten, und auch *Fossilreste* trifft man öfter in den umgewandelten Bildungen noch wohl erkennbar, im allgemeinen allerdings um so weniger, je höher kristallinisch das Gestein geworden ist. Doch sind auch sehr wenig widerstandsfähige Skelette in weitgehend umkristallisierten Gesteinen erhalten

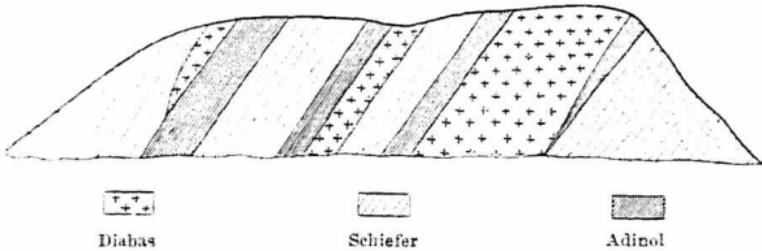


Fig. 85. Adinol am Diabaskontakt. Allrode im Harz.

geblieben, wie z. B. die Graptolithen in norwegischen Glimmerschiefern. Es ist eine lohnende Aufgabe für den Beobachter im Felde, auf derartige Bildungen zu achten, welche mehr als alles andere geeignet sind, die geologische Einheitlichkeit der sog. kristallinischen Schiefer als eine Utopie zu erweisen.

In einzelnen Fällen verläuft die Kontaktmetamorphose der Tongesteine etwas abweichend; es tritt lokal an Stelle der bisher beschriebenen Umkristallisation eine Imprägnation mit Kieselsäure. Solche am Kontakt verkieselte Tonschiefer, meist schwarz mit splittigem Bruch und sehr dicht und hart, sind zahlreiche *Kieselschiefer* oder *Lydite*, desgleichen, aber mehr rötlich, der *Porzellanjaspis*. Ähnlich diesen sind die als *Adinol* bezeichneten Kontaktbildungen, welche in ihrem Habitus sich mehr den Hornfelsen nähern und auch wie diese mit *Fleckschiefern*, den *Spilositen* und *Desmositen*, verbunden sind. Solche Bildungen, meist nicht von großer Ausdehnung, trifft man besonders an wenig mächtigen Gängen, so namentlich von Diabas, Fig. 85. Noch viel weitgehender sind die chemischen Änderungen, welche

sich manchmal in granitischen Kontaktzonen einstellen; völlige Imprägnation mit Turmalin bringt schwarze, kristallinische Turmalinfelse hervor, oder durch magnesiareiche Wässer sind in solchen Gebieten Tonschiefer zu lichten, fettigen Talk-schiefern geworden, welche oft Faltung und Fältelung des ursprünglichen Gesteins bewahrt haben.

Durch reine Hitzewirkung der Ergußgesteine endlich werden Tongesteine einfach gebrannt und nehmen, meist unter lebhafter Rotfärbung, oft auch mit säulenförmiger Klüftung Beschaffenheit und Härte gebrannter Tone an.

Sandstein.

Als Sand bezeichnet man alle lockern Ablagerungen, welche vorherrschend aus noch deutlich fühlbaren Körnchen bis zu solchen von etwa Erbsengröße bestehen. Über vulkanischen Sand vgl. S. 127. Der Sand ist in der Hauptsache das Produkt der durch die Verwitterung eingeleiteten Gesteinszertrümmerung, eine Ausnahme bilden nur gewisse Kalksande, welche der Verwitterungslösung entstammen. Die der Verwitterung widerstehenden Gesteinsbestandteile werden durch bewegtes Wasser oder durch Wind gesichtet. Man unterscheidet einerseits Flußsand, resp. See- oder Meeressand, andererseits Flugsand, Dünen- und Wüstensand. Die geologisch wichtigen Sande sind weit vorherrschend Quarzsande, bestehend aus rundlichen oder eckigen Quarzkörnern, neben denen häufig etwas Feldspat und Glimmer, auch kalkige Bestandteile organischen Ursprungs sowie schwarzgrüne Glaukonitkörner, Grünsand, in größerer Menge makroskopisch hervortreten.

Die Farbe des Sandes ist wechselnd nach den Verwitterungsbezirken, aus welchen das Material stammt: von schmutzig gelbbraunen Farben bis zu den meist rein weißen des Dünenandes in der gemäßigten Zone, rötlichgelb bis zu kräftigem Rot im Tropengürtel, wo die lateritischen Verwitterungsprodukte vorherrschen.

Die Sonderung der Bestandteile des Verwitterungsrückstandes erfolgt bei Wassertransport viel unvollkommener als durch den Wind; im ersteren Fall enthält daher der Sand tonige Bestandteile und sonstige Beimengungen häufiger und in größerer Menge als im letzteren, wie man z. B. an den Meeresküsten deutlich verfolgen kann, wo die rein alluvialen Sandablagerungen tonig und von Organismenresten durchsetzt sind, während der zu den Dünen zusammengewehte Flugsand viel gleichmäßigeres Material führt. Bei den Flußsanden tritt im allgemeinen die ungleichmäßige Korngröße besonders hervor, und häufig sind hier Mischungen von Schlamm, Sand und Kies im Gegensatz zu der gleichmäßigen Größe der Körner im Flugsand. Kreuzschichtung findet sich bei beiden.

Der Sand als rezente Bildung hat eine ungemein bedeutende Verbreitung, besonders als Flugsand. Die Wanderdünen überschütten ganze Gebiete mit ihrem leichtbeweglichen Material, und in den größeren Wüstengebieten haben die Sandablagerungen geradezu regionale Ausdehnung. Aber auch unter den Bildungen früherer geologischer Perioden haben manche die lockere Beschaffenheit des Sandes bewahrt; so die silurischen Vorkommnisse bei *St Petersburg*, triassische Sande in der *Oberpfalz* und die wegen ihrer Leichtbeweglichkeit von den Bergleuten so gefürchteten *Schwemmsande*, z. B. in der *böhmischen Braunkohlenformation*.

Die Sandablagerungen früherer geologischer Perioden besitzen gewöhnlich nicht mehr die lockere Beschaffenheit, sie sind zu Sandstein geworden, von denen im allgemeinen jene der stärker dislozierten Schichtensysteme verbandfester sind als die weniger tektonisch beeinflussten, wobei die Veränderung namentlich das zwischen den Körnern vorhandene Bindemittel oder Zement betroffen hat. Wie bei den Sanden ist auch beim Sandstein Quarz der weitaus vorherrschende Gemengteil, am häufigsten sind Quarzsandsteine.

Die Korngröße wechselt in den gleichen Grenzen wie beim Sand, mit ihrer Zunahme gehen die Gesteine in Konglomerate über. Das Korn ist oft sehr gleichmäßig und nicht allzu grob, ähnlich wie beim rezenten Dünen- und Wüstensand. Solche Ablagerungen sind meist fossilfrei und können wohl zum Teil als fossile Wüsten bezeichnet werden.

Unter den Keupersandsteinen in *Franken* und *Schwaben* sind dagegen recht ungleichmäßige Sandsteine verbreitet, in welchen,

wie im Flußsand, größere Quarzgerölle mit feinem Sand gemischt sind, und in den Sandsteinen des Rotliegenden nimmt die Beimengung der größeren Gerölle häufig so zu, daß sich die Grenze gegen die Konglomerate verwischt.

Andere Sandsteine sind zweifellos marine Bildungen; in ihnen sind Fossilreste häufiger, meist allerdings nur als Steinkerne erhalten, und im allgemeinen trifft man dann auch reichlicheres Bindemittel zwischen den einzelnen Quarzkörnern, von welchen die kleinsten sich durch recht scharfeckige Beschaffenheit auszeichnen.

Neben den bald weißen bald mehr rauchgrauen oder rötlichen Quarzkörnern beobachtet man auch etwas Feldspat, bald



Fig. 86. Absonderung von Quadersandstein. Adersbach in Böhmen.
(Phot. H. Eckert, Prag.)

frisch bald stark desaggregiert. Wenn dieser an Menge zunimmt, so spricht man von Arkose oder regeneriertem Granit, welcher aber gegenüber dem Granit selbst stets durch bedeutendes Vorherrschen des Quarzes sich auszeichnet. In den Glimmersandsteinen findet sich lichter Glimmer in wechselnder Menge, in dem meist stark tonigen oder kalkigen Glaukonitsandstein sind die schwarzgrünen, schießpulverähnlichen Glaukonitkörner makroskopisch hervortretend.

Die Sandsteine sind oft dickbankig und zeigen dann häufig vertikale Kluftsysteme, durch welche sich groteske Felslandschaften herausmodellieren, wie im Quadersandstein des *Elliptales* (Fig. 86),

bald sind sie ziemlich dünn-schichtig und gehen in Sandsteinschiefer über. Auf den Schichtflächen stellen sich gern tonig-sandige Zwischenbildungen oder wenig mächtige Tonlagen ein. Unebenheiten der Schichtflächen sind weit verbreitet; die Wellenfurchen oder ripple marks der Wellensandsteine, die Ausfüllungen von Zerreißungsklüften beim Eintrocknen in den sog. Zopfplatten, die Pseudomorphosen sandsteine mit ihren mit Sand ausgegossenen Hoppers, die Tierfährten sandsteine und die wulstige Oberfläche der Schichten der Hieroglyphensandsteine sind hierfür Beispiele.

Die Färbung der Sandsteine ist sehr wechselnd, oft aber in ausgedehnten Schichtensystemen gleichbleibend, so namentlich die rote, z. B. im Old red sandstone, weiße bis gelbliche im Quadersandstein, graue in den in Quarzit übergehenden paläozoischen Sandsteinen der *Ardennen*, grüne in den glaukonitreichen Grünsandsteinen, schwarze bis schwärzlichgraue in den Kohlsandsteinen usw. Andernteils wechseln manchmal, z. B. im Buntsandstein, rote und gelbliche oder graulich-grüne, auch weißliche Lagen miteinander ab, andere sind in eben diesen Farben geflammt und von ganz unregelmäßig verteilter Färbung.

Man teilt die Sandsteine nach ihrem Zement ein in:

1. Kieselsandsteine, in welchen ein quarziges Zement die einzelnen Sandkörner verkittet. Dann ist bald die ursprüngliche klastische Struktur noch für das bloße Auge deutlich, bald erst bei aufmerksamer mikroskopischer Beobachtung zu erkennen; die Sandsteine gehen in die gleichmäßig eckig-splitt-rigen Quarzite über. In den Kristallsandsteinen ist das Zement eine Fortwachsung der klastischen Sandkörner, die Struktur ist aber erst mikroskopisch erkennbar. Das kieselige Bindemittel entstammt in der Hauptsache wohl einer Umkristallisation von organischen Kieselskeletten.

2. Tonsandsteine mit sehr wechselnden Mengen von tonigem Zement; diese sind die verbreitetsten unter den Sandsteinen, bald graulich oder gelblich gefärbt bald lebhaft rot, wenn das Bindemittel lateritisch ist, eisenschüssiger Sandstein, bald schwarzgrau, wenn reich an Kohle, oder durch Glau-

konit grün. Die verhältnismäßig seltenen und nur in der Nähe primärer Kaolinlagerstätten auftretenden Kaolinsandsteine sind rein weiße, meist sehr wenig verbandfeste Bildungen. Die größere oder geringere Menge des tonigen Bindemittels und die wechselnde Kompaktheit dieses selbst bedingen einen großen Wechsel in der Verbandfestigkeit der Tonsandsteine, von welchen die verbandfestesten solche mit mittlerem Gehalt an Zement in stark dislozierten Gebieten sind. Mit der Zunahme des Bindemittels werden sie gerne schiefrig, Sandsteinschiefer, und gehen in sandige Tonschiefer über.

Besonders verbreitet ist dieser Übergang in den hierher gehörigen paläozoischen Grauwacken, deren mittlere Typen tonige Sandsteine von grauer, selten bräunlicher und gelblicher Farbe mit allen möglichen kleinen Gesteinsfragmenten sind, meist von großer Verbandfestigkeit und oft mit phyllitartig glänzendem, etwas kristallinischem Bindemittel. Sandsteine mit kalkig-tonigem Bindemittel sind die Mergelsandsteine, die häufig sehr reich an kleinen Glimmerfetzen sind, z. B. die Molassesandsteine.

3. Kalksandsteine; in diesen ist das Bindemittel Kalkspat, welcher bald als dichter Kalk zwischen den Sandkörnern verteilt ist und dann oft seine organische Form noch erkennen läßt, bald den Sand in großen Kristallkörnern durchtränkt, deren Spaltungsflächen dem Bruch ein schimmerndes Aussehen verleihen. Im letzteren Fall wurde der Kalkspat von den zirkulierenden Gewässern zusammengeführt, und seine Kristallkörner umschließen bis über 75% Quarz. Manchmal genügt die Menge des zugeführten Kalkes nicht, um den ganzen Sand zu verkitten, dann liegen Gruppen mit Quarzkörnern durchsetzter Kalkspatkristalle, kristallisierter Sandstein (Fig. 87, S. 150), im losen Sand. Solche wittern auch heraus, Pseudomorphosensandstein,

zum Teil manchmal mit einem Rückstand von Rost, Tigersandstein. Auch Dolomit, Gips und Schwerspat können an Stelle des Kalkspats treten.



Fig. 87. Kristallisierter Sandstein von Fontainebleau.

Die Farben sind vorherrschend weiß, gelblich oder grau-lich, nur selten durch Kohle dunkler grau. In den meist braunschwarzen bituminösen Sandsteinen, welche namentlich im

Ausgehenden der Petroleumlagerstätten vorkommen, bildet Bitumen das Bindemittel.

Ungemein mannigfach sind konkretionäre Gebilde in den Sandsteinen, unter welchen die meist lettenähnlichen Tonputzen der Gallensandsteine wohl primäre Nester sind. Echte Konkretionen sind die Drusen mit Quarz-, Kalkspat-, Zölestin- und Schwerspatkristallen, die Knollen von Dolomit, Hornstein, Feuerstein und Karneol, welche öfters ganze Lagen bilden, so z. B. im *badischen* Buntsandstein, Knollen von Phosphorit, wie sie namentlich die Grünsande der *nordfranzösischen* Kreide oder die Phosphoritsandsteine *Podoliens* führen. Auch Erzimprägnationen finden sich öfters in Sandsteinen, so kleine Putzen von Bleiglanz im Knottensandstein, Zerussit im Bleisandstein, Kupferlasur und Malachit im Kupfersandstein usw.

Zahlreiche Sandsteine, besonders solche mit viel Bindemittel, enthalten reichlich Fossilien; man benennt nach solchen den quisetenhaltigen Schilfsandstein, die Blättersandsteine,erner Spiriferen-, Thalassiten-, Numuliten- und Muschelsandsteine, in welchen aber die organischen Reste meist nur als Steinkerne vorhanden sind.

Die chemische Zusammensetzung der Sandsteine ist entsprechend der Variabilität des Mineralbestandes sehr wechselnd; manche Quarzsandsteine und daran sich anschließende Quarzite enthalten über 90%, ja bis 99% SiO_2 , in andern sinkt der Gehalt

mit der Zunahme der Beimengungen auf 60⁰/₀ und darunter, und der dann sehr wechselnde Bestand ergibt sich aus der Zusammensetzung des die Quarzkörner verkittenden Bindemittels.

Die Verbreitung der Sandsteine in den verschiedenen geologischen Formationen ist ungemein bedeutend; von den präkambrischen, quarzitähnlichen Sandsteinen *Nordamerikas* bis zu den jüngsten Formationen sind wohl in allen Gruppen reichlich Sandsteine bekannt, unter welchen einige ausgedehnte Ablagerungen bilden und von großer Bedeutung für den Aufbau der fossilführenden Formationen sind. Zu erwähnen sind besonders: der Potsdamsandstein im Kambrium, der Old red sandstone im Devon, die karbonischen Kohlen-sandsteine, der Buntsandstein oder New red sandstone, die Keupersandsteine, die verschiedenen Sandsteine der Kreide, wie der Quadersandstein und Plänersandstein, der tertiäre Karpathen- und Wiener Sandstein, der in Diabastuff übergehende Taviglianazsandstein der *Alpen*, der in ähnlicher Verbindung mit Quarzporphyrtuff stehende Grödener Sandstein *Südtirols*, die Braunkohlen- und Molassesandsteine und schließlich die rezenten Meeressandsteine.

Gegenüber den Atmosphäriken verhalten sich die Sandsteine äußerst verschieden; während namentlich die kompakten Quarzsandsteine ein fast unverwüstliches Material darstellen, das wegen seines unregelmäßigen Bruches nur als Straßenschotter Verwendung findet, trifft man bei tonigen und kalkigen Sandsteinen recht wechselnde Verhältnisse. Die verbandfesten tonigen Sandsteine, hauptsächlich geologisch ältere Vorkommnisse, sind ungemein haltbar und widerstandsfähig, dabei meist ziemlich leicht zu bearbeiten und daher geschätzte Bausteine. Die weniger verbandfesten sind wegen ihrer Porosität und der dadurch bedingten Wasseraufnahme in unserem Klima dem Zerfrieren ausgesetzt, das einen Zerfall zu Sand hervorbringt. Auch ohne die Wirkung des Frostes aber blättern solche Sandsteine leicht ab, zumal wenn kräftige Insolation mit Durchfeuchtung wechselt. Kalkige

Sandsteine sind an sich oft viel wetterbeständiger, sie widerstehen aber der in der Luft unserer Großstädte in so hohem Maße vorhandenen schwefligen Säure nicht, welche den Kalk herauslaugt. Zahlreiche, besonders feinkörnige, tonige Sandsteine finden als Schleifsteine Verwendung, konglomeratartige werden als Mühlsteine verarbeitet.

Das spezifische Gewicht, welches im kompakten Kiesel-sandstein etwas über 2,6 beträgt, nimmt mit der Verbandfestigkeit rasch ab, und zahlreiche, technisch recht wohl verwertbare Sandsteine haben ein Gewicht von nicht einmal 2,0. Manche Sandsteine, die trocken eine hohe Druckfestigkeit besitzen, haben in bergfrischem Zustand eine recht wenig feste Beschaffenheit.

Kontaktmetamorphose der Sandsteine. Feinkörnige, an tonigem Bindemittel reiche Sandsteine nehmen durch Kontaktmetamorphose ähnlichen Habitus an, wie es bei den Tonschiefern beschrieben wurde. Größere Sandkörner bleiben aber selbst in den inneren Kontaktzonen erhalten und lassen sich auch in weitgehend umgewandelten Gesteinen schon makroskopisch als klastische Gemengteile erkennen. An Bindemittel arme, vorherrschend aus gröberen Quarzkörnern bestehende Sandsteine ändern ihren Habitus überhaupt sehr wenig, und die Einwirkung zeigt sich hier erst mikroskopisch in dem einigermaßen kristallinischen Gefüge und in der gewöhnlich auftretenden Imprägnation mit Turmalin.

Zahlreiche Glimmerschiefer sind aus tonigem Sandstein hervorgegangen, und dasselbe gilt für ausgedehnte Serien der Quarzphyllite; aber unter letzterem Namen faßt man meist phyllitartig umgebildete Tonschiefer zusammen, welche sekundär mit Lagen und Linsen von Quarz injiziert sind. Die Hitzewirkung der Ergußgesteine äußert sich beim Sandstein besonders in einer partiellen Schmelzung, Frittung, oft zugleich mit säuliger Absonderung. Solche veränderte Sandsteine haben viel gleichmäßigeren und kompakteren Bruch, lassen aber meist ihre ursprüngliche Natur dem bloßen Auge noch deutlich erkennen.

Konglomerate und Brekzien.

Wenn die gröberen Rollstücke, der Kies und Schotter, wieder zu Gesteinen verfestigt sind, bezeichnet man diese als Konglomerate. Sie bestehen bald hauptsächlich aus grobem Material, zwischen welchem wenig Sand und Ton oder Kalk das Bindemittel abgeben, wie dies die Regel ist, oder das feinere Bindemittel herrscht mehr oder weniger vor und umschließt dann gewöhnlich neben kleineren Geröllen sehr große und neben gerundeten auch wenig abgerollte Gesteinsbruchstücke; solche Konglomerate sind häufig glazialen Ursprungs.

Am wichtigsten sind die Quarzkonglomerate, welche im allgemeinen die Reste der Quarzadern und -gänge in den durch Verwitterung desaggregierten Gebirgstteilen darstellen. Zu diesen gehören der kieselige Millstone grit oder die als Banket bezeichneten, goldführenden Konglomerate des *Witwatersrandes*. Analog ist der eozäne Puddingstein, der vorherrschend aus der darunterliegenden

Kreide stammende Feuersteingerölle, daher auch Flintkonglomerat genannt, in quarzigem Bindemittel enthält. Dagegen ist die Kalknagelfluhe der *Toralpen* vorherrschend ein Kalkkonglomerat in kalkigem Bindemittel (Fig. 88). Zusammengesetzte Konglomerate enthalten verschiedenartige Gerölle gleichzeitig, wie die bunte Nagelfluhe.



Fig. 88. Konglomerat. Nagelfluhe, Überfalle bei München.

Wichtig unter den vielgemischten Konglomeraten ist der Verrukano

oder Sernfit, in der Hauptsache ein Quarzkonglomerat mit zahlreichen Geröllen von Quarzporphyr und andern Gesteinen, meist wohl von jungpaläozoischem Alter, in welchen oft weitgehende Metamorphosen stattgefunden haben. Die ganz serizitisch gewordenen Gesteine sehen oft augengneisähnlich aus.

Konglomerate finden sich in allen geologischen Formationen; daß sie häufig in bestimmten Horizonten besonders hervortreten, hat seine Ursache in den kontinuierlichen Verschiebungen der Küstenlinien oder in dem glazialen Ursprung ausgedehnter Vorkommnisse. Besonders bemerkenswert unter letzteren ist das Dwykakonglomerat der *Kapkolonie*, ein Granitkonglomerat mit reichlichem sandigen Bindemittel, das nicht nur selbst geschrammte Geschiebe enthält, sondern auch deutliche

Schrammen auf seinem Untergrund erkennen läßt. Es besitzt etwa permokarbonisches Alter, d. h. es ist gleichaltrig mit echt tropischen Ablagerungen im *nördlichen Europa*, eine Erscheinung, welche für die geologische Bedeutung der Eiszeiten von hervorragender Wichtigkeit ist.

Die alluvialen Konglomerate gehen ganz allmählich in Sandsteine über, und während die eigentlichen Konglomerate fossilfrei zu sein pflegen, trifft man in diesen Übergängen öfter organische Reste. Die konglomeratischen Sandsteine des Rotliegenden und des durch Auslaugung des Eisengehaltes aus diesem entstandenen Weißliegenden und Grauliegenden, die an größeren Quarzgeröllen reichen Keupersandsteine gehören meist in diese Übergangsgruppe. Mit dem Hervortreten derselben ist dann gewöhnlich auch eine deutlichere Schichtung verbunden. Die größeren Gerölle der Konglomerate sind meist recht vollkommen abgerundet, wo es sich um fluviatile und alluviale Ablagerungen handelt, viel weniger gleichmäßig in den glazialen. Echte Kantengeschleife kann man unter Umständen in den Wüstenbildungen finden.

Unter der Einwirkung kontaktmetamorphosierender Prozesse erhalten sich die Gerölle fast stets recht deutlich, während im Zement der Konglomerate ähnliche Umwandlungen vor sich gingen wie beim Sandstein. Man findet so öfter deutliche Gerölle in glimmerschiefer- oder phyllitartigem Bindemittel.

Von den Konglomeraten unterscheiden sich die Brekzien durch die eckige Form der Fragmente, welche zum festen Gestein verkittet wurden. Eigentlich sedimentäre Brekzien sind selten und von geringer Ausdehnung, nur wenige sind schichtbildend, und auch diese sind nicht aushaltend, die meisten erscheinen als Ausfüllungen von Spalten und Höhlen, in denen der aufgelockerte und zerbröckelte Schutt zu mehr oder weniger festen Gesteinen verkittet wurde. Bei den sog. Knochenbrekzien herrscht das sandig-tonige oder auch lehmige Bindemittel häufig vor, und neben Bruchstücken von Knochen, Zähnen usw. sind namentlich Kalksteinbruchstücke vorhanden. Man unterscheidet die namentlich an der Küste des *Mittelmeers* als Ausfüllung von Spalten auftretende Spalten- oder Herbivorenbrekzie, deren organische Reste vorwiegend von Pflanzenfressern herrühren, von der Knochenbrekzie der Kalksteinhöhlen z. B. der *Schwäbischen* und *Fränkischen Alb*, der Höhlenbrekzie im allgemeinen, die eine Karnivorenbrekzie ist. Derartige Brekzien enthalten hin und wieder sehr weitgehend fossilisierte Knochen und werden auch auf Phosphorit ausgebeutet. Mit der Zunahme von Sand und Lehm gehen sie in Knochensandstein, Knochen-

lehm oder Knochenton über. Manche derselben treten schichtbildend als lokale Fazies sonst völlig fossilfreier Sandsteine auf und werden dann wohl nicht mit Unrecht als Reste der Oasen einstiger Wüstengebiete angesehen, um welche sich die Tiere sammelten.

Weitaus die meisten Brekzien verdanken vulkanischen und namentlich gebirgsbildenden Prozessen ihre Entstehung. Zu ersteren gehören die Explosionstufe; auch sonst werden Tuffe, namentlich wenn sie mit dem Detritus der anstehenden Gesteine mehr oder minder vermengt sind, als Brekzien bezeichnet; so zahlreiche Trachyt- und Bimssteinbrekzien. Häufig sind auch vulkanische Brekzien, in welchen ein eruptives Gestein selbst das Bindemittel der verschiedenartigen umschlossenen Bruchstücke bildet, die dem Nebengestein entstammen. So bilden sich an den Salbändern der Eruptivbildungen sog. Kontaktbrekzien, deren Bindemittel Granit, Syenit, Quarzporphyr usw. ist, in denen Bruchstücke älterer Gesteine, manchmal von ähnlicher, manchmal von ganz abweichender Beschaffenheit vorhanden sind.

Anhang: Mylonit.

Besonders wichtig sind für den Geologen aber jene Brekzien, welche gebirgsbildenden Prozessen ihre Entstehung verdanken. Öfter sind ganze Gesteinskomplexe in ihrem inneren Gefüge zermalmt, endogene Brekzien, ein Prozeß, der bei körnigen Gesteinen zu den verschiedenen Stadien der Mörtelstruktur führt, bei dichten und kompakten sich darin äußert, daß das Gestein bald aus eckigen bald aus ganz abgeschliffenen, aber ineinanderpassenden schaligen Bruchstücken besteht. Andere Gesteine erscheinen durch gebirgsbildende Kräfte von zahlreichen, oft recht regelmäßig verlaufenden Kluftsystemen in scharfeckige Bruchstücke zerschnitten, so z. B. der Dolomit (Fig. 89), der dann

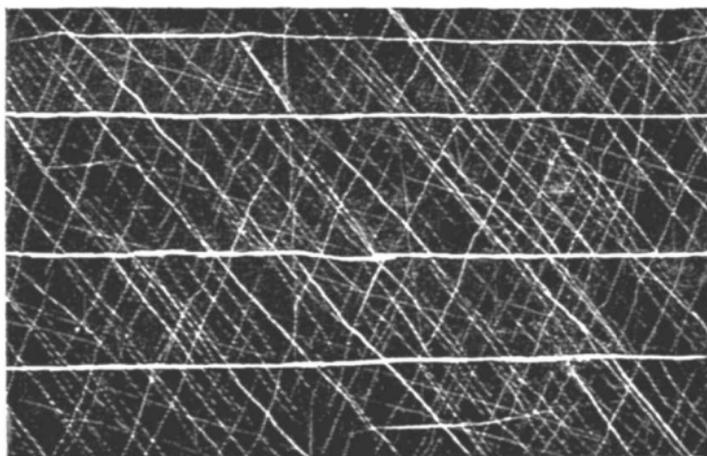


Fig. 89. Dolomit von der Saalburg.

durch leichter löslichen Kalkspat wieder ausgeheilt ist. Durch die Atmosphärrillen wird letzterer wieder herausgenagt, und die Gesteine zerfallen bei der Verwitterung zu einem feinen, scharfeckigen Grus.

Diesen in ihrem inneren Gefüge erschütterten Gesteinen stehen als viel weiter fortgeschrittene Zerreibungsprodukte die Dislokations- oder Reibungsbrekzien resp. Mylonite gegenüber. Zahlreich sind die Vorkommnisse solcher Kalksteinbrekzien, wobei im allgemeinen der zu eckigen Bruchstücken zertrümmerte Kalk von anders gefärbten Kalkspatadern wieder verkittet wird, Vorkommnisse, die zu den geschätztesten Farbmarmoren gehören.

In andern Fällen aber, und das sind die charakteristischsten Formen der Mylonite, bildet das Material der Gesteinszerreibung selbst die Basis, in welcher die eckigen oder abgerundeten, oft auch Glazialgeröllen ähnlich geschrammten Gesteinsbruchstücke eingebettet sind, wobei das Gestein seine oft recht bedeutende Verbandfestigkeit dem Gebirgsdruck allein verdankt. Zumal da, wo es sich um Überschiebungen von großer Sprungweite handelt, erscheinen konglomeratähnliche bunte Brekzien, welche aus Fragmenten verschiedenartiger Gesteine zusammengesetzt sind.

Das letzte Stadium der Zertrümmerung bilden mehr oder minder gleichmäßig zerriebene, dichte, «gequälte» Gesteine, deren ursprüngliche Beschaffenheit völlig durch Zermahlung und Durcheinander-

knetung der einzelnen Bestandteile verwischt ist, wie z. B. die Pfahlschiefer des *Bayrischen Waldes* oder der *Lochseitenkalk* (Fig. 90), der die eigentliche Knetstruktur in typischer Weise zeigt. Daß solche intensiv zermahlene Gesteine ganz von Klüften mit den mannigfaltigsten Neubildungen durchsetzt sind, kann nicht auffallen; bemerkenswert aber ist, daß die mikroskopische Beschaffenheit der Hauptmasse selbst nirgends eine Umkristallisation erkennen läßt.

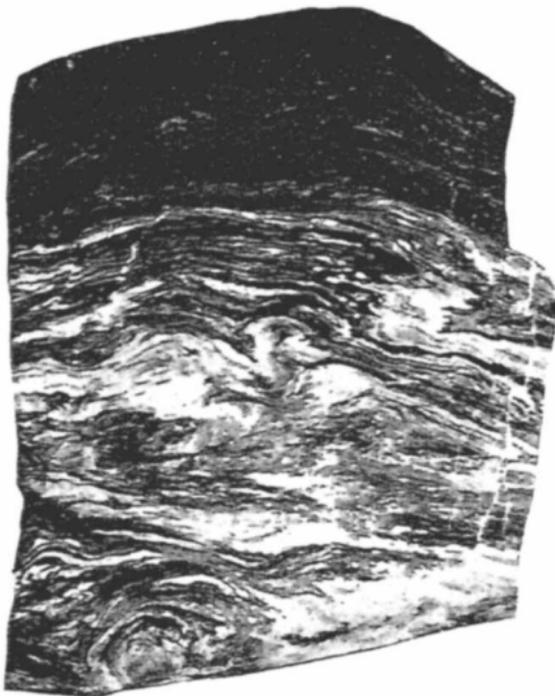


Fig. 90. Lochseitenkalk mit Knetstruktur.
Lochseite bei Schwanden, Kt. Glarus, Schweiz.

II. Chemische Sedimente.

Als chemische Sedimente (fälschlich auch Präzipitate genannt) faßt man die Ausscheidungen der Verwitterungslösung zusammen, welche ohne Mitwirkung der Organismen durch einfache Konzentration sich abgeschieden haben. Die hierzu notwendige Verdunstung tritt lokal in steppenumsäumten Meeresbuchten ein, andernteils aber in weitgehendem Maße in der Wüste, und die schichtbildenden chemischen Sedimente sind daher einesteils echte Meeressedimente, andernteils Ablagerungen der Wüste.

Die chemischen Sedimente, welche eine geologische Bedeutung haben, sind Anhydrit, Gips und Steinsalz, in den hauptsächlichsten Vorkommnissen miteinander verbunden. Dagegen sind die Abraumsalze mehr lokale Vorkommnisse von sehr großer technischer Wichtigkeit; in ihnen liegen die leicht löslichen Mutterlaugensalze des Meerwassers, vor allem Chloride und Sulfate von Kali und Magnesia vor. Vorherrschend Wüstenbildungen stellen die Glaubersalzablagerungen des *Ebrotales* dar, welche mit Steinsalz wechsellagern; analoger Entstehung sind unzweifelhaft auch die in Ton und Sand eingelagerten Schichten von Caliche oder Chilesalpeter, welche mit Glauberit usw. vergesellschaftet sind.

Chemische Sedimente im weiteren Sinn, häufig unter Mitwirkung von Algen entstanden, sind auch kalkige und kieselige Bildungen, die aber gleichfalls nur lokale Bedeutung haben. Hierher gehören die zellig-kavernösen Kalktuffe, vorherrschend aus durcheinanderliegenden, mit faserig-strahligem Kalkspat überzogenen Pflanzenstengeln und Blättern bestehend, deren Form oft auf das vorzüglichste erhalten, deren organische Substanz aber meist weggeführt ist, wodurch eine röhriige Struktur entsteht. Es sind lichte, weißliche bis gelbe Gesteine, in bergfeuchtem Zustand oft sägbar, aber an der Luft erhärtend und als Baumaterial wegen ihrer Leichtigkeit und Luftdurchlässigkeit bei ziemlicher Druckfestigkeit sehr geschätzt, z. B. der Travertin. Gleichfalls ein chemisches Sediment ist die weiße Seekreide, die namentlich in stagnierenden Gewässern, unter Torfmooren usw. in nicht unbedeutenden Ablagerungen sich bildet. Auch die an Süßwasserkonchilien, Landtieren und Pflanzenresten reichen Süßwasserkalke, welche bald erdig bald kompakt sind, wohl auch in Kalktuff übergehen, sind größtenteils als chemische Niederschläge anzusehen.

Während die besprochenen Kalksedimente, wenn auch meist in nicht beträchtlicher Ausdehnung, so doch eigentlich schichtbildend auftreten, sind die Kalksinter nur Inkrustationen

von Klüften, Höhlen usw., in welchen kalkreiches Wasser durch Verdunstung seinen Kalkgehalt in oft recht grobkristallinischer Form absetzte. Hierher gehören die prachtvollen Tropfsteinbildungen der Höhlen in den Kalkgebirgen. Manche Kalksinter bestehen aus faserigem Aragonit, und solche sind durch mannigfaltige Farbenzeichnung und besonders durchscheinende Beschaffenheit wirkungsvoll. Es sind die geschätzten Onyxmarmore der Industrie, von welchen man aus Analogie mit dem Sprudelstein von *Karlsbad* thermale Entstehung als wahrscheinlich annimmt. Hierher gehören auch die aus erbsengroßen, schaligen Kügelchen zusammengesetzten Erbsensteine oder *Pisolithe*.

Absätze von meist amorpher Kieselsäure, aus heißen Quellen entstanden, sind die Bildungen von Kieselstuf und Kieselstinter, welche den entsprechenden Kalkgesteinen ähnlich ausgebildet sein können, aber kaum je die kompakte Beschaffenheit der Kalksinter erreichen. Ähnlich diesen rezenten Bildungen trifft man derartige Ablagerungen auch in früheren geologischen Formationen, z. B. die fast nur aus amorpher Kieselsäure bestehende, lockere Neuburger Kreide bei *Neuburg a. D.*

Anhydrit, Gips und Steinsalz.

Die in weitester Verbreitung vorkommenden chemischen Sedimente sind die Bestandteile der Steinsalzformation, Anhydrit, Gips und Steinsalz. Die hier zusammengefaßten Gesteine sind in Wasser in ziemlichem Maße löslich, und dies veranlaßt nicht nur die oberflächliche Auflösung durch die Einwirkung der atmosphärischen Gewässer, die Gipschlotten usw., sondern auch ausgedehnte Auslaugungen in der Tiefe, die Wasserkissen, deren Zusammenbruch zu geologischen Dislokationen führen kann. Ebenso entstehen Faltungen und Störungen in ziemlichem Maße durch die bedeutende Ausdehnung, welche der Anhydrit bei seiner Umwandlung in Gips erfährt und die etwa $\frac{1}{5}$ der ganzen Masse beträgt. An der Erdoberfläche trifft man Anhydrit und Steinsalz nur in sehr regenarmen Gebieten.

Im feuchten Klima dagegen ist das Steinsalz an der Oberfläche stets weggelöst, und es sind in erster Linie salzhaltige Quellen, welche das Vorkommen

desselben im Gebirge anzeigen, während der Anhydrit zu Gips umgewandelt ist. Der zu Tage stehende Gips zeigt mannigfache Korrosionsformen durch die Tagewässer. Andernteils setzen die Gewässer die Lösungsprodukte häufig wieder ab, und so trifft man Steinsalz und Gips häufig in Adern und Gängen, welche durch faserige Beschaffenheit sich auszeichnen, Fasersalz bzw. Fasergips.

Im Salzton oder Salzpelit der Salzpfannen der rezenten Wüsten bilden sich solche Adern fortgesetzt, eine brekzienartige Struktur des durch Eintrocknen zerklüfteten Schlammes bewirkend, und ganz analog ist die Beschaffenheit des Haselgebirges der *alpinen* Salzlagerstätten, welche sich schon dadurch als Wüstenbildungen charakterisieren. Auch die häufige gelbe bis rote Farbe des in ihnen vorkommenden Steinsalzes weist in derselben Richtung.

Anhydrit als ursprüngliches Sediment ist fast stets von ziemlich dichter Beschaffenheit, unter dem Mikroskop vorherrschend aus kristallinisch-körnigem Anhydrit mit eingeschwemmten Tonpartikelchen bestehend, von weißgrauer Färbung, auch dunkler bis bräunlichgrau oder blaugrau. Rötliche oder blaue bis violette Farben finden sich besonders bei den grobkristallinen, öfters auch stengligen Ausfüllungen der Klüfte. Der Anhydrit enthält häufig etwas Steinsalz und schmeckt daher salzig, ferner an kohligen Einschlüssen reiche Kristalle von Dolomit, Anthrakonit, oder ebensolche Quarzkristalle. Dünne weiße Lagen von Anhydrit zusammengefaltet zwischen dunklerem Salzton bilden den Gekrösestein (Fig. 91, S. 160). Das hohe spezifische Gewicht des Anhydrits = 2,9, seine geringe Löslichkeit in Säuren und sein meist ziemlich kristallinischer Bruch sind charakteristisch, am sichersten aber ist der mikrochemische Nachweis: ein Körnchen des Gesteins, mit einem Tropfen Wasser digeriert, gibt



Fig. 91. Gekrösestein. Bochnia in Galizien. (Phot. Prof. Hofmann.)

beim Verdunsten die charakteristischen Kristalle von Gips.

Der zumeist aus Anhydrit hervorgegangene Gips ist nur selten makroskopisch deutlich kristallinisch, so z. B. der weiße, durchscheinende Alabaster, meistens ist er sehr feinkörnig bis dicht und selbst mikroskopisch kaum diagnostisch; die Farben sind ähnlich wie beim Anhydrit. Er geht in Gipston über. Ablagerungen von Gips in ziemlicher Bedeutung kennt man auch außerhalb der Steinsalzformation, häufig mit denselben akzessorischen Mineralien, wie sie im Anhydrit auftreten, und schließlich trifft man Gips auch als Produkt thermaler Tätigkeit, so als Imprägnation von Tuffen, und besonders in Begleitung von Zölestin in den Schwefellagern.

Das Steinsalz ist stets deutlich körnig, zumal wenn es sehr rein ist, dabei gewöhnlich völlig richtungslos, aber oft mit ausgesprochener Schichtung. Feinkörnig bis dicht wird es, wenn es stark mit Ton verunreinigt und graulich oder bräunlich ist, Tonsalz, welches in den matten, graulichen Salzton übergeht. Grobkörnige Varietäten zeigen die sehr vollkommene Spaltbarkeit und sind häufig wasserklar, öfter mit makroskopisch erkennbaren Flüssigkeits-

einschlüssen. Färbung ähnlich wie beim Anhydrit, namentlich in sekundären Kluftausfüllungen. Ein besonders in den alpinen Steinsalzlagerstätten verbreiteter Gehalt an Chlormagnesium bedingt seine Zerfließlichkeit. Organische Skelette sind in den hier besprochenen Gesteinen ziemlich selten, dagegen organische Substanzen, namentlich Bitumen und Kohlenwasserstoffe, besonders im Steinsalz verbreitet, das öfter infolge solcher Einschlüsse beim Auflösen unter lebhaftem Geräusch zerspringt, Knistersalz.



Fig. 92. Anhydritbänder, „Jahresringe“, im Steinsalz von Staßfurt.

Die Lagerungsverhältnisse des Steinsalzes und seiner Begleiter zeigen öfters große Regelmäßigkeit auf weite Entfernung und einen gleichmäßigen Schichtenwechsel zwischen Anhydrit und Steinsalz, Bändersalz (Fig. 92), so z. B. in dem mitteldeutschen Steinsalzgebiet. Andernteils trifft man sehr große Unregelmäßigkeiten, selbst direkt stockförmiges Auftreten, sei es infolge von Dislokationen durch chemische Veränderungen innerhalb der leicht umzulagernden Vorkommnisse, oder auch primär, wie im alpinen Typus der Steinsalzlagerstätten, welche den fossilen Salzpfannen von Wüstengebieten entsprechen dürften.

Die gewaltige Mächtigkeit einzelner Steinsalzlagerstätten, welche z. B. durch das Bohrloch von *Sperenberg* bei Berlin illustriert wird, das über 1200 m tief in reinem Steinsalz getrieben

ist, ohne dessen Liegendes zu erreichen, läßt die geologische Bedeutung dieser Salzablagerungen hervortreten, zumal derartige Vorkommnisse auch große horizontale Ausdehnung besitzen. Steinsalzlagerstätten kennt man aus allen geologischen Perioden; in einem einheitlichen Gebiete sind sie aber im allgemeinen an einen bestimmten Horizont gebunden: so ist eine der ausgedehntesten Salzlagerstätten der Welt, jene des *Salt Range* im Pendschab, silurisch; der Dyas gehören die großartigen Salzlagerstätten *Nord- und Mitteldeutschlands* an; in der Trias finden sich Salzlager von größerer Ausdehnung in *Württemberg* und in den *Alpen*, und das Tertiär ist wieder besonders reich an Steinsalz; hierher gehören die ausgedehnten Ablagerungen längs der *Karpathen*, jene *Spaniens, Siziliens, Armeniens, Persiens* usw.

III. Organogene Sedimente.

Die organogenen Sedimente sind von zweierlei Art:

1. Vorherrschend aus der organischen Substanz hervorgegangen: aus Pflanzen die Kohlen, aus Tieren (wenigstens vermutlich) Petroleum und Bitumen.

2. Vorherrschend aus den Skeletteilen entstanden und meist tierischen Ursprungs: Kalksteine, Kieselgesteine und Phosphorite.

Kohlen.

Äußere Beschaffenheit. Kohlen sind dunkle, schwärzlichbraune bis schwarze Gesteine von niederem spezifischem Gewicht, Gemenge verschiedener Kohlenstoffverbindungen, deren spezielle Beschaffenheit sehr wenig bekannt ist, die man aber in der Hauptsache in die zwei Gruppen der kohligten und der bituminösen Substanzen einteilen kann. Die ersteren sind schwarz und spröde, auch unter dem Mikroskop vollständig undurchsichtig, ziemlich sicher amorph und stehen in ihrer Zusammensetzung dem amorphen Kohlenstoff nahe. Die bituminösen Substanzen dagegen sind von wachsartiger Beschaffenheit und meist braun gefärbt; bitumenreiche Kohlen sind daher viel milder und haben glänzenden Strich. Die

phytogene Entstehung ist bei vielen Kohlen schon makroskopisch sichtbar, indem sie die Pflanzenstruktur mehr oder minder bewahrt haben.

Von der Substanz der Holzfaser führt eine ununterbrochene Reihe zum reinen Kohlenstoff, welcher letzterer als Schungit bezeichnet wird, einer splittrig brechenden, spröden, metallisch glänzenden, schwarzen Masse. Ähnlich diesem sind noch die besten Qualitäten des über 90% Kohlenstoff enthaltenden, häufig vollkommen muschelartig brechenden Anthrazits, der rein schwarze Farbe und oft noch metallartigen Glanz hat; bei den schlechteren Sorten wird der Glanz allmählich ein gewöhnlicher. Diese bilden Übergänge in die schwarze, gemeinglänzende Steinkohle, welche hin und wieder schon recht bitumenreich, «fett» ist, während der Anthrazit durchaus «mager», d. h. arm an Bitumen erscheint. Anthrazit ist härter ($H = 2$ bis $2,5$) und schwerer (spez. Gew. bis $1,7$) als alle übrigen Kohlen; er brennt schwer, raucht, rußt und riecht nur wenig und wird von Kalilauge nicht angegriffen. Die Steinkohlen brennen viel leichter, oft mit heller, stark rauchender und riechender Flamme und einige färben Kalilauge schwach gelbbraun. Ihre Härte ist geringer, und das spezifische Gewicht erreicht nur selten $1,5$. Die organische Struktur ist oft erhalten.

Wenn der rein schwarze Strich der Steinkohle allmählich bräunlich wird, so geht dieselbe in Braunkohle über. Die Braunkohlen sind meist ziemlich reich an Bitumen und haben die geringste Härte sowie ein spezifisches Gewicht, das im allgemeinen nicht weit über $1,0$ hinausgeht; der Kohlenstoffgehalt schwankt von 75 bis 55% . Sie färben Kalilauge intensiv braun, brennen leicht mit rußender, rauchender und meist recht übelriechender Flamme, schmelzen aber im allgemeinen nicht. In ihren Destillationsprodukten trifft man neben jenen der Steinkohle auch die für die Holzfaser charakteristische Essigsäure.

Nach dem Aussehen unterscheidet man bei den Steinkohlen die spröde Glanzkohle, öfter mit deutlich muscheligen Bruch, von der meist milden, oft zähen und bitumenreichen Mattkohle, welche mehr schimmernden Bruch hat. Grobkohlen brechen in groben Stücken, Schieferkohle ist durch unreinere, tonige Zwischenlagen schiefrig, Rußkohle ist locker und erdig usw. Pechkohlen haben pechähnliches Aussehen, sind aber meist Braunkohlen. Sehr bitumenreiche Steinkohlen, die zum Teil schon mehr zum Bitumen selbst gehören, sind die matte Bogheadkohle und die etwas weiter verbreitete Kändelkohle. Sie liefern besonders hohe Gasausbeute, sind zähe und politurfähig.

Gemeine Braunkohle ist meist bräunlich, weniger muschelig brechend, weniger glänzend und weicher, oft mit deutlicher organischer Struktur. Lignit hat Form und Struktur des Holzes, dessen einzelne Teile deutlich zu unterscheiden sind. Pyropissit und Schweißkohle sind mehr bitumenähnliche Stoffe, von bräunlicher Farbe und tonartig mattem Bruch, aber glänzendem Strich, bald mehr kompakt, bald in feuchtem Zustand schmierige Massen, die beim Trocknen zerbröckeln.

Alle Kohlen sind mehr oder minder verunreinigt; größere klastische Bestandteile sind verhältnismäßig selten, doch sind in den verschiedensten Vorkommnissen auch einzelne grobe Gerölle vorhanden. Die Verunreinigung besteht in der Hauptsache aus eingeschwemmten, tonigen Massen, welche in nicht unbedeutenden Mengen vorhanden sein können. Man bezeichnet den Gehalt an solchen als ihren Aschengehalt, der im allgemeinen einige Prozent beträgt, in schlechten Kohlen aber auch bis 15 und 20% hinaufgeht. Akzessorisch trifft man Knollen von Sphärosiderit und Hornstein und besonders Kristallaggregate von Schwefelkies und Markasit.

Kohlen finden sich in allen geologischen Formationen. Von besonderer Wichtigkeit aber sind die Kohlenablagerungen in zweien derselben: in der Steinkohlenformation, dem Karbon, und in der Braunkohlenformation, dem Tertiär; aus dem Namen ergibt sich auch die hauptsächliche Verteilung, und es ist im allgemeinen nicht zu bezweifeln, daß mit dem höheren geologischen Alter auch ein höherer Gehalt an Kohlenstoff verbunden ist, während gleichzeitig der Sauerstoff abnimmt; der Wasserstoffgehalt ist wenig regelmäßig.

Die paläozoischen Kohlen sind die kohlenstoffreichsten; man kann andererseits manchmal die Beobachtung machen, daß ein und dasselbe Flöz, welches in wenig gestörten Lagerungsverhältnissen eine bituminöse Steinkohle führt, an Orten starker Störung als Anthrazit ausgebildet ist. Desgleichen beobachtet

man bei den Braunkohlen, daß die in stark gefalteten Gebirgen auftretenden sich viel mehr der Beschaffenheit der Steinkohle nähern, z. B. jene von *Oberbayern*. Man hat daher die Ansicht ausgesprochen, daß das Stadium der Verkohlung eine Funktion des geologischen Alters und der Dislokationen sei, und daß noch in den geologischen Körpern eine fortgesetzte Anreicherung an Kohlenstoff stattfindet. Demgegenüber steht die Hypothese, daß die Verkohlungsprozesse mit der diagenetischen Umbildung abgeschlossen sind, eine Anschauung, welche viel mehr Wahrscheinlichkeit für sich hat. Die in Kohlenbergwerken ständig auftretenden schlagenden Wetter werden zwar als Hauptargument für die Fortdauer des Verkohlungsprozesses angesehen, man kann sie aber viel plausibler durch die beim Gewinnen der Kohlen freiwerdenden gasförmigen, ursprünglichen Einschlüsse erklären.

Geologische Verhältnisse. Kohlen finden sich in Flözen, d. h. in sehr gleichmäßigen, randlich sich langsam auskeilenden Schichten, mit Tonschiefern, Sandsteinen und Konglomeraten wechsellagernd. Flöze von meist geringer Mächtigkeit, selten über 10 m, aber in großer Anzahl sich übereinander wiederholend und oft über Quadratmeilen hin durchaus gleichmäßig sind für Steinkohlen charakteristisch. So zählt man bei *Aachen* 45, im *Donetzbecken* sogar 225 Flöze übereinander, wobei 30 cm die untere Grenze der Abbauwürdigkeit eines Flözes sein dürfte. Sehr viel mächtiger sind gute Braunkohlenflöze; Vorkommnisse von 15 bis über 30 m sind keine Seltenheit, aber ihre Zahl ist geringer und geht in einem Gebiet kaum über 6 hinaus. Die Gleichmäßigkeit der Schichten wird, zumal in den Steinkohlengebieten, durch ausgedehnte Dislokationen und Verwerfungen gestört, und die Kohle erscheint daher oft sehr ab-sätzig (Fig. 93, S. 166).

Die Kohlen sind Anhäufungen von Pflanzenmaterial, dessen Struktur oft noch deutlich erkennbar ist. Die im Silur vorhandenen Anthrazitflöze sind vielleicht aus Seetang hervorgegangen, die vorherrschend als Steinkohlen ausgebildeten Flöze im Karbon und die selteneren im Mesozoikum verdanken vor allem mächtigen Farnen und Bärlappgewächsen ihre Entstehung; im Tertiär war die Flora der gewaltigen Braunkohlenflöze schon sehr unserer

rezenten genähert unter deutlichem Hervortreten tropischen Charakters durch mächtige Palmen usw.

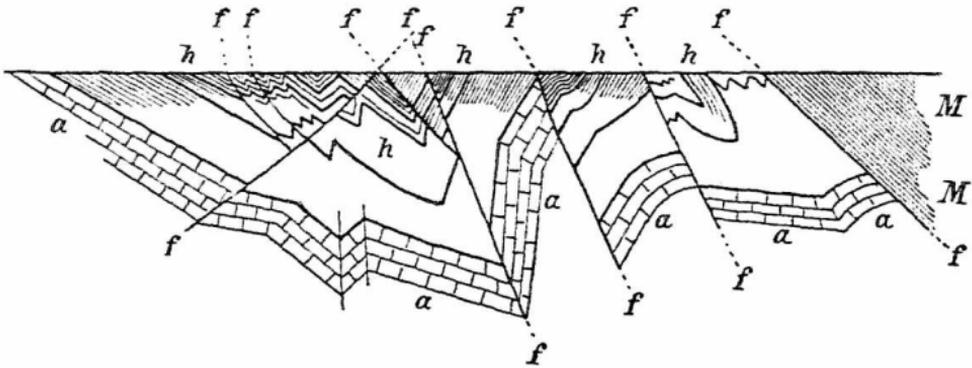


Fig. 93. Profil aus dem Kohlenbecken von Lüttich, Belgien.

M Oberdevon, *a* Kohlenkalk, *h* Flözführendes Karbon, *f* Verwerfungen.

Bemerkt mag noch werden, daß auch Kohlen im Kontakt mit Eruptivgesteinen verändert werden. An Intrusivmassen werden sie, manchmal unter guter Erhaltung ihrer Struktur, zu Graphit; aber die meisten und wichtigsten Graphitlagerstätten sind Neubildungen von Fumarolen auf Klüften von Eruptivgesteinen und deren Umgebung. Bei weniger intensiver Veränderung sind kontaktmetamorphe Kohlen anthrazitähnlich, enthalten dann aber meist gasförmige Stoffe in solcher Menge, daß sie beim Brechen besonders massenhaft schlagende Wetter entwickeln und beim Erhitzen in feinen Sand zerspritzen, Knisterkohle. An Ergußgesteinen sind sie häufig zu prismatisch abgesondertem Koks geworden.

Anhang: Torf.

Als Torf bezeichnet man rezente, bald lockere und filzähnliche, bald zusammengepreßte und dann kompakte Massen von verwesenden Pflanzenfasern, welche sich überall dort bilden, wo fortgesetzte Durchfeuchtung des Bodens dessen Vermoosung bedingt. Der lockere Torf ist meist lichter braun und läßt die einzelnen organischen Teile noch deutlich erkennen, Mulle; der zusammengepreßte und kompakte hat mehr kohlenähnliches Aussehen, Pechtorf. In chemischer Beziehung verhält er sich der Holzfaser ähnlich, ist aber im allgemeinen durch eingewehten Staub stark verunreinigt, also reich an Asche, und brennt mit stinkender Flamme unter Entwicklung von dickem, meist gelbem Rauch. Nach der Entstehungsart unterscheidet man:

1. Moostorf aus Wassermoosen bestehend, welche vor allem die Fähigkeit haben, auf ihren abgestorbenen Teilen weiterzuwuchern; 2. Wiesentorf aus Riedgräsern und Binsen; 3. Heide-

torf aus Heidekräutern; 4. Holztorf aus Holzteilen von Sumpfbäumen; 5. Meer- oder Seetorf aus Tang bestehend. Die Namen Faser- und Papiertorf, Torferde usw. beziehen sich auf die Struktur einzelner Arten.

Petroleum, Ozokerit und Asphalt.

Kohlenwasserstoffe als Naturprodukte besitzen eine ziemliche Bedeutung: gasförmige bezeichnet man als Naturgas, flüssige als Erdöl oder Petroleum, feste als Ozokerit usw. Man trifft sie im allgemeinen miteinander vergesellschaftet; abgesehen von der meist untergeordneten Entwicklung von Naturgas in den Sümpfen und der etwas bedeutenderen in den sog. Schlammvulkanen oder Salsen ist dieses in der Hauptsache an Petroleumgebiete gebunden.

Die Vorkommnisse von Petroleum zeigen verschiedene Beschaffenheit und verschiedene Zusammensetzung; während in jenen der *Vereinigten Staaten* die gesättigten Kohlenwasserstoffe der Paraffinreihe den Hauptbestandteil darstellen, sind es im Naphtha von *Baku* die ungesättigten Naphthene. Äußerst mannigfaltig ist auch das Mischungsverhältnis der verschiedenen hoch siedenden Verbindungen: in ein und demselben Gebiete aber sind im allgemeinen die der Oberfläche zunächst angetroffenen Vorkommnisse reicher an hochsiedenden Kohlenwasserstoffen, dunkler gefärbt und weniger leichtflüssig, Bergöl oder Steinöl, häufig überhaupt teerähnlich, Bergteer. Gegen die Tiefe zu folgen leichter flüssige; die Farben werden lichter, und es sind Kohlenwasserstoffe mit niederem Siedepunkt vorherrschend. In den Petroleumgebieten von *Oberburma* scheint aber ein durchaus gesetzloser Wechsel in der Beschaffenheit in den verschiedenen Horizonten vorhanden zu sein, etwa ähnlich wie bei den übereinanderlagernden Flözen der Steinkohle. Das natürliche Erdöl, Rohpetroleum oder Naphtha, ist gewöhnlich im durchfallenden Licht rötlichbraun bis tiefbraun, auch schwarz, in reflektiertem Licht grün bis gelbgrün oder violett, zeigt also lebhaftes Fluoreszenz.

Das Petroleum hat entsprechend dem in der Erdrinde vorhandenen hydrostatischen Druck die Tendenz, emporzusteigen; da es leichter ist als Wasser, tritt es zuerst in Form von Springquellen an den Tag, welche, zumal wenn noch starker Gasdruck hinzukommt, oft mit solcher Gewalt empordringen, daß die ganzen Bohrtürme nebst Inhalt weit emporgeschleudert werden. Es ist daher auch im Innern der Erde auf Klüften und Spalten häufig in Bewegung und sammelt sich besonders im Sattel der Antiklinalen (Fig. 94, S. 168). Es ist daher häufig die Schicht, in welcher man es antrifft, nicht auch gleichzeitig sein Ursprungsort. Die

Petroleumreservoirs im Erdinnern sammeln sich in solchen Schichten, welche besonders zur Aufnahme geeignet sind, d. i. in erster Linie in lockern Sanden, welche man als Petrolsande bezeichnet.

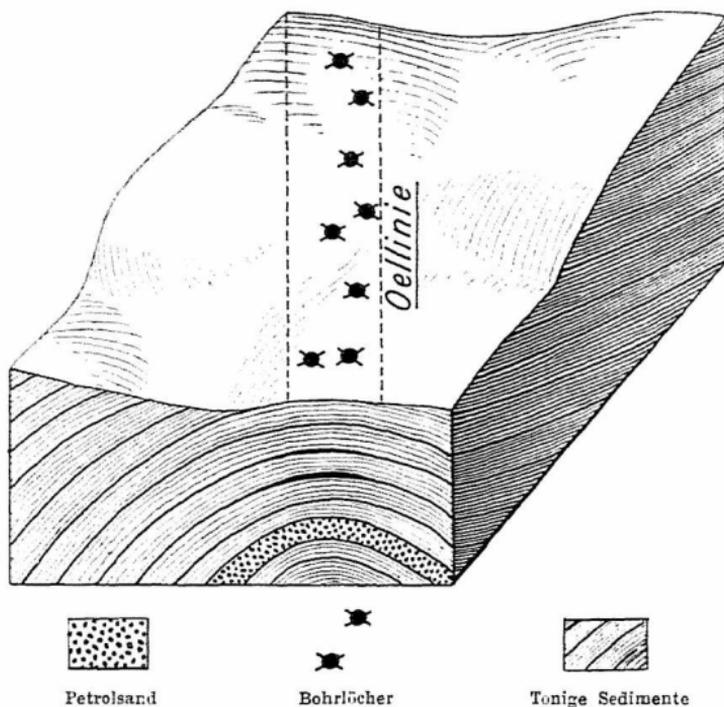


Fig. 94. Petroleumhorizont mit der an die Antiklinale gebundenen «Öllinie».

Alle Petroleumvorkommnisse gehören stark gefalteten Gebieten an und finden sich namentlich am äußeren Bogen der Faltengebirge. Diese bemerkenswerte Erscheinung sowohl als auch die Schwierigkeit, den ungeheuern Reichtum einzelner Petroleumgebiete aus organischen Ablagerungen zu erklären, hat die Frage nach der Entstehung des Petroleums kompliziert, und so kam Mendelejew zu seiner Theorie des vulkanischen Ursprungs der Petroleumlagerstätten. Demgegenüber steht wieder die ständige Begleitung von Petroleum durch Salzwasser, die viel eher auf eine Mitwirkung von Seewasser bei der Bildung des Petroleums durch Verwesung von Organismen hinzuweisen scheint. Beweise sind weder in der einen noch in der andern Richtung vorhanden. Petroleum findet sich in allen geologischen Formationen; sein Ursprung ist aber meist nicht zu ermitteln und somit lassen sich auch die genetischen Verhältnisse nicht direkt beobachten.

Die festen Kohlenwasserstoffe sind im allgemeinen gebunden an das Vorkommen von Petroleum, bald durch einfache

Polymerisierung entstanden wie der Ozokerit, welcher als Gangausfüllung von meist feinstengliger Beschaffenheit in Schiefen und bituminösen Sanden der tertiären Salztongruppe der *Karpathen* vorkommt. Mit vorherrschendem Ton gemengt trifft man ähnliche Substanzen in einigen Brandschiefen, Ölschiefen, im Pyropissit, in der sog. Schweißkohle usw., und alle diese Gesteine dienen in wechselndem Maße zur Darstellung von Mineralölen und von Paraffin.

Wo neben der Polymerisierung eine Aufnahme von Sauerstoff stattgefunden hat, geht das dunkel gefärbte, undurchsichtige Bitumen oder Erdpech hervor. Das sind Gemenge verschiedener organischer Verbindungen in verschiedenen Mengenverhältnissen. Verhältnismäßig arm an Sauerstoff ist der schwarze, glasglänzende, spröde Glanzasphalt, z. B. der Albertit aus *Albert Co.*, Neu-Braunschweig, welcher Klüfte in paläozoischen Schichten erfüllt. Ähnlich rein, aber sauerstoffreicher ist das Judenpech, das in Schollen auf dem *Toten Meer* gefunden wird. Namentlich in kavernen Kalken sind Nester von Bitumen nicht allzu selten, oder dieses durchsetzt gangförmig fossilführende, sedimentäre Schichten.

Von unreinen Vorkommnissen, welche die Technik als Asphalt bezeichnet, ist besonders berühmt der Asphaltsee *La Brea* auf der Insel Trinidad, welcher etwa zwei Kilometer im Durchmesser hat und von einem ca 35% Bitumen enthaltenden Asphalt ausgefüllt ist. Sonstige Asphaltvorkommnisse, meist im Ausgehenden von Petroleumlagerstätten, sind Imprägnationen wenig kompakter Kalke, welche 10% und darüber von dem organischen Material aufnehmen; man bezeichnet diese hauptsächlich zu Stampfasphalt verwendeten Vorkommnisse besser als Asphaltkalk. Es sind milde Gesteine, braun bis braunschwarz, oft etwas schmierig und dann namentlich stark bituminös riechend; einzelne kleine Kalkspatstückchen glänzen fast stets aus der dunkeln, erdigbrechenden Masse heraus.

Karbonatgesteine.

Kalkstein.

Äußere Beschaffenheit. Die organischen Kalksätze unserer Meere sind einesteils lockere Zusammenhäufungen von sehr lichter Farbe, welche man als Schlück bezeichnet, wie der als Tiefseebildung weitverbreitete, weiße Globigerinenschlück, oder die aus dem Detritus aller möglichen Muschelschalen bestehenden Muschelsande, andernteils kompakte Massen, wie die Korallenriffe, Spongienriffe,

Austernbänke usw. Lokal entstehen auch oolithische Kalksande, so z. B. am *Roten Meer*.

Die Kalksteine früherer geologischer Perioden haben sehr wechselnden Habitus: von den weißen, lockern und zerreiblichen Bildungen der Schreibkreide bis zu den schwarzen, kompakten Kohlenkalken Belgiens, welche zu den verbandfestesten Gesteinen gehören, finden sich alle Übergänge. Auch hier sind im allgemeinen diejenigen Gesteine die verbandfestesten, welche einen starken Druck auszuhalten hatten. Die Farbe der Kalksteine ist sehr wechselnd: matte, graue, bräunliche oder gelbliche Farben sind weit vorherrschend, seltener sind kräftige Töne, namentlich rot, gelb, grau und schwarz, während grünliche oder violette Nuancen nur ganz ausnahmsweise vorkommen. Selten sind Kalksteine völlig homogen und haben dann einen recht gleichmäßig dichten, und wenn sie rein sind, sehr vollkommen muscheligen Bruch; gewöhnlich zeigen sie ziemlich ungleichmäßige Beschaffenheit, sei es daß einzelne größere Kristallspaltflächen, am häufigsten Krinoideenreste, aus der dichten Masse hervorglitzern, sei es daß Muscheln und andere Kalkskelette sich deutlich abheben und oft recht vollkommen sich herauslösen, sei es endlich daß jüngere, von kristallinischem Kalkspat erfüllte Klüfte die Gesteine durchsetzen.

Unter diesen sind besonders schwierig zu erklären die eckigzackigen Drucksuturen, deren Querschnitt Fig. 95 gibt; solche zeigen nur recht verbandfeste Kalke, die also stark gepreßt wurden. Auf ihren eckig ineinander verzahnten Flächen findet sich im allgemeinen ein erdig-toniger Belag, der äußerst unebene und höckerige Oberfläche hat und oft, aber durchaus nicht immer, im Charakter der Färbung mit jener des Gesteins übereinstimmt, dann aber im allgemeinen dunkler ist. Er ist am häufigsten schwarz in grauen oder schwarzen, rot oder braun in rötlichen, gelben oder braunen Kalken, kann aber ganz von der Färbung des Kalkes abweichend sein. Fossilreste, Adern usw. erscheinen an der Grenze dieser Drucksuturen nach denselben zackigen Linien wie abgeschnitten oder, wenn es sich um ein größeres Individuum handelt,

stark reduziert, so daß man den Eindruck bekommt, als wäre an der Suture eine Lösung von nicht zu geringer Bedeutung vor sich gegangen. Die Suturen gehen manchmal in Absonderungen über, die man als *Stylolithe* bezeichnet hat, geriefte, prismatische Gebilde, deren Längsachse quer zu der Suture steht. Einzelne dünne Kalkmergelschichten des schwäbischen Lias bestehen ganz aus analogen, aber spitzkonischen Gebilden, Nagelkalk.

Die mannigfache Färbung und Farbenzeichnung der Kalksteine ermöglicht ihre Verwendung als Dekorationssteine; man bezeichnet in der Technik alle dichten Kalksteine, die sich zu solchen Zwecken eignen, als Marmor oder besser als Farbmarmor, im Gegensatz zu dem eigentlichen Marmor,

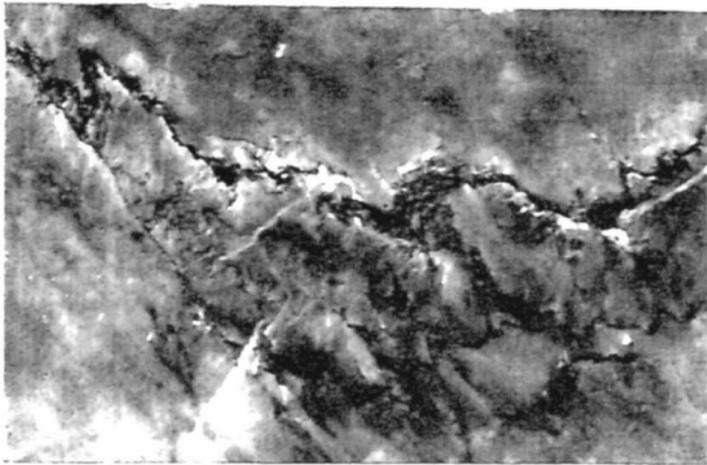


Fig. 95. Marmor (giallo) von Siena. Drucksuturen von blitzartiger Form.

welcher körniger Kalk ist. Ein Gestein, welches zum Schleifen verwendbar sein soll, muß einen hohen Grad von Politurfähigkeit besitzen; diese Eigenschaft trifft man fast nur bei den Kalken in stark dislozierten Gebieten, und damit stellt sich auch die inhomogene Beschaffenheit in Form der Drucksuturen ein.

In zahlreichen Kalksteinen sind Skeletteile von Organismen als hauptsächliche Gemengteile noch deutlich erkennbar; selten sind darunter *phytogene*, häufig *zoogene* Ablagerungen. In stark dislozierten Gebieten ist die organische Struktur der Kalksteine meist ganz verwischt, und fast fossilfreie Kalke, Hochgebirgskalk, sind an Stelle des ursprünglich organischen Sediments getreten. Im allgemeinen ist der Erhaltungszustand der Skeletteile der Organismen mit von dem Maße der Dislokation abhängig. Besonders erhaltungsfähig, selbst gegenüber den intensiv wirkenden Agentien der Kontaktmetamorphose, erweisen sich die Echinodermen; Krinoideenkalke z. B. sind gewöhnlich gut

kenntlich durch die lebhaft glänzenden Spaltflächen der großen Kalkspatkristalloide, aus denen sie bestehen. Seltener schon ist die Erhaltung der Struktur von Korallen, Bryozoen, Lithothamnien usw., deren innere Beschaffenheit nur unter günstigen Verhältnissen nicht verwischt wird, während die Umrisse ihrer Form noch häufiger erhalten sind.

Die ausgedehnten, flözähnlichen Ablagerungen, welche vorherrschend aus Resten von Foraminiferen bestehen, sind als solche, abgesehen von den Fusulinen- und Numulitenkalken, auch bei bestem Erhaltungszustand nur mikroskopisch zu erkennen, so z. B. in der Schreibkreide. Korallen-, Bryozoen- und Spongitenkalke sind meist viel mehr an ihrer durchgreifenden Lagerungsform als Riffkalke nachweisbar als in ihrer eigentlich organischen Struktur, und die Muschel-, Stringocephalen-, Clymenienkalke usw. bestanden nie aus vorherrschendem Material dieser Organismen, deren Formen nur zufällig bei der Fossilisierung des Kalksteins erhalten blieben.

Eine fernere in gewissen Formationen sehr wichtige Reihe von Gesteinen bilden die Oolithe, deren einzelne, meist hirsekorngroßen Kügelchen bald herrschend bald mehr untergeordnet an der Zusammensetzung des Gesteins teilnehmen und einen eigentümlich kleinhöckerigen Bruch desselben bewirken; sie sind oft reich an Fossilresten. Ist das Bindemittel tonig, dann treten die Kügelchen im Bruch noch deutlicher hervor, Rogenstein. Der feinporöse Schaumkalk ist durch die Auslaugung der Kügelchen aus Oolith entstanden.

Kavernöse Beschaffenheit ist bei Kalken bemerkenswert seltener als beim Dolomit; sie findet sich, abgesehen von den Kalktuffen, Indusienkalken usw., z. B. in dem triassischen Zellenkalk und ist wohl durch Auslaugung entstanden. Da Kalksteine von den Atmosphäriken leicht gelöst werden, verfallen sie einer ausgedehnten Zerstörung, wie sie z. B. die oft tief eingesenkten Löcher der geologischen Orgeln zeigen. In dieselbe Reihe von Erscheinungen gehören die Karrenfelder, die als atmosphärische Korrosionsformen auf Kalksteinen zu deuten sind (Fig. 18, S. 32). Ob die trichterförmigen Vertiefungen, die Dolinen des *Karsts*, oder die Höhlen der verschiedenen Kalkgebirge analoger Entstehung sind, ist zweifelhaft, da sie ausschließlich in Riffkalken auftreten, deren Aufbau an sich schon in lebendem Zustand außerordentlich gewaltige Lücken aufweist, die bei den rezenten Arten noch dazu mit Laterit, analog der terra rosa der Kalkhöhlen, bedeckt zu sein pflegen.

Die im Kalkgebirge zirkulierenden Lösungen haben viel weniger die Tendenz, Hohlräume auszuweiten, als solche zu schließen, und die weitverbreiteten Adern in Kalksteinen, welche aus sekun-

därem Kalkspat in meist deutlich kristallinischer Form bestehen, beweisen diese Art der Tätigkeit der vadosen Gewässer. Solche kristallinische Kalkspataggregate nehmen oft bedeutende Ausdehnung an, so daß sie oft an Masse die zertrümmerten Reste des dichten, sedimentären Kalks übertreffen und ein brekzienartiges Aussehen desselben bedingen. In zahlreichen Kalken findet sich eine Beimengung von Glaukonit, der häufig mikroskopisch als Steinkern von Foraminiferen erkannt wird und bei größerer Menge dem Gestein eine grünlichschwarze Farbe verleiht.

Mineralische Zusammensetzung. Der Hauptbestandteil der Kalksteine ist der Kalkspat; wo Kalksteine auch nur einigermaßen kristallinische Struktur aufweisen, sieht man dessen vollkommene Spaltbarkeit, die neben der geringen Härte das Mineral charakterisiert. Aber auch, wenn die Gesteine völlig dicht werden, sind sie durch das Aufbrausen mit Salzsäure völlig eindeutig bestimmbar. Nur mag daran erinnert werden, daß auch andere als eigentliche Kalksteine unter Umständen lebhaft aufbrausen, wenn sie, wie z. B. stark zersetzte Eruptivgesteine, durch und durch mit gleichmäßig verteiltem Kalkspat imprägniert sind.

Weitaus die meisten sedimentären Kalksteine haben eine so dichte Struktur, daß makroskopisch ihre genauere Zusammensetzung nicht festzustellen ist, dichte Kalksteine, und nur die von gröber kristallinischem Kalkspat ausgekleideten Adern zeigen die Eigenschaften dieses Minerals schon dem bloßen Auge. Die bei großer Reinheit vollkommen muschelig brechenden Gesteine sind zum Teil unregelmäßig struiert wie die meisten Grobkalke und besonders die Riffkalke, zum Teil zeigen sie mehr ebenflächige Absonderung, die namentlich in den Plattenkalken hervortritt, zu welchen die Solenhofener Schiefer gehören; diese vermitteln den Übergang in die Kalkschiefer. Die an sich ebene Schichtfläche solcher Gesteine wird durch Faltung und Fältelung oft in intensivster Weise verändert; es gibt aber auch Kalke, welche die Unebenheit der Schichtfläche als primäre Eigenschaft tragen, wie die sog. Wellenkalke mit der typischen Erscheinung der Ripple Marks.

Graue, blaugraue oder schwarze Kalksteine enthalten kohlige Substanz, z. B. der Kohlenkalk oder Bergkalk, mehr bräunlich sind die bituminösen Kalke. In andern Fällen ist die organische Substanz an einem höchst unangenehmen Geruch kenntlich, der sich beim Anschlagen entwickelt, vermutlich nach Skatol, nicht, wie gewöhnlich angenommen, nach Schwefelwasserstoff, Stinkkalk. Die Färbung ist dabei sehr wechselnd, bald lichtgelblich oder graulich bald auch schwarz. Überhaupt enthalten auch lichte Kalke öfters organische Substanz in nicht zu geringer

Menge, so die fast weißen Malmkalke der *Schwäbischen Alb*, welche beim Erhitzen schwarz werden.

Glaukonitische Kalke zeigen die dem Schießpulver ähnlichen Glaukonitkörner, eisenschüssige Kalke führen Eisenhydroxyde und sind ebenso wie die von Laterit gefärbten braungelb bis rotbraun. Sandkalke, zu denen der größte Teil der Grobkalke gehört, enthalten meist schon makroskopisch erkennbaren Quarzsand; sie vermitteln den Übergang zum Sandstein wie die Kalkmergel jenen zum Tonschiefer. In den Kieselkalcken ist die Kieselsäure mehr gleichmäßig verteilt, teils noch in organischer Form teils als allgemeine Imprägnation.

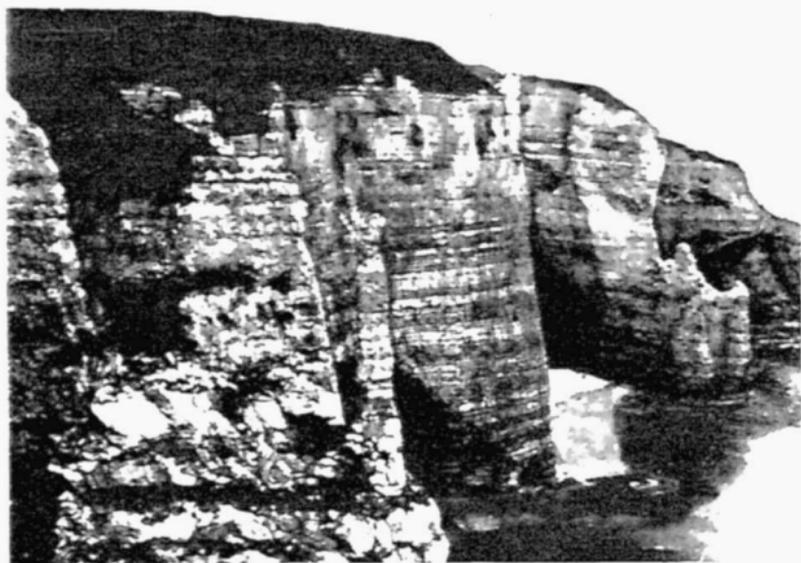


Fig. 96. Kreide-Steilwände, durch Feuersteinknollen gebändert.
Étrétat bei Le Havre.

Häufiger konzentrieren sich solche Beimengungen zu Knollen von Feuerstein oder Hornstein, welche sich oft in charakteristischen Niveaus in aushaltenden Lagen einstellen, die schließlich zu eigentlichen Schichten werden (Fig. 96). Durch die dolomitischen Kalke entwickeln sich ferner die Übergänge zum Dolomit. Auch eine Scheidung von tonigem und kalkigem Material findet sich öfter, wobei kleine, häufig einen Fossilrest enthaltende Nieren von dichtem Kalk von verschiedenen gefärbten, tonigen Lagen umflasert werden, Flaser- oder Nierenkalk; ähnliche Bildungen können auch durch Zerquetschung kalkiger Schichten entstehen. Durch Auslaugung des Kalkes werden solche Gesteine schwammartig, Kramenzelkalk. Das spezifische Ge-

wicht ist ca 2,7 bei den kompaktesten, reinen Kalksteinen; meist ist es niedriger.

Konkretionen sind weit verbreitet; außer den schon oben erwähnten namentlich solche von Phosphorit, von Zölestin, Schwerspat, Anhydrit und Gips, von Schwefelkies und Markasit usw.

Geologische Verhältnisse. In Bezug auf die Art des Vorkommens muß man hauptsächlich zwei Gruppen unterscheiden: die einen in der echt sedimentären Form konkordanter Schichten auftretend, die andern als ursprüngliche Riffe gebildet, oft in geradezu stockförmiger Lagerung. Beide finden sich in den verschiedensten geologischen Perioden, wenn auch in verschiedenem Maße vor, speziell scheinen vordevonische Riffkalke selten zu sein. Zahlreiche Namen bezeichnen die geologische Bedeutung einzelner Kalkablagerungen, welche aber petrographisch von geringem Werte sind, da eben auch hier der petrographische Habitus der Gesteine ein sekundärer, durch spätere Prozesse erworbener ist, durch Prozesse, welche keineswegs an bestimmte geologische Perioden gebunden sind. Das ursprüngliche Kalksediment der verschiedensten Perioden dürfte sehr ähnliche Beschaffenheit gehabt haben, und das, was man heute etwa als paläozoischen Habitus eines Kalkes bezeichnet, ist eine Modifikation, welche mit dem Alter als solchem nichts zu tun hat.

Dolomit.

Dolomit heißt das Karbonat $CaMg(CO_3)_2$; weit- aus die meisten als Dolomit bezeichneten Gesteine enthalten mehr kohlen-sauren Kalk, als obiger Formel entspricht; solche, welche mehr kohlen-saure Magnesia enthalten, sind ganz ausnahmsweise Vorkommnisse, die nirgends als normale Formationsglieder auftreten. Schon diese Erscheinung spricht dafür, daß die dolomitischen Kalke mechanische Gemenge von Dolomit und Kalkspat sind.

In gewissen Steinsalzlagerstätten kommen recht grobkörnige Dolomite als primäre Bildungen vor; aber auch die gewöhnlichen, sog. dichten Dolomite sind in den meisten Fällen deutlicher kristallinisch als die entsprechenden Kalksteine, mit welchen sie durch alle Übergänge der Zusammensetzung wie der Struktur verbunden sind. Sie haben häufig recht kristallinischen Bruch, in welchem die Spaltflächen der einzelnen Körner hervorglänzen; die Unterscheidung vom Kalkstein gibt in allen Fällen die Salzsäurereaktion.

Man unterscheidet die meist graulichen oder gelben, oft deutlich kristallinischen, sog. dichten Dolomite, manchmal in ausgesprochen plattiger Ausbildung, Plattendolomit, von den häufigeren kavernösen Dolomiten, den Rauhacken. Die unregelmäßigen Hohlräume dieser sind mit Kristallen ausgekleidet oder auch von einem graulichen Sand von Dolomitrhomboedern, der Dolomitasche, erfüllt. Die Fossilreste sind im Dolomit gewöhnlich nur in Form von Steinkernen vorhanden, wobei die Schalen von grobkörnigem Dolomit ersetzt oder an ihre Stelle Hohlräume getreten sind. Außerdem durchziehen körnige Aggregate von Kalkspat in Schnüren und Adern die Gesteine und treten meist schon makroskopisch durch ihre lichtere Färbung deutlich hervor. Oolithische Dolomite sind im allgemeinen sehr unvollkommen ausgebildet.

Nach den Beimengungen unterscheidet man tonige, sandige, mergelige, eisenschüssige und bituminöse Dolomite; auch eigentliche Stinkdolomite sind bekannt. Doch sind im allgemeinen die Beimengungen in normalen Dolomiten weniger verbreitet als im Kalkstein, wie auch kräftigere Farben sehr selten sind; das Gestein ist meist lichtgrau, bräunlich bis gelblich gefärbt.

Der Dolomit ist gegenüber den Atmosphäriken um vieles widerstandsfähiger als der Kalkstein, und man sieht ihn daher auch in unsern Mittelgebirgen in grotesken Felsszenarien hervorragen; im Hochgebirge gehören überhaupt die formenreichsten und

wildesten Teile des Gebirges den Dolomiten an. Es ist allerdings durchaus nicht alles, was hier unter dem Begriff der Dolomite zusammengefaßt wird, eigentlicher Normaldolomit, vielmehr herrschen Gesteine vor, welche um vieles kalkreicher sind.

Die Verwitterungsoberfläche der Dolomite ist im allgemeinen rau und uneben, aber diese lücherige Beschaffenheit ist ein Ergebnis der Dolomitisierung selbst und hat ihre Analogie in der Ausbildung des Galmei und anderer im Kalkstein auftretender, metasomatischer Produkte. Ein ständiger Gehalt an Eisen und Mangan bringt häufig eine kräftige Färbung der verwitternden Oberfläche mit sich.

Unter der Einwirkung der gebirgsbildenden Prozesse verhält sich der Dolomit viel weniger plastisch als der Kalkstein; er wird im stark gefalteten Gebirge zu einer endogenen Brekzie, welche aus kleinen, eckigen Ge-



Fig. 97. Dolomit. Endogene, durch Kalkspat verkittete Brekzie. Ortler.

steinsstückchen zusammengesetzt erscheint, die durch ein mannigfaches Adersystem von meist lichterem Kalkspat verkittet sind (Fig. 97).

Dolomite kennt man aus allen geologischen Formationen, doch ist ihre Entwicklung in den älteren und mittleren Perioden größer als in den jüngeren. In zahlreichen Fällen ist die Verbindung von Dolomit mit Steinsalz und Gips nachweisbar, da eben im konzentrierten Meerwasser die Verhältnisse für die Dolomitisierung besonders günstig liegen. Dolomite sind einesteils unzweifelhafte Pseudomorphosen nach ursprünglich magnesiaarmen Kalksteinen, namentlich nach Korallenriffen, deren großlöcherige Beschaffenheit auch im Dolomit oft erhalten ist. Hier ist die Zufuhr der Magnesia im Stadium der Diagenese anzunehmen. Aber man trifft Dolomit andernteils in schichtigen Einlagerungen von oft recht geringer Mächtigkeit mit normalem Kalk wechsellagernd.

Sonstige Karbonatgesteine.

Anhangsweise müssen die Eisenooolithe oder Minetten besprochen werden, obwohl diese nicht aus Karbonat, sondern aus Brauneisen, seltener auch aus Roteisen zusammengesetzt sind. Abgesehen von der Farbe, haben sie den äußeren Habitus der Oolithe und bestehen aus rundlichen Körnern von Brauneisenstein in einem mehr tonigen oder eisenschüssigen Bindemittel. Sie treten in aushaltenden Lagern, namentlich im *Dogger* von *Lothringen*, *Luxemburg* usw. auf und werden bald als metamorphosierte Kalkoolithe bald als ursprüngliche Sedimente angesehen. Der Übergang der Oolithkörner in dunkelgrüne bis schwarze Eisenoxydsilikate ist für einzelne Vorkommnisse recht bezeichnend: hierher gehören die *Thuringitoolithe Thüringens* und die *Chamositoolithe in Böhmen*, beide dem Silur angehörig. Dagegen können die *Bohnerz* genannten, oft recht konglomeratähnlichen Gebilde nicht mehr als Gesteine bezeichnet werden; diese letzteren bilden Spaltenausfüllungen meist im Jura.

Es schließen sich an: die Vorkommnisse von Magnesit, obwohl auch diese nicht den Charakter eigentlicher Gesteine haben. Magnesit findet sich in größeren Massen unter zweierlei Formen, einesteils in Nestern, Gängen und Adern von steingutähnlicher, dichter Beschaffenheit, rein weißer Farbe und vollkommen muscheligem Bruch in Serpentin, andernteils in meist recht grobkörnigen, mehr schmutziggrauen bis gelblichen Aggregaten mit einem Gehalt an Eisen- wie an Kalkkarbonat in eigentlichen Stöcken innerhalb von Kalksteinen und in diese allmählich übergehend. Man trifft solche nur in der Nähe granitischer Stücke, und ihre Bildung ist zurückzuführen auf die Einwirkung postvulkanischer Prozesse, speziell heißer, magnesiahaltiger Quellen auf den Kalkstein, dessen tonige Zwischenlagen dann öfters zu Talkschiefer geworden sind. Oder aber der wenig veränderte, dunkelgraue Tonschiefer ist mit flachen, größeren, weißen Rhombcedern von Magnesit durchsetzt, *Pinolit*. Unter ähnlichen Verhältnissen trifft man auch stockförmige Massen von körnigem Eisenspat.

Kontaktmetamorphose der Karbonatgesteine. Wie alle übrigen Gesteine zeigen auch die Karbonatgesteine als normale Umwandlungsform am Kontakt mit Erup-tivgesteinen eine einfache Umkristallisation ohne weitergehende Änderung der chemischen Beschaffenheit. Reine Kalksteine müssen daher unter dem Einfluß der Kontaktmetamorphose zu reinem, körnigem Kalk oder Marmor im eigentlichen

Sinn werden, der um so gröber kristallinisch ist, je näher das betreffende Vorkommnis am Eruptivkontakt auftritt. Wenn zahlreiche Geologen im Gegensatz hierzu den reinen Marmor schlechtweg als Urkalk oder regionalmetamorphe Bildung ansehen und nur dann an Kontaktmetamorphose denken, wenn die lokal in größerer Menge auftretenden «Kontaktmineralien» in ihm vorhanden sind, so setzen sie damit für den Kalkstein ein anderes Verhalten voraus als für alle übrigen Gesteine, in welchen die Kontaktmetamorphose als einfache, molekulare Umlagerung allgemein anerkannt ist. In den durchschnittlich wenig oder gar nicht geschichteten, körnigen Kalken erscheinen außerdem die Abzweigungen des eruptiven Magmas nicht in schichtenähnlichen Injektionslagen, sondern meist als ausgesprochene Gänge, wobei die großkristallinischen und meist sehr turmalinreichen Pegmatite besonders verbreitet und zugleich auch die besten Anzeichen für die Nachbarschaft des vulkanischen Gesteins sind.

Die dem Kontakt zunächst liegenden Marmore pflegen sehr großkörnig zu sein und sind oft bläulich, rötlich oder gelb. Diese wenig beständigen Farben sind aber stets auf die nächste Kontaktzone beschränkt; in weiterer Entfernung kennt man fast ausschließlich weiße bis graublauere Gesteine, erstere meist gröber körnig, letztere direkt daneben feinkörnig. Die deutliche kristallinische Entwicklung von Kontaktkalken läßt sich, wenn auch in recht feinkörniger Ausbildung, noch in Zonen verfolgen, in welchen z. B. die Tonschiefer äußerlich keine Umwandlung mehr erkennen lassen.

Die Marmore haben zum Teil eine sehr durchscheinende Beschaffenheit und zeigen dann unter dem Mikroskop eine intensive Verzahnung der Kalkspatkörner, bald sind sie ganz undurchsichtig und haben ausgesprochene Pflasterstruktur. Bei den körnigen Dolomiten oder Dolomitmarmoren ist letztere Struktur häufiger, und sie zeigen daher auch bei der Verwitterung fast stets einen feinsandigen Zerfall zu Dolomitasche. Sie nehmen auch nur ganz ausnahmsweise gröber körnige Struktur an und sind normalerweise in denselben Zonen feiner körnig und reiner weiß als mit ihnen zusammen auftretender Kalk.

In den körnigen Karbonatgesteinen hat sich nur selten auf Kosten der organischen Substanz deutlich als solcher erkennbarer Graphit gebildet, zum Teil in kleinen Knoten von feinkristallinischer Beschaffenheit, zum Teil auch in einzelnen wohl ausgebildeten Kristallen. Viel häufiger bildet dasselbe Mineral in staubförmig feiner Verteilung das Pigment grauer Marmore oder er tritt namentlich in verschwommen aderförmigen, dunkleren Anreicherungen aus der weißlichen Masse hervor, eine Beschaffenheit, welche man als marmoriert bezeichnet und deren Ursache nicht bekannt ist. Endlich aber erscheinen gewisse organische Beimengungen der Kalksteine sehr widerstandsfähig gegen die Einwirkung der Kontaktmetamorphose, und besonders die übelriechenden Bestandteile der Stinkkalke bleiben oft völlig erhalten, Stinkmarmor.

Auch von der ursprünglichen Struktur der Kalksteine trifft man öfter einzelne Reste, am seltensten vielleicht von den im normalen Gestein häufigen Kalkspatadern. Verbreiteter erkennt man noch die Form der Drucksuturen, die besonders von dunklem, schuppigem Eisenglanz erfüllt, deutlich hervortreten, und auch Fossilreste sind nicht allzu selten, so einzelne Korallen und besonders die grobkristallinen Skeletteile der Echinodermen, welche selbst in sehr intensiv umgewandelten Bildungen alle Details ihrer Struktur erhalten haben können.

Wo unreine Kalke der Kontaktmetamorphose anheimgefallen sind, haben sich auf Kosten der Unreinheiten Kontaktmineralien gebildet, welche in ihrem Charakter wieder deutlich die beiden Endglieder der normalen und der Piezokontaktmetamorphose erkennen lassen. Bei der ersteren, also unter weniger hohem Druck, ist die Kohlensäure der Karbonate ziemlich labil, und sie wird leicht, namentlich durch Kieselsäure, verdrängt; bei der letzteren erweist sich das Karbonat als sehr widerstandsfähig. Es entstehen somit zwei recht verschiedenartig aussehende Gesteinstypen.

Normale Kontaktmetamorphose bringt körnige Kalke mit einzelnen, häufig recht großen Einsprenglingen fremder Mineralien hervor, die Kalziphyre. Solche Kontaktmineralien sind, wo nur Magnesiakarbonat als Verunreinigung vorhanden war: der

Periklas; wenn außerdem Tonerde: die Spinelle; bei Gegenwart von Kieselsäure: die ganze Reihe der Kalkmagnesia- und Kalktonerde-, Magnesia- und Kalksilikate, so die Amphibole und Pyroxene, Kalkgranat, Vesuvian, Gehlenit, Anorthit, Forsterit, Montizellit, Wollastonit usw., welche oft in größeren Individuen oder in grobkörnigen Aggregaten in solchen Gesteinen auftreten, ja den Kalkspat vollständig verdrängen können. Sekundäre Umwandlung von Forsterit in Serpentin bedingt die Bildung der Ophikalzite, zu welchen das früher für organische Bildung gehaltene Eozoon gehört. Wo Glimmer aufritt, ist es der Phlogopit, der sich in größeren, öfter prismatischen Kristallen findet, seltener ist Biotit. Ganz untergeordnet trifft man auch dem bloßen Auge erkennbaren Albit.



Fig. 98. Wände von Kalkglimmerschiefer. Bretterwände bei Virgen am Großvenediger.

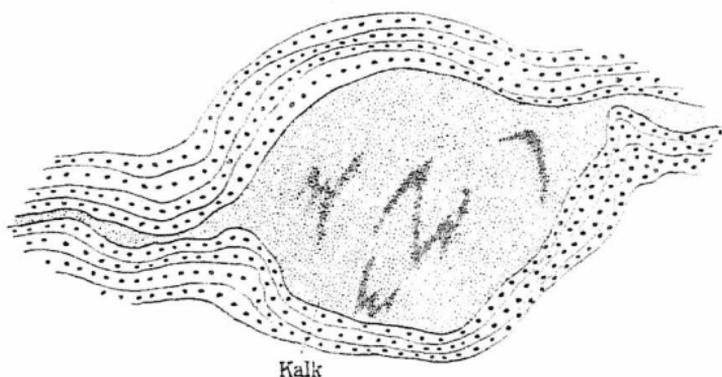
Manchmal treten als Träger der vulkanischen Agentien Turmalin, Skapolith oder Apatit schon makroskopisch hervor.

Ganz abweichend ist die Beschaffenheit der piezokontakt-metamorphen Kalke. Wo sie rein sind, gehen sie zwar auch in reinen Marmor über; aber die Verunreinigungen verhalten sich sehr abweichend, da unter hohem Druck die Kohlensäure der Karbonate nicht ausgetrieben wird. An Stelle der Spinelle kristallisiert hier der Korund, und statt der mannigfaltigen Silikate erscheinen Karbonat und Quarz nebeneinander, meist gemischt mit Glimmermineralien und untergeordneten Bildungen von Epidot, Hornblende usw. Die Glimmer lagern sich dabei auf den Schichtflächen an und bedingen die schiefrige Beschaffenheit der Kalkglimmerschiefer, welche besonders

in den steilgestellten Vorkommnissen der *Zentralalpen* zu schroffen Bergformen führen (Fig. 98, S. 181). Im Handstück sehen diese Gesteine bei ihrer Mischung von Quarz und Glimmer mit dem gut spaltbaren Karbonat oft völlig gneisähnlich aus; es unterscheidet sie die geringere Härte und die Reaktion mit Salzsäure.

Turmalin ist wie in allen Kontaktgesteinen wenigstens mikroskopisch stets vorhanden, und ebenso trifft man Titanit und die Erze: Eisenkies, Magnetkies, Kupferkies, Zinkblende, Bleiglanz usw., welche durch Fumarolenprozesse zugeführt sind. In dieselbe Gruppe gehören auch die in körnigen Kalken auftretenden, oft recht massigen Ablagerungen von Metalloxyden, namentlich von Magneteisen, das dann gewöhnlich durch eine Hülle kompakter oder grobkörniger, meist eisenreicher Silikate von dem Kalk getrennt ist. Diese als Skarn bezeichneten Bildungen, deren hauptsächlichste Bestandteile erst zugeführt sind, haben manche Ähnlichkeit mit Kalksilikatfelsen, die aus der einfachen Umkristallisation von Kalkmergeln entstanden sind; nur unterscheiden sie sich durch einen gewöhnlich viel höheren Gehalt an Eisenoxyden. Ähnliche Aggregate trifft man auch als meist wenige Zentimeter breite Zwischenbildungen am Kontakt von Kalk mit Intrusivgesteinen oder in unregelmäßigen Putzen und Schlieren in ersterem, Eisknöpfe. Sie sind für manche Geologen das einzig Ausschlaggebende für die Annahme einer Kontaktmetamorphose, obwohl sie ganz zweifellos nicht eine normale, sondern eine komplizierte Form derselben darstellen.

Die Form der Einlagerungen von körnigem Kalk ist bei den schiefrigen Kalkglimmerschiefern jene aushaltender, normaler Schichten; bei den mehr massigen Marmoren sind es zwischen den Schiefren zusammengestauchte und zu gewaltigen Linsen gewordene Massen, in denen die ursprüngliche Schichtstruktur sehr undeutlich geworden ist (Fig. 99). Solche Massen haben aber häufig eine in nichts gestörte, innere Struktur, welche beweist, daß ihre intensive Zusammenfaltung der kristallinischen Entwicklung vorausging. Sie können also nicht als dynamometamorphe Kalke bezeichnet werden, da eben die Zusammenpressung und die Umwandlung zwei ganz verschiedene Momente in ihrer Entwicklung sind. Wo in der Struktur der Marmore die Einwirkung der Gebirgsfaltung nachweisbar ist, nehmen sie vielmehr



Kalk

Fig. 99. Kalklinse mit *Eozoon bavaricum* am Steinhag bei Oberzell, unweit Passau.

äußerlich eine dichte, oft geradezu wachsähnliche Beschaffenheit an, wobei manchmal einzelne größere Kalkspatpaltungsstücke in der dichten Masse noch zu bemerken sind. Die Dynamometamorphose führt auch bei den Karbonatgesteinen nicht zur Entwicklung kristallinischer Strukturen, sondern zur Zerkümmung.

Organogene Kieselgesteine.

Vorherrschend aus Kieselsäure bestehende Gesteine können recht verschiedenartiger Bildung sein. Die Kieselsandsteine und die daran sich anschließenden Quarzite sind mehr oder minder veränderte, mechanische Sedimente. Der Kieselsinter dagegen ist ein typischer, chemischer Absatz, ebenso wie der häufig auch als Quarzit bezeichnete Gangquarz. In andern Gesteinen ist die Kieselsäure, wenigstens zu einem bedeutenden Teil, sekundär zugeführt, wie in den schwarzen Kieselschiefern oder Lyditen, in zahlreichen Wetzschiefen usw., welche oft am Kontakt mit Eruptivgesteinen verkieselte Tonschiefer oder Kalksteine sind. Diesen stehen die organogenen Kieselgesteine gegenüber, die allerdings entsprechend dem geringen Kieselsäuregehalt der Verwitterungslösung gegenüber den Karbonatgesteinen sehr in den Hintergrund tritt. Die Kieselsäure abscheidenden Organismen sind vorherrschend die Diatomeen, seltener sind die Radiolarien und Kieselschwämme, von denen die beiden ersten sowohl im Süßwasser als im Meerwasser leben, während die letzteren auf dieses beschränkt sind. Eine besondere Rolle wird dabei den Radiolarienhornsteinen als typischen Tiefseebildungen zugeschrieben, ohne daß, wie es

scheint, in jedem Einzelfall die Herkunft solcher Hornsteine aus Radiolarien auch nur einigermaßen sichergestellt wäre.

Vorherrschend aus Diatomeen besteht meist die weiße bis gelbliche, erdige Kieselgur, Infusorienerde oder Bergmehl, deren schiefrig ausgebildete, sehr poröse Abarten als Polierschiefer, auch als Saug- oder Klebschiefer bezeichnet werden. In diesen Gesteinen hat die Kieselsäure die ursprüngliche amorphe Beschaffenheit bewahrt, in der sie von den Organismen ausgeschieden wurde. Da aber diese amorphe Kieselsäure leicht löslich und wenig beständig ist, erscheint sie in den meisten Fällen umkristallisiert, wobei die organische Form häufig ganz zerstört wird. Man bezeichnet die halb umkristallisierten und dabei verhärteten Abarten als Tripel. Völlig umkristallisiert, oft von löcheriger Beschaffenheit, mit verkieselten Süßwasserkonchilien, sind die in unregelmäßigen und ungeschichteten Massen auftretenden Süßwasserquarzite oder Limnoquarzite, welche bei besonderer Verbandfestigkeit als Mühlensteinquarzite Verwendung finden. Man unterscheidet sie nur schwer von dem ähnlich aussehenden Kieselsinter. Aber nicht nur diese Formen, sondern zum Teil auch ganz erdige Kieselablagerungen, wie z. B. das Neuburger Weiß, gehören wahrscheinlich zu den rein chemischen Sedimenten. Andere dieser Gesteine sind zu weißen, chaledonartig dichten, muschlig brechenden Gesteinen geworden, die man Nowakulite nennt.

Die leichte Löslichkeit der organogenen Kieselsäure bringt es mit sich, daß sie in den Gesteinen wandert, wodurch eine geringe Beimengung von Kieselorganismen in einem Sediment zur Bildung von Konkretionen führt, welche sich gerne schichtenweise anordnen, selten aber zusammenhängende Schichten, sondern mehr Knollen bilden, so speziell Hornstein und Feuerstein. Diese sind meist braun bis rauchgrau und in verschiedenem Maße durchscheinend. Ihre große Härte und der muschlig-splitttrige Bruch sind bezeichnend. Man kennt derartige Knollenhorizonte (Fig. 96, S. 174) in den Kalksteinen der verschiedensten geologischen Formationen: im Karbon, im Jura, in der Kreide usw.

Besonders häufig ist die wandernde Kieselsäure auch an Stelle von Hölzern getreten, in welchen die Jahresringe, ja selbst die feinsten, mikroskopischen Strukturformen erhalten blieben, und die oft durch prächtige Farbenzeichnung hervorragend sind, wie in den verkieselten Wäldern von *Arizona*. Schließlich sind auch ganze Schichten mehr oder minder vollständig verkieselt.

Was das geologische Auftreten der organogenen Kieselgesteine betrifft, so findet man sie meist als recht untergeordnete Massen in allen geologischen Formationen, wobei wiederholt zu

bemerken ist, daß eine Unterscheidung der hierher gehörigen Bildungen von den sonstigen vorherrschend aus Kieselsäure bestehenden Gesteinen in den völlig umkristallisierten Vorkommnissen recht mißlich wird und somit namentlich in den älteren Ablagerungen die Frage nach der Genesis meistens offen bleiben muß.

Gegenüber der lockern Beschaffenheit der jüngeren Kieselgesteine steht die ungemein große Verbandfestigkeit der älteren Bildungen, welche häufig stark zertrümmert und durch Adern von dichtem Quarz wieder verkittet sind. Daß unter diesen Vorkommnissen solche weit verbreitet sind, welche Pseudomorphosen nach Kalkstein darstellen, beweist das Auftreten von Kieseloolithen, von verkieselten Kalkschalen usw.

Phosphorit.

Phosphorite sind ganz lokalisierte Vorkommnisse; wo sie in größerer Ausdehnung auftreten, haben sie aber große technische Wichtigkeit. Außer einzelnen, echt gangförmigen Vorkommnissen sind es Sedimente, so der Guano und die unterhalb von Guanolagern in Phosphorit umgewandelten Kalke, oder die Zusammenschwemmungen von Wirbeltierknochen, welche in technisch nutzbaren Ablagerungen auftreten. In andern Fällen bildet das Gestein ähnlich den Kieselgesteinen Konkretionen, meist von dunkler Farbe und oft mit deutlich radialer Struktur, die sich in gewissen Horizonten häufen. Wieder in andern Fällen trifft man den Phosphorit bald kompakt bald in sandiger Ausbildung als Ausfüllung von Höhlen und in Taschen in Kalkgebirgen, häufig auch als deutliche Phosphoritoolithe.

Die rezenten, Phosphorsäure enthaltenden Ablagerungen von Guano sind durch ihre lockere Beschaffenheit und den meist sehr übeln Geruch charakterisiert, dabei von sehr wechselnder Färbung; der Phosphorit als Gestein ist gewöhnlich ziemlich hart und besonders auch durch sein spezifisches Gewicht, das über 3 beträgt, kenntlich. Entscheidend aber ist bei dem außerordentlichen Wechsel im äußeren Habitus in vielen Fällen nur der chemische Nachweis von Phosphorsäure.

C. Die kristallinischen Schiefer.

Was man in der Geologie im allgemeinen in der archaischen Formation als kristallinische Schiefer zusammenfaßt, kann vom petrographischen Standpunkt aus keineswegs als eine gleichwertige Gruppe von Gesteinen angesehen werden. Dieser

Standpunkt wurde schon S. 19 ff ausführlicher begründet, er mag hier zum Schlusse noch einmal kurz präzisiert werden. Als kristallinische Schiefer faßt die Geologie eine Gesteinsserie zusammen, welche gleichzeitig durch kristallinische Struktur und durch schiefrige Beschaffenheit sich auszeichnet, wobei aber weder das eine noch das andere Kennzeichen als absolut charakteristisch angesehen werden kann. Es werden auch manche, völlig richtungslose Gesteine oder solche mit deutlich erkennbarer klastischer Struktur unter demselben Begriff subsumiert, so daß man als kristallinischen Schiefer äußerst heterogene Dinge zusammenfaßt.

Die einzigen Anhaltspunkte für die Erkenntnis der genetischen Beziehungen eines Gesteins bilden ganz zweifellos dessen Struktur und mineralische Zusammensetzung. Wo organische Reste fehlen, welche indes auch unter dem Begriff Struktur im weiteren Sinne mitbegriffen werden müssen, ist in diesen beiden Eigenschaften überhaupt die einzige Möglichkeit gegeben, um zur Erkenntnis der gesteinsbildenden Prozesse zu gelangen. Es sind nun schon seit mehr als 100 Jahren sog. kristallinische Schiefer bekannt, welche Leitfossilien verhältnismäßig junger Formationen enthalten, wie die belemnitenführenden Glimmerschiefer am St Gotthard; es sind kristallinische Schiefer bekannt, die als Einlagerungen in ganz normalen jüngeren Sedimenten vorkommen, welche so normale Lagerung aufweisen, daß diese auch durch die gewagtesten Faltungen und Überschiebungen nicht mehr als Dislokationsformen erklärt werden können. Kurzum, kristallinische Schiefer mit all ihren typischen, petrographischen Eigenschaften, mit ihrer Struktur und ihrer mineralischen Zusammensetzung sind als ganz zweifellose Bestandteile jüngerer Formationen nachgewiesen und haben die Geologen veranlaßt, von der Gruppe

der archaischen kristallinen Schiefer jene der jüngeren kristallinen Schiefer zu scheiden.

In allen petrographischen Beziehungen aber sind diese künstlich so scharf auseinandergehaltenen Gruppen völlig identisch; der Unterschied, welcher gemacht wird, beruht vielmehr auf rein zufälligen Erscheinungen, z. B. in der zufälligen Erhaltung von Fossilien, von gröberen Geröllen usw.

Kristallinische Schiefer sind Eruptivgesteine oder Sedimente und außerdem Mischungen aus beiden, wie sie sich in den Kontaktzonen bei einer Injektion und Resorption der Schichten durch Intrusivmassen oder in den vulkanischen Tuffen bei der Vermischung vulkanischer Auswürflinge mit sedimentärem Material ergeben. Ihr chemischer Charakter ist daher in viel weiterem Maße wechselnd als bei den beiden besprochenen Hauptgruppen. Dasselbe gilt auch von der Struktur: Es mischen sich die Strukturen eigentlicher Eruptivgesteine mit der Hornfelsstruktur der kontaktmetamorphen Bildungen. Erstere trifft man in besonders guter Ausbildung in gewissen schlierigen Graniten, welche als Gneise bezeichnet wurden; sie sind aber auch, neben den für Piezokristallisation typischen Formen, weit verbreitet in den kataklastischen Zentralgneisen der *Alpen*, welche durch Kristallisation unter hohem Druck schiefrig ausgebildete Granite sind.

Hornfelsstrukturen mit ihren charakteristischen Formen sind für die verbreitetste Gruppe der kristallinen Schiefer bezeichnend, da die meisten derselben umgewandelte Gesteine, metamorphische Schiefer im eigentlichen Sinne, sind, welche sich nach ihrer Struktur, ihrer mineralischen Zusammensetzung und schließlich auch nach allen geologischen Beobachtungen als kontaktmetamorphe Produkte charakterisieren. Ferner trifft man entsprechend den intensiven geologischen Dislokationen, welche solche Gebiete häufig betroffen haben, auch in ihrer Struktur weit verbreitet die Erscheinungen innerer Zertrümmerung, wobei aber gleichzeitig darauf aufmerksam zu machen ist, daß es ungemain stark dislozierte Bildungen unter den sog. kristallinen Schiefen gibt, welchen selbst eine Spur von Kataklaststruktur fehlt. Die in jedem denkbaren Maße aufgerichteten, gefalteten und gefalteten Kordieritgneise des *Bayrischen Waldes* sind dafür typische Beispiele.

Endlich werden aber auch klastische Strukturen keineswegs vermißt: man trifft sie nicht nur in den Übergängen der

sog. kristallinen Schiefer in normale Sedimente, d. h. in den äußerlich kaum mehr kristallinen Bildungen, sondern ebenso auch in hochkristallinen Gesteinen, z. B. in den Konglomeratgneisen des *sächsischen Erzgebirges* und in den Konglomerateinlagerungen der «Glimmerschieferformation» der *Zentralalpen*.

Bei einer voraussetzungslosen Betrachtung der geologischen Erscheinungsform sowohl als namentlich der petrographischen Eigentümlichkeiten der kristallinen Schiefer ist somit ein Zweifel absolut ausgeschlossen, daß es sich bei diesen Bildungen um eine wechselreiche Reihe von Gesteinen handelt, welche unter sich selbst in allen Beziehungen die weitest gehenden Differenzen zeigen, und die man geologisch daher auch keineswegs als eine Formation oder als eine Formationsgruppe zusammenfassen kann. Die einzigen, den kristallinen Schiefeln einigermaßen eigentümlichen Formen liegen in ihrem äußeren Habitus; die genaue petrographische Untersuchung aber beweist mit Sicherheit ihre völlig heterogene Entstehung, Beschaffenheit und Struktur.

Die hauptsächlichsten Gesichtspunkte sollen noch einmal rekapituliert werden:

Die normale Fazies der Formation der Gneise, Glimmerschiefer und Phyllite charakterisiert sich als Grenzzone granitischer, seltener auch syenitischer oder dioritischer Gesteine, in welchen das Intrusivgestein im Kontakt und durch



Fig. 100. Injizierter Schiefer, «Gneis». Untersulzbachtal, Großvenediger.

Resorption von Sedimenten oder auch von basischen Eruptivgesteinen und deren Tuffen eine schlierige Beschaffenheit annahm, und dabei wechselnde Mengen von Einschlüssen seines Nebengesteins, häufig in recht aushaltenden Lagen, aufweist und schließlich in die injizierte Schiefer mit ihrer deutlich gebänderten Beschaffenheit (Fig. 100) übergeht. Oder aber die Schieferung der Intrusivmassen ist schon deutlich, bevor eine chemische und mineralische Änderung erkennbar wird, wie dies in den *Zentralalpen* das Gewöhnliche ist, Piezokristallisation.

Die umgewandelten Schiefer in den Kontaktzonen sind dann um so mehr kristallinisch, je näher sie an



Fig. 101. Quarzlagen in gefaltetem Phyllit. Böhmen.
(Phot. Prof. Hofmann.)

das Eruptivgestein herantreten, und um so schiefriger, je höher der Druck bei ihrer Umwandlung war. In allen Fällen gehen sie aus der inneren Gneis-Glimmerschieferzone ganz allmählich nach außen zu in Bildungen über, die man in der Geologie als Phyllite bezeichnet, in welchen aber gewöhnlich Knotenschiefer von mannigfacher Zusammen-

setzung den Charakter der Kontaktgesteine immer noch deutlich verraten. Und wo diese makroskopischen Kennzeichen nicht mehr ausreichen, dort ist stets noch die mikroskopische Analyse ausschlaggebend, welche, abgesehen von andern allgemein anerkannten Kontaktmineralien, den Turmalin als ständigen Gesteinsgemengteil nachweist. Auch auf die der granitisch-aplitischen Bänderung der injizierten Schiefer analoge Durchsetzung mit eruptivem Quarz in Linsen und Lagen, welche in den äußeren Kontaktzonen so bezeichnend ist, sei noch besonders hingewiesen (Fig. 101, S. 189).

Kalkige und mergelige Sedimente, welche mit Eruptivgesteinen in Kontakt gekommen sind, ergeben andere Erscheinungsformen. Wegen der meist kaum hervortretenden Schieferung sind Injektionszonen weniger verbreitet, wegen der weitgehenden Abweichung ihrer chemischen Beschaffenheit vom Eruptivgestein aber ist dessen Änderung in seinen Randzonen oft besonders bedeutend. Die durch Umkristallisation aus solchen Sedimenten entstandenen «kristallinen Schiefer» stellen besonders abwechslungsreiche Bildungen dar, je nach dem ursprünglichen Gesteinsbestand.

Sandsteine z. B., in deren Zusammensetzung die Kieselsäure vorwiegt und welche außerdem durchschnittlich ein der kontaktmetamorphen Umwandlung wenig günstiges Korn haben, liefern die ziemlich gleichmäßigen Quarzite, welche in Glimmerschiefer übergehen. Dagegen sind am mannigfaltigsten und im allgemeinen auch am meisten mißverstanden die kontaktmetamorphen Produkte aus Eruptivgesteinen selbst, von welchen in diesem Zusammenhang zunächst die aus Porphyren und Porphyriten hervorgegangenen zu erwähnen sind, während von den körnigen Gesteinen hauptsächlich die basischen der Reihe von Gabbro zum Trapp weitergehende Modifikationen erlitten haben.

Der Übergang von Quarzporphyr in Serizitgesteine, von Trapp oder Porphyrit in Grünschiefer, Amphibolit und Eklogit ist in zahlreichen Kontaktzonen zur Evidenz bewiesen. In andern aber steht die noch keineswegs aufgegebene, aber durchaus veraltete Anschauung über das «archaische kristallinische Gebirge» solchen Beobachtungen entgegen, und besonders die Theorie der Dynamometamorphose hat diese Gesteine ganz speziell als ihren Arbeitsbezirk erkoren. Es mag betont werden, daß die sehr häufig von gar keiner mechanischen Erschütterung begleitete Veränderung dieser Gesteine genau denselben

Charakter der Umwandlung verfolgt wie die Kontaktmetamorphose, daß sie ebenso wie diese im allgemeinen mit der Entfernung vom Eruptivgestein geringer wird, und daß endlich, abgesehen von den S. 100 charakterisierten, makroskopischen Palimpseststrukturen mikroskopisch die Hornfelsstruktur besonders hervortritt.

Eine Übersicht über die vorliegenden genetischen Verhältnisse allerdings wird durch die große Variabilität der in Betracht kommenden Gesteine merklich gestört, zumal die hypothetischen Anschauungen der älteren Geologie über das hohe Alter der sog. kristallinen Schiefer noch allenthalben hindurchschimmern und dadurch der Blick noch mehr getrübt wird.

Eine kurze Zusammenstellung der Bedeutung der wichtigsten, unter dem Namen der «kristallinen Schiefer» zusammengefaßten Gesteine wird jedenfalls für die hier in Betracht kommenden Zwecke einer theoretischen Ableitung vorzuziehen sein.

Gneise im engeren Sinne sind mehr oder minder schiefrige, auch ganz richtungslose Granite und granitisch-aplitische Gesteine mit der Mineralkombination Orthoklas, Quarz und Glimmer. Man unterscheidet: 1) Fluidale Granite oder Granite, die unter der Piezokristallisation verfestigt sind, welche abgesehen von der Parallelstruktur und der Abgrenzung in Schichten vollständig mit normalen Granitvarietäten übereinstimmen. An Stelle der Kristallgranite treten hier die Augengneise und Flasergneise. 2) Durch Resorption schlierige Granite, oder Granite mit zahlreichen Schiefereinschlüssen übergehend in resorbierte und injizierte Schiefer, sind meist ausgesprochene Bänder- oder Lagengneise mit dunkleren, aus dem Nebengestein hervorgegangenen Lagen und lichten, häufig durch diese hindurchgreifenden Bändern von granitisch-aplitischer Zusammensetzung. Die einzelnen Lagen wechseln von wenigen Millimetern an Mächtigkeit bis zu gewaltigen Dimensionen und sind in ersterem Fall besonders gleichmäßig und aushaltend, in letzterem oft äußerst

grobkörnig und von echt pegmatitischer Beschaffenheit, unter Umständen auch reich an Turmalin.

Abgesehen von den erwähnten Mineralien, sieht man hier häufig mit bloßem Auge: Granat, Kordierit, Staurolith, Andalusit, Sillimanit, Zoisit, Epidot, Chlorit, Disthen usw., nach welchen dann die verschiedenen Abarten weiter unterschieden werden. Stengelgneise sind meist stark gepreßte Bildungen derselben Gruppe. Selten sind Gneise rein sedimentärer Entstehung, Sedimentgneise; dies sind kontaktmetamorphe Tonschiefer oder Grauwacken, in kristallinem Zustand meist von dunkler Farbe mit oft deutlicher Schieferung. Häufig trifft man in diesen kontaktmetamorphen und durch Typenvermischung modifizierten Gesteinen als Knoten auf den Schichtflächen oder als weiße Flecken im Querbruch größere Individuen der Feldspate des Granites und besonders den Albit: schistes feldspatisés der Franzosen.

Gneis im weiteren Sinn nennt man körnige Gesteine aller Art mit einigermaßen erkennbarer paralleler Struktur; sie können selbst völlig frei von Quarz, Orthoklas und Glimmer sein und schließlich gehen sie in die heterogensten, deutlich kristallinischen Gesteine über, wie z. B. die aus Skapolith und Hornblende bestehenden Skapolithgneise, oder in Aggregate von Wollastonit, Granat und Kalkspat.

Granulit: Dichte, meist deutlich gebänderte, selten aber schiefrige, vorherrschend aplitartige Granite, oft mit einem Gehalt an Granat. In weiterem geologischem Sinn überhaupt alle im Granulitgebirge auftretenden Gesteine, vom Granit bis zum Trapp, vom injizierten Schiefer bis zum Kordierithornfels.

Glimmerschiefer: In normaler Fazies aus vorherrschendem Quarz mit Muskowit resp. Biotit

in deutlich körnigen und meist sehr vollkommen schiefrigen Aggregaten bestehend und durch Hervortreten von Quarz übergehend in Quarzite, durch Eintreten von Feldspat in die Gneisglimmerschiefer und Gneise. Lagen von körnigem Quarz, häufig mit etwas Muskowit, auch mit Turmalin, und oft als sekundäre Infiltrationen wohl erkennbar, wechseln mit meist dünnen, hellen oder dunkeln, auch durch Chlorit grün gefärbten Glimmermembranen. Die akzessorischen Mineralien treten hier besonders häufig in größeren Kristallen hervor: Granat, Staurolith, Turmalin usw., auch Augen von Feldspat finden sich.

In diesen Gesteinen bildet der Graphit bald deutlich schuppige Aggregate, bald ist er in gleichmäßiger Verteilung als schwarzes Pigment vorhanden. Dann treten die akzessorischen Mineralien aus der nun viel dichter erscheinenden Schiefermasse nur noch als Knoten hervor, den Übergang in die Knotenglimmerschiefer bedingend. Auch Garbenschiefer mit oft recht großen Garben von Hornblende oder Disthen, letzterer meist schwer erkennbar, sind hier verbreitet.

In manchen Vorkommnissen ist auch Kalkspat reichlicher vorhanden, Kalkglimmerschiefer, und diese ähneln wegen der deutlichen Spaltbarkeit des Kalkspats besonders den Gneisen, von welchen sie aber die geringe Härte und die Salzsäurereaktion scheidet, Kalzitgneis. Diese meist stark gefalteten Gesteine sind insgesamt aus Sedimenten hervorgegangene Kontaktgesteine und treten in besonders typischer Ausbildung bei der Piezokontaktmetamorphose auf. Andere, allerdings viel seltenere Glimmerschiefer sind Äquivalente von Eruptivgesteinen, so besonders alpine Vorkommnisse, wo die Pegmatite unter dem Einfluß der Piezokristallisation häufig zu mineralreichen, schiefrigen

Aggregaten von Glimmer werden, z. B. die Paragonitschiefer.

Auch durch Umwandlung von Quarzporphyr können ähnliche Gesteine entstehen; meist haben diese eine feiner kristallinische Beschaffenheit, Serizitschiefer, und ferner ist hier der lichte Glimmer fast stets allein vorhanden, daher sind die Gesteine weiß oder jedenfalls sehr licht gefärbt. Man beobachtet dann auch noch Einsprenglinge von Quarz und Orthoklas, die manchmal den Charakter kleiner Knoten auf den Schichtflächen annehmen, unter dem Mikroskop aber deutlich in ihrer Form als Einsprenglinge noch kenntlich sind. Solche Serizitgesteine werden sehr häufig auch als Talkschiefer bezeichnet, doch enthalten einigermaßen normale kristallinische Schiefer überhaupt keinen Talk. Diese serizithaltigen Bildungen unterscheiden sich auch schon äußerlich von talkhaltigen durch die weniger hervortretende Fettigkeit im Anfühlen.

Phyllit, Tonglimmerschiefer oder Glanzschiefer sind Glimmerschiefer von sehr feinkristallinischer Beschaffenheit, oft nur noch durch die glänzende Schichtfläche vom Tonschiefer zu unterscheiden. Häufig graulich bis schwarz, auch grünlich, Grünschiefer zum Teil, oder rötlich und violett, manchmal mit deutlich hervortretenden Knoten, auch gebändert durch meist sekundäre, körnige Lagen oder Flammen und Linsen von Quarz, Quarzphyllit. Kalkphyllite sind dichtere, meist graue bis schwärzliche Kalkglimmerschiefer. Die normalen Phyllite mit einer meist deutlichen Fältelung sind typische Kontaktgesteine.

Eklogit: Deutlich körnige, meist sehr wenig schiefrige Gesteine mit größeren, roten Granaten in lichtgrüner, kristallinischer Grundmasse, die aus Pyroxen oder Hornblende besteht. Auch häufig mit lichtem Glimmer, dunkelblauem Glauko-

phan, Epidot und dann gelbgrün, mit Klinozoisit, dann graugrün, und namentlich in letzteren Fällen übergehend in dichte, splittrige und richtungslose Gesteine von grünlichgrauer Farbe, mit größeren, dunkeln Granaten, Saussuritfels; ferner in Übergängen zum Amphibolit. Sie stellen Kontaktprodukte aus basischen Eruptivgesteinen und deren Tuffen dar, wenn solche als Putzen vom Granit umschlossen wurden oder als Schichten in den innersten Kontaktzonen auftreten; mit dem Eruptivgestein sind sie oft durch eine Mischzone von Hornblendegneis verbunden.

Amphibolit: 1) Syenite und Diorite, auch Gabbrogesteine mit deutlicher Bänderung; aus Feldspat mit grüner oder brauner Hornblende bestehend, gewöhnlich nur durch die mehr oder minder ausgesprochene Parallelstruktur vom normalen Eruptivgestein abweichend; 2) häufiger durch postvulkanische Prozesse oder namentlich durch Kontaktmetamorphose umgewandelte basische Eruptivgesteine und deren Tuffe, öfter mit deutlicher, schon makroskopisch erkennbarer Palimpseststruktur. In den inneren Kontaktzonen oft recht grobkörnig und dann mit größeren Hornblendeindividuen in einem aus Feldspat oder Saussurit bestehenden Zwischenmittel. Viel von Granitaplit injiziert, dann oft deutlich gebändert, andernteils durch die Granatamphibolite in Eklogit übergehend. In den äußeren Kontaktzonen feinerkörnig, dann meist dunkel- bis graugrün und deutlich schiefrig, schließlich in den dichten Grünschiefer verlaufend.

Grünschiefer und Chloritschiefer: Graulichgrüne, meist ziemlich dichte, auf der Schichtfläche aber noch deutlich glänzende, häufig wenig schiefrige Gesteine, mild im Bruch und oft mit den Palimpseststrukturen der Porphyrite und Diabase. Etwas abweichend sind die gleichfalls als

Chloritschiefer bezeichneten Gesteine, welche dunkelgrüne, meist gar nicht schiefrige Massen als Gänge und Putzen im Serpentin bilden und besonders häufig Oktaeder von Magneteisen enthalten.

Die zu den kristallinen Schiefern gestellten Gesteine, Gabbro und Serpentin, haben die normalen Eigenschaften von Eruptivgesteinen. In den als Urkalk bezeichneten Einlagerungen trifft man ebenso alle Erscheinungen der kristallinen Kontaktkalke nebst deren Übergängen in Kalksilikatfelse wieder. Talkschiefer sind meist rein weiße, fettig anzufühlende, durch magnesiareiche Thermen entstandene Umwandlungsprodukte aller möglichen Gesteine am Kontakt mit Granit und Serpentin. Smirgel usw. sowie die meisten hierher gestellten Erzgesteine sind gang-, lager- oder putzenförmige Mineralneubildungen, welche nicht mehr als eigentliche Gesteine gelten können.



REGISTER.

- Abraumsalze 157.
 Absonderung, Andesit (Abb.) 92.
 — bankige 17.
 — Basalt 117.
 — Ergußgesteine 12.
 — Melaphyr (Abb.) 97.
 — Nephelingesteine 105.
 — Phonolith 107.
 — plattige (Abb.) 75.
 — Sandstein (Abb.) 147.
 — schalige (Abb.) 17.
 — Tiefengesteine 17.
 — zylindrische 95.
 Achat 12 95.
 Äderchen 16.
 Adern 32.
 Adinol (Abb.) 144.
 Adular 42.
 Ägirin 52.
 Ägirinaugit 52.
 Ägiringranit 111.
 Agglomerattuffe 129.
 Alabaster 160.
 Alaunschiefer 135.
 Alaunstein 130.
 Albertit 169.
 Albit (Abb.) 42.
 Albitgesetz (Abb.) 42.
 Algowit 98.
 Allochroit 48.
 Almandin 48.
 Alpengneis 65.
 alpine Fazies der Trias 27.
 — Salzlager 161.
 Alsbachit 114.
 Alter, geologisches 2.
 alteruptiv 2.
 Amphibolgranit 65.
 Amphibolgruppe (Abb.) 52.
 Amphibolit 190 195.
 — dioritischer 82.
 — kontaktmetamorpher 101.
 Anamesit 94.
 Andalusit 49.
 Andalusithornfels 140.
 Andendiorit (Abb.) 85.
 Andengranit 69.
 Andesin 42.
 Andesit 90.
 andesitischer Trachyt 80.
 Anhydrit, Gestein 158.
 — Mineral 45.
 Anhydritbänder (Abb.) 161.
 Anorthit 42.
 Anorthoklas 42.
 Anorthosit 86.
 Anthrakonit 159.
 Anthrazit 163.
 äolische Sedimente 26.
 Apatit 40.
 Apatitgänge (Abb.) 88.
 Aphanit 35.
 Aplit 15 111.
 Aplitgänge (Abb.) 17.
 aplitisches Salband 15.
 Aplitporphyr 114.
 Apophysen 8.
 Aragonit 158.
 archaische Formation 2 185.
 Arfvedsonit 53.
 Arkose 147.
 Arten der Sedimente 26.
 Asbest 124.
 Asche, vulkanische 127.
 Aschenregen 128.
 Aschentuffe 128.
 Asphalt 167 169.
 Asphaltkalk 169.
 Aufbrausen 40.
 Augengneis 14 191.
 — (Abb.) 63.
 Augit (Abb.) 52.
 — gemeiner 51.
 Augitandesit 92.

- Augitdiorit 82.
 Augitgranit 65.
 Augitit 120.
 Augitporphyrit 92 95.
 Augitsyenit, Monzonit 78.
 — Natronsyenit 110.
 Austernbänke 170.
 Auswürflinge 127.

 Banatit 79.
 Bändergabbro 88.
 Bändergneis 191.
 Bändersalz (Abb.) 161.
 Banket 153.
 bankige Absonderung 17.
 Basalt 94 119.
 Basaltgesteine (Tabelle) 120.
 basaltische Hornblende 53.
 Basaltlava 119.
 Basalttuff 129.
 Basanit 120.
 basische Eruptivgesteine, Meta-
 morphismus 99.
 — Putzen 16.
 belemnitenführende Glimmer-
 schiefer 186.
 Beobachtungen an Ergußgestei-
 nen 10.
 — an Sedimentgesteinen 28.
 — an Tiefengesteinen 13.
 Bergkalk 173.
 Bergmehl 184.
 Bergöl 167.
 Bergteer 167.
 Beschaffenheit der Eruptivge-
 steine 5.
 — der Sedimente 25.
 — petrographische 2.
 Besteg 18.
 Bildung der Sedimente 26.
 Bimsstein, liparitisch 73.
 — phonolithisch 109.
 Bimssteinbrekzie 155.
 Bimssteintuff 129.
 Bindemittel 146.
 Biotit 51.
 Biotitgranit 65.
 Biotitgranulit 70.
 Bitumen 169.
 bituminöser Dolomit 176.
 — Kalk 173.

 bituminöser Sandstein 150.
 Blasenzüge 12 95.
 Blättersandstein 150.
 Blatterstein 95.
 Bleisandstein 150.
 Blocklava 76.
 Blue ground 129.
 Bodenkonglomerat 28 132.
 Bogheadkohle 164.
 Bohnerz 178.
 Bojit 87.
 Bomben (Abb.) 127.
 Brandschiefer 135 169.
 braune Hornblende 53.
 Brauneisen 178.
 Braunkohle 163.
 Braunkohlenformation 164.
 Braunkohlensandstein 151.
 Brekzie, bunte 156.
 Brekzien 152.
 — endogene 32.
 — — (Abb.) 152 177.
 Brewstersche Lupe (Abb.) 34.
 Briefkuvert (Abb.) 50.
 Bronzit 51.
 Brotkrustenbombe (Abb.) 127.
 Bruchstücke des Nebengesteins
 Bryozoenkalk 172. [12.
 bunte Brekzie 156.
 — Nagelfluhe 153.
 Buntsandstein 148.
 Bytownit 42.

 Caliche 157.
 Chamositoolith 178.
 Charnockit 71.
 chemische Beschaffenheit der
 Eruptivgesteine 57.
 — der Natrongesteine 58.
 — der Spaltungsgesteine 60.
 chemische Sedimente 157.
 Chiastolith (Abb.) 49.
 Chiastolithschiefer 141.
 Chilesalpeter 157.
 Chloride 26.
 Chlorit 47.
 Chloritfels 123.
 Chloritoid 50.
 Chloritschiefer 103 195.
 Chromeisen 50.
 Chrysotil (Abb.) 47.

- Clymenienkalk 172.
 Coddington-Lupe (Abb.) 34.
 Dachschiefer 135.
 Dazit 90.
 Decken 7.
 Definition, mineralogische 35.
 Desmosit 144.
 Diabas 94.
 Diabasaphanit 95.
 Diabaskontakt (Abb.) 144.
 Diabasmandelstein 95.
 Diabasporphyr 94.
 Diagenese 27.
 Diallag 51.
 Diatomeen 183.
 dichter Kalkstein 173.
 — Dolomit 176.
 Diopsid 51.
 Diorit 81.
 Dioritplit 113.
 Dioritgneis 83.
 dioritischer Amphibolit 82.
 — Grünstein 81.
 — Norit 82.
 Dislokationsbrekzie 156.
 Dislokationsklüfte 68.
 Dislokationszonen 30.
 Disthen 46.
 Dodekaeder (Abb.) 44.
 — mit Ikositetraeder (Abb.) 48.
 Dolerit 94.
 Dolinen 172.
 Dolomit 44 177.
 — (Abb.) 155 177.
 — bituminöser 176.
 — dichter 176.
 — eisenschüssiger 176.
 — grobkörniger 176.
 — körniger 176.
 — mergeliger 176.
 — sandiger 176.
 — toniger 176.
 Dolomitasche 176.
 Dolomitbrekzie (Abb.) 155.
 dolomitischer Kalk 174.
 Dolomitmarmor 179.
 Dolomitmergel 136.
 Dolomitoolith 176.
 Doppelgänge 115.
 Drucksutur (Abb.) 171.
 Drusenräume 112.
 Dünenbildung 29.
 Dünensand 145.
 Dunit 124.
 Durbachit 115.
 durchgreifende Lagerung 7.
 Dwykakonglomerat 153.
 dynamometamorpher Kalk 183.
 Echinodermenkalk 172.
 edler Serpentin 126.
 Effusivgesteine 10.
 Einschlüsse 12.
 — in Andesit 92.
 — in Basalt 120.
 — in Granit 66.
 — in Lamprophyr 118.
 — in Phonolith 109.
 — in Trachyt 80.
 Einsprenglinge 6 10.
 Eis 26.
 Eisenbasalt = Grönländer Trapp
 97.
 eisenschüssiger Dolomit 177.
 — Kalk 174.
 — Sandstein 148.
 Eisenglanz (Abb.) 54.
 Eisenkies (Abb.) 55.
 Eisenoolith 178.
 Eisenspat (Gestein) 178.
 — (Mineral) 44.
 Eisknöpfe 182.
 Eklogit 101 190 194.
 Eläolith 43.
 Eläolithsyenit 104.
 endogene Brekzie 32.
 — — (Abb.) 155 177.
 Enstatit 51.
 Enstatitaugit 51.
 Eozoon (Abb.) 183.
 Epidiorit 86.
 Epidosit 101 103.
 Epidot (Abb.) 47.
 Epidotamphibolit 102.
 Erbsenstein 158.
 Erdfälle 33.
 Erdöl 167.
 Erdpech 169.
 Ergußgesteine 5.
 — Beobachtungen an 10.
 Eruptivgänge (Abb.) 9.

- Eruptivgesteine. Allgemeines 56.
 — Beschaffenheit 5.
 — chemische Zusammensetzung
 — Systematik 61. [57.
 — Tabelle 37.
 Erzgesteine 196.
 Erzimprägnationen in Sandstein
 150.
 Erzkonzentrationen 16.
 Erzlagerstätten an Diorit 83.
 — in Gabbro 87.
 Eudialytsyenit 104.
 Explosionstufe 128 155.

 Fächer 68.
 Fältelung 68.
 Faltung 68 132.
 Farbe der Sedimente 31.
 Farbmarmor 171.
 Färbung, Intensität 40.
 Fasergips 159.
 Fasersalz 159.
 Fasertorf 167.
 Fazies 26.
 Feldspatamphibolit 103.
 feldspatfreie Gesteine 122.
 Feldspatgruppe (Abb.) 41.
 Feldsteinporphyr 72.
 Felsenmeer (Abb.) 67.
 Felsit 74.
 Fettkohle 163.
 Fettton 137.
 Feuerstein 184.
 Feuersteinhorizont (Abb.) 174.
 Flammenmergel 136.
 Flasergabbro 86.
 Flasergneis 191.
 Flaserkalk 174.
 Fleckenporphyr 72.
 Flintkonglomerat 153.
 Flinz 136.
 Flöze 165.
 Flugsand 145.
 fluidaler Granit 191.
 — Quarzporphyr (Abb.) 11.
 Fluidalstruktur 12 75.
 Flußablagerungen 29.
 Flußsand 145.
 Flußspat 50.
 fluviale Sedimente 26.
 Forellenstein 86.

 Form, geologische 7.
 Formation, archaische 2 185.
 Formationen, präkambrische 3.
 Fossilreste in kristallinen
 Schiefen 22.
 Fraunhofersche Lupe (Abb.) 34.
 Frittung von Sandstein 152.
 Fruchtschiefer = Knotenschiefer
 Fusulinenkalk 172. [140.

 Gabbro 85.
 — eruptiver 88.
 — gebänderter 14.
 — skapolithisierter (Abb.) 88.
 Gabbrodiabas 95.
 Gabbrodiorit 81.
 gabbroider Norit 87.
 Gallensandstein 150.
 Galmei 173.
 Gänge, verschweißte 16.
 — von Sand (Abb.) 133.
 Gangfolge 17.
 Ganggesteine 9.
 Gangquarz 116.
 Gangtonschiefer 137.
 Garben 53.
 Garbenschiefer (Abb.) 142.
 Gare 17.
 gebändert 14.
 Gebirgsdruck 5
 Gebirgsfaltung 27.
 gefrittet 12.
 Gekrösestein (Abb.) 160.
 gelbes Pigment 48.
 gemeine Hornblende (Abb.) 52.
 gemeiner Augit (Abb.) 51.
 geologische Form 7.
 — Orgeln 33 172.
 geologischer Kompaß 33.
 — Körper 28.
 geologisches Alter 2.
 gequälte Gesteine 156.
 germanische Fazies 27.
 Gerölle 32.
 Geruch 39.
 geschichtete Gesteine 25.
 geschichteter Löß 136.
 Geschiebelehm 136.
 Geschmack 39.
 geschrammt 30 156.
 Gestein 1.

- Gesteine, feldspatfreie 122.
 — gequälte 156.
 — geschichtete 25.
 — nicht vollkristallinische 26.
 Gesteinsbestimmung 35.
 gesteinsbildende Mineralien 40.
 Gesteinsgläser, Liparit 73.
 — Phonolith 108.
 — Porphyrit 91.
 — Trapp 96.
 Gesteinstypen 10.
 Gesteinsuntersuchung 33.
 Gewicht, spezifisches 36.
 Giallo (Abb.) 167.
 Gips 45 158.
 Gipsmergel 136.
 Gipsschlotten 158.
 Gipston 160.
 Glanzasphalt 169.
 Glanzkohle 164.
 Glanzschiefer 142.
 Gläser 73.
 Glauberit 157.
 Glaubersalz 157.
 glaukonitischer Kalk 174.
 Glaukonitmergel 137.
 Glaukonitsandstein 147.
 Glaukophan 53.
 Glaukophaneklogit 101.
 Glaukophanschiefer 101.
 glaziale Sedimente 26.
 Glimmer erster und zweiter Art
 (Abb.) 51.
 Glimmerandesit 92.
 Glimmerdiorit 82.
 Glimmereklogit 101.
 Glimmergruppe (Abb.) 50.
 Glimmermelaphyr 117.
 Glimmermergel 136.
 Glimmerporphyrit 92.
 Glimmersandstein 147.
 Glimmerschiefer 21 142 192.
 Glimmerschieferformation 188.
 Glimmersyenit 78.
 Globigerinenschlick 169.
 Gneis 15 65 187 191.
 — (Abb.) 143 188.
 Gneiseinschluß 16.
 — (Abb.) 66.
 Gneisformation 188.
 Gneisglimmerschieferzone 189.
 Gneisgranit 63.
 Gneisgranulit 70.
 Granatamphibolit 102.
 Granatgranulit 70.
 Granatgruppe (Abb.) 48.
 Granatknotenschiefer 101.
 Granit 62.
 — fluidaler 192.
 — gefritteter 12.
 — geologisches Alter 69.
 — massiger (Abb.) 6.
 — regenerierter 147.
 — schlieriger 192.
 — schwarzer 89.
 — schwedischer 89.
 Granitaplit 111.
 — Übergang in Pechstein 10.
 Granitgneis 63
 Granitlandschaften 69.
 Granitodiorit 81.
 Granitpegmatit 112.
 Granitporphyr 63 114.
 — (Abb.) 63.
 Granitstock, Kontakt (Abb.) 21.
 — Spaltung (Abb.) 16.
 Granodiorit 62.
 Granulit 70 192.
 — (Abb.) 70.
 Graphit 54.
 Graphitlagerstätten 166.
 Grauliegendes 154.
 Grauwacke 149.
 Grobkalk 173.
 Grobkohle 164.
 Grödner Sandstein 151.
 Grönländer Trapp 97.
 Grossular 48.
 Grundmasse 6 10.
 grüne Hornblende 53.
 grünes Pigment (Chlorit) 47.
 — — (Hornblende) 53.
 Grünsand 145.
 Grünsandstein 148.
 Grünschiefer 96 103 190 195.
 — (Labradorporphyrit, Abb.)
 Grünstein, Diorit 82. [100.
 — Gabbro 87.
 — Porphyrit 92.
 — Spaltungsgesteine 117.
 — Trapp 94.
 Guano 185.

- Habitus, paläozoischer 3.
 — petrographischer 36.
 — tertiärer 3.
 Halbaplit 114.
 Hälleflinta 74.
 Hämmer (Abb.) 34.
 Härte 40.
 Haselgebirge 136 159.
 Hauyn 43.
 Hauynandesit 92.
 Hauynophyr 108.
 Hauynphonolith 108.
 Heidetorf 166.
 Herbivorenbrekzie 154.
 Hessonit 48.
 hexagonales Prisma (Abb.) 43.
 Hieroglyphensandstein 148.
 Hochgebirge 23.
 — granitisches 69.
 Hochgebirgskalk 171.
 Höhlen 33 172.
 Höhlenbrekzie 154.
 Höhlenlehm 136.
 Holztorf 167.
 Hoppers 29.
 Hornblende 52.
 Hornblendeandesit 92.
 Hornblendediorit 82.
 Hornblendeeklogit 101.
 Hornblendegesteine 123.
 Hornblendegneis 15 101 195
 Hornblendeporphyr 92.
 Hornblendeschiefer 101.
 Hornfels 20 140.
 Hornstein 174.
 Hornsteingänge 74.
 Hornsteinporphyr 72.
 Hyperit 87.
 Hypersthen 51.
 Hypersthenandesit 92.
 Hypersthenporphyr 92.
 Ijolith 104.
 Ikositetraeder (Abb.) 43.
 Indusienkalk 172.
 Infusorienerde 184.
 Injektion 143.
 Injektionsadern 115.
 injizierte Schiefer 23 143.
 — (Abb.) 143 188.
 Inlandeis 30.
 Intensität der Färbung 40.
 Intrusivgesteine 13.
 Jahresringe (Abb.) 161.
 Judenpech 169.
 jüngere kristallinische Schiefer
 189.
 jungeruptiv 3.
 Kaliglimmer 50.
 Kalkdiabas 95.
 Kalkglimmerschiefer 103 144.
 — (Abb.) 181.
 Kalkgranaten 48.
 Kalklinse (Abb.) 183.
 Kalkmergel 136 174.
 Kalknagelfluhe 153.
 Kalkoolith 172.
 Kalkphyllit 194.
 Kalksand 145.
 — oolithischer 170.
 Kalksandstein 149.
 Kalkschiefer 173.
 Kalksilikatfels 143 182.
 Kalksinter 157.
 Kalkspat (Abb.) 43.
 Kalkstein 169.
 — bituminöser 174.
 — dichter 174.
 — dolomitischer 174.
 — dynamometamorpher 180.
 — eisenschüssiger 174.
 — glaukonitischer 174.
 — kavernöser 173.
 — kontaktmetamorpher 178.
 — körniger 178.
 — paläozoischer Habitus 175.
 — phytogener 171.
 — piezokontaktmetamorpher
 182.
 — regionalmetamorpher 178.
 — zoogener 171.
 Kalksteinbrekzie 156.
 Kalktonschiefer 137.
 Kalktuff 157 172.
 Kalziphyr 180.
 Kalzitgneis 193.
 Kamptonit 119.
 Kändelkohle 164.
 Kankrinitseyenit 104.
 Kantengeschlebe 154.

- Kaolin 45.
 Kaolinisierung 130.
 Kaolinsandstein 149.
 Kaolinton 137.
 Karbonate 26 43.
 Karbonatgesteine 169.
 — kontaktmetamorphe 178.
 Karlsbader Zwilling (Abb.) 42.
 Karnivorenbrekzie 154.
 Karpathensandstein 151.
 Karrenfelder 172.
 — (Abb.) 32.
 kaverner Kalk 169.
 Keilhau 34.
 Kelyphit 48.
 Keratophyr 80 III.
 Kersantit 115.
 Keupersandstein 146.
 Kies 152.
 Kieselgesteine 183.
 Kieselgur 184.
 Kieselkalk 174.
 Kieseloolith 185.
 Kieselsandstein 148.
 Kieselschiefer 144.
 Kieselschwämme 184.
 Kieselstinter 158.
 Kieselstuf 158.
 Klappersteine 137.
 klastische Gesteine 2.
 Klastoporphyroid 130.
 Klebschiefer 184.
 klimatische Verhältnisse 28.
 Klingstein 107.
 Klinozoisit 47.
 Kluftausfüllungen 9.
 Klüftung 132.
 Knetstruktur (Abb.) 156.
 Knisterkohle 166.
 Knistersalz 161.
 Knochenbrekzie 154.
 Knochenlehm 154.
 Knochensandstein 154.
 Knochen 155.
 Knollenhorizont 184.
 Knotenglimmerschiefer 20 140.
 Knotenschiefer 141.
 Knotentonschiefer 142.
 Knottensandstein 150.
 Kohlen 55 162.
 — kontaktmetamorphe 166.
 Kohlenbecken (Abb.) 166.
 Kohleneisenstein 44.
 Kohlenkalk 170 173.
 Kohlensandstein 148.
 Kohlenstoff, amorpher 163.
 Kohlenwasserstoffe 167.
 — feste 169.
 Koks 166.
 Kompaß, geologischer 33.
 Konglomerat (Abb.) 153.
 — kontaktmetamorphes 154.
 Konglomeratgneis 188.
 konkordant 8.
 Konkretionen 32 137.
 Kontakt eines Granitstocks
 (Abb.) 21.
 Kontaktbrekzie 68 155.
 Kontaktmetamorphose 6.
 — der basischen Eruptivgesteine
 98.
 — — Karbonatgesteine 178.
 — — Kohlen 166.
 — — Konglomerate 154.
 — — Sandsteine 152.
 — — Tongesteine 139.
 Kontaktmineralien 179.
 Kontinentalschlamm 134.
 Kopje 129.
 Korallenkalk 172.
 Korallenriff 26 169.
 Kordierit 46.
 Kordieritfels 12.
 Kordieritgneis 187.
 Kordierithornfels 140.
 könnige Struktur 7.
 körniger Dolomit 179.
 — Kalk 176.
 Körper, geologischer 28.
 Korsit (Abb.) 83.
 Kramenzelkalk 174.
 Kräuterschiefer 137.
 Kreide 170.
 — (Abb.) 174.
 — Neuburger 158.
 Kreuzschichtung 146.
 — (Abb.) 29.
 Krinoideenkalk 171.
 Kristallgranit = Porphyrganit
 63.
 kristallinische Gesteine 1.
 — Schiefer 19 185.

- kristallinische Schiefer, Beobach-
 tungen an 22.
 — Fossilreste 22.
 — jüngere 183.
 kristallisierter Sandstein (Abb.)
 Kristallporphyr 74. [150.
 Kristallsand 127.
 Kristallsandstein 148.
 Kristalltuff 129.
 Kugeldiorit 16.
 — (Abb.) 83.
 Kugelgranit 66.
 Kugeln 13.
 Kupferlagerstätten 98.
 Kupfersandstein 150.
 Kuppen 7.

 Labrador 42.
 — schwedischer 110.
 Labradorporphyr 92.
 — (Abb.) 38.
 Lagengneis 191.
 Lager (Abb.) 8.
 — Absonderung 17.
 Lagerung, durchgreifende 7.
 Lakkolithe 9.
 Lamprophyr 9 115.
 Lamprophyrgang (Abb.) 17.
 lamprophyrische Randzone 15.
 Lapilli 12.
 Lapillituffe 129.
 Laterit 136 172.
 Lava 95.
 Lavaströme 5.
 Lehm 136.
 Letten 135.
 Leuzit (Abb.) 43.
 Leuzitbasalt 119.
 Leuzitbasanit 120.
 Leuzitit 120.
 Leuzitophyr 108.
 Leuzitphonolith 108.
 Leuzitporphyr 108.
 Leuzitsyenit 104.
 Leuzittephrit 108 120.
 Lherzolithe 124.
 lichtgelbliche Sedimente 31.
 Liebenerit 43.
 Liebeneritporphyr 108.
 Lignit 164.
 Limburgit 120

 Limnoquarzit 184.
 Linsen 88.
 — von Kalk (Abb.) 179.
 Liparit 72.
 Liparitströme 76.
 Lithionglimmer 51.
 Lithophysen 73.
 Lithothamnienkalk 172.
 Litoralfazies 28.
 Litoralzone 28.
 Litorinellenkalk (Abb.) 25.
 Lochseitenkalk (Abb.) 156.
 Löß 29 135.
 — geschichteter 136.
 Lößkindchen 135.
 — (Abb.) 30.
 Lücken im Riff 33.
 Luft 26.
 Lupen (Abb.) 34.
 Lydit 144.

 Maar 129.
 Magerkohle 163.
 Magerton 137.
 Magma 5.
 magmatische Spaltung 14.
 Magnesiaglimmer 51.
 Magnesit (Mineral) 44.
 — in Kalkstein 178.
 — in Serpentin 124.
 Magneteseisen (Abb.) 54.
 Magnetismus 39.
 Magnetkies 55.
 makroskopisch sichtbar 40.
 Malchit 115.
 Malmkalk 174.
 Mandelstein 11.
 — Melaphyr (Abb.) 95.
 Manganepidot 48.
 marine Sedimente 26.
 Marmor 20.
 — dichter Kalkstein 171.
 — körniger Kalkstein 178.
 — von Siena (Abb.) 171.
 marmoriert 180.
 Maschenstruktur (Abb.) 47.
 massiger Granit (Abb.) 6.
 Matratzen 18.
 Mattkohle 164.
 mechanische Sedimente 134.
 — Wirkungen 14.

- Meeressand 145.
 Meeressandstein 151.
 Meertorf 167.
 Melanit 48.
 Melaphyr 94.
 Melaphyrmandelstein (Abb.) 95.
 Melilithbasalt 119 120.
 Melilithbasalttuff 129.
 Mergel 136.
 Mergelschiefer 136.
 Mergelsandstein 149.
 metamorphische Schiefer 187.
 Metamorphismus 99.
 Methoden 33.
 Miaszit 104.
 Mikroklin 41.
 Millstone grit 153.
 Mineralbildner 19.
 Mineralien, gesteinsbildende 40.
 Mineralkombination 1.
 mineralogische Definition 35.
 Minette, Lamprophyr 115.
 — Eisenoolith 178.
 Mittelgebirge 23.
 — granitische 68.
 Molassesandstein 145.
 monokliner Pyroxen 51.
 Monzonihypersthenit 77.
 Monzonisyenit 77.
 Monzonit 79.
 Moostorf 166.
 Mühlstein 152.
 Mühlsteinquarzit 184.
 Mülle 166.
 Muschelkalk 172.
 Muschelsand 169.
 Muschelsandstein 150.
 Muskowit 50.
 Muskowitgranit 65 112.
 Mutterlaugensalze 157.
 Mylonit 132 155.

 Nagelfluhe (Abb.) 153.
 Nagelkalk 171.
 Naphtha 167.
 Natrongesteine 103.
 Natrongranit 111.
 Natronliparit 111.
 Natronorthoklas 42.
 Natronsyenit 110.
 Natrontrachyt 111.

 Naturgas 167.
 Nebengesteinsbruchstücke 12.
 Nephelin (Abb.) 43.
 Nephelinaplit 113.
 Nephelinbasalt 119 120.
 Nephelinbasanit 120.
 Nephelindolerit 104.
 Nephelinit 104 120.
 Nephelinphonolith 106.
 Nephelinporphyr 106.
 Nephelinsyenit 103.
 Nephelinsyenitpegmatit 113.
 Nephelintephrit 107 120.
 Nephrit 123.
 Neubildungen 20.
 Neuburger Kreide 158 184.
 New red sandstone 151.
 Nierenkalk 174.
 Norit, dioritischer 82.
 — gabbroider 87.
 Normaldolomit 177.
 norwegischer Labrador 86.
 Nosean 43.
 Nowakulit 184.
 Numulitenkalk 172.
 Numulitensandstein 150.

 Obsidian (Abb.) 73.
 — Trapp 95.
 Oktaeder (Abb.) 50.
 — verzerrtes (Abb.) 54.
 Old red sandstone 148.
 Oligoklas 42.
 Olivin (Abb.) 46 47.
 Olivinbomben 127.
 Olivindiabas 96.
 Olivinfels 120 126.
 Olivingabbro 86.
 Olivinkersantit 117.
 Öllinie (Abb.) 168.
 Ölschiefer 135 169.
 Onyxmarmor 158.
 Oolith 172.
 oolithischer Dolomit 176.
 — Kalksand 170.
 Opal 126.
 Ophikalzit 126 181.
 organogene Kieselgesteine 183.
 — Sedimente 162.
 Orgeln, geologische 33 172.
 Orthit 48.

- Orthoklas (Abb.) 41.
 Orthoklasgesteine 62.
 Ozokerit 167.

 Paläozoischer Habitus 3.
 Palagonittuffe 128.
 Palimpseststruktur 24.
 — (Abb.) 100.
 Papiertorf 167.
 Paragonitschiefer 113.
 Parallelstruktur 14.
 Pechkohle 164.
 Pechstein 73 95 114.
 Pechsteinporphyr 73.
 Pechtorf 166.
 Pegmatit 111.
 Pentagondodekaeder (Abb.) 55.
 Peperin 129.
 Peridotit 22.
 Periklas 50.
 Perlit 73.
 petrographische Beschaffenheit 2.
 petrographischer Habitus 36.
 Petroleum 167.
 Petroleumhorizont (Abb.) 168.
 Petrolsand 168.
 Pfahlschiefer 18 67 156.
 Phlogopit 51.
 Phonolith 106.
 — (Abb.) 107.
 phonolithischer Trachyt 80.
 Phonolithkuppe (Abb.) 110.
 Phosphorit 185.
 Phosphoritoolith 185.
 Phosphoritsandstein 150.
 Phyllit 142.
 — mit Quarzlagen (Abb.) 189.
 phytogener Kalkstein 171.
 Piemontit 48.
 Piezokristallisation 14.
 Pigment, gelbes 48.
 — grünes, Chlorit 47.
 — — Hornblende 53.
 — rotes, Eisenglanz 54.
 — — Piemontit 48.
 — schwarzes 55.
 Pikotit 50.
 Pikrit 95 122.
 Pikritporphyr 116.
 Pinit 46.
 Pinolit 178.

 Pisolith 158.
 Pisolithuffe 128.
 Plagioklas (Abb.) 42.
 Plagioklasbasalt 117 120.
 Plänersandstein 151.
 Plattendolomit 176.
 Plattenkalk 173.
 plattige Absonderung 13 107.
 — (Abb.) 75.
 Polarisationsmikroskop 33.
 Polierschiefer 184.
 porphyrartige Struktur 14.
 Porphyranit 63.
 porphyrische Struktur 6.
 porphyrisch, Zentralgranit (Abb.)
 Porphyr 90. [63.
 Porphyroid 130.
 Porphyrschiefer (Abb.) 107.
 Porzellanjaspis 144.
 Potsdamsandstein 151.
 präkambrische Formationen 3.
 Präzipitate 157.
 primäre Gesteine 1.
 Prisma, hexagonales (Abb.) 43.
 Propylit 93.
 Proterobas 116.
 Protogin 66.
 Pseudomorphosensandstein 148.
 Puddinggranit 16 66.
 Puddingstein 153.
 Putzen, basische 16.
 Puzzolan 129.
 Pyrit (Abb.) 55.
 Pyrop 49.
 Pyrophyllit 134.
 Pyropissit 164 169.
 Pyroxenandesit 91.
 Pyroxene, monokline (Abb.) 51.
 — rhombische 51.
 Pyroxenit 122.
 Pyroxenporphyr 91.
 Pyroxensyenit 78.

 Quadersandstein (Abb.) 147.
 Quarz (Abb.) 41.
 Quarzandesit 90.
 Quarzaugen 96.
 Quarzdiorit 81.
 Quarzflammen 20.
 Quarzgänge (Abb.) 114.
 Quarzglimmerdiorit 84.

- Quarzit 148.
 Quarzitischer Sandstein 147.
 Quarzkeratophyr 80 111.
 Quarzkonglomerat 153.
 Quarzlagen in Phyllit (Abb.) 189.
 Quarzphyllit 194.
 Quarzporphyr 72 114.
 — fluidaler (Abb.) 11.
 Quarzporphyrit 91.
 — (Abb.) 38.
 Quarzsand 145.
 Quarzsandstein 146.

 Radiolarienhornstein 183.
 Randzone, aplitische 113.
 — lamprophyrische 14.
 Kasentorf 167.
 Rauhwanne 176.
 regenerierter Granit 147.
 regionalmetamorpher Kalkstein
 179.
 Reibungsbrekzie 18 132 156.
 resorbierte Schiefer 23 191.
 Resorptionszonen 15.
 Rhombenporphyr 111.
 Rhombensyenit 110.
 rhombische Pyroxene 51.
 Rhomboeder (Abb.) 44.
 rhomboedrische Karbonate 43.
 richtungslos 5.
 — körnig 14.
 Riebeckit 53.
 Riebeckitgranit 111.
 Riffe 26.
 Riffkalk 172.
 Ripple marks 29.
 Rogenstein 172.
 Rohpetroleum 167.
 roter Sandstein 31.
 rotes Pigment, Eisenglanz 54.
 — — Piemontit 48.
 Rotliegendes 154.
 Rußkohle 164.
 Rutil (Abb.) 54.

 Salband 15.
 Salsen 167.
 Salzmergel 136.
 Salzpelit 159.
 Salzpfannen 161.
 Salzquellen 158.

 Salzsäure 39.
 Salzsteppen 30.
 Salztou 160.
 Sand 145.
 — vulkanischer 127.
 sandiger Dolomit 177.
 — Tonschiefer 148.
 Sandkalk 174.
 Sandmergel 136.
 Sandstein 145.
 — bituminöser 150.
 — eisenschüssiger 148.
 — gefritteter 12.
 — Kontaktmetamorphose 152.
 — kristallisierter (Abb.) 150.
 Sandsteinschiefer 148.
 Sanidin 42.
 Sanidinit 81.
 Sanidinitbomben 127.
 Säulenbasalt (Abb.) 13.
 säulige Absonderung (Abb.) 13.
 Saugschiefer 184.
 Saussurit 43 48 49.
 Saussuritfels 102 195.
 Saussuritgabbro 86.
 schalige Absonderung (Abb.) 17.
 Schaumkalk 172.
 schichtig 15.
 Schiefer, injizierte 23 143.
 — — (Abb.) 143 185.
 — kristallinische 19 185.
 — metamorphische 187.
 — resorbierte 191.
 Schiefereinschluß (Abb.) 66.
 Schieferhülle 21.
 Schieferkohle 164.
 Schiefertou 135.
 Schieferung, transversale (Abb.)
 31.
 schiefriger Zentralgranit (Abb.)
 Schilfsandstein 150. [14.
 Schillerfels 123.
 Schistes feldspatisés 192.
 Schlackentuffe 129.
 Schlagfigur (Abb.) 51.
 Schlamm 28 134.
 Schlammströme 128.
 Schlammvulkane 167.
 Schlegel 34.
 Schlick 169.
 Schlier 136.

- Schlieren 113.
 schlierig 14.
 schlierige Granite 192.
 Schlotbrekzien 129.
 Schollen 24.
 Schörl 53.
 Schotter 152.
 Schrammen 30.
 Schreibkreide 170 172.
 Schriftgranit (Abb.) 112.
 schriftgranitische Verwachsung
 Schungit 163. [41.
 schwarzer Granit 89.
 Schwarzerde 136.
 schwarzes Pigment 55.
 schwedischer Granit 89.
 — Labrador 110.
 Schweelkohle 164 169.
 Schwefellager 160.
 Schwemmsand 133 146.
 Schwerspat in Sandstein 150.
 Sedimente, Allgemeines 130.
 — äolische 26 29.
 — Arten 26.
 — Beobachtungen an 28.
 — Beschaffenheit 25.
 — Bildung 26.
 — chemische 157.
 — Farbe 31.
 — fluviatile 26.
 — glaziale 26.
 — lichtgelbliche 31.
 — marine 26.
 — mechanische 134
 — organogene 162.
 — rote 31.
 — Systematik 133.
 — weiße 31.
 Sedimentgesteine 130.
 Sedimentgneis 192.
 Seekreide 157.
 Seesand 145.
 Seetorf 167.
 sekundäre Gesteine 1.
 Septarien 137.
 Serizit 50.
 Serizitgesteine 190.
 Serizitschiefer 194.
 Sernfit 153.
 Serpentin 47 122.
 — edler 126.
 Serpentinstock (Abb.) 124.
 Serpentinuff 125.
 Silikatfels 20.
 Sillimanit 45.
 Skapolithgabbro (Abb.) 88.
 Skapolithgneis 192.
 Skapolithhornblendefels 87.
 Skatol 174.
 Smirgel 196.
 Sodalith (Abb.) 43.
 Sodalithsyenit 102.
 Sommablöcke 109.
 Sonnenbrenner (Abb.) 121.
 Spaltbarkeit 38.
 Spaltenbrekzie 154.
 Spaltung eines Granitstockes
 (Abb.) 16.
 — magmatische 14.
 Spaltungsgesteine 9 111.
 — (Abb.) 116.
 — chemische Beschaffenheit 60.
 Spaltungsprozesse 9.
 Spaltungsrhomboeder (Abb.) 43.
 Spessartit 118.
 spezifisches Gewicht 36.
 Sphärolithe 73.
 — in Diabas 95.
 Sphärosiderit 137.
 Sphen 49.
 Spilit = Kalkdiabas 95.
 Spilosit 144.
 Spinell (Abb.) 50.
 Spinellzwilling (Abb.) 54.
 Spiriferensandstein 150.
 Spongienriff 169.
 — (Abb.) 27.
 Spongitenkalk 172.
 Sprudelstein 158.
 Stahlmeißel 34.
 Stanhope-Lupe (Abb.) 34.
 Staurolith 50.
 Steinheilsches Triplet (Abb.) 34.
 Steinkerne 176.
 Steinkohle 163.
 Steinkohlenformation 164.
 Steinöl 167.
 Steinsalz 158.
 — (Abb.) 45.
 Steinsalzformation 158.
 Steinton 137.
 Stengelgneis 142.

- Steppenbildung 29.
 Stinkdolomit 176.
 Stinkkalk 173.
 Stinkmarmor 180.
 Stock (Abb.) 7.
 Stockscheider 15.
 Strahlstein 52.
 Stratovulkan 129.
 Stringocephalenkalk 172.
 Strom 7.
 Struktur der Eruptivgesteine 36.
 — der Kontaktgesteine 22.
 — körnige 7.
 — porphyrtige 14.
 — porphyrische 6.
 Stylolithe 171.
 Süßwasserkalk 157.
 Süßwasserquarzit 184.
 Syenit 77.
 Syenitaplit 113.
 Syenitgneis 78.
 Syenitgranit 78.
 Systematik der Eruptivgesteine
 — der Sedimente 133. [61.

 Tabelle der Eruptivgesteine 37.
 Tafelländer, granitische 68.
 Tafelschiefer 135.
 Talk 45.
 Talkfels 123.
 Talkschiefer 145.
 Taschen 16.
 Taviglianazsandstein 151.
 Tegel 137.
 Tephrit 92 106.
 Terra rossa 136 172.
 tertiärer Habitus 3.
 Thalassitensandstein 150.
 Theralit 104.
 Thuringitoolith 178.
 Tiefengesteine 6.
 — Beobachtungen an 13.
 Tiefsee 28.
 Tiefseeschlamm 134.
 Tierfährtsandstein 148.
 Tinguait 109.
 Titaneisen 54.
 Titanit (Abb.) 49.
 Ton 135.
 Tonalit 62 82.
 Tongallen 32.
 Tongesteine 134.
 — Kontaktmetamorphose 139.
 Tonglimmerschiefer 194.
 Tonmergel 136.
 Tonsalz 160.
 Tonsandstein 148.
 Tonschiefer 135.
 Tonschieferhornfels 140.
 Tonschiefernädelchen 138.
 Tonstein 128.
 Tonsteinporphyr 72.
 Tonsteinporphyrit 91.
 Tonsubstanz 137.
 Topfstein 123.
 Torf 166.
 Torferde 167.
 Trachyt 79.
 — andesitischer 80.
 — phonolithischer 80.
 Trachytbrekzie 155.
 Trachytkuppe (Abb.) 7.
 transversale Schieferung 132.
 — (Abb.) 31.
 Trapp 94.
 Trappgranulit 71.
 Trappgrünstein 98.
 Traß 129.
 Travertin 157.
 Tremolit 52.
 Tridymit 79.
 Tripel 184.
 Triplet (Abb.) 34.
 Tropfstein 158.
 tropisches Karbon 30.
 Trümmergesteine 2.
 Tschernosem 136.
 Tuff, vulkanischer 126.
 Tuffit 129.
 Tuffoid 130.
 Tuffporphyroid 130.
 Tuffsediment 129.
 Turmalin (Abb.) 53.
 Turmalinfels 145.
 Turmalingranit 112.
 Turmalingranulit 71.
 Turmalinimprägation 21.
 Turmalinsonnen 53.

 Uralit 52.
 Uralitdiabas 95.
 Uralitgabbro 86.

- uralitische Hornblende 53.
 Uralitporphyrit 92.
 Urausscheidungen 81.
 Ureinschlüsse 12.
 Urkalk 179.

Variolit 95.
 Verbandsfestigkeit 4 28.
 verkieselte Wälder 184.
 Verkieselung 130.
 Verrukano 153.
 verschweißte Gänge 16.
 Verwitterung 13.
 Verwitterungslehm 136.
 Verwitterungslösung 26.
 Verwitterungsrückstand 26.
 Vesuvian 49.
 Vogesit 118.
 vollkristallinische Gesteine 26.
 Vorriffzone 27.
 vulkanische Asche 127.
 — Sande 127.
 — Tuffe 126.

Wacke, Lamprophyr 117.
 — Porphyrit 91.
 Wälder, verkieselte 184.
 Wanderdünen 146.
 Wasser 26.
 Wasserkissen 33 158.
 Weiß, Neuburger 184.
 weiße Sedimente 31.
 Weißliegendes 154.
 Weißstein 70.
 Wellenkalk 173.

 Wellensandstein 148.
 Wetzschiefer 183.
 Wiener Sandstein 151.
 Wiesentorf 166.
 Wollastonit 46.
 Wollsäcke 18.
 — (Abb.) 67.
 Würfel (Abb.) 45.
 Wüstenbildung 29.
 Wüstenlack 132.
 Wüstensand 145.

 Zellenkalk 172.
 Zentralgneis 187.
 Zentralgranit 66.
 — porphyrischer (Abb.) 63.
 — schiefriger (Abb.) 14.
 Zeolithe 12 117.
 Zerfrieren 151.
 Zerreißung 128.
 Zipollin 102.
 Zirkon 40.
 Zoisit 47.
 Zoisitamphibolit 101.
 Zölestin 160.
 Zoogener Kalkstein 171.
 Zopfplatten 148.
 Zweiglimmergranit 64
 Zwilling, Karlsbader (Abb.) 42
 Zwillinglamellen (Abb.) 42.
 Zwillinglamellierung 38.
 Zwischenbildungen 182.
 Zyanit 46.
 Zylinderlupe (Abb.) 34.
 zylindrische Absonderung 95.



In der Herderschen Verlagshandlung zu Freiburg im Breisgau sind erschienen und können durch alle Buchhandlungen bezogen werden:

Dr Ernst Weinschenk

a. o. Professor der Petrographie an der Universität München

Grundzüge der Gesteinskunde. Zweite, umgearbeitete Auflage. Zwei Teile. gr. 8^o

Erster Teil: **Allgemeine Gesteinskunde als Grundlage der Geologie.** Mit 100 Textfiguren und 6 Tafeln. (VIII u. 228 S.) *M* 5.40; geb. in Leinw. *M* 6.—

Zweiter Teil: **Spezielle Gesteinskunde mit besonderer Berücksichtigung der geologischen Verhältnisse.** Mit 186 Textfiguren und 6 Tafeln. (X u. 362 S.) *M* 9.60; geb. *M* 10.30

Die gesteinsbildenden Mineralien.

Zweite, umgearbeitete Auflage. Mit 204 Textfiguren und 21 Tabellen. gr. 8^o (X u. 226 S. u. 21 Tabellen) Geb. in Leinw. *M* 9.—

Anleitung zum Gebrauch des Polarisationsmikroskops. Mit 167 Textfiguren.

Dritte, verbesserte Auflage. gr. 8^o (VIII u. 164 S.) *M* 4.50; geb. in Leinw. *M* 5.—

«Was wir schon früher Weinschenks Büchern nachrühmten, das gilt auch von diesen: sie zeichnen sich aus durch klare, leichtfaßliche Darstellung bei strenger Wissenschaftlichkeit, durch übersichtliche Gruppierung und anregende Behandlung des Gegenstandes. Wer sich mit der Gesteinskunde beschäftigen will, dem können zur Einführung in dieses Gebiet obige Bücher nur empfohlen werden. Die Ausstattung und Illustrierung sind höchst lobenswert.»

(Kosmos, Stuttgart 1908, Heft 4 über die Gesteinskunde II. Teil und das Petrographische Vademekum.)

In der Herderschen Verlagshandlung zu Freiburg im Breisgau ist erschienen und kann durch alle Buchhandlungen bezogen werden:

Elementares Lehrbuch der Physik

nach den neuesten Anschauungen

von Ludwig Dressel

Vierte, vermehrte und verbesserte Auflage

besorgt von

Prof. Joseph Paffrath

Mit 1 Spektraltafel in Farbendruck und 705 Figuren

Zwei Bände. gr. 8⁰

(XXVIII u. 1202 S.) *M* 20.—; geb. in Leinw. *M* 22.—

Dressels Physiklehrbuch genießt in Fachkreisen und unter Studierenden hohes Ansehen besonders deshalb, weil es alle, auch die modernsten Forschungsergebnisse in ebenso glücklicher als klarer Darstellungsweise in das System des Lehrstoffes hinein verarbeitet. — Dressel setzt zwar die Anfangsgründe der Physik vielfach voraus und schreibt durchweg für denkende Leser, verzichtet aber auf eine weitere Beziehung der höheren Mathematik.

«Das Dresselsche Lehrbuch nimmt eine Mittelstellung ein zwischen den Lehrbüchern, die unmittelbar für die Hand des Schülers bestimmt sind, und den umfangreicheren Werken, wie z. B. Müller-Pouillet, Wüllner, Winkelmann, Gray, Chwolson usw., die für spezielle wissenschaftliche Studien geschrieben sind. Da das Buch dem neuesten Stande der physikalischen Wissenschaft angepaßt und in allen seinen Teilen wissenschaftlich durchgebildet ist, kann man es als ein vorzügliches Werk für die Hand des Lehrers empfehlen, der seine Kenntnisse für die Zwecke der Schule vertiefen und sich mit den neuesten wissenschaftlichen Ansichten vertraut machen will. . . . Das Buch kann in jeder Beziehung empfohlen werden.»

(Archiv der Mathematik und Physik XII, 3, Leipzig 1907 [über die 3. Aufl.].)

In der Herderschen Verlagshandlung zu Freiburg im Breisgau ist erschienen und kann durch alle Buchhandlungen bezogen werden:

Professor Dr Joseph Plaßmann

Himmelskunde

Versuch einer methodischen Einführung
in die Hauptlehren der Astronomie

Mit einem Titelbild in Farbendruck,
282 Abbildungen u. 3 Karten. Zweite
und dritte, verbesserte Auflage. gr. 8°
(XVI u. 572 S.) *M* 11.—; geb. in
Leinw. *M* 13.—

Das seit einiger Zeit vergriffene Werk erscheint soeben in verbesserter, auf den neuesten Stand der wissenschaftlichen Forschung gebrachter Auflage in etwas verkürzter Form und zu ermäßigtem Preise.

Wie bei der ersten, so setzt der Verfasser auch bei dieser neuen Auflage nur die einfachsten Grundlehren der Mathematik und Physik voraus und legt bei seinen Entwicklungen den Hauptton weniger auf eine bis ins einzelne gehende Beschreibung der Himmelserscheinungen. Es wird vielmehr angestrebt, dem Leser ein einheitlich aufgebautes Ganzes vor Augen zu führen, ihm ein eingehendes und gründliches Verständnis für die astronomischen Hauptprobleme zu verschaffen und ihn zu eigener Beobachtungstätigkeit anzuregen und anzuleiten.

Der Name Plaßmann ist dem deutschen Publikum wohlvertraut. Sein Träger ist seit einem Vierteljahrhundert bekannt als der Verfasser einer großen Anzahl astronomischer Monographien, in denen das Bestreben erkennbar ist, die Lesewelt in ernster Belehrung zur Höhe der Wissenschaft emporzuführen anstatt nach der Sitte mancher Popularisatoren den erhabenen Gegenstand durch flache Darstellung zu entweihen. Bekannt ist auch seine der Verbreitung astronomischer Forschung dienende organisatorische und publizistische Tätigkeit sowie besonders die Veröffentlichungen über veränderliche Sterne. Des Verfassers Name allein verbürgt demnach schon die Gediegenheit dieses Werkes.

Es ist gelungen, für die «Himmelskunde» eine ganze Reihe neuer, wertvoller Illustrationen zu erwerben, wobei Autoritäten der Wissenschaft ihre Unterstützung freundlichst gewährten.

So wird das Buch auch in dieser Neuauflage nicht nur Lehrern der Erd- und Himmelskunde an niederen und höheren Schulen, sondern auch allen Freunden einer sinnigen, verständnisvollen Naturbeobachtung ein zuverlässiger Berater sein.

In der Herderschen Verlagshandlung zu Freiburg im Breisgau erscheint und kann durch alle Buchhandlungen bezogen werden:

Jahrbuch der Naturwissenschaften

Unter Mitwirkung von Fachmännern herausgegeben

von Dr Joseph Plafmann

Der 28. Jahrgang 1912/1913 erscheint im Mai 1913

Preis gebunden etwa *M* 7.50

Inhalt: Physik, von Dr W. Matthies. — Chemie, von Dr K. Dammann. — Astronomie, von Dr J. Plafmann. — Meteorologie, von Dr E. Kleinschmidt. — Anthropologie, Ethnologie und Urgeschichte, von Dr F. Birkner. — Mineralogie und Geologie, von Dr Stremme. — Zoologie, von Dr H. Reeker. — Botanik, von Dr J. E. Weiß. — Forst- und Landwirtschaft, von F. Schuster. — Länder- und Völkerkunde, von Dr E. Schmidt. — Gesundheitspflege und Heilkunde, von Dr H. Moeser. — Angewandte Mechanik, Industrie und industrielle Technik, von K. Ruegg. — Luftschiffahrt, von A. Hänig. — Von verschiedenen Gebieten, von J. Plafmann. — Himmelserscheinungen, von Dr J. Plafmann. — Totenbuch, von Dr J. Plafmann. — Personen- und Sachregister.

«... Das Werk trägt sowohl den theoretischen wie den praktischen Wissenschaften in gleicher Weise Rechnung, und da es vieles bringt, wird es wahrlich jedem etwas bringen!»

(Danzers Armee-Zeitung, Wien 1912, Nr 35/37.)

«... Das Buch ist für Ärzte, die sich neben dem Brotstudium auch allgemein-naturwissenschaftlich beschäftigen, bestens zu empfehlen.»

(Ärztliche Mitteilungen, Straßburg 1912, Nr 36 [Blumm-Bayreuth].)

«Den Freunden des wohlbekannten und weitverbreiteten ‚Jahrbuches der Naturwissenschaften‘ wird auch der diesjährige Band mit Recht wieder eine Freude und eine Quelle der Belehrung sein. Die einzelnen Spezialkapitel bringen in kurzer und doch allgemein verständlicher Weise vom Neuen das Neueste, so daß sowohl der Naturwissenschaftler als auch der gebildete Laie sehr gut auf seine Rechnung kommt. Einer besondern Empfehlung bedarf das bestens eingeführte und solide ausgestattete ‚Jahrbuch der Naturwissenschaften‘ nicht.»

(Chemiker-Zeitung, Köthen 1912, Nr 146 [Fritz Zimmer].)

«... Es hat nicht Jahreswert, sondern dauernden Wert; das muß immer wieder betont werden.»

(Kölnische Volkszeitung 1912, Beil. Nr 34.)



BIBLIOTEKA GŁÓWNA

100154N/1