

Die
Zusammensetzung der festen Erdrinde
als Grundlage der Bodenkunde

Von

Dr. G. Milch,

Professor an der Universität und an der Technischen Hochschule Breslau

Zweite, ungearbeitete Auflage
der Grundlagen der Bodenkunde

Leipzig und Wien

F r a n z D e u t s c h e

1926

Alle Rechte, besonders das der Überetzung in fremde Sprachen, vorbehalten.
Copyright 1926 by Franz Deuticke, Leipzig und Wien.
Verlags-Nr. 3074.

Vorwort zur zweiten Auflage.

Die Frage, ob eine zweite Auflage der „Grundlagen der Bodenkunde“ wünschenswert sei und ob sich die auf eine vollständige Umarbeitung zu verwendende Arbeit und Zeit lohne, vermochte der Verfasser erst nach einigem Zögern in zustimmendem Sinne zu beantworten: die seit dem Erscheinen der ersten Auflage verstrichene lange Frist ließ sie zunächst nicht als unbedingte Notwendigkeit erscheinen, und die Entwicklung der Bodenkunde zu vorzugsweise chemischer, physikalischer und klimatologischer Behandlung schien längere Zeit von den mineralogisch-petrographischen Grundlagen fortzuführen. Für eine Neubearbeitung sprach die feste Überzeugung, daß diese mineralogisch-petrographischen Grundlagen sachlich immer bedeutungsvoll bleiben müssen und ihre Bedeutung gerade in letzter Zeit durch die Untersuchungen E. Bland's und anderer Forscher von neuem bewiesen haben — vor ihrer Überschätzung, besonders vor einer einseitigen Beurteilung eines Bodens aus der Natur seines Muttergesteins hatte der Verfasser gerade vom petrographischen Standpunkte aus schon vor zwanzig Jahren gewarnt und die Grenzen dieser Betrachtungsweise durch starke Betonung von Grad und Art der Verwitterung sowie durch die Auffassung der Böden als Konvergenzbildungen zu bestimmen versucht. (Über die Beziehungen der Böden zu ihren Muttergesteinen, Mitt. d. landwirtsch. Institute der Universität Breslau III, 1906, S. 867 ff.)

Für einen erneuten Versuch entschied schließlich die Lehrerfahrung mehrerer Jahrzehnte, in der ein Bedürfnis entsprechenden Unterrichts sich nicht nur für Landwirte und Forstwirte, sondern auch für Geographen und Biologen herausgestellt hatte. Demgemäß haben sich in dem vorliegenden Buche wie im Unterricht die „Grundlagen der Bodenkunde“ in eine Lehre von der „Zusammensetzung der festen Erdrinde“ als Grundlage der Bodenkunde gewandelt; die Entstehung aus Vorlesungen wird und soll auch in der neuen Auflage fühlbar sein.

Die Anordnung des Stoffes konnte trotz erheblicher Umarbeitung und Ergänzung der einzelnen Teile im allgemeinen erhalten bleiben; für die großen Schwierigkeiten, die bei der notwendig knappsten Form die chemischen Grundlagen und die Lehre von der Kristallgestalt bieten, wurde eine neue Lösung versucht. Der Abschnitt über Kristalloptik mußte als Grundlage der mikroskopischen Untersuchungsmethoden etwas erweitert werden, bildet aber einen selbständigen Unterteil, der für den auf die Kenntnis dieser Methoden verzichtenden Leser entbehrlich ist; neu wurde ein dritter Hauptteil „Beziehungen zwischen der Beschaffenheit der Böden und der Natur ihrer Muttergesteine“ hinzugefügt.

Hoffentlich erweist sich das Buch in seiner neuen Gestalt als brauchbar für die weiteren Kreise der wissenschaftlich interessierten Land- und Forstwirte, der Geographen und der Biologen, denen es ohne Übergriff in ihre Sondergebiete und ohne Voraussetzung mineralogisch-petrographischer Kenntnisse die auch für sie grundlegende Lehre vom stofflichen Aufbau der festen Erdrinde und von den an der Grenze des Festen gegen die Lufthülle sich abspielenden, für das Leben auf der Erde maßgebenden Vorgänge übermitteln soll.

Den Herren Dr. Stoklossa und Dr. Valetton fühle ich mich für freundliche Unterstützung zu aufrichtigem Danke verpflichtet.

Breslau, im März 1926.

L. Misch.

Inhalt.

	Seite
Einleitung	1
Die Bildungsweise der Gesteine	3
Erdruste und Erdinneres	8
Erster Hauptteil: Allgemeine Eigenschaften der Gemengteile der Gesteine und Böden	12
I. Chemische Zusammensetzung	12
II. Physikalische Eigenschaften	16
A. Skalare Eigenschaften	17
Das spezifische Gewicht	17
B. Vektorielle Eigenschaften	19
1. Grundzüge einer Morphologie der kristallisierten Körper	20
Zwillingsbildungen	27
2. Physikalische Eigenschaften (im engeren Sinne)	27
a) Spaltbarkeit und Bruch	27
b) Härte	31
c) Optische Eigenschaften	33
α) unmittelbar zu beobachten	33
Farbe	33
Glanz	35
Durchsichtigkeit	36
β) mit optischen Hilfsmitteln zu beobachten (Brechung und von ihr abhängige Eigenschaften)	36
Lichtbrechung	36
Doppelbrechung und Polarisation	41
III. Beobachtungen mit dem Polarisationsmikroskop	44
A. Beobachtungen in parallelem polarisiertem Licht	45
1. nur mit einem Nicol	45
2. mit zwei senkrecht zu einander schwingenden (gekreuzten) Nicols	46
Interferenzfarben	48
B. Beobachtungen in konvergentem polarisiertem Licht	52
IV. Zusammenfassung	54

Zweiter Hauptteil: Minerale und Gesteine als Bestandteile der Erdkruste und als Bodenbildner	58
I. Die Gemengteile der Erstarrungsgesteine	59
A. Die wichtigsten wesentlichen Gemengteile der Erstarrungsgesteine	59
1. Quarz	59
Die Feldspatgruppe	60
2. Kalifeldspate („Orthoklas“, Mikroclin).	61
3. Die Plagioklasreihe	64
Feldspatvertreter	66
4. Nephelin (Caeolith)	67
5. Leuzit	67
6. Sodalithgruppe	68
Die Glimmergruppe	68
7. Biotit (Magnesiaceinglimmer).	69
8. Muskovit (Kaliglimmer).	70
Die Phrogen(Augit)-Gruppe und die Amphibol(Hornblende)-Gruppe	70
Die Phrogengruppe	71
9. Die rhombischen Phrogene	71
10. Die monoklinen Phrogene	72
Die Amphibolgruppe	74
11. Die monoklinen Amphibole	74
12. Olivin	75
B. Nebengemengteile der Erstarrungsgesteine	75
13. Apatit	75
14. Eisenerze (Magnetit, Eisenglanz, Eisenkies)	77
15. Rutil und Zirkon.	77
II. Die massigen Gesteine (Erstarrungsgesteine, Eruptivgesteine)	78
A. Bildungsweise und Struktur	78
B. Die Tiefengesteine (mit Tabelle S. 88)	87
1. Granite (Alkalikalkgranite und Alkaligranite).	89
2. Syenite (Alkalikalksyenite und Alkalisyenite)	91
3. Nephelinsyenite (und Leuzit-syenite)	93
4. Diorite	94
5. Gabbrogesteine (und Norite).	95
6. Gabbrogesteine	96
7. Basische Alkaligesteine	96
8. Anorthosit	97
9. Peridotite (und Phrogenite).	98
C. Begleitende Bestandmassen und Gangfolge der Tiefengesteine	99
D. Die Ergußgesteine.	101
Habitus der Ergußgesteine	101
Systematik der Ergußgesteine	103
Überzicht über die Ergußgesteine	105

	Seite
1a. Quarzporphyre, Liparite	105
1b. Quarzkeratophyre, Comendite	105
2a. Quarzfreie Porphyre, Trachyte	105
2b. Keratophyre, Alkalitrachyte	106
3. Phonolithe, Leuzitrachyte, Leuzitophyre	106
4. Quarzporphyrite, Dazit; Porphyrite, Andesite	106
5. Diabase, Melaphyre, Plagioklasbasalte	107
6. Trachydozerite (Alkalibasalte)	108
7. Nephelin- und Leuzit-Lephrite und Bajanite	109
8. Leuzitite und Leuzitbasalte	109
9. Nephelinite und Nephelinbasalte.	109
10. Melilitbasalte	110
11. Pikrite, Mugitite und Limburgite	110
E. Vulkanische Auswurfsmassen und Tuffe	110
III. Verwitterung und Zerlegung der Erstarrungsgesteine und ihrer Komponenten	111
A. Allgemeines	111
1. Physikalische Ursachen des Gesteinszerfalls	112
a) Temperaturwechsel (einschließlich Spaltenfroßt)	112
b) Einwirkung der Pflanzen- und Tierwelt	114
2. Chemische Verwitterung und Zerlegung	115
Ursachen und Einwirkung	115
B. Die wichtigsten durch Verwitterung entstehenden Neubildungen	118
1. Neubildungen aus tonerhaltigen Silikaten	119
a) Tonsubstanzen	119
b) Basenaustausch	120
c) Neugebildete Minerale.	121
1) Kaolin	122
2) Kaliglimmer	122
3) Zeolithe	122
2. Nicht auf Tonersilikate beschränkte Neubildungen	123
4) Kalkpat	123
5) Epidot	124
6) Chloritgruppe	124
7) Serpentin	125
8) Opal	125
9) Simonit	126
C. Die Zerlegung der Gesteinsgemengteile	127
1. Umwandlung der Kalifeldspate	127
a) in Tonsubstanzen	127
b) in Kaliglimmer	129
c) in Epidot	130
d) in Zeolithe	130

	Seite
2. Umwandlung der Plagioklase	130
a) in Tonsubstanzen	130
b) in Kaliflimmer	131
c) in Epidot und Zoisit	131
d) in Zeolithe	131
3. Umwandlung der Feldspatvertreter	131
4. Umwandlung der farbigen Gemengteile	132
a) Zersetzung der Biotite	132
b) Zersetzung des Olivin	133
c) Zersetzung der Pyroxene und Amphibole	133
5. Umwandlung der Eisenerze	133
6. Umwandlung des Apatit	134
IV. Die Sedimentgesteine	135
A. Allgemeines (mit Formationstabelle S. 137)	135
B. Systematik der Sedimentgesteine	141
1. Mechanische Sedimente	141
a) Anhäufung von Blöcken und Trümmern wesentlich durch Wirkung der Schwerkraft: Schutthalden usw.	144
b) Anhäufung durch transportierende Medien	145
α) Durch Wasser zusammengeschwemmte Sedimente	146
1) Breccien und Konglomerate	150
2) Sandsteine	151
3) Tongesteine	153
β) Durch Eis abgelagerte Sedimente	156
γ) Durch Wind zusammengewehte Sedimente	160
2. Chemische Sedimente	161
a) Auf anorganischem Wege gebildete Gesteine	161
α) Gemengteile der Steinsalz- und Kalilagerstätten	164
1) Anhydrit	164
2) Gips	165
3) Steinsalz	165
4) Sylvin	166
5) Carnallit	166
6) kainit	166
β) Entstehung der Steinsalz- und Kalilager	167
γ) Anorganische Ausscheidungen aus Quellen	172
b) Unter wesentlicher oder ausschließlicher Mitwirkung von Organismen entstandene Gesteine	173
α) Kalkgesteine	173
1) Kreide	174
2) Dichter Kalkstein (und Mergel)	175
3) Körniger Kalkstein (Marmor z. T.)	180
β) Dolomit	180
γ) Kieselsedimente organischer Entstehung	181

	Seite
1) Marine Bildungen (Kieselchiefer)	181
2) Süßwasserbildungen (Polierschiefer, Kieselguhr)	182
δ) Guano	182
ε) Kalziumphosphate	183
ζ) Natriumalpeter (Chilialpeter)	185
η) Raseneisenerz	186
δ) Kohlige Bildungen: Humus und Humusgesteine	187
1) Humusstoffe und ihre Rolle als Bestandteile von Böden	188
2) Humusböden	190
3) Drifstein	191
4) Moore	192
5) Torf und Kohlengesteine	194
V. Metamorphe Gesteine und kristalline Schiefer	197
A. Kontaktmetamorphe Gesteine	198
1. Minerale der Kontaktthöfe	199
1) Andalusit	199
2) Granatgruppe	200
3) Cordierit	200
4) Wollastonit	200
5) Bejuvian	200
2. Kontaktthöfe	201
B. Die kristallinen Schiefer	202
1. Entstehungsweise der „Gneise“	203
2. Mineralbestand der kristallinen Schiefer	207
Difhen und Sillimanit	207
3. Schematik der kristallinen Schiefer	208
a) Gneise	208
b) Glimmerschiefer	210
c) Einlagerungen	210
4. Einteilung der kristallinen Schiefer nach ihrem Glemismus und der Natur ihrer Ausgangsgesteine	211

Dritter Hauptteil: Beziehungen zwischen der Beschaffenheit der Böden und der Natur ihrer Muttergesteine

I. Allgemeines	214
A. Bodenprofil	214
B. Abhängigkeit des Zerfalls von der Struktur und Textur der Gesteine	216
C. Einwirkung der mineralogisch-chemischen Zusammen- setzung der Gesteine	217
II. Bodenbildung aus den verschiedenen Gesteinen	218
A. Verwitterung der Erstarrungsgesteine	218
B. Verwitterung der mechanischen Sedimente	220

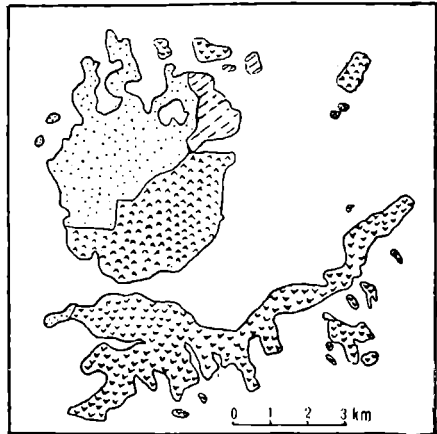
	Seite
1. Verwitterung der Konglomerate und Sandsteine	220
2. Verwitterung der Glazialablagerungen	222
3. Verhalten von Löß und Lehmgesteinen	224
4. Verwitterung der Tongesteine	224
C. Verwitterung der chemischen Sedimente	225
D. Verwitterung der kristallinen Schiefer	227
III. Beeinflussung der Böden durch bewegende Kräfte	228
Sogenannte „Eluvialböden“ und „Kolluvialböden“	229
IV. Klimatische Bodenzone	230
Ortsböden und Reliktenböden	235
Sachverzeichnis	239

Einleitung.

Die feste Erdrinde baut sich auf aus neben- und übereinander gelagerten, als Gesteine bezeichneten Massen, die nach ihrer Beschaffenheit als stofflich verschiedene Körper vielfach schon der einfachen Beobachtung kenntlich sind. So muß bei einer Durchwanderung des kleinen Zobtengebirges, das sich südwestlich von Breslau aus der Ebene erhebt (vgl. Fig. 1),

jedem, der auf die Gesteinsbeschaffenheit achtet, beim Besteigen des Zobtenberges von Westen die scharfe Grenze zwischen dem den tieferen Teil des Berges zusammensetzenden hellen, schwarz gesprenkelten Granit und dem dunklen, viel gröberkörnigen Gabbro auffallen, der den Gipfel und den östlichen Abhang aufbaut; die den Hauptgipfel kränzförmig umgebenden, im Geiersberg gipfelnden Berge bestehen aus einer dritten Gesteinsart, einem schmutzig schwarzgrünen, dichten Serpentin, und wo diese verschiedenen Gesteine aneinander stoßen, treffen sie mit einer scharfen, kartographisch genau festzulegenden Grenze zusammen.

Ebenso wie horizontal sind die Gesteine auch vertikal deutlich gegeneinander abgegrenzt: im Riesengebirge bewegt man sich beim Besteigen der Schneefoppe von Norden oder Westen bis kurz unter dem Gipfel in Granit und gelangt dann in einen plattig zerspringenden Glimmerschiefer, der wie ein in die Stirn



Amphibolit
 Serpentin
 Gabbro
 Granit
 Tertiär u. Quartär

Fig. 1. Geologische Übersichtskarte des Zobtengebirges (nach L. Finckh).

gezogener Schleier den oberen Teil des Koppenfegels nach Norden verhüllt und nach Süden tief in das Tal hinabwallt (vgl. den Durchschnitt Fig. 2).

Die meisten Gesteine bestehen aus mehreren, nach Farbe, Glanz, Härte, Spaltbarkeit, chemischem Verhalten und anderen Eigenschaften verschiedenen Körpern, den Mineralen; andere, wie Marmor und Steinsalz, wesentlich oder gänzlich aus Körnern der gleichen Mineralart. Bei vielen, wie beim Granit, Gabbro, Gneis, Marmor kann man die einzelnen Körner mit dem unbewaffneten Auge oder der Lupe unterscheiden und alle, auch die dichtesten, wie den Solenhofener Kalkstein, den Serpentin und andere, mit Hilfe des Mikroskops als ein Hauptwerk verschieden gegeneinander gelagerter Körner erkennen. Somit ist jedes Gestein inhomogen, d. h. eine beliebig durch ein Gestein hindurchgelegte Linie trifft in ihrem Verlauf bei den gemengten Gesteinen auf

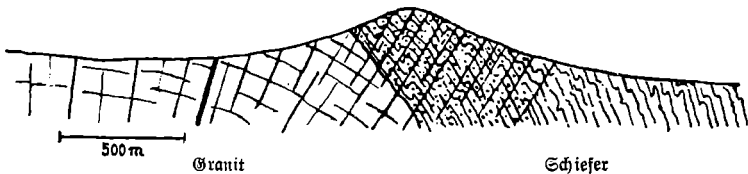


Fig. 2. Profil durch den Granit-Schiefer-Kontakt der Schneekoppe (Riesengebirge).

chemisch verschiedene Körner, bei den aus einer Mineralart bestehenden wenigstens auf verschieden orientierte Körner; andererseits bildet jedes Gestein eine geologische Einheit infolge seiner Entstehung, wie seine allseitige Abgrenzung gegen die Nebengesteine deutlich erkennen läßt. Den die Gesteine aufbauenden Mineralen kommt chemische und physikalische Homogenität zu, in voller Strenge, sofern sie, wie die weitaus meisten, kristallisiert sind, weniger streng den (amorphen) Gelsen, soweit sie zu den Mineralen gerechnet werden; glasige Gebilde, die sich nur bei geologisch ganz bestimmten Gesteinen, Produkten von Vulkanen finden, gehören nicht zu den Mineralen, sondern werden als Gesteinsglas oder glasige Gesteinsteile bezeichnet.

An der Grenze der Erdoberfläche gegen die Luftshülle bildet sich aus den Gesteinen durch Einwirkung eines Teiles der die Atmosphäre zusammensetzenden Stoffe und der in ihr wirkenden Kräfte unter Mitwirkung der Lebensprozesse der „Boden“, „die ewig bewegliche lebende Erdhülle, die durch Sonnenenergie, atmosphärisches Wasser und

Organismen verändert wird“ (Zarilow, zitiert nach E. Ramann), der Gegenstand der Forschung und Lehre der Bodenkunde; als Grundlage der Bodenkunde wird hier die Lehre von den Tatsachen und Vorgängen zusammengefaßt, die sich auf die Entstehung und Beschaffenheit der obersten Teile der festen Erdrinde beziehen, unter besonderer, aber nicht ausschließlicher Betonung der für den Boden als Standort der Pflanzenwelt wichtigen Verhältnisse.

Aus den an der Erdoberfläche selbst und den unmittelbar unter ihr liegenden Teilen der Gesteine entsteht durch Vorgänge, die man Verwitterung (im weiteren Sinne) nennt, der anorganische Hauptteil der Böden oder der Ackererde; für das Verständnis des Wesens der Böden ist mithin ganz ebenso wie für die Lehre von der Zusammensetzung der Erdrinde die Kenntnis der Entstehung und der Beschaffenheit der verbreitetsten Gesteine, der Eigenschaften der wichtigsten sie aufbauenden Minerale, sowie der Einwirkung der Verwitterung auf diese Minerale und Gesteine erforderlich. Die in den meisten Böden vorhandenen organischen Bestandteile verlangen ein Eingehen auf die durch Verwesung und Fäulnis aus abgestorbener organischer Substanz hervorgehenden Gebilde, die ihrerseits auch wieder als Gesteine an dem Aufbau der festen Erdrinde teilnehmen.

Die Bildungsweisen der Gesteine.

Die Entstehungsweise der Gesteine, die die feste Erdrinde zusammensetzen, ergibt sich aus der Beobachtung, wie sich Gesteine in der Gegenwart bilden.

1. Das auf der Erdoberfläche fließende Wasser führt fast immer Teile des Erdreiches mit sich; sie schwächen die Durchsichtigkeit des Wassers und erzeugen die schmutzig-gelbe Farbe, die dem Wasser der größeren Ströme in ihrem Mittel- und Unterlauf so oft eignet. Daß diese Trübung von mechanisch mitgeführten festen Körpern herrührt, lehrt ein einfacher Versuch: gießt man trübes Flußwasser mit genügender Sorgfalt durch Filtrierpapier, so ist das durchgeflossene Wasser (das Filtrat) kristallklar, und auf dem Filter bleibt ein fester Rückstand zurück. Die vom Wasser mechanisch fortgeführten festen Körper sind spezifisch schwerer als das Wasser und werden daher nur durch die Stoßkraft des Wassers schwebend erhalten; wird diese zu gering, so sinken die festen Teile zu Boden. Daher klärt sich

trübes Wasser ohne fremde Einwirkung, oft allerdings erst nach langer Zeit, wenn es in einem Gefäß in Ruhe sich selbst überlassen bleibt; der Boden des Gefäßes bedeckt sich mit einer Schicht fester Körper, die vorher im Wasser schwimmend (suspensiert) die Trübung hervorgerufen hatten. Im großen Maßstabe tritt dieser Vorgang ein, wenn ein Fluß sich in ein von ruhendem Wasser erfülltes Becken (See oder Meer) ergießt: die mechanisch fortgeführten Massen sinken zu Boden, das Wasser klärt sich. In dem einfachsten Fall, beim Eintritt eines Flusses in einen Binnensee, dessen Wasser seine Ufer nicht wesentlich angreift, wird die Beschaffenheit des Abfluges ausschließlich von der Natur der vom Flusse mitgeführten festen Stoffe abhängig sein; im Meere kann sich zu diesen noch das durch die Brandung den Küsten entriessene Material gesellen. Da nun schneller fließendes Wasser größere Gesteinsteile fortzuführen vermag als langsam fließendes, so wird derselbe Strom bei hohem Wasserstande an seiner Einmündung größere Körner mit sich führen, als bei niedrigem; am Grunde des Sees setzen sich mithin übereinander Lagen ab, sogenannte Schichten, die sich durch die Verschiedenheit der für jede Schicht charakteristischen Durchschnittsgröße der sie aufbauenden Körner voneinander unterscheiden. Auch stofflicher Wechsel, beispielsweise hervorgerufen durch ungleiche Niederschläge in den aus verschiedenen Gesteinen aufgebauten Teilen eines Stromgebietes und die hierdurch herbeigeführte Verschiedenheit der Natur der mitgeführten Sinkstoffe, veranlaßt Schichtung; sogar ein zeitweiliges Aussetzen der Ablagerung und hierdurch bedingte Entstehung einer Oberfläche genügt zur Entstehung einer Schichtfuge. Die Ebenen, welche die Schichten begrenzen, heißen Schichtflächen; die tiefer liegende Schicht, das Liegende, ist älter als die überlagernde, das Hangende.

Die auf diese Weise abgesetzten Schichten bauen sich auf aus mehr oder weniger gerundeten, teilweise auch eckigen Körnern; sehr häufig sind sie nicht einheitlich, sondern enthalten mehrere Minerale, aber auch wenn sie nur aus einem Mineral bestehen, besitzen sie niemals die Kristallgestalt, die der betreffenden Substanz eigentümlich ist. Nach ihrer ganzen Erscheinung erweisen sie sich somit als Bruchstücke von älteren Gesteinen, die aus ihrem alten Verbande gelöst sind und jetzt nach einer kürzeren oder längeren Verfrachtung ein neues Gestein aufbauen (allothigene Bestandteile).

Der Aufbau aus Bruchstücken von älteren Gesteinen ist nun für eine sehr große Zahl von Gesteinsbildungen der Gegenwart charakteristisch. In den wichtigsten Fällen dient Wasser als Transportmittel, und der Abfluß findet im Wasser statt — dann ist in der Regel auch die Schichtung am vollkommensten ausgebildet; findet die Verfrachtung durch Eis oder Luft

statt, so ist die Schichtung unvollkommen oder fehlt auch ganz, ohne daß das wesentlichste Merkmal dieser Bildungen, der Aufbau aus Fragmenten älterer Gesteine, dadurch geändert würde.

Gesteine dieser Art und Entstehungsweise faßt man als klastische Gesteine oder mechanische Sedimente zusammen.

2. Auch wenn man von den mechanisch mitgeführten Teilen abieht, so ist das kristallklare, von Sinkstoffen freie oder befreite tellurische Wasser nicht rein im chemischen Sinne: es enthält stets andere Stoffe gelöst, ist mithin im chemischen Sinne eine Lösung. Auch von dieser Tatsache kann man sich durch einen sehr einfachen Versuch überzeugen: von den mechanisch mitgeführten Stoffen befreites Flußwasser oder klares Quellwasser läßt sich nicht restlos in Wasserdampf überführen, sondern es bleibt bei der Verdampfung ein Rückstand; die vorher im Wasser gelösten Stoffe scheiden sich in fester Gestalt aus. Durchaus entsprechende Vorgänge beobachtet man in der Natur: Quellen, die aus der Tiefe an die Erdoberfläche treten, setzen hier einen Teil der gelösten Stoffe ab (Kalktuff, Karlsbader Sprudelstein und andere mehr); aus Seen, unter bestimmten Umständen auch aus dem Meere, scheiden sich die gelösten Stoffe aus und bilden Lager von Gips, Steinsalz und verwandten Gebilden. Auch bei derartigen Bildungen findet sich häufig Schichtung, doch fehlt sie hier öfter als bei den mechanischen Sedimenten; charakteristisch für diese Entstehungsweise ist der Aufbau aus nicht klastischen, sondern an Ort und Stelle gebildeten (authigenen), aus einer Lösung ausgeschiedenen Körnern, die gewöhnlich nur deshalb die dem Stoff eigentümliche Kristallgestalt nicht aufweisen, weil sie sich gegenseitig an der Ausbildung der Kristallflächen hindern. Kennzeichnend ist ferner das gleiche Alter aller in einer Ebene liegenden Körner und schließlich die stoffliche Gleichartigkeit der jede einzelne Schicht aufbauenden Minerale. Gesteine dieser Art heißen chemische Sedimente oder chemische Präzipitate.

3. Eine dritte Gruppe von Gesteinen verdankt ihre Entstehung der Tätigkeit der organischen Welt: Moor und Torf, die Kalkriffe der Korallen-Inseln, der am Boden der Tiefsee häufige Globigerinenschlick, der sich wesentlich aus den Schalen abgestorbener einzelliger, dem Plankton angehöriger Tiere aufbaut, sind die bekanntesten Beispiele. Charakteristisch für die ganze Gruppe ist ihr Aufbau aus Resten von Organismen; erkennbar sind sie teils durch die chemische Natur (kohlenstoffreiche Ver-

bindungen), teils durch die Struktur der tierischen und pflanzlichen Reste. Gesteine dieser Art werden als organogen zusammengesetzt.

4. Eine vierte Art der Entstehung beobachtet man an tätigen Vulkanen. Aus tieferen Teilen der Erde treten glutflüssige Massen, sogenannte Magmen, an die Erdoberfläche, die durch Abkühlung zu festen Gesteinen erstarren. Aus der schmelzflüssigen Lösung entwickeln sich gewöhnlich Kristalle von verschiedener chemischer Zusammensetzung; die verschiedenen Minerale bilden sich nicht gleichzeitig, sondern in aufeinander folgenden Zeiträumen. Die Reihenfolge der Entstehung kann man direkt bei der Entstehung des Gesteins beobachten, man kann sie aber auch aus der späteren Beobachtung erschließen, da ein Gemengteil um so vollkommener entwickelte Kristallgestalt besitzen muß, je zeitiger er sich gebildet hat, während die jüngeren Bildungen sich naturgemäß mit dem Raum begnügen müssen, den die älteren übrig gelassen haben; die jüngeren werden mithin durch die älteren in der freien Entwicklung ihrer Gestalt gehindert werden. Sämtliche Gemengteile sind am Ort der Verfestigung entstandene, authigene Bildungen des Schmelzflusses, in allen beliebigen Ebenen liegen Gemengteile verschiedenen Alters nebeneinander, die Reihenfolge der Auscheidung ist abhängig von der chemischen Zusammensetzung und den physikalischen Verhältnissen des Schmelzflusses. Schichtung, d. h. Ausbildung von Ebenen, die nach dem Alter und der stofflichen Zusammensetzung verschiedene Lagen trennen, deren tiefere immer älter ist als alle höher liegenden, fehlt Gesteinen dieser Entstehungsart völlig; gelegentlich vorkommende Parallelanordnung oder Lagentextur unterscheidet sich somit durchgreifend von Schichtung, mit der sie bei näherem Zusehen auch äußerlich kaum etwas gemein hat. Gesteine dieser Art heißen massige Gesteine, nach ihrer Entstehungsart Erstarrungsgesteine oder Eruptivgesteine.

5. Während die meisten älteren Gesteine, die jetzt den der Beobachtung zugänglichen Teil der Erdkrinde zusammensetzen, die gleichen Eigenschaften aufweisen, die für die Entstehungsweise der sich in der Gegenwart bildenden und während des Bildungsprozesses unserer Beobachtung zugänglichen Gesteine charakteristisch sind, und somit den Rückschluß gestatten, daß sie auf die gleiche Weise entstanden sind wie diese, verhält sich eine große Gruppe abweichend: ihre Glieder vereinigen in eigentümlicher Weise Züge mehrerer ihrer Entstehung nach verschiedener Gruppen mit Eigenschaften, die aus-

schließlich in dieser Gruppe auftreten. Die sie aufbauenden Minerale erscheinen teils authigen, teils allothigen, aber auch wenn sie durchaus authigenen Charakter tragen, fehlen ihnen die wesentlichsten Eigenschaften der Erstarrungsgesteine, die gesetzmäßige Reihenfolge in der Ausscheidung der Gemengteile und die massige Struktur; von den chemischen Sedimenten unterscheidet sie die häufige Anordnung verschiedener Minerale zu einer Gesteinslage. Die Gesteine besitzen eine Teilbarkeit nach einer Ebene, die zunächst an Schichtung denken läßt, aber diese Teilbarkeit findet sich auch bei Gesteinen, die sich aus verschiedenen authigenen Gemengteilen aufbauen, und folgt, wenn das Gestein aus Lagen von verschiedener Beschaffenheit besteht, durchaus nicht immer den Grenzen dieser Lagen (dem Gesteinswechsel), sondern durchschneidet sie gar nicht selten. Diese Teilbarkeit, die man Schieferung nennt, ist somit ihrer Art und ihrer Entstehung nach von der Schichtung scharf zu unterscheiden: sie ist eine offenbar nach der Verfestigung des Gesteins erworbene, also sekundäre Eigenschaft und findet sich in der gleichen Weise sowohl bei Gesteinen, die aus Erstarrungsgesteinen, wie bei solchen, die aus Sedimentgesteinen hervorgegangen sind; gewöhnlich ist sie mit einer Änderung des primären Mineralbestandes, einer Ummineralisation verbunden. Die Glieder dieser Gruppe, deren Eigentümlichkeiten sich mithin durch die Umwandlung (Metamorphose) ursprünglich normaler Erstarrungs- oder Sedimentgesteine in beträchtlicher Tiefe unter der Erdoberfläche erklären, werden auf Grund ihrer gegenwärtigen Erscheinungsweise als kristalline Schiefer zusammengefaßt; ihre wichtigsten Vertreter sind die Gneise und die Glimmerschiefer.

Auf die Entstehung der (umgewandelten Erstarrungsgesteinen überaus ähnlichen) primären „Eruptivgneise“ durch Auskristallisation von Schmelzflüssen unter gerichtetem Druck kann erst später eingegangen werden.

Jedes Gestein liefert unter dem Einfluß der Atmosphären (Regenwasser, Sauerstoff, Kohlendioxid der Luft) Stoff zu mechanischen Sedimenten und chemischen Ablagerungen und kann durch Metamorphose in einen kristallinen Schiefer übergeführt werden, der durch geologische Vorgänge an die Erdoberfläche gelangend, wieder der Zerstörung und Verwitterung anheimfällt und somit von neuem Material für Sedimentgesteine liefert — auch die organogenen Gesteine sind mit denjenigen ihrer Bestandmassen, welche die sie aufbauenden Organismen der anorganischen Natur entnommen haben, in diesen Kreislauf einbezogen. Die Frage nach der Herkunft des im Kreislauf befindlichen Materials beantwortet sich auf Grund

der vorstehenden genetischen Erwägungen verhältnismäßig einfach: ursprünglich müssen all die Massen, die gegenwärtig die feste Erdrinde bilden oder sich gerade im Umlauf befinden, zum ersten Mal durch Kristallisation und Erstarrung aus Schmelzfluß eine feste Gestalt angenommen haben. Man darf dabei nicht nur an die aus emporsteigendem Schmelzfluß gebildeten Erstarrungsgesteine denken, die in der Gegenwart und seit überaus langen Zeiträumen allein neues Material in den Kreislauf hineinführen; ein Teil des Gesteinsmaterials — wieviel entzieht sich allerdings jeder Schätzung — muß in der Frühzeit der Erdgeschichte einer Erstarrungskruste der Erde entnommen worden sein.

Erdkruste und Erdinneres.

So lange man den Auffassungen von der Entstehung der Erde die Kant-Laplace'sche Hypothese zu Grunde legt, ist die Annahme einer Erstarrungskruste eine notwendige Folgerung: die obersten Teile der Erde müssen zu irgend einer Zeit aus dem gasförmigen in den feurigflüssigen Zustand übergegangen sein und bei fortschreitender Abkühlung sich mit einer Erstarrungskruste bedeckt haben. Zunächst wird die dünne Kruste wiederholt von den schmelzflüssigen Massen überwältigt worden sein, und diese werden sich an der Oberfläche ausgebreitet haben, um hier verhältnismäßig schnell zu erstarren — plötzlich an Leuchtkraft stark zunehmende oder vorher gar nicht sichtbare Sterne, die sogenannten novae, wurden vielfach durch einen entsprechenden Zustand erklärt. Später bildete sich eine bleibende Kruste, die gleichzeitig durch weitere Wärmeabgabe der Erde an den Weltraum nach Innen wuchs und seit dieser Zeit in dauernder Zunahme begriffen ist.

Auch auf einem anderen Wege kommt man zur notwendigen Annahme einer Erstarrungskruste: damit schmelzflüssige Massen aus dem Innern emporsteigen können, muß eine Kruste vorhanden sein, in die diese Massen hineindringen und die sie durchbrechen; für die Bildung von chemischen Ablagerungen ist eine Unterlage erforderlich, auf der sie sich ablagern können, mechanische Sedimente verlangen außer einer festen Unterlage noch das Vorhandensein von älteren Gesteinen, denen ihr Material entstammt. Diese Erwägungen werden durch die Tatsache nicht beeinflusst, daß Gesteine, die man als Erstarrungskruste ansprechen kann, nicht bekannt sind: möglicherweise sind Teile von ihr in umgewandeltem Zustand unter den tiefsten und ältesten kristallinen Schieferen vorhanden, ohne daß man allerdings sichere Anzeichen für diese Annahme anführen kann.

Die Mächtigkeit der festen, nach unten halbfesten Erdkruste wird aus geophysikalischen Gründen zu rund 120 km ($\frac{1}{50}$ des Erdradius) angenommen; stofflich ungefähr bekannt ist die Zusammensetzung der obersten 16 km, und auch diese nur indirekt aus der Natur der die Gebirge bildenden Massen und der infolge von Verschiebungen in der Erdrinde nebeneinander an der Oberfläche liegenden Gebilde, da die tiefsten Bohrlöcher nur wenig über 2 km in die Erdkruste eindringen.

Für die Vorstellungen über die Beschaffenheit der tieferen Teile der Erde sind wir auf geophysische Beobachtungen und astrophysische Analogien angewiesen, wobei man sich bei Benutzung der geophysikalischen Tatsachen zu Schlüssen auf die Tiefe vor zu weit gehenden Extrapolationen hüten muß.

Unbedingt falsch muß jeder Versuch sein, aus der geothermischen Tiefenstufe, der Zahl der Meter, die eine Steigerung der Erdtemperatur nach der Tiefe um 1° C bedingen (rund zu 30 m angenommen), die Temperaturen der größeren Tiefen zu berechnen: die Temperaturzunahme nach der Tiefe ist nur an wenigen Stellen bis 2 km hinab bekannt und schwankt für die häufig untersuchten geringeren Tiefen so stark, daß der gewöhnlich angegebene Wert auch für die obersten Teile der Erdrinde nur als Durchschnittswert gelten kann. Die Kugelgestalt der Erde, die durch Druck und höhere Temperatur gesteigerte Leitfähigkeit der Magmen bewirken für den durch Abkühlung gelieferten Teil des Wärmestroms eine Zunahme der Tiefenstufe, in entgegengesetztem Sinne wirkt die Entstehung der meisten chemischen Verbindungen sowie der Zerfall radioaktiver Elemente, der allerdings wesentlich auf die oberen Teile der Erdrinde beschränkt zu sein scheint. Wahrscheinlich wächst die geothermische Tiefenstufe mit zunehmender Tiefe sehr erheblich, so daß eine Extrapolation auf Grund des für die obersten 2 km geltenden Durchschnittswerte (30° für 1 km) für die Tiefe viel zu große Werte ergeben müßte.

Ebenso wenig lassen sich aus der unzweifelhaft hohen Temperatur des Erdinneren Schlüsse auf seinen Aggregatzustand ziehen. Die im Inneren der Erde herrschenden Temperaturen würden die uns bekannten Stoffe an der Oberfläche der Erde (also unter normalem Druck) in den flüssigen oder gasförmigen Aggregatzustand überführen, aber wie sich dieselben Körper im Inneren unter dem gewaltigen Druck der auf ihnen lastenden Massen verhalten, kann man gegenwärtig höchstens als Vermutung aussprechen. Die an die Oberfläche tretenden schmelzflüssigen Massen beweisen für den Aggregatzustand im Inneren nichts; sie stammen nicht aus den tiefsten

Teilen der Erde und können nur auf Brüchen und Spalten empor gelangen; durch die Spaltenbildung wird aber der Druck örtlich vermindert, so daß hier eine Verflüssigung durch den Druck verfestigter Massen eintreten kann und diese in schmelzflüssigem Zustand die Erdoberfläche erreichen. Aus dem Verhalten der Gezeiten (Ebbe und Flut) und der daraus zu berechnenden Starrheit (oder Kiegeheit) der Erde ergibt sich vielmehr ein Wert von der ungefähren Größenordnung des Stahls; für den Kern kann man das Verhalten einer sehr stark zähflüssigen Masse annehmen.

Die wichtigsten Schlüsse gestatten die Bestimmungen des spezifischen Gewichts der Erde und der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erdbebenwellen, ihre Laufzeitkurven.

Das Mittel der besten Werte des spezifischen Gewichtes der Erde beträgt 5·52, während sich für die uns bekannten 16 km der obersten Erdrinde aus dem spezifischen Gewicht der diese Schale zusammensetzenden Gesteine ein mittlerer Wert von etwa 2·7 (2·5 bis 3·1) ergibt. Auch wenn man annimmt, daß die Stoffe durch den gewaltigen Druck in den tieferen Teilen der Erde ein erheblich höheres Gewicht aufweisen als an der Erdoberfläche, so muß doch eine Anordnung der verschiedenen, die Erde zusammensetzenden Stoffe eine Zunahme der schwereren Stoffe nach dem Inneren bedingt haben; man wird daher mit starker Anreicherung der schweren Metalle im Erdinnern zu rechnen haben und unter diesen dem Eisen eine besonders wichtige Rolle zuschreiben. Für diese Vermutung spricht vielleicht das Auftreten großer Eisenmassen irdischen Ursprungs in den Basaltmassen von Ulfak (Grönland), jedenfalls aber die Beschaffenheit der Meteoriten, Teile von kosmischen Körpern, die in das Bereich der Anziehungskraft der Erde treten und daher auf diese niederfallen — jetzt vielfach auch als Trümmer eines fünften kleinen Planeten (zwischen Mars und Jupiter) gedeutet — und schließlich die auf spektralanalytischem Wege gewonnene Erkenntnis, daß Eisen in der Sonne und in anderen Fixsternen in bedeutenden Mengen enthalten ist.

Aus den Laufzeitkurven der Erdbebenwellen, die sich nicht nur oberflächlich im Steinmantel, sondern vom Erregungspunkt aus nach allen Richtungen durch das Erdinnere fortpflanzen, hat sich das Vorhandensein von Unstetigkeitsflächen ergeben, die man mit einem Wechsel der stofflichen Zusammensetzung in Beziehung bringt; von dieser Erfahrung ausgehend denkt man sich die Erde aus einem Kern und aus Schalen von der Art der verschiedenen Meteoriten aufgebaut. Unter dieser Voraussetzung

würde auf einen aus Eisen (und Nickel) bestehenden Kern mit einem Durchmesser von 3900 km (Nife, entsprechend den Eisenmeteoriten) eine Kugelschale von ungefähr 1400 km Dicke mit einer Unstetigkeitsfläche folgen, der man einen Aufbau aus Eisen und Salzen der Kieselsäure zuschreibt nach der Art der als Mesosiderite bezeichneten Meteoriten; an sie schließt sich nach außen eine rund 1000 km dicke Schale an, chemisch den nur noch spärlich gebiegenes Eisen enthaltenden, wesentlich aus Eisen- und Magnesiumsalzen der Kieselsäure aufgebauten Steinmeteoriten verwandt (als Sima bezeichnet), und endlich der als Sal bezeichnete, von der Gesamtheit der irdischen Gesteine gebildete feste, nach unten halbfest werdende Erdmantel mit seinen schmelzflüssigen oder bei Druckerniedrigung sich verflüssigenden Magmen.

Daß diese Darstellung zwar den bekannt gewordenen Tatsachen Rechnung trägt, aber ebenso wie spätere, auf stark vermehrten Beobachtungen beruhende, der Natur der Sache nach stark hypothetisch sein muß, bedarf kaum der Erwähnung; auch erübrigt sich hier ein weiteres Eingehen auf diese Verhältnisse, da vom Steinmantel nur die obersten 16 km bekannt sind, von dem für die Bodenkunde im wesentlichen sogar nur die dünne, höchstens wenige Meter mächtige, oberste Haut des Steinmantels der Erde, der Lithosphäre, in Betracht kommt, soweit diese an die Lufthülle der Erde, an die Atmosphäre grenzt und durch die an dieser Grenze, und nur an dieser Grenze wirkenden Kräfte zum Boden wird. Da die Gesteine aus Mineralen bestehen, der Boden sich aus Gesteinen entwickelt und somit sich aus deren Bestandteilen und ihren Umwandlungsprodukten, mithin im wesentlichen aus Mineralen aufbaut, d. h. aus homogenen Individuen von bestimmter oder Gelsen von nahezu bestimmter chemischer Zusammensetzung, so muß die Untersuchung mit der Erörterung des Wesens der Minerale beginnen.

Erster Hauptteil:

Allgemeine Eigenschaften der Gemengteile der Gesteine und Böden.

I. Chemische Zusammensetzung.

Die Chemie nimmt bekanntlich aus theoretischen Gründen das Vorhandensein von 92 Grundstoffen oder Elementen an, die durch chemische Methoden nicht weiter zerlegbar sind*). Bekannt sind gegenwärtig 90 Elemente. Die Häufigkeit dieser Elemente in der obersten Erdschale ist außerordentlich verschieden; nur 16 von diesen bilden in erheblichen, unter

*) Die Begriffe: „Element“ und „Atom“ haben in den letzten Jahrzehnten eine durchgreifende Änderung erfahren; die Entdeckung der Röntgenstrahlen, der radioaktiven Elemente und die anschließenden Forschungen haben gelehrt, daß die „Atome“ nicht mehr als kleinste, chemisch und physikalisch unteilbare Massenteilchen betrachtet werden können, wie es die Philosophie und die klassische Naturwissenschaft getan hat, sondern daß die Atome der verschiedenen Elemente Systeme sind, bestehend aus einem sehr kleinen elektropositiv geladenen Kern, und aus Elektronen, d. h. kleinsten negativ elektrischen Teilchen, die den Kern mit größter Schnelligkeit umkreisen. Die wägbare Masse des Atoms ist im wesentlichen in dem kleinen elektropositiven Kern konzentriert, dessen positive Ladung für das chemische Verhalten des Elementes maßgebend ist und seine Ordnungszahl bestimmt; mit dieser wächst im allgemeinen das Gewicht des Kernes. Trotz der geringen Größe eines solchen als Atom zusammengefaßten Systems ist nur der geringste Teil mit Masse erfüllt: „Denken wir uns das Wasserstoffatom auf das Volumen der Erdkugel ausgedehnt, so besitzt der Atomkern nur die Größe eines Apfels, das Elektron diejenige einer Kirche.“ (F. Ephraim, Anorganische Chemie, 4, 1922.)

Auch der Begriff „Element“ hat durch die Erkenntnis vom Wesen der radioaktiven „Elemente“ eine starke Veränderung erfahren. Die radioaktiven Elemente entsenden verschiedene Strahlen; die sogenannten α -Strahlen bestehen aus doppelt-

sich natürlich wieder überaus verschiedenen Mengen die für entsprechende Betrachtungen zu berücksichtigende oberste Schale von 16 km Mächtigkeit.

Nach steigendem Atomgewicht geordnet sind diese wichtigeren Elemente mit ihren Symbolen

Wasserstoff	H	1·01	Schwefel	S	32·07
Kohlenstoff	C	12·00	Chlor	Cl	35·46
Stickstoff	N	14·01	Kalium	K	39·10
Sauerstoff	O	16·00	Kalzium	Ca	40·07
Natrium	Na	23·00	Titan	Ti	48·1
Magnesium	Mg	24·32	Mangan	Mn	54·93
Aluminium	Al	27·0	Eisen	Fe	55·84
Silizium	Si	28·1	Barium	Ba	137·4
Phosphor	P	31·04			

positiv geladenen Helium-Atomen von dem Atomgewicht 4 und entstammen dem positiven Atomkern. Für jedes entweichende Heliumatom nimmt somit das Gewicht eines Atoms des radioaktiven Elementes um 4 ab, und die Ordnungszahl des Tochterelements ist infolge des Verlustes der beiden vom Helium mitgeführten elektrischen Ladungen im periodischen System der Elemente um zwei Einheiten kleiner. Auch die von radioaktiven Elementen ausgesendeten β -Strahlen, Ströme von negativ geladenen Elektronen, entstammen dem Kern; infolge des geringen Gewichtes eines Elektrons üben sie auf das Atomgewicht keinen erheblichen Einfluß aus, wohl aber beeinflussen sie die Stellung des Elements im periodischen System, und zwar im entgegengesetzten Sinne wie das entweichende Heliumatom. Auf diese Weise entstehen Zerfallsreihen, indem aus radioaktiven Elementen, Uran und Thorium, sich Tochter- und Enkelelemente entwickeln, deren Atomgewichte, soweit es sich um α -Strahlung handelt, immer um 4 gegenüber dem voranstehenden verringert sind. Entsprechend der Abgabe der Heliumatome und der Kernelektronen können somit Glieder verschiedener Zerfallsreihen mit ähnlichem, aber nicht gleichem Atomgewicht auf die gleiche Stelle im periodischen System der Elemente gelangen, und an der Stelle eines Elementes findet sich ein Elementhaufen, eine „Bleijade“, deren einzelne Glieder man als Isotope bezeichnet. So entwickelt sich aus dem radioaktiven Uran mit 238·2 Atomgewicht durch Austritt von 8 Heliumatomen ein Blei (Pb) mit dem Atomgewicht 206·2, aus dem Thorium (Atomgewicht 232·4) durch Austritt von 6 Heliumatomen ein Blei mit dem Atomgewicht 208·4, während das in den natürlichen Bleimineralen, beispielsweise Bleiglanz PbS auftretende Pb das Atomgewicht 207·2 aufweist: als Isotope bilden sie zusammen die Bleijade, deren Glieder trotz des verschiedenen Atomgewichtes völlig gleiches chemisches Verhalten aufweisen. Es zeigt sich somit, daß das chemische Verhalten von dem Gewicht des Kerns unabhängig ist und ausschließlich durch den Betrag der Kernladung bestimmt wird. Für die Verhältnisse der festen Erdrinde kommt man vorläufig noch mit dem Elementbegriff der klassischen Chemie aus.

Nach Schätzungen, die selbstverständlich auf keine große Genauigkeit Anspruch machen, sind diese Elemente in den obersten 16 km der Erde ungefähr in folgenden Mengenverhältnissen vorhanden:

O	50 %	H	0·9 %
Si	25 %	Ti	0·3 %
Al	7·3%	C	0·2 %
Fe	5·1%	Cl	0·2 %
Ca	3·5%	P	0·1 %
Mg	2·5%	Mn	0·08%
Na	2·3%	S	0·04%
K	2·2%	Ba	0·03%
		N	0·02%

Diese Elemente bauen die oberste Erdschale fast ausschließlich als Verbindungen auf, Elemente als Minerale finden sich nur ganz untergeordnet (wesentlich die edlen Metalle, die hier ihrer überhaupt sehr geringen Verbreitung wegen gar nicht berücksichtigt werden). Unter diesen Verbindungen sind die wichtigsten: Sauerstoffverbindungen (Oxide), seltener Schwefelverbindungen (Sulfide), und hauptsächlich Salze verschiedener Säuren, unter denen wieder bestimmte Kieselsäuren unterschieden vorwalten. Diese Säuren sind:

die Orthokieselsäure	H_4SiO_4
die Metokieselsäure	H_2SiO_3
Polokieselsäuren, unter ihnen	
die wichtigste	$H_4Si_3O_8$
sodann Kohlensäure	H_2CO_3
Schwefelsäure	H_2SO_4
Phosphorsäure	H_3PO_4
sowie Salzsäure	HCl

Jede dieser Verbindungen muß eine ganz bestimmte und sich stets gleichbleibende Zusammensetzung besitzen: eine Verbindung von Na und Cl, das Steinsalz NaCl, muß unter allen Umständen 39·4 Gewichtsprozent Na und 60·6 Gewichtsprozent Cl enthalten, eine aus Kalk und Kohlensäure entstehende Verbindung ist nur in dem Verhältnis $CaCO_3$ möglich und besteht aus 56% CaO und 44% CO_2 . Umgekehrt kann man aus den Molekularquotienten, die sich aus den analytisch gefundenen Gewichtsmengen durch Division mit den Atom-, bzw. Molekulargewichten ergeben, jederzeit die Formel der untersuchten Verbindung berechnen. In scheinbarem Gegensatz hierzu lassen die weitaus meisten gesteinsbildenden Minerale auf

den ersten Blick derartige, auf einfache Formeln führende Verhältnisse nicht erkennen; sie ergeben sich erst bei sinngemäßer Behandlung. So zeigt die Berechnung der als Beispiel gewählten Analyse eines Eisenspates von Wittichental im Schwarzwald einfache Werte erst dann, wenn man die Quotienten der Metalloxyde addiert: ihre Summe ist (natürlich innerhalb der Fehlergrenzen) gleich dem für CO_2 ermittelten Molekularquotienten, nämlich $0.907 : 0.91$ und mithin das Verhältnis $\text{RO} : \text{CO}_2 = 1 : 1$.

	Gewichtsprozente	Molekulargewicht	Molekularquotienten	
	FeO 45.03	71.9	0.623	} 0.907
	MnO 3.54	71	0.05	
	MgO 4.67	40.36	0.115	
	CaO 6.65	56.1	0.119	
	CO ₂ 40.11	44	0.91	
	<u>100.00</u>			

Aus diesem Verhältnis der Molekularquotienten ergibt sich weiter, daß die Summe aller Atome der Metalle gleich der Zahl der vorhandenen Kohlenstoffatome ist, und daß in der Verbindung dreimal so viel Sauerstoffatome als Metallatome oder Kohlenstoffatome enthalten sind; die Verbindung ist somit nach dem Schema RCO_3 ausdrückbar, die als R zusammengefaßten, nahe verwandten Metallatome können sich gegenseitig vertreten, und die analysierte Verbindung ist daher eine isomorphe Mischung. In der Formel drückt man dies dadurch aus, daß man die sich isomorph vertretenden Elemente in die Klammer schließt; der Eisenspat von Wittichental gehört somit zu Gebilden, die durch die allgemeine Formel (Fe, Mn, Mg, Ca) CO_3 ausdrückbar sind. In anderen Eisenspaten wird das Verhältnis der sich isomorph vertretenden Elemente ein anderes sein, so daß scheinbar eine große Mannigfaltigkeit der Zusammensetzung entsteht, die doch streng den oben entwickelten chemischen Gesetzen gehorcht. Wie erwähnt, sind die meisten Gesteinskomponenten und mineralischen Bodenbestandteile derartige isomorphe Mischungen.

Neben Gebilden dieser Art finden sich unter den Verwitterungsprodukten auch andere, deren Bedeutung für den Boden man erst spät erkannt hat. Für sie ist bezeichnend, daß Formeln von bestimmter Zusammensetzung nur für einen Teil ihrer Komponenten aufgestellt werden können, während ein anderer in wechselnder, nicht den oben dargelegten Gesetzen der Atomverbindungen gehorchender Mengen vorhanden ist, und daß ferner dieser Gemengteil, in den hier in Betracht kommenden Fällen gewöhnlich Wasser, im Laufe

der Zeit seine Menge ändert. Im Boden sind besonders wasserhaltige Tonerde-silikate, ferner wasserhaltiges Eisenoxyd (Brauneisen) und wasserhaltige SiO_2 -Substanzen (Opal) die wichtigsten Beispiele für diese, bis vor Kurzem allgemein und auch jetzt noch vielfach als Kolloide, besser als Gele bezeichneten Körper; von den nach festen Verhältnissen zusammengesetzten Körpern unterscheiden sie sich besonders auch durch das Fehlen eines festen Schmelzpunktes. Auf ihre wichtigsten Eigenschaften einzugehen, wird sich noch mehrfach Gelegenheit bieten; hier sei zunächst die Ähnlichkeit ihres chemisch-physikalischen Verhaltens mit dem durch Zusammenballung (Ausflockung) feinstverteilter fester Stoffe aus einem flüssigen Medium entstandener Gebilde erwähnt, die sich vor der Ausflockung als kolloiddisperse Phase in einem Dispersionsmittel befunden haben und nach der Ausflockung noch wechselnde Mengen dieser Dispersionsmittel umschließen, und weiterhin die Neigung dieser Gele hervor gehoben, mit der Zeit freiwillig in chemisch nächststehende Verbindungen von bestimmter Zusammensetzung überzugehen.

Außerdem finden sich, als Gesteinsgemengteil ausschließlich auf Produkte der Vulkane beschränkt, vulkanische Glasmassen, die nach ihrer Zusammensetzung und ihrem physikalisch-chemischen Verhalten dem technisch hergestellten Glas nahe stehen. Vom Standpunkte der physikalischen Chemie müssen sie als Flüssigkeiten von sehr großer innerer Reibung bezeichnet werden: sie lassen sich niemals durch eine feste Formel ausdrücken und haben keinen festen Schmelzpunkt.

II. Physikalische Eigenschaften.

Die physikalischen Eigenschaften der homogenen festen Körper lassen sich ganz allgemein in zwei Klassen zerlegen. In der ersten Klasse stehen die Eigenschaften, die bei allen festen Körpern lediglich durch die Angabe eines Zahlenwertes bestimmt sind; sie sind für verschiedene Körper verschieden, in jedem Körper aber von der Richtung vollständig unabhängig (spezifisches Gewicht). Die in die zweite Klasse gehörenden, viel zahlreicheren physikalischen Eigenschaften (Kohäsionseigenschaften, Verhalten gegen Wärme, Licht und andere mehr) gestatten nach der Art des Verhaltens ihnen gegenüber eine strenge Teilung der festen homogenen Körper in zwei Gruppen: in den Körpern der ersten Gruppe sind alle Richtungen gleichwertig, während die zur zweiten Gruppe gehörenden Körper für einen Teil oder alle Eigenschaften der zweiten Klasse mit der Richtung sich gesetzmäßig ändernde Werte aufweisen und daher in

jedem einzelnen Falle mit dem Zahlenwert der Angabe der Richtung bedürfen, in der dieser Wert gilt. Die sich immer gleich bleibenden Eigenschaften nennt man *skalar*, die mit der Richtung in bestimmten Körpergruppen sich ändernden *vektoriell*. Diejenigen Körpergruppen, in denen alle Eigenschaften von der Richtung unabhängig sind, heißen *isotrop*, die durch Änderung der Werte bestimmter Eigenschaften mit der Richtung gekennzeichneten werden in ihrer Gesamtheit als *anisotrope Körper* zusammengefaßt.

Isotrop sind (wie die Gase und Flüssigkeiten) die Gele und die Gläser als Flüssigkeiten von hoher innerer Reibung, *anisotrop* die festen Körper von bestimmter, durch chemische Formeln ausdrückbarer Zusammensetzung, die bei ungestörter Entwicklung eine von gesetzmäßig angeordneten ebenen Flächen begrenzte Gestalt besitzen, und die man den übrigen, nicht durch ihre Gestalt charakterisierten und daher als *amorph* bezeichneten als *kristallisiert* gegenüberstellt. Für die festen Bestandteile der Erdrinde, einschließlich der Böden ergibt sich die unbedingte Vorrherrschaft der kristallisierten und mithin *anisotropen*, durch bestimmte chemische Formeln ausdrückbaren Körper.

A. Skalare Eigenschaften.

Das spezifische Gewicht.

Für jeden chemisch homogenen Körper ist das Gewicht charakteristisch, das einer einen bestimmten Raum erfüllenden Menge dieses Körpers zukommt. Als Maß gilt ein Kubikzentimeter, als Einheit das Gewicht eines Kubikzentimeters Wasser (von 4° C) = ein Gramm. Die Zahl, die das Verhältnis zwischen dem Gewicht eines Körpers und dem des gleichen Volumens Wasser angibt, heißt das *spezifische Gewicht*; sie gibt mithin gleichzeitig das Gewicht eines Kubikzentimeters dieser Substanz in Grammen an.

Das spezifische Gewicht der Minerale schwankt in den weitesten Grenzen; die Reihe der spezifischen Gewichte beginnt, wenn man gewisse Kohlenwasserstoffe zu den Mineralen rechnet, mit Werten unter 1, also mit Mineralen, die leichter sind als Wasser, und steigt bis zu 23 (Iridium). Das spezifische Gewicht der gesteins- und bodenbildenden Minerale liegt in wesentlich engeren Grenzen, gewöhnlich zwischen 2·1 und 3·5, das der Erze zwischen 4·5 und 8; nur sehr wenig Bestandteile gehen über diese Zahl hinaus.

Das nachstehende Verzeichnis gibt eine Übersicht über die verschiedenen Werte für das spezifische Gewicht der Minerale (teilweise Mittelwerte) mit besonderer Berücksichtigung der wichtigsten Bestandteile der obersten Erdrinde und der Böden.

Erdböl	etwa 0·6 — 0·9	Kalkspat	2·72
Eis	0·92	Muskovit	2·85
Wasser (bei 4° C)	1·00	Biotit	3·0
Steinsalz	2·17	Amphibole	3·0 — 3·3
Opal	2·21	Apatit	3·16
Sodalith	2·28	Pyroxene	3·3 — 3·5
Leuzit	2·47	Olivine	3·3 — 3·6
Nephelin	2·55	Granaten	3·8 — 4
Kalifeldspat	2·56	Magnetkies	4·6
Kaolin	2·62	Eisenkies	5·1
Quarz	2·65	Magnetit	5·2
Plagioklase	2·61 — 2·75	Eisenglanz	5·3

Höhere spezifische Gewichte besitzen nur die Verbindungen der schweren Metalle, meistens zwischen 6 und 8, und die schweren Metalle selbst, die mit den Gliedern der Platingruppe, dem Platin (rein, gehämmert 21·4) und dem Iridium 22·4 die höchsten, ganz vereinzelt stehenden Werte erreichen. Besonders leicht (leichter als Steinsalz) sind die als Düngemittel wichtigen Kalisalze der Steinsalzlagerstätten.

Für die Bestimmung des spezifischen Gewichtes durch direkte Wägung oder durch Anwendung des Pyknometers muß auf die Lehrbücher der Physik oder Mineralogie verwiesen werden; beide Methoden verlangen die Anwendung einer sehr genauen Wage, die erste außerdem noch größere Stücke des zu untersuchenden Körpers, als in der Regel bei der Untersuchung von Gesteinen und Böden zur Verfügung stehen. Einer viel weiteren Anwendung fähig ist die Bestimmung des spezifischen Gewichtes durch sogenannte schwere Flüssigkeiten, von denen hier besonders zwei, die Thoulet'sche Lösung von Jod-Kalium (KJ) und Jod-Quecksilber (HgJ_2) und die Klein'sche, eine Lösung von Cadmium-Boro-Wolframat von der Formel $2 \text{H}_2\text{O} \cdot 2 \text{CdO} \cdot \text{B}_2\text{O}_3 \cdot 9 \text{WO}_3 + 16 \text{H}_2\text{O}$ in Betracht kommen. Beide Lösungen lassen sich in jedem Verhältnis mit Wasser verdünnen, so daß man Flüssigkeiten vom Höchstgewicht dieser Lösungen (bei der Thoulet'schen 3·1—3·2, bei der Klein'schen 3·3—3·6) bis zum spezifischen Gewicht 1 herab herstellen kann. Zur Bestimmung des spezifischen Gewichtes irgend eines Körpers bringt man ihn in die Lösung und verdünnt diese solange, bis

das Korn an jeder Stelle in der Lösung stehen bleibt, ohne zu steigen oder zu sinken. Das spezifische Gewicht der Lösung, das man durch die Westphalsche Wage oder durch Indikatoren, d. h. Körper von bekanntem spezifischem Gewicht bestimmt, ist dann auch das spezifische Gewicht des untersuchten Körpers.

Eine andere sehr wichtige Verwendung der schweren Flüssigkeiten kann hier nur angedeutet werden: man bedient sich der Lösungen, um aus Gemengen von verschiedenen und daher auch verschiedenen spezifisches Gewicht besitzenden Substanzen die einzelnen Bestandteile voneinander zu trennen. Das Gemenge wird soweit zerkleinert, daß jedes Körnchen nur noch aus einer Substanz besteht, der Staub, der sich beim Zerbrechen gebildet hat, abgespült und das Körnergemisch in die schwere Flüssigkeit eingetragen. Die Teile, die spezifisch schwerer sind als die Lösung, sinken und werden vom Grunde des Gefäßes durch geeignete Vorrichtungen abgelassen, sodann wird die Lösung verdünnt, bis ein anderer Teil der Körner zu Boden sinkt, und auf diesem Wege durch Fortsetzung des Verfahrens eine Trennung der verschiedenen Substanzen erreicht. Über die Ausführung dieses Verfahrens, die Gefäße und die erforderlichen Vorichtsmaßregeln, wie auch über die Grenzen der Anwendungsmöglichkeit geben die Hand- und Lehrbücher der Petrographie und Mineralogie Auskunft.

B. Vektorielle Eigenschaften (nur bei kristallisierten Körpern).

Der größte Teil der die Gesteine aufbauenden Minerale gehören ebenso wie sehr viele andere, natürlich vorkommende oder künstlich dargestellte, chemische Verbindungen zu den anisotropen Körpern. Ihre Kohäsions-Verhältnisse, ihr Verhalten gegen Licht und Wärme sowie zahlreiche andere physikalische Eigenschaften deuten auf einen regelmäßigen inneren Bau, auf eine gesetzmäßige Anordnung der kleinsten Teilchen; bewiesen wurde dieser gesetzmäßige Bau, ihre Gitterstruktur, durch das Verhalten der anisotropen Körper gegen Röntgenstrahlen. Als Grundzug dieser gesetzmäßigen Anordnung kann man zwei durch die Erfahrung erkannte Eigenschaften bezeichnen:

1. Jrgendeine physikalische Eigenschaft wechselt ihrer Größe nach in einem derartigen Gebilde mit der Richtung nach bestimmten Gesetzen.

2. Alle parallelen Linien und Ebenen zeigen jede Eigenschaft nach Grad und Art durchaus gleich.

Kommt diese regelmäßige Anordnung der kleinsten Theilchen morphologisch auch in der Begrenzung des Körpers durch natürliche ebene Flächen zum Ausdruck, was bei ungehindertem Wachstum stets eintritt, so nennt man ein derartiges Individuum einen Kristall; ist die natürliche Begrenzung verloren gegangen (durch mechanische oder chemische Einflüsse), oder ist sie trotz regelmäßiger Anordnung durch Platzmangel infolge Vorhandenseins älterer oder gleichaltriger Individuen nicht zur Entwicklung gelangt, so werden die so entstandenen Bildungen kristallin genannt. Legt man dagegen das Hauptgewicht auf das Vorhandensein der gesetzmäßigen Anordnung, so kann man jeden Körper, der diese Anordnung besitzt, ohne Rücksicht auf die äußere Umgrenzung kristallisiert nennen. Kristalle sind dann die vollkommen ausgebildeten Individuen; diejenigen, bei denen die regelmäßige Umgrenzung durch Verhältnisse während der Bildung verhindert wurde, heißen unvollkommen ausgebildet, die durch mechanische oder chemische Einflüsse ihrer ursprünglichen Umgrenzung beraubten Gebilde Kristallfragmente: ihr Wesen ist von dem Grade der Entwicklung der gesetzmäßigen Gestalt völlig unabhängig.

1. Grundzüge einer Morphologie der kristallisierten Körper.

Obwohl in den meisten Gesteinen und somit auch in den Böden, die sich aus ihnen entwickelt haben, gut ausgebildete Individuen der sie aufbauenden Minerale, Kristalle im engeren Sinne des Wortes, keine große Rolle spielen, so sind doch die allgemeinen Grundlagen der Lehre von der Gestalt der Kristalle für das Verständnis der gesamten anorganischen Naturkörper von so großer Bedeutung, daß sie hier kurz behandelt werden müssen. Ein Eingehen auf die einzelnen Kristallformen ist an dieser Stelle selbstverständlich unmöglich; hierfür sowie für tieferes Eindringen in den Gegenstand muß auf die Lehrbücher der Mineralogie und Kristallographie verwiesen werden.

Die Lehre von der Kristallgestalt geht von der Erfahrungstatsache aus, daß zwar zwei Kristalle derselben Substanz ebenso wenig vollkommene Übereinstimmung zeigen wie zwei Blätter eines Baumes, daß aber entsprechende Flächen an sämtlichen Kristallen einer Substanz die gleichen Winkel miteinander bilden; diese Winkel sind für die Substanz charakteristisch. Die Kristalle wachsen durch gesetzmäßige Anlagerung kleinster Theilchen in der Weise, daß jede Fläche sich beim Wachsen parallel mit sich nach außen verschiebt; die Ausdehnung der einzelnen Flächen ist andererseits abhängig von der Art der Zuführung dieser kleinsten Theilchen. Da die

Zuführung vom Wesen des Kristalls völlig unabhängig ist, die Anlagerung aber streng gesetzmäßig vor sich geht, so kann sich das Größenverhältnis der Flächen während des Wachstums sehr beträchtlich ändern, ohne daß sich die von den Flächen gebildeten Winkel ändern. Dementsprechend können bei einem und demselben Kristall zusammengehörige Flächen und Kanten, bei verschiedenen Kristallen der gleichen Art die sich entsprechenden Flächen und Kanten sehr verschieden groß entwickelt sein, während die von ihnen eingeschlossenen Winkel stets gleich bleiben: Gesetz der Konstanz der Kristallwinkel (1669 von Nicolaus Steno zuerst erkannt). In einem gewissen Gegensatz zu dieser Feststellung scheint die Tatsache zu stehen, daß vielfach Kristalle derselben Substanz durchaus verschiedene Gestalten aufweisen, ohne daß übereinstimmende Winkel vorhanden sein müssen: die Kristalle besitzen verschiedene Tracht. Für diesen überaus häufigen Fall führte J. R. Hauy (1743–1822) den Nachweis, daß alle an Kristallen derselben Substanz auftretenden Formen in einer einfachen Beziehung zueinander stehen und demgemäß mathematisch auseinander hergeleitet werden können: sie bilden zusammen mit allen an Kristallen der gleichen Substanz überhaupt möglichen die Formenreihe der Substanz (sogenanntes Grundgesetz der Kristallographie). Den einfachsten und förderlichsten Ausdruck für dieses Gesetz fand Chr. S. Weiß, ein jüngerer Zeitgenosse von Hauy, durch Einführung der Kristallachsen (eines Systems von Koordinaten, auf die die Flächen bezogen werden), bestehend aus drei an dem Kristall auftretenden Kanten, die man sich parallel bis zum Schnittpunkt verschoben und über den Schnittpunkt hinaus verlängert denkt. Hierdurch erhält das Grundgesetz der geometrischen Kristallographie folgende einfache Fassung (nach P. Groth): „Legt man durch irgendeinen Punkt des Kristalls drei Gerade parallel drei beliebigen Kanten desselben und bestimmt die Stellung aller möglichen Flächen des Kristalls durch die Verhältnisse der Längen, welche diese Ebenen auf jenen drei Geraden abschneiden, so bilden diese Verhältnisse für eine beliebige Fläche des Kristalls ein rationales Vielfaches, resp. einen rationalen Teil von den Verhältnissen einer beliebigen anderen Fläche.“

Die Erfahrung hat gelehrt, daß die Verhältnisse der natürlichen Kristallflächen gewöhnlich durch kleine ganze Zahlen sich ausdrücken lassen, mithin die auf derselben Achse abgeschnittenen Stücke in einem einfachen rationalen Verhältnis zueinander stehen. Das Verhältnis der Abschnitte einer Fläche auf den Koordinatenachsen wird selbstverständlich durch eine

Parallelverschiebung der Fläche nicht geändert, so daß eine Parallelverschiebung keinen Einfluß auf die Rationalitätsverhältnisse hat. Man kann somit sich alle Flächen eines Kristalls durch einen Punkt gelegt denken, was für viele kristallographische Betrachtungen vorteilhaft ist.

Bei der Wahl der Kanten für die Achsenkreuze bevorzugt man, soweit sie vorhanden, aufeinander senkrecht stehende und andererseits unter sich gleichwertige Kanten; bei dieser Auswahl zeigen sich für verschiedene Kristalle in der Lage der Kanten zueinander charakteristische Verschiedenheiten, nach denen die Kristalle in sechs (oder sieben) Gruppen, die Kristallsysteme, geteilt werden können.

1. Alle Kanten der Kristalle stehen schief aufeinander und sind ungleichwertig; diesen Verhältnissen entspricht ein aus drei ungleichen, schief aufeinander stehenden Achsen bestehendes Koordinatenkreuz: triklinisches System.

2. Eine Kante steht auf einer Kristallfläche und somit auf allen in dieser liegenden Geraden senkrecht; unter diesen Geraden finden sich aber niemals zwei aufeinander senkrecht stehende Linien als Kristallkanten. Wählt man die auf einer der Kristallflächen senkrecht stehende Kante und zwei in dieser Ebene liegende Kanten zu Achsen, so erhält man ein Achsenkreuz von drei ungleichwertigen Achsen mit zwei rechten und einem schiefen Winkel: monoklines System.

3. Drei Kanten stehen aufeinander senkrecht, sind aber unter sich nicht vertauschbar: rhombisches System.

4. Eine Kante steht auf einer Ebene senkrecht, in der zu zweit miteinander vertauschbare, senkrecht aufeinander stehende Kanten liegen; die Senkrechte auf dieser Ebene ist die Hauptachse: tetragonales System.

5. Eine Kante steht auf einer Ebene senkrecht, in der zu dritt miteinander vertauschbare, sich unter 120° schneidende Kanten liegen; die Senkrechte auf dieser Ebene ist die Hauptachse: (trigonales und) hexagonales System.

6. Drei Kanten stehen aufeinander senkrecht und sind untereinander vertauschbar: kubisches (reguläres) System.

Die Erfahrung hat ferner gelehrt, daß in den weitaus meisten Fällen die Kristallflächen an den Kristallen nicht einzeln auftreten, sondern gesetzmäßig zu zweien oder mehreren aneinander gebunden sind; die Gleich-

wertigkeit dieser gesetzmäßig zusammengehörigen Flächen läßt sich oft durch die Flächenbeschaffenheit (Art und Grad des Glanzes, Streifung usw.) erkennen. Die dieser Erscheinung zugrunde liegende Gesetzmäßigkeit nennt man mit Haug das Symmetriegesetz.

Als Kristallform bezeichnet man den durch die am Kristall vorhandene Symmetrie bedingten Komplex von Flächen, der keineswegs etwa den Raum nach allen Seiten umschließen muß: ist beispielsweise am Kristall überhaupt keine Symmetrie vorhanden, so bildet jede einzelne Fläche eine Kristallform. Treten mehrere Kristallformen an einem Kristall auf, was bei allen den Raum nicht umschließenden Formen notwendig der Fall sein muß, während es bei den den Raum umschließenden möglich und tatsächlich sehr häufig ist, so spricht man von Kombinationen. Die Symmetrieverhältnisse sind an den Kristallen nachweisbar durch Messung der Flächenwinkel; für die direkte Anschauung sind sie an den Kristallen infolge der durch ungleiche Bedingungen beim Wachsen hervorgerufenen Unterschiede in der Ausdehnung kristallographisch gleichwertiger Flächen oft schwer erkennbar, treten aber deutlich heraus, wenn man den Kristall in bestimmten Projektionen darstellt, oder wenn man sich alle kristallographisch gleichwertigen Flächen parallel mit sich so verschoben denkt, daß sie sämtlich von einem Punkt im Inneren gleich weit entfernt sind, mithin gleiche Zentraldistanz besitzen. In dieser Weise werden gewöhnlich die Kristallmodelle und die Kristallzeichnungen konstruiert.

Bei den Kristallpolyhedern sind nach Herbeiführung gleicher Zentraldistanz durch Parallelverschiebung folgende Arten der Symmetrie zu unterscheiden:

1. das Zentrum der Symmetrie, ein Punkt, der alle durch ihn gezogenen, von dem Polyeder begrenzten Geraden halbiert; es kommt allen Kristallen zu, deren Flächen parallele Gegenflächen besitzen, bei denen mithin keine einzelnen Flächen auftreten können, vielmehr als Kristallformen Flächenpaare oder Gruppen von Flächenpaaren entwickelt sein müssen.

2. Symmetrieachsen, Rantenrichtungen, um die als Achse eine Drehung des Kristalls möglich ist, durch die der Kristall vor einer vollen Umdrehung mit seiner ursprünglichen Lage zur Deckung kommt: Deckachsen. Als n -zählig bezeichnet man die Achse, wenn bei dem n ten Teil einer vollen Umdrehung zum erstenmal die Deckstellung erreicht wird; aus dem Gesetz der Rationalität der Achsenschnitte läßt sich beweisen, daß in kristallographischen Polyhedern nur zwei-, drei-, vier- und sechszählige Deckachsen

möglich sind. Eine nur einmal am Kristall auftretende (singuläre), mehr als zweizählige Symmetrieachse wird als Hauptsymmetrieachse bezeichnet.

3. Symmetrieebenen, kristallonomisch mögliche Ebenen, nach denen die Kristallflächen symmetrisch, mithin spiegelbildlich gleich angeordnet sind.

Die Untersuchung, in welcher Weise gruppiert und in welcher Anzahl die Symmetrieelemente an Polyedern auftreten können, deren Flächen dem Gesetz der rationalen Achsenschnitte entsprechen, führt auf verschiedenen Wegen zu dem gleichen Ergebnis: mit Zurechnung einer Gruppe, der jede Symmetrie fehlt, sind 32 Symmetrieklassen möglich. Diese Klassen lassen sich dann nach dem stets für mehrere von ihnen charakteristischen Vorhandensein (oder Fehlen) gewisser Symmetrieelemente zu größeren Gruppen zusammenfassen, die den alten, oben aus den möglichen Kantensystemen hergeleiteten Kristallsystemen entsprechen: jedes Kristallsystem enthält neben der niedrigst symmetrischen Klasse, die nur die charakteristischen Symmetrieelemente besitzt, höher symmetrische, bei denen zu den charakteristischen noch andere Symmetrieelemente hinzutreten. Vielfach geht man auch, was früher bei kristallographischen Betrachtungen ganz allgemein geschah, von der höchst symmetrischen Klasse jedes Systems aus, die übrigens auch am längsten bekannt war, weil in ihr die meisten der zu dem betreffenden System gehörenden Substanzen kristallisieren, und untersucht, wie man aus den Gestalten dieser als vollflächig oder holloedrisch bezeichneten Klasse durch gesetzmäßiges Verschwindenlassen der Hälfte oder von drei Viertel der vorhandenen Flächen und durch Ausdehnung der übrigbleibenden, gewissermaßen also durch Außerkräftsetzen eines Teils der Symmetrieelemente, die weniger symmetrischen Formen von gleicher Flächenlage entwickeln könne; diese abgeleiteten Formen wurden als teilflächig (merloedrisch, hemiedrisch, tetartoedrisch usw.) bezeichnet.

Unter Zugrundelegung der Symmetrieverhältnisse ist charakteristisch:
für das trikline System: das Fehlen jeder Symmetrieachse und Symmetrieebene;

für das monokline System: eine zweizählige Symmetrieachse, eine Symmetrieebene (getrennt oder vereint);

für das rhombische System: nur zweizählige Symmetrieachsen; entweder drei Symmetrieachsen, oder eine Symmetrieachse als Schnittlinie von zwei Symmetrieebenen, oder drei Symmetrieachsen als Schnittlinien von drei Symmetrieebenen;

für das tetragonale System: eine singuläre vierzählige Symmetrieachse (Hauptachse);

für das (trigonale und) hexagonale System: eine singuläre dreizählige oder sechszählige Symmetrieachse (Hauptachse). [Vielfach werden die durch die dreizählige Symmetrieachse charakterisierten Klassen als trigonale, die durch die sechszählige Hauptachse ausgezeichneten als hexagonale im engeren Sinne zusammengefaßt und auch jede dieser beiden Abteilungen als selbständiges System (trigonales System und hexagonales System im engeren Sinne) bezeichnet];

für das kubische System: drei aufeinander senkrecht stehende, untereinander vertauschbare, mindestens zweizählige Symmetrieachsen, stets begleitet von vier dreizähligen Symmetrieachsen entsprechend den Raumdiagonalen des Würfels.

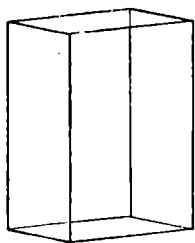


Fig. 3.

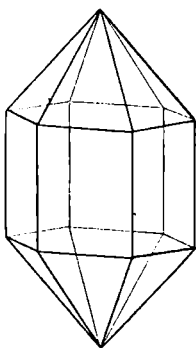


Fig. 4.

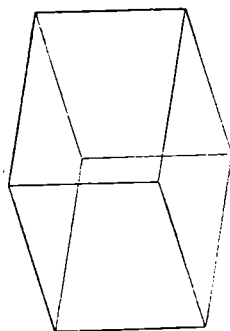


Fig. 5.

Von den zahlreichen Kristallformen (vgl. S. 23) können hier nur die an gesteinsbildenden Mineralen verbreitetsten kurz besprochen werden; für eine eingehendere Betrachtung muß auf die Lehrbücher der Mineralogie und Kristallographie verwiesen werden.

Pinakoid: zwei aneinander gebundene parallele Flächen.

Prismen: Formen von drei oder mehr Flächen, die sich sämtlich in parallelen Kanten schneiden. Prismen gehören auch zu den sogenannten offenen Formen, die nur in Kombinationen auftreten können; der Querschnitt ist im allgemeinen für die verschiedenen Systeme charakteristisch: tetragonales Prisma (mit basalem Pinakoid Fig. 3), hexagonales Prisma (mit Bipyramide Fig. 4), rhombisches Prisma (als Querprisma gestellt, mit Längspinakoid, Fig. 5).

Bipyramiden (Doppelpyramiden): drei oder mehr gleichwertige, sich in einem Punkt schneidende Flächen bilden eine Pyramide; eine Doppelpyramide wird gebildet von zwei gleichen Pyramiden, deren Spitzen entgegengesetzt gerichtet sind und die einen gemeinsamen, auf der Verbindung der Spitzen senkrecht stehenden Querschnitt haben. Die Gestalt des Querschnitts ist für das Kristallsystem charakteristisch (tetragonale Bipyramide, Fig. 6, hexagonale Bipyramide mit hexagonalem Prisma, siehe Fig. 4).

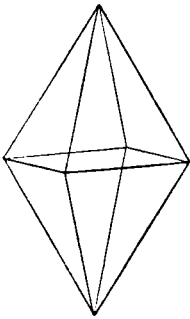


Fig. 6.

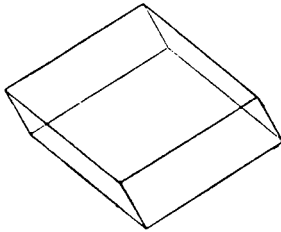


Fig. 7.

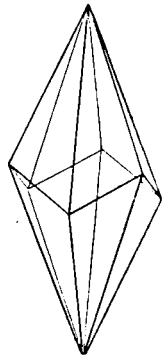


Fig. 8.

Rhomboeder: eine aus sechs paarweis parallelen Flächen bestehende Form mit gleich langen Kanten, die Rhomben bilden (Fig. 7).

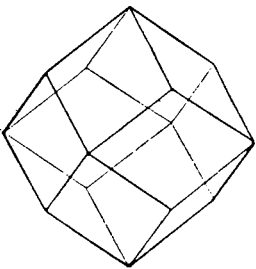


Fig. 9.

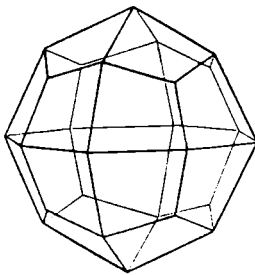


Fig. 10.

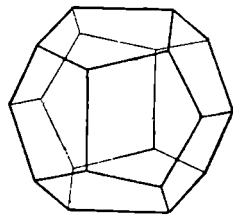


Fig. 11.

Von den als Skalenoeder bezeichneten Formen ist das sogenannte ditrigonale Skalenoeder besonders wichtig, begrenzt von zwölf ungleichseitigen, zu je zweit spiegelbildlich liegenden Dreiecken (Fig. 8).

Von den fünfzehn Formen des kubischen Systems kommen hier neben dem allgemein bekannten Würfel und Oktaeder in Betracht das Rhom-

hendodokaeder (Fig. 9), ein Trisokitetraeder (von 24 Deltoiden begrenzt, Fig. 10) und ein Pentagondodokaeder (von 12 Fünfecken begrenzt, Fig. 11).

Zwillingsbildungen.

Kristalle finden sich nicht nur in Einzelindividuen, sondern oft auch zu zweien oder mehreren miteinander verwachsen. Soweit die verwachsenen Individuen parallel liegen oder ganz unregelmäßig gegeneinander gelagert sind, bieten die Verwachsungen keinen Anlaß zu kristallographischer Untersuchung; wohl aber ist dies bei der sehr häufigen nicht parallelen, aber gesetzmäßigen Verwachsung zweier (oder mehrerer) gleichartiger Individuen der Fall, die man als Zwillingsbildung bezeichnet.

In den meisten Fällen stehen die verzwilligten Individuen spiegelbildlich zu einer als Kristallfläche möglichen Fläche, die natürlich nicht Symmetrieebene des einzelnen Kristalls sein darf (Zwillingsebene); auf andere Zwillingsgesetze kann hier nicht eingegangen werden. Bei Zwillingsbildung entstehen an der Grenze der beiden Individuen sehr oft einspringende Winkel; wenn eine große Zahl von Individuen gesetzmäßig verzwilligt ist, so daß benachbarte Individuen in Zwillingsstellung, die abwechselnden Individuen (alle mit ungerader Ordnungszahl unter sich und ebenso alle mit gerader unter sich) einander parallel stehen, entsteht häufig infolge der dann vielfach zur Regel werdenden geringen Dicke der einzelnen Individuen ein lamellarer Bau, der ein einheitliches Individuum vortäuscht, oft aber auf scheinbar einheitlichen Flächen eine deutliche Riefung oder Streifung, die sogenannte Zwillingsstreifung erzeugt. Diese Zwillingsstreifung ermöglicht häufig die für Gesteine und Böden vielfach grundlegende Unterscheidung der verschiedenen Feldspatarten.

2. Physikalische Eigenschaften (im engeren Sinne).

a) Spaltbarkeit und Bruch.

Eine andere Eigenschaft der Kristalle, die gleichfalls auf der gesetzmäßigen Anordnung der kleinsten Teilchen beruht, ist die Spaltbarkeit, die Fähigkeit kristallisierter Körper, bei mechanischer Einwirkung nach einer oder mehreren ebenen Flächen zu zerfallen, die stets kristallographisch mögliche Flächen sein müssen, gewöhnlich sehr einfache Lage besitzen und daher in der Regel auch bei der Umgrenzung der Kristalle eine hervorragende Rolle spielen.

Da in jedem Kristall parallele Ebenen sich gleich verhalten, so kann die Trennung an jeder beliebigen Stelle des Kristalls vorgenommen, also auch die ebene Trennungsfläche (Spaltungsfläche) an jeder beliebigen Stelle des Kristalls dargestellt werden. Die Zahl der Ebenen, nach denen eine Spaltbarkeit vorhanden ist, die Größe der von diesen Ebenen eingeschlossenen Winkel (zusammengefaßt als Art der Spaltbarkeit bezeichnet), die größere oder geringere Vollkommenheit der Spaltbarkeit, erkennbar an der größeren oder geringeren Glätte der durch die Spaltung erzeugten Flächen, sind vorzügliche Hilfsmittel für die Bestimmung der Minerale und umso wertvoller für diesen Zweck, weil sie von der jeweiligen Ausbildung des Kristalls vollkommen unabhängig sind und daher in Fragmenten und unvollkommen ausgebildeten, kristallisierten Individuen ebenso beobachtet werden können wie in Kristallen.

Den Grad der Spaltbarkeit bemißt man, wie erwähnt, nach der größeren oder geringeren Leichtigkeit, mit der sich die Spaltungsflächen erzeugen lassen, und nach der Beschaffenheit der Spaltungsflächen.

Bringt ein in beliebiger Richtung auf einen kristallisierten Körper geführter Schlag Spaltungsstücke hervor, an denen vollkommen glatte und ebene Spaltungsflächen auftreten, so ist der Körper sehr vollkommen spaltbar; einen etwas geringeren Grad bezeichnet man als vollkommene Spaltbarkeit; sind die Flächen weniger glatt und eben, oder genügt ein in beliebiger Richtung geführter Schlag nicht mehr zur Erzeugung der Spaltungsflächen, sondern muß der Schlag auf einen in der Richtung der Spaltbarkeit eingesetzten Meißel geführt werden, so ist die Spaltbarkeit deutlich; kommt die Spaltbarkeit schließlich nur andeutungsweise oder durch Anwendung besonderer Hilfsmittel (Erhitzen und nachfolgende plötzliche Abkühlung) zum Ausdruck, so ist sie sehr unvollkommen, und für das betreffende Mineral ist der Mangel einer erkennbaren Spaltbarkeit charakteristisch.

In sehr vielen Fällen sind die Gemengteile eines Gesteines oder des Bodens zu klein, um unmittelbar die Prüfung auf Spaltbarkeit zu gestatten. Man zerstampft dann die Körner und prüft unter dem Mikroskop (aus später zu besprechenden Gründen am besten unter Einbettung der Splitter in etwas Wasser), ob die Splitter von ebenen Flächen begrenzt werden oder nicht. Der Grad der Spaltbarkeit gibt sich ganz entsprechend dem makroskopischen Verhalten zu erkennen: werden ganze Seiten der Splitter von einheitlichen ebenen Flächen eingenommen, so ist die Spalt-

barkeit vollkommen; treten sie nur an Teilen der Seiten auf, während andere Teile unregelmäßig begrenzt sind, so ist die Spaltbarkeit mäßig, und fehlen die ebenen Teile völlig, so ist die Spaltbarkeit schlecht.

In anderer Weise ist die Spaltbarkeit bei der überaus wichtigen mikroskopischen Untersuchung der Gesteine im durchfallenden Licht in durchsichtigen Plättchen, sogenannten Dünnschliffen*) zu beobachten. Infolge der Erschütterung beim Schleifen entstehen in jeder der den Dünnschliff zusammensetzenden Plättchen, sofern sie aus einem spaltbaren Mineral geschnitten sind, Risse, die den Durchschnitten der Ebene der Spaltbarkeit mit der Schnittfläche entsprechen. Je vollkommener die Spaltbarkeit ist, desto enger stehen die Risse nebeneinander und desto gleichmäßiger laufen sie durch das ganze Mineralplättchen hindurch; bei weniger vollkommener Spaltbarkeit entstehen sie in weiteren Zwischenräumen und gehen nicht mehr durch das Plättchen hindurch, sondern anastomosieren, d. h. das Ende eines Spaltungsrisses ist mitten im Mineral durch einen regellosen Sprung mit dem Anfang eines anderen Spaltungsrisses verbunden; sie fehlen endlich ganz bei sehr unvollkommen spaltbaren Mineralen.

Nach der Richtung des Schnittes zur Ebene der Spaltbarkeit kommt diese verschieden deutlich zum Ausdruck; sie erscheint umso besser, je mehr sich die Lage des Schnittes der auf der Spaltbarkeit senkrecht stehenden Ebene nähert, umso weniger gut, je schief der Schnitt geführt ist. Die Beobachtung eines Plättchens eines Mineralen gestattet also nur dann einen Rückschluß auf den Grad der Spaltbarkeit, wenn diese in der Platte vollkommen erscheint — irgend eine Schnittlage, die in einem schlecht oder mäßig spaltbaren Mineral die Spaltbarkeit gut erscheinen läßt, gibt es natürlich nicht — erscheint aber die Spaltbarkeit in dem einen Plättchen

*) Die Herstellung eines Dünnschliffs geschieht in folgender Weise: Aus dem Gesteinsstück wird eine dünne Platte mittels einer Schneidemaschine herausgeschnitten oder mit dem Hammer ein Splitter abgeschlagen; dieser Splitter wird auf einem Schleifstein mit Smirgel von abnehmender Korngröße auf einer Seite eben geschliffen und poliert, durch Canadabalsam mit der polierten Seite auf einem Objektglas festgekittet und dann wieder mit Smirgel von abnehmender Größe, zum Schluß auf einer Glasplatte mit ganz feinem Smirgel solange geschliffen, bis das Präparat genügend dünn ist (0.025–0.05 mm) — man kann dann durch das Präparat kleine Druckchrift lesen. Das gereinigte Plättchen wird mit einem Tropfen Canadabalsam überzogen und mit einem dünnen Gläschen gedeckt. Näheres über die Herstellung der Präparate siehe in den Handbüchern und Lehrbüchern der Petrographie. (Die Herstellung von Dünnschliffen wird auch von mechanischen Werkstätten übernommen.)

unvollkommen, so kann die Spaltbarkeit des Minerals doch vollkommen sein und nur der untersuchte Schnitt sehr schief gegen die auf der Spaltbarkeit senkrecht stehende Ebene geführt sein. In einem Dünnschliff sind die wesentlichen, das Gestein hauptsächlich zusammensetzenden Minerale gewöhnlich in zahlreichen Individuen vertreten, die meist unregelmäßig angeordnet sind und daher von dem Schnitt in verschiedenen Richtungen getroffen werden; eine Untersuchung mehrerer, sich durch andere gemeinsame Eigenschaften und Übergänge als einem Mineral zugehörig erweisender Plättchen läßt dann den Grad der Spaltbarkeit sicher erkennen, wobei selbstverständlich der höchste Grad der Spaltbarkeit maßgebend ist und andererseits unvollkommene Spaltbarkeit sich durch Fehlen der Spaltungsrisse in allen vorhandenen Plättchen zu erkennen gibt.

Noch wichtiger ist die Untersuchung mehrerer Plättchen im Dünnschliff zur Bestimmung der Art der Spaltbarkeit.

Für das Wesen wie für die Bestimmung der Minerale ist es von höchster Bedeutung, ob Spaltbarkeit nach einer, nach zwei oder nach einer größeren Zahl von Ebenen vorhanden ist. Eine Platte, die parallel einer allein vorhandenen Spaltungsrichtung geschnitten ist, kann diese natürlich nicht durch Risse zum Ausdruck kommen lassen; die Platte sieht aus, als ob sie aus einem nicht spaltbaren Mineral geschnitten wäre. Erst die Beobachtung, daß keines der dem gleichen Mineral angehörigen Plättchen Spaltungsrisse zeigt, berechtigt zu dem Schluß, daß Spaltbarkeit nicht vorhanden ist. Ist nie mehr als ein System von parallelen Rissen zu beobachten, so besitzt das Mineral nur eine Spaltungsebene, beim Vorhandensein von zwei Spaltungsebenen weisen alle Plättchen, die mit den beiden Spaltungsrichtungen parallele Durchschnittranten bilden, nur ein System von parallelen Rissen auf, alle anderen zeigen zwei sich schneidende Systeme, deren Winkel und deren Vollkommenheit mit der Lage des Schnittes wechseln. In entsprechender Weise ergeben sich die Erscheinungen für Schnitte aus Mineralen mit mehr als zwei Spaltungsrichtungen.

Die Spaltbarkeit erklärt sich aus der Tatsache, daß der Widerstand der Teile gegen eine Trennung, die Kohäsion, in jedem kristallisierten Körper mit der Richtung wechselt; es sind somit in jedem kristallisierten Körper Maxima und Minima der Kohäsion vorhanden. Auf jeder Spaltungsfläche steht nun ein Minimum der Kohäsion senkrecht, da, wie die Tatsache der Spaltung zeigt, senkrecht zu den Spaltungsflächen am leichtesten Trennung stattfindet. Die Vollkommenheit der Spaltbarkeit ist von dem

Maße der Verschiedenheit der Kohäsionsmaxima und -minima abhängig; je größer der Unterschied in verschiedenen Richtungen ist, desto vollkommener ist die Spaltbarkeit. Umgekehrt treten, je geringer die Unterschiede der Maxima und Minima der Kohäsion bei einem Mineral sind, desto deutlicher durch Zertrümmerung Bruchflächen auf, die bei allen Mineralen entstehen, bei den gut spaltbaren aber nicht so häufig und charakteristisch zur Anschauung kommen. Die für die hier zu besprechenden Minerale wichtigste Art ist der muschelige Bruch — die Bruchflächen haben muschelähnliche Vertiefungen bzw. Erhöhungen; außerdem unterscheidet man ebenen und unebenen Bruch, sowie nach der Beschaffenheit der Bruchfläche glatten, hakigen, splitterigen Bruch (die Bruchfläche zeigt kleine halbabgelöste Splitter) sowie bei Aggregaten erdigen Bruch (die Bruchfläche erscheint matt und staubig).

b) Härte.

Unter Härte versteht man den Widerstand, den ein fester Körper dem Eindringen eines anderen festen Körpers entgegensetzt. Da bei einem derartigen Eindringen die Kohäsion überwunden werden muß, so folgt unmittelbar, daß bei einer kristallisierten Substanz in demselben Individuum der Grad der Härte von der Lage der Fläche und von der Richtung auf der Fläche, oft sogar längs einer Linie von dem Sinne der Bewegung, in der die Härte geprüft wird, abhängt.

Bei den die Gesteine und Böden bildenden Mineralen sind diese Unterschiede in der Regel nicht so bedeutend, daß eine Bestimmung der mittleren Härte nicht ausreichte. Nun ist zwar die Aufgabe, die Härte der festen Körper wissenschaftlich genau zu bestimmen, noch nicht vollständig gelöst und kann in dieser Form nicht gelöst werden, da Härte eine zusammengesetzte Erscheinung ist und da verschiedene Substanzen sich der Art nach verschieden verhalten, je nachdem sie spröde oder plastisch sind; als Kennzeichen für die Minerale genügt jedoch eine sehr leicht ausführbare angenäherte Bestimmung. Nach dem Vorgange von Fr. Mohs legt man eine Stufenfolge von 10 Mineralen von steigender Härte zu Grunde, bezeichnet die Härtegrade dieser Minerale mit den Zahlen von 1 bis 10 und prüft, welchem Härtegrad das zu untersuchende Mineral entspricht, bzw. zwischen welchen beiden Graden seine Härte steht.

Die zehn Glieder der Mohs'schen Härteskala sind:

Härtegrad	1 = Talk $\text{H}_2\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{12}$
"	2 = Gips $\text{CaSO}_4 + 2\text{H}_2\text{O}$ (oder = Stein Salz NaCl)
"	3 = Kalkspat CaCO_3

Härtegrad	4	=	Flußpat	CaF_2
"	5	=	Apatit	$\text{Ca}_5\text{P}_3\text{O}_{12}$ (F, Cl)
"	6	=	Kalifeldspat (sog. Orthoklas)	$\text{K}_2\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}$
"	7	=	Quarz	SiO_2
"	8	=	Topas	$\text{Al}_2\text{Si}(\text{O}, \text{F}_2)_5$
"	9	=	Korund	Al_2O_3
"	10	=	Diamant	C

(Die letzten drei Grade 8—10, die sogenannte „Edelsteinhärte“, kommen für die Bestandteile der Gesteine und Böden nicht in Betracht.)

Von der Tatsache ausgehend, daß ein härterer Körper einen weicheren ritzt, gleich harte entweder sich gegenseitig ritzen oder nicht ritzen, prüft man, mit den unteren Graden beginnend, welches Glied der Skala das zu bestimmende Mineral zuerst ritzt, und versucht dann, mit dem zu untersuchenden Körper das vorangehende Glied der Skala zu ritzen. Hat beispielsweise Flußpat (4) das Mineral geritzt und wird Kalkpat (3) von dem Mineral geritzt, ohne daß Kalkpat das Mineral seinerseits ritzt, so ist dieses jedenfalls härter als 3. Die Frage, ob es zwischen 3 und 4 steht, oder ob es die Härte des Flußpats hat, entscheidet das Verhalten beim Versuch, Flußpat zu ritzen: bei gleicher Härte muß Flußpat, der das Mineral geritzt hat, auch vom Mineral geritzt werden. In diesem Falle wird die Härte des Minerals durch das Zeichen $H = 4$, im anderen durch $H = 3.5$ (zwischen Kalkpat- und Flußpalthärte) bezeichnet.

Annähernde Härtebestimmungen lassen sich gewöhnlich mit noch einfacheren Hilfsmitteln ausführen: der Fingernagel ritzt Körper, deren Härte die Stufe 2 nicht übersteigt, eine Kupfermünze hat ziemlich genau die Härte des Kalkspates = 3, Fensterglas ist fast so hart wie Apatit, Härte also annähernd 5, ein gutes Stahlmesser ritzt gerade noch Kalifeldspat, von dem es deutlich selbst geritzt wird, seine Härte ist also ungefähr 6.

Bei allen Versuchen muß man sich überzeugen, ob dem beim Ritzen entstandenen Strich wirklich eine Vertiefung, ein Rit, entspricht; wenn nämlich das Glied der Härteskala weicher ist als das zu prüfende Mineral, so können sich von ihm Teilchen lösen und somit auf der Fläche des Minerals Striche entstehen, die ungefähr dem Strich eines Bleistifts (Graphit) auf Papier entsprechen.

Bei diesen Versuchen kann man noch eine andere Eigenschaft der Minerale feststellen: springt das durch das Ritzen entstehende Pulver fort, wie bei den meisten gesteinsbildenden Mineralen, so ist das Mineral spröde;

bleibt das Pulver liegen, so nennt man den Körper mild. (Geschmeidige Minerale, d. h. solche, in die der härtere Körper ohne Erzeugung von Pulver eindringt, finden sich unter den hier zu besprechenden Gesteins- und Bodenbestandteilen nicht.)

Eine andere Gruppe von Kohäsionserscheinungen beobachtet man bei dem Versuch, dünne Plättchen und Säulchen eines Mineralen zu biegen. Wird eine durch das Biegen erzeugte Formveränderung nicht mehr rückgängig gemacht, so heißt der Körper biegsam, stellt sich auch nach starker Biegung die ursprüngliche Gestalt wieder her, so hat der Körper eine hohe elastische Vollkommenheit*). (Spröde ist ein Körper, der schon durch eine geringe Formveränderung zerbrochen wird [ohne Rücksicht auf die zu dieser geringen Formveränderung aufzuwendende Kraft], hart ein Körper, dessen Teile nur durch verhältnismäßig große Kräfte verschoben werden können, weich ein Körper, bei dem zu diesem Zweck schon kleinere Kräfte genügen.)

Optische Eigenschaften.

Von den überaus charakteristischen, durch das Verhalten der Minerale gegen Licht bedingten Eigenschaften sind die als Farbe, Glanz und Durchsichtigkeit zusammengefaßten unmittelbar wahrzunehmen, während die durch die Lichtbrechung hervorgerufenen, besonders wichtigen Erscheinungen optischer Hilfsmittel zu ihrer Erkennung und Bestimmung bedürfen.

a) Farbe, Glanz, Durchsichtigkeit.

Farbe.

Die wohl zuerst in das Auge fallende Eigenschaft eines Körpers, die Farbe, muß bei der Bestimmung der Minerale mit großer Vorsicht verwendet werden, da viele an sich farblose Substanzen durch geringe Beimischungen anderer Stoffe oft deutlich, vielfach sogar stark gefärbt erscheinen (allochromatisch), während Körper mit bestimmter Eigenfarbe (idochromatische Minerale) durch an sich nicht sehr erhebliche oberflächliche Veränderungen ihre Farbe merklich ändern können. So erscheint der an sich wasserhelle Quarz (Bergkristall) oft weiß (Milchquarz), gelb (Citrin), rosa (Rosenquarz), braunrot (Eisenkiesel), violett (Amethyst), grau (Rauchquarz), schwarz (Morion), und eine ähnliche Mannigfaltigkeit weisen die

*) Diese Eigenschaft wird gewöhnlich fälschlich mit dem Worte elastisch bezeichnet.

gleichfalls wasserhellen, als Glieder der Härte skala oben genannten Minerale Flußspat und Apatit auf; andererseits erscheint der im frischen Zustande scharf gelbe Eisenkies (Pyrit FeS_2) durch Oxydation des Eisens oberflächlich nicht selten deutlich schmutzig-rötlichbraun. Sehr häufig tritt Färbung durch Bildung von Verwesungsprodukten im Innern der Kristalle ein; der an sich farblose Kalifeldspat erscheint durch beginnende Verwesung gewöhnlich weißlich, gelblich und besonders oft rötlich. Farbige (idochromatisch) sind im allgemeinen die Verbindungen der schweren Metalle mit Schwefel, Arsen, Antimon (bisweilen als Erze im engeren Sinne zusammengefaßt) und zahlreiche andere Verbindungen der schweren Metalle, besonders des Kupfers, Eisens, Mangans; doch können derartige Salze, wie PbCO_3 , PbSO_4 und andere auch farblos sein.

Farblose, weiße und ganz licht erscheinende Gebilde bedürfen in dieser Hinsicht selbstverständlich keiner weiteren Untersuchung; ob die eine deutliche Farbe aufweisenden Substanzen farbige oder gefärbt sind, erkennt man durch das Verhalten des feinen Pulvers. Selbst sehr stark gefärbte Minerale erscheinen im Pulver farblos oder nur ganz schwach gefärbt; die farbigen Gebilde liefern stets auch ein deutlich farbiges Pulver, dessen Farbe vielfach durch seinen helleren Ton von der des massigen Stück abweicht und daher für Substanzen, die im Stück dunkel bis schwarz erscheinen, sehr charakteristisch ist. Die Pulverfarbe eines Minerals bleibt unverändert, auch wenn oberflächliche Beeinflussung seine Farbe verändert hat, und ändert sich nur für den wirklich umgewandelten Teil des Minerals, da dieser in eine chemisch ganz andere Substanz übergegangen ist. Man bezeichnet die Pulverfarbe gewöhnlich als Strichfarbe oder Strich, weil man sie mit Hilfe der Strichplatte, einer geglätteten (aber nicht glasierten) Tafel von feinstem Porzellan (sogenanntem Biskuit) zur Anschauung bringt; ganz ebenso wie auf der unebenen Oberfläche des Papiers der Schreibstift feines Graphitpulver hinterläßt, den „Bleistift“-Strich, schaben die Unebenheiten der Strichplatte von dem darüber geführten Mineral feines Pulver strichförmig ab, das dann die charakteristische Farbe zeigt.

Von den Bestandteilen der Gesteine und Böden sind die wichtigsten und verbreitetsten an sich farblos, aber vielfach gefärbt (Quarz, Feldspat usw.), oder sie erscheinen infolge eines wesentlichen Eisengehaltes dunkel (braun, grün, schwarz: dunkler Glimmer, Augite, Hornblenden). Sehr deutlich farbige und infolge feiner Verteilung oft das ganze Gestein färbend macht sich Brauneisen (schmutzig-rötlichbraun bis schwärzlich-

braun) geltend, seltener Eisenoxyd (Haematit oder Roteisenerz) durch starke und reine Rotfärbung; eine schmutzig grüne Färbung wird nicht selten durch fein verteilte Chlorite (später zu besprechende Umwandlungsprodukte eisenhaltiger Silikate), eine gelbgrüne durch ähnlich entstandenen Epidot hervorgebracht.

Die durch Humus hervorgerufene, die Farbe der anorganischen Bestandteile oft ganz verhüllende Schwarzfärbung der Böden ist organischen Ursprungs und kann daher an dieser Stelle nicht besprochen werden.

Glanz.

Der für das Wesen der Minerale sehr wichtige Glanz ist physikalisch eine zusammengesetzte Eigenschaft, wie dies oben schon von der Härte erwähnt wurde; am besten läßt sie sich beschreiben als der optische Eindruck, den eine Oberfläche macht, wenn man von Gestalt und Farbe absieht und Grad und Art des Glanzes unterscheidet.

Stufen des Grades beim Glanze sind: sehr stark glänzend, stark glänzend, glänzend, schwach glänzend, schimmernd bis matt in unmittelbarer Abhängigkeit von der größeren oder geringeren Glätte der Oberfläche. Für die Beurteilung der größeren oder geringeren Vollkommenheit der Spaltbarkeit ist somit der Grad des Glanzes der Spaltungsflächen von entscheidender Bedeutung: je stärker der Glanz, desto ebener ist die Spaltungsfläche und umso vollkommener ist mithin die Spaltbarkeit.

Die Arten des Glanzes, die vielfach durch Übergänge verknüpft sind, werden durch Bezeichnungsweisen gekennzeichnet, die an bekannte Stoffe anknüpfen; man unterscheidet Metallglanz (nur bei undurchsichtigen Körpern), Diamantglanz (der starke, etwas fettige Glanz der natürlichen Kristallflächen und Spaltungsflächen des Diamants, wie sie beispielsweise die zum Glaschneiden benutzten Glaserdiamanten aufweisen, nicht der künstlich erzeugte Hochglanz des geschliffenen Schmucksteins), Glasglanz, Fettglanz. Fettglanz findet sich auch auf den Bruchflächen mancher Minerale, die auf Kristallflächen einen deutlichen Glasglanz aufweisen; so sehen die muscheligen Bruchflächen des Quarzes wie mit einer ganz dünnen öligen Haut überzogen aus. Anderen Ursprungs, nicht eine Folge der Natur der Substanz, sondern durch ihr Gefüge bedingt, ist der Perlmutterglanz und der Seidenglanz: Perlmutterglanz findet sich nur bei durchsichtigen Mineralen auf Flächen, denen eine vollkommene

Spaltbarkeit oder ein Aufbau aus dünnen Blättchen entspricht, Seidenglanz wesentlich bei Körpern, die sich aus parallel angeordneten Fasern aufbauen.

Die meisten gesteinsbildenden Minerale besitzen Glasglanz, einige sind durch Fettglanz ausgezeichnet, metallischen Glanz weisen nur die untergeordnet auftretenden Erze auf; ein eigentümlicher metallischer Schiller findet sich bei charakteristischen Umwandlungsvorgängen von Gliedern der Aagitfamilie.

Durchsichtigkeit.

Eine Trennung der Minerale in durchsichtige und undurchsichtige ist wissenschaftlich unmöglich; es gibt nur für Licht mehr oder weniger durchlässige Substanzen, d. h. Körper mit geringerem oder größerem Absorptionsvermögen, aber keine Substanz, die unter allen Umständen alles Licht absorbiert, und ebensowenig irgend eine, die das Licht gänzlich ungeschwächt hindurchtreten läßt. Gold wird in dünnen, zur Vergoldung hergestellten Blättchen mit grüner, Silber unter ähnlichen Verhältnissen mit blauer Farbe durchsichtig, und in einer Tiefe von 400 m unter der Oberfläche des Mittelmeeres, im Genfer See schon bei 200 m Tiefe, läßt die photographische Platte keinerlei Einwirkung des Lichtes erkennen.

Von den gesteinsbildenden Mineralen sind nur wenige sehr schwer durchsichtig, so daß sie auch im Dünnschliff kein Licht hindurchgehen lassen, namentlich die Erze und Brauneisen; die im auffallenden Licht dunkel bis schwarz erscheinenden Silikate werden in dünnen Schichten mit verschiedenen Farben (braun, grün, gelb) durchsichtig, bisweilen ganz licht, die gefärbten Substanzen erscheinen wasserhell. Andererseits drücken Zersetzungsvorgänge, die eine Fülle kleinster Neubildungen in den Mineralen entstehen lassen, die Durchsichtigkeit im frischen Zustande wasserheller Substanzen sehr stark herab, wie dies die durch Zersetzung gefärbten Feldspate besonders deutlich zeigen.

β) Lichtbrechung, Doppelbrechung und Polarisation.

Lichtbrechung.

Die von Alters her bekannte Lichtbrechung, d. h. die Ablenkung eines Lichtstrahls von seinem Wege beim Übertritt aus einem Medium in ein anderes, ist, wie Huyghens in seinem *Traité de la lumière* (1678) zeigte, von der verschiedenen Geschwindigkeit des Lichtes in

den beiden Medien abhängig und findet für verschiedene Einfallswinkel in bezug auf diese zwei Medien ihren rechnermäßigen Ausdruck durch das Snellius-Descartes'sche Brechungsgesetz.

Tritt ein Lichtstrahl aus einem Medium I in ein Medium II, und sind i und r die Winkel des eintretenden und des gebrochenen Strahls (gegen die Normale auf die Grenzfläche), so besteht bekanntlich die Beziehung

$$\frac{\sin i}{\sin r} = \frac{\text{Lichtgeschwindigkeit I}}{\text{Lichtgeschwindigkeit II}} = \frac{v_I}{v_{II}}$$

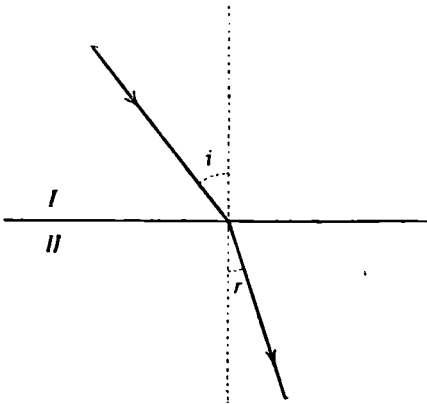


Fig. 12.

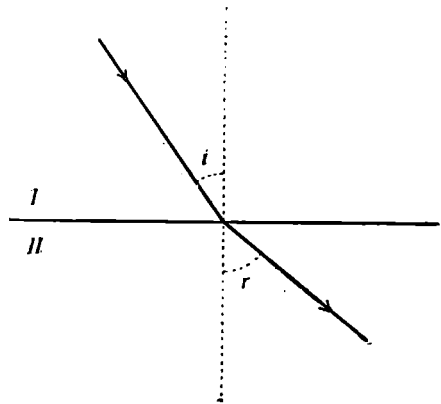


Fig. 13.

Bei Figur 12 tritt der Strahl von einem Medium mit größerer Lichtgeschwindigkeit in ein solches mit geringerer Lichtgeschwindigkeit (aus dem optisch dünneren Medium in das optisch dichtere Medium); in Figur 13 ist das umgekehrte Verhältnis angenommen. Tritt der Strahl aus Luft, dem optisch dünneren Medium, mit einer Lichtgeschwindigkeit, die praktisch der im Vakuum gleichkommt (300.000 km in der Sekunde) und gleich 1 gesetzt wird, in das zweite Medium, so ergibt sich für den Quotienten der Wert

$$\frac{\sin i}{\sin r} = \frac{1}{v_{II}} = n_2$$

den man als den Brechungsquotienten (Brechungsindex) der Substanz II bezeichnet. Da die Lichtgeschwindigkeit in jedem Medium geringer als in Luft ist, ist der Brechungsquotient stets größer als 1; in

zwei verschiedenen Medien verhält sich die Lichtgeschwindigkeit immer umgekehrt wie ihre Brechungsquotienten:

$$\frac{v_I}{v_{II}} = \frac{n_2}{n_1}$$

Von dem Verhalten des Strahles beim Eintritt aus Luft in das Mineral ausgehend, nennt man Substanzen, die einen aus Luft eintretenden Strahl erheblich ablenken, stark lichtbrechend, solche mit weniger erheblicher Ablenkung schwach lichtbrechend. Sieht man von den Metallen ab, so beträgt in den stärksten lichtbrechenden Medien die Lichtgeschwindigkeit rund $\frac{1}{3}$ von der in Luft, der Brechungsquotient erreicht mithin den Wert 3. Für die meisten Minerale liegt der Brechungsquotient zwischen 1·4 und 2, für die wichtigsten Gesteins- und Bodenbildner zwischen 1·4 und höchstens 1·8.

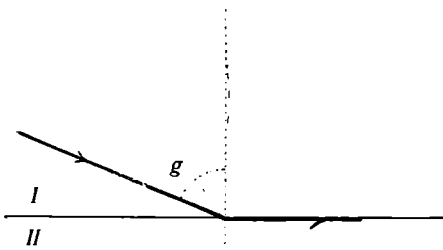


Fig. 14.

Während Licht aus einem optisch dünneren in ein optisch dichteres Medium unter allen Einfallswinkeln eindringen kann, können aus dem dichteren in das dünnere Medium nur diejenigen Strahlen übertreten, die innerhalb des sogenannten Grenzwinkels liegen. Denkt man sich in Fig. 13. den Winkel i immer größer werden, so muß bei einem

bestimmten Winkel g in Fig. 14. der Wert für den Winkel r 90° betragen. Strahlen, die unter einem größeren Winkel als der Grenzwinkel g auf die Grenzfläche auffallen, können in das (optisch dünnere) Medium II nicht mehr eindringen, sondern werden an der Grenze total reflektiert. Für diesen Fall gilt

$$\frac{\sin g}{\sin 90^\circ} = \frac{n_2}{n_1}$$

Ist das optisch dünnere Medium Luft, n_2 mithin = 1, so ergibt sich der Grenzwinkel der betreffenden Substanz gegen Luft aus der Gleichung

$$\sin g = \frac{1}{n_1}$$

und der Brechungsquotient der Substanz aus der Gleichung

$$n = \frac{1}{\sin g} \quad *)$$

Aus diesen Verhältnissen erklären sich eine Reihe von Erscheinungen, die bei mikroskopischer Untersuchung von Mineralkörnchen und Plättchen wahrgenommen werden und die erkennen lassen, ob die einzelnen Körnchen stark oder schwach lichtbrechenden Substanzen angehören.

Bettet man durchsichtige Körnchen in irgendein Medium ein und untersucht ein derartiges Präparat im Mikroskop, so erscheint die Oberfläche von Substanzen, die stärker lichtbrechend sind als das Einbettungsmittel, rauh und runzlig (chagriniert), die von gleich oder schwächer lichtbrechenden glatt und eben; für Mineralkörnchen wendet man Substanzen von nicht zu niedriger Lichtbrechung, beispielsweise Ole oder Canadabalsam an.

Die Erscheinung erklärt sich auf folgende Weise: die Oberflächen aller Mineralkörner und ebenso die der Plättchen im Dünnschliff sind tatsächlich rauh, wenn sie auch unserem Gefühl glatt zu sein scheinen, und diese Rauheit wird im durchfallenden Licht dem Auge erkennbar, wenn der Körper stärker lichtbrechend ist als seine Umgebung. In diesem Falle können zwar alle Strahlen aus dem optisch dünneren Medium in das Mineralkorn hineindringen, von den eingedrungenen Strahlen müssen aber viele beim Auffallen auf die obere Plattengrenze die infolge der Rauheit in allen möglichen Richtungen liegenden, zusammen die rauhe Oberfläche bildenden kleinen Begrenzungselemente unter Winkeln treffen, die größer sind als der Grenzwinkel; sie können demgemäß aus dem Mineral nicht herausgelangen, sondern werden total reflektiert, und die Oberfläche des Körpers hebt sich daher durch ihre geringere Lichtstärke von der Umgebung ab, sie wird in ihren Einzelheiten sichtbar. Ist hingegen der eingebettete Körper schwächer lichtbrechend als seine Umgebung oder höchstens gleich stark, so kann jeder Strahl aus ihm in das umhüllende Medium austreten; seine Oberfläche unterscheidet sich also in ihrer Lichtstärke in keiner Weise von ihrer Umgebung und erscheint demgemäß glatt und eben. Natürlich bietet derselbe Körper, in Substanzen von verschiedener Lichtbrechung ein-

*) Die Bestimmung des Brechungsquotienten einer Substanz kann daher außer durch die bekannte Prismenmethode nach dem Prinzip des Minimums der Ablenkung auch durch Ermittlung des Grenzwinkels der zu untersuchenden Substanz gegen ein Medium mit bekanntem höheren Brechungsquotienten erfolgen; die hierfür konstruierten Instrumente bezeichnet man als Totalreflektometer.

gebettet, ein verschiedenes Aussehen; man kann daher an einem Korn annähernd die Lichtbrechung bestimmen, wenn man es nacheinander in Substanzen von verschiedener, bekannter Lichtbrechung einbettet, bis seine rauhe Oberfläche nicht mehr erkennbar ist. Gewöhnlich begnügt man sich mit einer Einbettung in Canadabalsam, der einen für die Unterscheidung der gesteinsbildenden Minerale sehr günstigen Brechungsquotienten besitzt ($n = 1.537$); Kalifeldspat ist schwächer, Quarz nur sehr wenig stärker lichtbrechend. Substanzen, die in Canadabalsam eine deutlich runzlige Oberfläche erkennen lassen, gehören zu den stark lichtbrechenden Mineralen.

Will man unter dem Mikroskop die Körner auf Spaltbarkeit (vgl. S. 27 ff.) untersuchen, so ist die Beschaffenheit der Oberfläche, d. h. das Vorhandensein oder Fehlen von glatten Ebenen in der Umgrenzung ausschlaggebend; man muß also die Oberflächen deutlich sehen und bettet daher die Körner in ein etwas stärker lichtbrechendes Medium als Luft, gewöhnlich Wasser ($n = 1.34$) ein, da ein sehr großer Unterschied der Lichtgeschwindigkeit, wie er sich für in Luft befindliche Minerale geltend macht, der Beobachtung gleichfalls nicht günstig ist.

Untersucht man nicht einzelne Mineralkörnchen, sondern eine dünne aus einem Gestein geschliffene Platte, einen sogenannten Dünnschliff, unter dem Mikroskop, so kann man neben der Beschaffenheit der Oberfläche noch andere für die Größe der Brechungsquotienten charakteristische Merkmale beobachten.

Stark lichtbrechende Minerale erscheinen greller beleuchtet, als die schwächer brechenden Substanzen, sie scheinen infolge einer optischen Täuschung aus der Oberfläche des Schliffes herauszuragen, machen mithin den Eindruck, als ob sie dicker wären, und ihre Ränder erscheinen infolge der Totalreflexion gegenüber schwächer lichtbrechenden an sie angrenzenden Mineralen dunkel; — diese dunklen Ränder sind umso breiter, je größer der Unterschied der Brechungsquotienten der beiden sich berührenden Substanzen ist.

Auf der Verschiedenheit der Lichtgeschwindigkeit beruht auch eine eigentümliche, als die Beckesche Lichtlinie bezeichnete Erscheinung an der Grenze zweier Körper von verschiedenem Brechungsquotienten. Stellt man bei schiefher Beleuchtung, die man durch seitliches Abblenden des Lichtes oder Senken des Beleuchtungsapparats des Mikroskops erreicht, bei Anwendung eines starken Objektivs scharf auf die senkrechte Grenze zwischen zwei Mineralen ein und verändert dann die Einstellung durch Verschieben

des Tubus, so sieht man eine Lichtlinie, die von der Grenze aus in die eine oder die andere Substanz hineinwandert. Auf die ziemlich verwickelte Erklärung der Erscheinung muß hier verzichtet werden; es genüge die Regel, daß beim Heben des Objektivs die Lichtlinie in die höher brechende Substanz, beim Senken in die niedriger brechende wandert.

Doppelbrechung und Polarisation.

Bis in das 17. Jahrhundert hinein kannte man beim Übergang des Lichts von einem Medium in das andere nur die geschilderte einfache Brechung und somit keinen grundsätzlichen Unterschied in dem Verhalten von kristallisierter und nicht kristallisierter Substanz gegen Licht; erst im Jahre 1669 entdeckte Erasmus Bartholinus an Kalkspatstücken von Island die Erscheinung der Doppelbrechung, die er und besonders Huyghens in seinem berühmten *Traité de la Lumière* erforschten.

Die bei ihrer Entdeckung höchst überraschende Erscheinung der Doppelbrechung gibt sich bekanntlich dadurch zu erkennen, daß bei der Betrachtung durch ein durchsichtiges Kalkspatstück von genügender Dicke ein Signal im allgemeinen doppelt erscheint; dies ist nur möglich, wenn jeder von dem Signal ausgehende Strahl beim Eintritt in den Kalkspat in zwei Strahlen zerlegt wird, die im Kalkspat verschiedene Wege zurücklegen, mithin durch verschiedene Brechungsquotienten charakterisiert sind.

Huyghens fand eine Reihe von Grundtatsachen: die Lichtgeschwindigkeit des einen im Kalkspat entstehenden Strahls ist von der Richtung unabhängig, er verhält sich mithin wie die Strahlen in den bisher allein untersuchten nicht-kristallisierten Körpern (gewöhnlicher Strahl, seine Bezugsfläche ist eine Kugel), während die Lichtgeschwindigkeit des zweiten von der Richtung abhängig ist (daher ungewöhnlicher Strahl). Der ungewöhnliche Strahl besitzt in einer Richtung den Wert der Lichtgeschwindigkeit des gewöhnlichen Strahles, in allen anderen abweichende Werte, und zwar am stärksten abweichend für alle auf dieser ausgezeichneten Richtung senkrecht stehende Strahlen, die unter sich sämtlich den gleichen Wert aufweisen. Da die Lichtgeschwindigkeit für jede andere Richtung einen Wert besitzt, der dem Radiusvektor von entsprechender Lage in der mit den beiden Hauptgeschwindigkeiten konstruierten Ellipse zukommt, so ist die Bezugsfläche des ungewöhnlichen Strahls ein Rotationsellipsoid. Die Rotationsachse des Ellipsoides fällt

mit einem Durchmesser der Kugel zusammen und ist daher durch einfache Brechung ausgezeichnet; sie heißt die optische Achse und ist identisch mit der kristallographischen Hauptachse des Kalkspats. Demgemäß bewegen sich im Kalkspat zwei Lichtwellen, von denen die eine dem gewöhnlichen, die andere dem ungewöhnlichen Strahl entspricht, und deren Wellenfronten sich nach der Huyghens'schen Konstruktion als Tangentialebenen an die entsprechenden Strahlenbezugsflächen ergeben. Bei senkrechtem Einfall des Lichtes auf die Kalkspatoberfläche bewegen sich die beiden Wellenfronten parallel zueinander und senkrecht zu dem einfallenden Strahl, aber mit verschiedener Geschwindigkeit. (Fig. 15.)

Huyghens erkannte weiter, daß die Doppelbrechung nicht auf Kalkspat beschränkt sei, sondern auch anderen Kristallen zukomme, beispielsweise dem Quarz; daß die doppelbrechenden Kristalle sich nach ihrem optischen

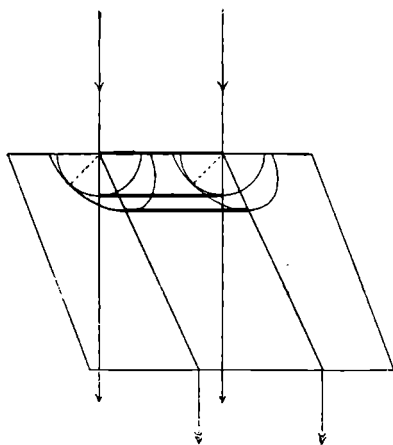


Fig. 15.

Verhalten wieder in zwei scharf unterschiedene Gruppen verteilen, entdeckte mehr als ein Jahrhundert später der englische Physiker D. Brewster: neben den Kristallen, die wie Kalkspat eine Richtung einfacher Strahlenbrechung besitzen (optisch einachsige Kristalle), gibt es andere, die durch zwei Richtungen einfacher Strahlenbrechung gekennzeichnet sind (optisch zweiachsige Kristalle), und zwar sind optisch einachsige alle Kristalle mit einer kristallographischen Hauptachse, d. h. die Angehörigen des tetragonalen und hexagonalen

(einschließlich des trigonalen) Systems, optisch zweiachsige alle Kristalle der Systeme mit niederer Symmetrie (ohne Hauptachse), also die rhombischen, monoklinen und triklinen Kristalle.

Schon Huyghens hatte bei seiner Untersuchung des Kalkspats gefunden, daß die beiden durch Doppelbrechung in einem Kalkspat entstandenen Strahlen beim Durchgang durch einen zweiten Kalkspat sich anders verhalten, als Strahlen, die aus Luft in Kalkspat eintreten, und daraus geschlossen, daß mit der Doppelbrechung auch eine ihm zunächst nicht erklärbare Veränderung in der Beschaffenheit des Lichts verbunden sein müsse. Die Natur dieser

Veränderung erkannte erst 1806 Etienne Malus aus dem Verhalten der beiden durch Doppelbrechung entstehenden Bilder beim Auffallen auf eine unter einem bestimmten Winkel reflektierende Glasplatte: bei einer Drehung des Kalkspats, bzw. der Glasplatte wechselt die Intensität der auffallenden Bilder im entgegengesetzten Sinn bis zum Verschwinden des einen, bzw. des anderen Bildes in bestimmten Stellungen. Diese Erscheinung ist (in der Sprache der Huyghens'schen Undulationstheorie des Lichtes) nur durch die Annahme zu erklären, daß im Gegensatz zu den von der Sonne oder einer anderen Lichtquelle ausgehenden, in allen Richtungen senkrecht zu ihrer Fortpflanzung schwingenden Strahlen sowohl die unter bestimmten, für die Substanzen charakteristischen Winkeln reflektierten Strahlen ebenso wie auch die durch Doppelbrechung entstehenden nicht mehr in allen Azimuten, sondern nur noch in einer Ebene schwingen, und zwar in dieser Ebene senkrecht zur Fortpflanzungsrichtung. Derartig schwingendes Licht, das unser Auge vom gewöhnlichen nicht zu unterscheiden vermag, nennt man polarisiert; die beiden durch Doppelbrechung entstehenden Strahlen sind, wie ihr Verhalten gegenüber der reflektierenden Glasplatte zeigt, senkrecht zueinander polarisiert.

Mit der Entdeckung des polarisierten Lichtes waren der Untersuchung des Verhaltens der Substanzen gegen Licht gänzlich neue Wege geöffnet, die in ihrer praktischen Anwendung überhaupt erst die sichere Bestimmung der Gesteins- und Bodengemengteile aus dem optischen Verhalten gestatten; hierzu ist ein Apparat nötig, der polarisiertes Licht liefert, ein Polarisor, und ein zweiter, der das aus der Substanz heraustretende Licht auf seine Beschaffenheit zu untersuchen gestattet, ein Analysator. Als Polarisor und als Analysator können Spiegel beliebiger (aber nicht metallischer) Substanzen dienen: ein unter dem für die Substanz charakteristischen Polarisationswinkel aufgestellter Spiegel liefert polarisiertes Licht, und ein zweiter dem gleichen Winkel stehender, um 90° gegen den Polarisor gedrehter Spiegel dient als Analysator. Ungleich bequemer

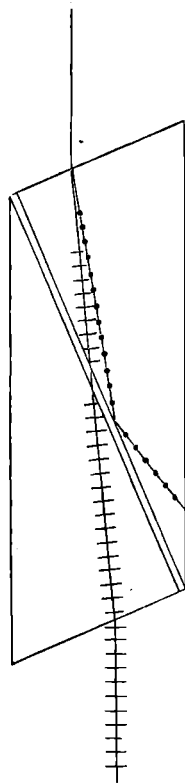


Fig. 16.
Nicol'sches Prisma.
(Nach Riecke.)

und leistungsfähiger sind Instrumente, die durch Doppelbrechung zwei senkrecht zu einander polarisierte Strahlen erzeugen, aber nur einen hindurchgehen lassen; derartige Instrumente wurden zuerst von W. Nicol aus Kalkspat hergestellt und heißen Nicol'sche Prismen (oder kurz Nicol's) und dienen in verschiedenen Konstruktionen ausschließlich zur Untersuchung in polarisiertem Licht. Über die Theorie des Nicol'schen Prismas vergleiche die Lehr- und Handbücher der Physik, Kristallographie, Mineralogie und Petrographie; das Wesen dieses eben so geistreich erdachten wie einfachen Apparates beruht darauf, daß von den zwei durch Doppelbrechung in einem Kalkspat entstehenden Strahlen der gewöhnliche mit dem größeren Brechungsquotienten auf eine Schicht von Kanadabalsam unter einem Winkel auffällt, der größer ist als der Grenzwinkel, mithin total reflektiert und an der dunklen Fassung des Prismas absorbiert wird, während der ungewöhnliche mit einem geringeren Brechungsquotienten als dem des Kanadabalsams ungehindert durch die Balsamschicht hindurchgehen kann. (Vgl. Fig. 16.)

Tritt nun das aus dem Polarifator austretende, polarisierte Licht in ein zweites Nicol'sches Prisma, so geht es ungehindert hindurch, wenn die Schwingungsrichtungen in beiden Instrumenten parallel stehen; dreht man das eine Prisma gegen das andere, so wird mit zunehmender Drehung die Menge des durchgelassenen Lichtes kleiner, bis schließlich bei einer Drehung von 90° kein Licht mehr aus dem Analysator herausgelangen kann. In dieser Stellung sind die Nicol'schen Prismen gekreuzt. Ein zur Aufnahme zweier Nicol's als Polarifator und Analysator mit senkrecht zueinander stehenden Schwingungsrichtungen eingerichtetes und mit einem drehbaren Tisch versehenes Mikroskop, ein Polarisationsmikroskop, ist das unentbehrliche Hilfsmittel zur Erkennung der Gemengteile der Gesteine und Böden auf Grund ihrer optischen Eigenschaften.

III. Beobachtungen mit dem Polarisationsmikroskop.

Ohne Polarifator und Analysator entspricht das für optische Untersuchungen eingerichtete Instrument selbstverständlich in jeder Hinsicht einem gewöhnlichen Mikroskop, doch wird der Polarifator nur entfernt, wenn man auf größte Lichtstärke Wert legt, da er im allgemeinen die in gewöhnlichem Licht anzustellenden Beobachtungen (Gestalt, Spaltbarkeit) in keiner Weise stört. Für die optischen Untersuchungen unterscheidet man Beobachtungen in parallelem und in konvergentem, polarisiertem Licht.

A. Beobachtungen in parallelem polarisiertem Licht.

1. Nur mit einem Nicol.

In seiner einfachsten Form, lediglich durch den Polarifator und die Drehbarkeit des Objektisches von den gewöhnlichen Mikroskopen verschieden, dient das Polarisationsmikroskop zur Bestimmung des Pleochroismus.

Pleochroismus ist die in günstigen Fällen schon mit dem unbewaffneten Auge erkennbare Eigenschaft farbiger doppelbrechender Kristalle, in verschiedenen Richtungen mit verschiedener Farbe und daher vielfach in verschiedenem Grade durchsichtig zu sein; sie beruht auf der in einem und demselben Kristall verschiedenen Lage der Absorptionsmaxima und -minima für Licht von verschiedener Wellenlänge. Es wird somit in einer Richtung Licht von einer bestimmten Farbe, in einer anderen Licht von einer anderen Farbe aus dem einfallenden weißen Licht stärker herausgenommen, so daß der Kristall in verschiedenen Richtungen mit verschiedener Farbe durchsichtig ist.

Für Gemengteile von Gesteinen und Böden bedarf es zur Beobachtung dieser Eigenschaft schon wegen ihrer Kleinheit stets der Untersuchung durch das mit einem Nicol ausgerüstete Mikroskop, das auch geringe Grade von Pleochroismus festzustellen ermöglicht. Da der Polarifator nur in einer Richtung schwingendes Licht in das Objekt entsendet, so ändert sich für ein auf dem Objektträger befestigtes Mineral beim Drehen des Tisches die Schwingungsrichtung des Strahles in bezug auf die kristallographische Orientierung des Minerals; die größten Farben- und Intensitätsunterschiede im durchfallenden Licht treten in der Platte in zwei Stellungen auf, die um 90° voneinander entfernt sind. Die Beobachtung hat nun gelehrt, und die Theorie bestätigt die Beobachtung als allgemeine Regel, daß bei optisch isotropen (amorphen und kubisch kristallisierten) Substanzen niemals Pleochroismus auftritt, daß bei den tetragonalen und hexagonalen Kristallen die Art der Absorption in zwei Richtungen verschieden ist, und daß bei den rhombischen, monoklinen und triklinen Kristallen in drei aufeinander senkrecht stehenden Richtungen verschiedene Farben zur Wahrnehmung kommen können.

Theoretisch muß jede doppelbrechende Substanz mit der Richtung des durchfallenden Lichtes wechselnde Absorption besitzen; Art und Grad des Pleochroismus ist jedoch bei verschiedenen Mineralen sehr verschieden und die auf dem angegebenen Wege leicht festzustellende Erscheinung mithin für die Natur der Gemengteile der Gesteine und Böden ein wichtiges Merkmal.

2. Mit zwei senkrecht zu einander schwingenden (gekreuzten) Nicol's.

Die Untersuchung von Plättchen und Körnchen zwischen gekreuzten Nicol's gestattet die grundlegende Feststellung, ob ein Mineral einfach brechend (optisch isotrop) oder doppelbrechend (optisch anisotrop) ist.

Bringt man einen einfach brechenden Körper zwischen gekreuzte Nicol's (vgl. S. 44), so bleibt das Gesichtsfeld dunkel; das aus dem Polarizador kommende Licht pflanzt sich in dem Körper als eine einzige Welle fort und tritt daher mit der gleichen Schwingungsrichtung, die es in dem Polarizador erhalten hat, aus dem Körper heraus und in den Analysator ein; da der Analysator nur Schwingungen senkrecht zur Richtung des Polarizators durchläßt, wird es in ihm vollständig absorbiert, gleich als ob gar kein Körper zwischen den gekreuzten Nicol's läge. Eine Änderung der Lage des Körpers, eine Drehung in der Ebene senkrecht zur Fortpflanzungsrichtung des Lichtes ändert an der Erscheinung gar nichts; einfach brechende Körper erscheinen mithin zwischen gekreuzten Nicol's in jeder Stellung dunkel.

Aus einer doppelbrechenden Substanz geschnittene Plättchen verhalten sich im allgemeinen zwischen gekreuzten Nicol's anders. Im Verlaufe einer vollen Umdrehung um 360° in der Ebene senkrecht zur Einfallsrichtung des Lichtes erscheinen sie in vier um je 90° voneinander entfernten Stellungen dunkel, in allen übrigen hell, und zwar am hellsten in den um 45° von der Dunkelstellung entfernten Positionen. Die Erscheinung erklärt sich durch die Tatsache, daß in einer doppelbrechenden Platte das aus dem Polarizador kommende in einer einzigen Richtung schwingende Licht im allgemeinen in zwei Wellen zerlegt wird, die in zwei für die Platte feststehenden Richtungen senkrecht zu einander schwingen; beim Auftreffen auf den Analysator werden die Wellen in Schwingungen parallel und senkrecht zu dessen Schwingungsrichtung zerlegt und die parallel seiner Richtung schwingenden Anteile durchgelassen. Fällt jedoch eine Schwingungsrichtung der Platte mit der Schwingungsrichtung des Polarizators zusammen, so geht nur Licht in dieser einen Richtung schwingend durch die Platte hindurch und wird vom Analysator ausgelöscht, da es senkrecht zu seiner Schwingungsrichtung auffällt. Die Untersuchung von Kristallen aus verschiedenen Systemen zwischen gekreuzten Nicol's hat die grundlegende Tatsache kennen gelehrt, daß außer den flüssigen und amorphen Substanzen wie Öle und Gesteinsglas auch die dem kubischen (oder regulären) System angehörigen Kristalle einfach brechend (optisch isotrop) sind, während alle in den übrigen Systemen kristallisierenden Substanzen ausnahmslos

doppelbrechend (optisch anisotrop) sind. Optisch isotrope Substanzen sind daher zwischen gekreuzten Nicols sofort von den übrigen zu unterscheiden.

Die Dunkelstellung ist ferner ein vorzügliches Mittel, um ein doppelbrechendes Korn auf seine Homogenität zu prüfen; ist ein scheinbar einheitliches Korn aus verschiedenen Individuen zusammengesetzt, so erscheinen die Teile des Kornes in verschiedenen Stellungen dunkel, bei einer Drehung tritt also nicht gleichzeitig Dunkelheit ein, sondern die Teile werden nacheinander dunkel.

Besteht ein scheinbar einheitlicher Körper aus mehreren gesetzmäßig verwachsenen Individuen, liegt also ein polyhynthetischer Zwilling vor, wie dies oben von einer Gruppe der Feldspate beschrieben wurde, so müssen die gleich orientierten Individuen zwischen gekreuzten Nicols gleichzeitig auslöschen, während die gegen die erste Gruppe in Zwillingstellung befindlichen in der gleichen Stellung hell erscheinen müssen und ihrerseits in einer anderen Stellung dunkel werden. Man erblickt also zwei Systeme von Streifen, die miteinander abwechseln; jedes System erscheint in einer bestimmten Stellung dunkel, während das andere hell erscheint.

Gesteinsteile, die aus so feinkörnigen Substanzen bestehen, daß im Schliß mehrere Individuen übereinander liegen, lassen auch bei stärksten Vergrößerungen die einzelnen Komponenten nicht deutlich erkennen; es gelangt niemals das optische Verhalten eines einzigen Individuums zur Wahrnehmung, sondern die beobachtete Erscheinung setzt sich stets aus dem Verhalten mehrerer, über- und untereinander liegender Einheiten zusammen. Es tritt demnach an keiner Stelle und in keiner Stellung zwischen gekreuzten Nicols Dunkelheit ein — wenn ein Individuum dunkel erscheint, sind die darüber oder darunter liegenden Individuen hell — die Folge ist eine bei der Drehung des Tisches sich annähernd gleichbleibende mittlere Helligkeit, die für Aggregatpolarisation charakteristisch ist.

Für die Erkennung von Mineralen unter dem Mikroskop ist häufig die Kenntnis des Winkels wichtig, den die Auslöschungsrichtungen, d. h. diejenigen Richtungen im Kristall, die parallel und senkrecht zu den Schwingungsrichtungen der Nicols stehen müssen, damit Dunkelheit eintritt, mit kristallographisch ausgezeichneten Richtungen, im Dünnschliff besonders mit den Spaltungsrissen, bilden. Zu dieser Bestimmung ist der Tisch des Mikroskopes mit einer Einteilung in Grade versehen, jede Stellung des Tisches kann an einer feststehenden Marke abgelesen werden, außerdem sind die Schwingungsrichtungen der Nicols durch ein Fadent Kreuz im Okular angegeben. Es werden nun die Spaltungsriffe einem Faden

des Fadenzuges parallel gestellt, die Stellung des Tisches an der Marke abgelesen, sodann der Tisch gedreht, bis das Objekt dunkel erscheint und diese Stellung wieder abgelesen; die Differenz zwischen beiden Positionen ergibt den gesuchten Winkel. Natürlich kommen hierbei für die Begriffe „groß“ und „klein“ nur die Winkel zwischen 0° und 45° in Betracht, da jede doppelbrechende Substanz bei einer vollen Drehung viermal dunkel wird; es muß daher, wenn man aus der Anfangsstellung um das Komplement des gemessenen Winkels im entgegengesetzten Sinne dreht, wieder Dunkelheit eintreten.

Interferenzfarben zwischen gekreuzten Nicol's.

In jeder Stellung, die nicht mit der Dunkelstellung zusammenfällt, erscheint eine doppelbrechende Platte hell, aber bei der Untersuchung in weißem Licht nicht etwa farblos bei farblosen Mineralen oder bei gefärbten in der Farbe des Minerals, sondern in sogenannten Interferenzfarben. Die Interferenzfarben (bekannt durch Interferenz hervorgebrachte Erscheinungen sind die bunten Farben der Seifenblasen, der irisierenden Gläser, dünner Flüssigkeiten auf Wasser, das Farbenspiel des edlen Opals, der Perlmuttersubstanz und andere mehr) entstehen bei der angegebenen Untersuchung von Kristallplatten dadurch, daß jeder der aus dem Polarisator in den Kristall eintretenden Lichtstrahlen in der Platte in zwei Strahlen zerlegt wird, die senkrecht zu einander schwingend verschiedene Wege mit verschiedener Geschwindigkeit zurücklegen. Das aus der Platte austretende Licht besteht demgemäß aus zwei Wellenbewegungen, deren Schwingungsrichtungen auf einander senkrecht stehen und die nunmehr einen Gangunterschied aufweisen. Dieser Gangunterschied ist in seiner Größe abhängig von der Dicke der Platte und von dem Unterschiede der beiden Brechungsquotienten für die beiden im Kristall entstehenden Wellen. Da der Analysator nur Schwingungen von einer bestimmten Richtung durchläßt, werden die beiden Wellen auf diese Schwingungsrichtung zurückgeführt und kommen zur Interferenz. Es werden somit aus dem weißen Licht diejenigen Farben ausgelöscht, für die der Gangunterschied eine ganze Wellenlänge oder deren Vielfaches beträgt; die Platte erscheint demgemäß farblos. Das Plättchen erscheint in der ganzen Ausdehnung in derselben Farbe, wenn es gleichmäßig dick ist, sonst in verschiedenen Farben, da bei wechselnder Dicke natürlich auch der Gangunterschied der beiden an einem Punkt austretenden und im Analysator zur Interferenz gebrachten Strahlen verschieden groß ist und an Stellen ungleicher Dicke die Auslöschung somit für Licht von verschiedener Wellenlänge stattfindet.

Die mit der Größe des Gangunterschiedes der beiden interferierenden Wellen wechselnden Farben werden in Ordnungen eingeteilt; man unterscheidet (nach zunehmendem Gangunterschied angeordnet):

Farben erster Ordnung:

Eisengrau
 Hellgrau
 Weißlich
 Hellgelb
 Gelb
 Braungelb
 Rot.

Farben zweiter Ordnung:

Blau
 Grün
 Gelb
 Rot.

Farben dritter Ordnung:

Blau
 Grün
 Grünlichgelb
 Rot.

Es folgen die immer blasser und verwäschener erscheinenden Farben höherer Ordnung, wesentlich

Graugrün
 Fleischrot

und schließlich das charakteristische

Weiß höherer Ordnung,

in dem das Auge keine Farbenunterschiede mehr wahrzunehmen vermag.

(Von der Angabe der Farben-Nuancen, von denen über 40 unterschieden werden, mußte hier abgesehen werden.)

Die Größe des Gangunterschiedes der beiden durch Doppelbrechung in einer Platte entstehenden Strahlen ist, wie oben ausgeführt, nur von der Dicke der Platte und der Größe der Doppelbrechung, d. h. der Differenz der Brechungsquotienten der beiden durch Doppelbrechung entstandenen Wellen abhängig, aber unabhängig von der mittleren Höhe der Lichtbrechung der betreffenden Substanz; stark lichtbrechende Körper können schwach doppelbrechend (Apatit) und schwach lichtbrechende stark doppelbrechend sein (Kalkspat). Die Höhe der Doppelbrechung

ist für die verschiedenen Minerale sehr charakteristisch und somit ein wichtiges Hilfsmittel zur Bestimmung; auf die hierfür ausgearbeiteten Methoden kann an dieser Stelle nicht eingegangen werden, sondern es muß der Hinweis auf ein einfaches Verfahren genügen, das die zur Bestimmung der Minerale sehr oft überaus nützliche Feststellung gestattet, ob die Doppelbrechung hoch, von mittlerer Höhe oder niedrig ist.

Aus der Höhe der Interferenzfarbe ist bei ihrer Abhängigkeit von der Dicke der Platte unmittelbar kein Schluß auf die Größe der Doppelbrechung zu ziehen: aus jeder doppelbrechenden Substanz läßt sich theoretisch ein Keil herstellen, der der Reihe nach sämtliche Interferenzfarben zeigt — es würde also auch bei Kenntnis der Schnittlage der sehr umständlichen Messung der Dicke bedürfen, um die Interferenzfarbe direkt verwerten zu können. Sind jedoch die aus verschiedenen Substanzen hergestellten Platten gleich dick, so kann man unter Berücksichtigung der Schnittlage wenigstens annähernd stärker und schwächer doppelbrechende Substanzen unterscheiden: bei gleicher Dicke werden die stärker doppelbrechenden Körper im allgemeinen höhere Interferenzfarben zeigen. Die Voraussetzung gleicher Dicke trifft in einem richtig hergestellten Dünnschliff für nahe bei einander liegende Individuen zu (bisweilen sind Mitte und Ränder des Schliffes verschieden dick); es lassen sich somit im Dünnschliff durch die Interferenzfarben die stärker und die schwächer doppelbrechenden Substanzen unterscheiden, ja man kann, wenn irgend ein Mineral durch seine sonstigen Eigenschaften bestimmt ist, durch Vergleich der Interferenzfarben dieses Minerals von bekannter Doppelbrechung mit den Interferenzfarben der anderen auf die Höhe der Doppelbrechung dieser noch nicht erkannten Substanzen Schlüsse ziehen.

Für die Bestimmung loser Körner ist diese Art der Untersuchung naturgemäß wenig geeignet — eine Messung der Dicke wäre dann unerläßlich — sie bleibt am besten auf Dünnschliffe beschränkt.

In guten Schliffen (ungefähr 0.03 mm dick) zeigen schwach doppelbrechende Substanzen die niedrigsten grauen Farben erster Ordnung von klarerem Grau durch Weißlich bis zum Hellgelb, stark doppelbrechende gelbe bis rote Farben erster Ordnung, bisweilen bis in das Blau zweiter Ordnung hinein. Substanzen, die in den meisten Schnitten Farben zweiter Ordnung zeigen, sind schon sehr stark doppelbrechend; noch stärker doppelbrechende Körper, mit dem Weiß höherer Ordnung im Dünnschliff sind unter den gesteinsbildenden Mineralen wesentlich nur durch die Carbonate (Kalkspat, Dolomit) vertreten. Die niedrigsten und die höchsten Interferenzfarben sind unmittelbar zu erkennen: die Farben grau bis hellgelb sind auf die erste Ordnung beschränkt, Blau und Grün treten in der ersten

Ordnung nicht auf, sind also unmittelbar als höhere Interferenzfarben anzusprechen, das Weiß höherer Ordnung findet sich unter den Farben der vier ersten Ordnungen nicht; nur Gelb und Rot lassen sich nicht unmittelbar ihrer Höhe nach schätzen.

Ein Verfahren, das ganz allgemein die Höhe einer durch Doppelbrechung entstandenen Interferenzfarbe zu bestimmen gestattet, beruht auf folgender Erwägung: da für die Höhe der Interferenzfarbe die Größe des Gangunterschiedes der beiden in der doppelbrechenden Platte entstehenden Wellen bestimmend ist, muß eine Verringerung des Gangunterschiedes ein Sinken der Interferenzfarbe hervorrufen. Diese Verringerung erzeugt man, indem man eine zweite doppelbrechende Substanz zwischen Objekt und Analysator derartig einschaltet, daß die Schwingungsrichtungen in beiden Platten zwar parallel liegen, aber der in der unteren Platte schneller schwingende Strahl in der eingeschobenen langsamer, umgekehrt der in dem zu untersuchenden Objekt langsamer schwingende Strahl in der eingeschobenen Platte schneller schwingt. (Würde man die beiden Platten so aufeinander legen, daß die entsprechenden Richtungen parallel sind, so würden die Gangunterschiede sich addieren und die Interferenzfarbe dementsprechend steigen.) Bedient man sich eines doppelbrechenden Keiles, so kann man in der angegebenen Stellung für jede durch Interferenz entstandene Farbe eine Stelle im Keil finden, die den Gangunterschied der beiden in der zu untersuchenden Platte entstandenen Wellen aufhebt; beginnt man mit der Einführung des dünnen Endes des Keiles und schiebt solange weiter, bis Dunkelheit eintritt, so kann man aus der Art und Anzahl der auftretenden Interferenzfarben an der Hand der oben gegebenen Reihe die Höhe der ursprünglichen Interferenzfarbe der Platte direkt ermitteln.

Zur Durchführung dieser Bestimmung werden die Nicols gekreuzt und das zu untersuchende Plättchen auf das Maximum der Helligkeit eingestellt; seine Schwingungsrichtungen bilden dann mit den Nicolhaupt schnitten Winkel von 45° . Zu diesem Zwecke sucht man zunächst die Dunkelstellung des Plättchens und dreht den Tisch mit dem Plättchen um 45° . Jetzt schiebt man in einen im Polarisationsmikroskop unter 45° gegen die Schwingungsrichtungen der Nicols angebrachten Schliß einen aus einem doppelbrechenden Mineral (gewöhnlich Quarz oder Gips) hergestellten Keil, dessen Längsrichtung einer seiner beiden Schwingungsrichtungen entspricht, mit dem dünnen Ende beginnend ein und beobachtet, ob die Farben sinken oder steigen. Bei sinkenden Farben, das heißt bei entgegengesetzter Lage der Schwingungsrichtungen in Keil und Mineral, kann die Höhe in der

angegebenen Weise bestimmt werden; steigen die Farben, so fallen die entsprechenden Schwingungsrichtungen in Keil und Mineral in der vorliegenden Stellung zusammen, und man muß, um die Verminderung und schließlich die Vernichtung des Gangunterschiedes zu erzielen, entweder den Keil in einer auf der ersten senkrecht stehenden Richtung einführen oder besser das Präparat mit dem Tisch um 90° drehen.

B. Beobachtungen in konvergentem polarisiertem Licht.

Durch eine kleine Veränderung kann das Polarisationsmikroskop in ein als Konoskop bezeichnetes Polarisationsinstrument umgewandelt werden,

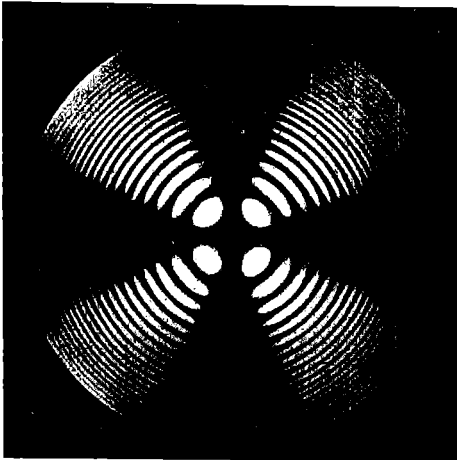


Fig. 17.

Achsenbild eines optisch einachsigen Kristalls in konvergentem polarisiertem einfarbigem Licht zwischen gekreuzten Nicols.

das die Unterscheidung gestattet, ob eine doppelbrechende Substanz optisch einachsig oder optisch zweiachsig ist, mithin in einem System mit einer Hauptachse oder einem minder symmetrischen System kristallisiert.

Untersucht man einen aus einem optisch einachsigen Körper senkrecht zur optischen Achse (und da optische Achse und kristallographische Hauptachse zusammenfallen, somit auch senkrecht zu dieser) hergestellten Schnitt im Polarisationmikroskop, so erscheint die Platte zwischen gekreuzten

Nicols bei einer vollen Umdrehung des Tisches dunkel, ist also zunächst nicht von einer isotropen Platte zu unterscheiden. Schiebt man aber, um aus dem Mikroskop ein Konoskop herzustellen, zwischen Polarifator und Platte eine Sammellinse ein, so daß nicht mehr paralleles polarisiertes Licht, sondern ein Lichtkegel, also konvergentes polarisiertes Licht in die Platte eintritt, und entfernt das Okular des Mikroskops, so erblickt man bei Anwendung eines starken Objektivs zwischen gekreuzten Nicols nicht mehr die Platte selbst, sondern das sogenannte Achsenbild: es erscheint ein schwarzes Kreuz, das bei genügender

Die Dicke der Platte, im Dünnschliff nur bei stark doppelbrechenden Substanzen, von farbigen Ringen umgeben ist, und das bei einer vollen Drehung des Tisches unverrückt stehen bleibt. (Fig. 17.)

Ist die Platte in irgend einer anderen Richtung geschnitten, so erblickt man in jeder Stellung des Tisches nur einen Teil des Kreuzes oder auch nur ein Stück von einem Balken des Kreuzes; bei der Drehung des Tisches verschiebt sich der Balken parallel mit sich selbst, tritt aus dem Gesichtsfeld und wird von dem zweiten Balken abgelöst, der rechtwinklig zu dem ersten in das Gesichtsfeld eintritt und sich gleichfalls parallel mit sich bei der fortgesetzten Drehung des Tisches verschiebt. Nur in Schnitten parallel oder nahezu parallel zur optischen Achse ändert sich die Erscheinung und ähnelt äußerlich mehr gewissen Erscheinungen bei zweiachsigem Kristallen.

Eine Platte senkrecht zu einer optischen Achse eines optisch zweiachsigem Kristalles zeigt bei gekreuzten Nicols in parallelem polarisiertem Licht weder den Wechsel zwischen Hell und Dunkel der gewöhnlichen Schnitte aus doppelbrechenden Medien, noch bleibt sie bei einer Drehung völlig dunkel, sondern zeichnet sich durch eine bei einer Drehung unveränderliche helle Färbung aus. Das Achsenfeld erscheint als schwarzer Balken, (nicht als Kreuz), bei genügender Dicke der Platte oder bei starker Doppelbrechung von farbigen Ovalen umgeben; bei der Drehung des Tisches bleibt das Bild nicht unverändert, sondern der Balken krümmt sich und dreht sich im entgegengesetzten Sinne.

Ein Schnitt, der senkrecht auf einer der als Mittellinien bezeichneten Halbierungslinien der Winkel steht, die die beiden optischen Achsen mit einander bilden, oder der nicht zu weit von dieser Richtung abweicht, zeigt in einer bestimmten Stellung ein schwarzes Kreuz, das sich bei der Drehung

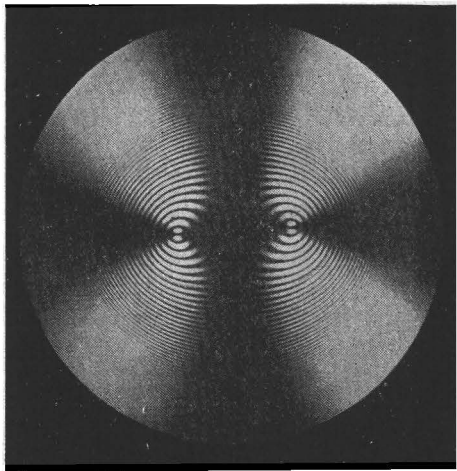


Fig. 18.

Achsenbild eines zweiachsigem Kristalls in konvergentem polarisiertem einfarbigem Licht senkrecht zur ersten Mittellinie. Achsenebene parallel und senkrecht zu den Schwingungsrichtungen der Nicols.

des Objektisches öffnet; die Balken krümmen sich und werden in einer von der ersten um 45° gedrehten Stellung zu Hyperbeln. Schnitte senkrecht zu der den spitzen Achsenwinkel halbierenden ersten

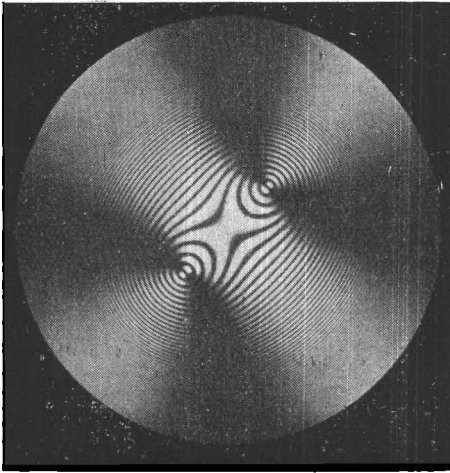


Fig. 19,
wie Fig. 18, aber Achsenebene 45° mit den Schwingungsrichtungen der Nicols bildend.

in diesen Fällen die Krümmung der Balken bei einer Drehung des Tisches.

Eine Erklärung der Erscheinungen im konvergenten polarisierten Licht geht über den hier inne zu haltenden Rahmen hinaus, ebenso wie die Anführung zahlreicher anderer Methoden zur Bestimmung der Gesteinsgemengteile im Dünnschliff auf Grund ihrer optischen Eigenschaften; hier konnten nur die allerwichtigsten und einfachsten Verhältnisse ihren Platz finden, während für alles übrige auf die Lehr- und Handbücher der Kristallographie, Mineralogie und Petrographie verwiesen werden muß.

IV. Zusammenfassung.

Zur Bestimmung der Minerale dienen für die Gemengteile der Gesteine und Böden folgende Merkmale:

Mittellinie lassen bei nicht zu großem Achsenwinkel die von bunten ovalähnlichen Kurven umgebenen Achsenaustritte erkennen [bei der Kreuzstellung (Fig. 18) auf einem der Achsenbalken zu beiden Seiten vom Schnittpunkt der beiden Balken, bei der 45° -Stellung (Fig. 19) im Scheitel der beiden Hyperbeln]; wie bei den einachsigen Kristallen sind auch zur Erkennung der Zweiachsigkeit die schwarzen Balken ausschlaggebend.

Schnitte, die erheblich schief zu den Mittellinien und zu den Achsen stehen, zeigen Teile der Balken; charakteristisch ist auch

Balken bei einer Drehung des

I. Mit dem unbewaffneten Auge, bzw. der Lupe.

1. Habitus der Kristallform und Gestalt der Durchschnitte.
2. a) Vorhandensein oder Fehlen einer oder mehrerer Spaltungsrichtungen.
 - b) bei Vorhandensein mehrerer Spaltungsrichtungen: annähernde Größe des Winkels, den die Spaltungsflächen mit einander bilden (durch Schätzung zu ermitteln).
 - c) Grad der Vollkommenheit der Spaltbarkeit.
 - d) Art des Bruches.
3. Härte des Mineralen.
4. Art und Grad des Glanzes.
5. Farbe des Mineralen (mit Vorsicht zur Deutung zu verwenden, falls nicht die Strichprobe [Pulverfarbe] angestellt werden kann).
6. Bestimmung des spezifischen Gewichtes direkt oder in schweren Flüssigkeiten.

II. Mit dem Mikroskop im Dünnschliff (in weißem Licht):

A. in gewöhnlichem Licht.

(Die Anwendung polarisierten Lichtes hindert die Beobachtung der in gewöhnlichem Licht wahrnehmbaren Eigenschaften nicht, es braucht also bei der Untersuchung im Polarisationsmikroskop der Polarifator nicht ausgeschaltet werden.)

1. Habitus der Kristalldurchschnitte.
2. Art und Grad der Spaltbarkeit nach Verlauf und Abstand der Spaltungsrisse (stets in mehreren Schnitten zu prüfen).
3. Höhe der Lichtbrechung. (Erscheint die Oberfläche des Mineralplättchens rau, so ist das Mineral stärker doppelbrechend als das Einbettungsmittel; die Beckesche Lichtlinie gestattet den Vergleich der Lichtbrechung benachbarter Plättchen.)

B. in polarisiertem Licht, nur mit Polarifator, ohne Analysator.

Pleochroismus und Absorption (stets in mehreren Schnitten zu prüfen, da Art und Grad des Pleochroismus und der Absorption mit der Schnittlage wechseln; maßgebend ist das Maximum des Unterschiedes).

C. in parallelem polarisiertem Licht bei gekreuzten Nicols.

1. Zugehörigkeit zu den einfach brechenden oder doppelbrechenden Substanzen:

- a) alle Schnitte eines Mineralen erscheinen bei einer Drehung des Tisches dunkel: einfach brechende Substanzen (amorph oder kubisch kristallisierend);
- b) die meisten Schnitte wechseln bei einer Drehung zwischen farbig und dunkel: doppelbrechende Substanzen; einige Schnitte bleiben dunkel (bei optisch einachsigen, tetragonalen oder hexagonalen Substanzen), oder gleichmäßig hell (bei optisch zweiachsigen Substanzen); die Entscheidung, ob eine Substanz optisch einachsig oder zweiachsig ist, erfolgt durch die Untersuchung in konvergentem polarisiertem Licht.

2. Bestimmung des Winkels, den die Auslöschungsrichtung mit einer sicher bestimmten kristallographischen Richtung, besonders mit einem System von Spaltungsrisen bildet.

3. Bestimmung der Höhe der Doppelbrechung: die Höhe der Interferenzfarbe wird nach dem oben angegebenen Schema mit Hilfe des doppelbrechenden Keiles bestimmt, die Höhe der Doppelbrechung durch Vergleich mit dem Verhalten bekannter Minerale in demselben Dünnschliff geschätzt (stets in mehreren Schnitten zu prüfen, da die Höhe der Doppelbrechung mit der Schnittlage wechselt; maßgebend ist die höchste bei Schnitten eines und desselben Minerals ermittelte Farbe).

D. in konvergentem polarisiertem Licht.

(Mit dem durch Einfügung einer Sammellinse zwischen Polarisator und Objekt, durch Entfernung des Okulars, Anwendung eines starken Objektivs und Kreuzung der Nicols zum Konoskop umgestalteten Mikroskop.)

1. Zugehörigkeit zu den isotropen, den optisch einachsigen oder den optisch zweiachsigen Substanzen:

- a) In parallelem polarisiertem Licht dunkel bleibende Plättchen zeigen im Konoskop kein Achsenbild, sondern das Gesichtsfeld bleibt gleichmäßig dunkel (einfach brechende, isotrope Substanz);
- b) in parallelem polarisiertem Licht dunkel bleibende Schnitte zeigen im Konoskop ein bei einer Drehung feststehendes schwarzes Kreuz (eventuell mit farbigen Ringen): optisch einachsig;

- c) in parallelem polarisiertem Licht gleichmäßig hell erscheinende Schnitte zeigen im Konoskop einen bei einer Drehung sich krümmenden schwarzen Balken (eventuell mit farbigen Ringen): optisch zweiachsig;
- d) in parallelem polarisiertem Licht abwechselnd farbig und dunkel erscheinende Schnitte zeigen im Konoskop:
- α) Teile eines Kreuzes oder gerade Balken, die sich bei einer Drehung parallel mit sich verschieben und von senkrecht zu ihnen stehenden abgelöst werden: optisch einachsig;
 - β) schwarze Balken, die bei einer Drehung sich krümmen und strecken, bei den oben erwähnten Schnittlagen sich zu einem Kreuz schließen und zu Hyperbeln öffnen, in allen Fällen aber, auch wenn nur Teile des Kreuzes oder der Hyperbeln sichtbar sind, die Krümmung und Streckung zeigen: optisch zweiachsig.
-

Zweiter Hauptteil:

Minerale und Gesteine als Bestandteile der Erdkruste und als Bodenbildner.

Der ungeheueren Mannigfaltigkeit gegenüber, in der Verbindungen der Elemente nach den stöchiometrischen Gesetzen der Chemie möglich sind, ist die Zahl der bisher bekannten, in der Natur vorkommenden anorganischen Verbindungen, der Minerale, verschwindend klein; — sie schwankt je nach der Art der Abgrenzung der einzelnen Gattungen in ziemlich weiten Grenzen um 2000, und von diesen tritt wieder nur ein sehr geringer Bruchteil gesteins- und bodenbildend auf. Es findet sich zwar in den Gesteinen eine verhältnismäßig große Zahl von Mineralen, aber nur wenige von ihnen sind wesentlich für das Gestein, teils als Hauptgemengteile die Familie, teils als charakteristische Gemengteile deren Untergruppen bestimmend; in geringer Menge in sehr verschiedenen Gesteinen auftretende Minerale heißen Nebengemengteile. Neben diesen verhältnismäßig wenigen Mineralen finden sich sehr zahlreiche andere als Übergemengteile, d. h. sie treten gelegentlich in wechselnder Menge in sehr verschiedenen Gesteinen auf und fehlen andererseits durchaus entsprechenden Gesteinen vollständig, ohne daß ihr Vorhandensein oder Fehlen auf das Wesen oder den Charakter des Gesteins einen nennenswerten Einfluß ausübt. Hier sollen nur die wichtigsten der wesentlichen gesteinsbildenden Minerale und diejenigen Nebengemengteile behandelt werden, die aus besonderen Gründen für die Bodenkunde wichtig sind, wie der Apatit; Minerale, die nur für seltene oder lediglich in kleineren Massen auftretende Gesteine wesentlich sind, können nicht besprochen werden.

In dem einleitenden Abschnitt über die Bildungsweise der Gesteine wurde gezeigt, daß alle anorganische Substanz, die sich in irgend einer Gestalt an dem Aufbau der festen Erdrinde beteiligt, zum erstenmal durch Bildung aus Schmelzfluß im festen Aggregatzustand in den Kreislauf des

Stoffes auf der Erde eingetreten ist; somit sind die Gemengteile der Erstarrungsgesteine die ursprünglichsten Bildungen, die direkt oder indirekt das Material zum Aufbau aller übrigen Gesteine geliefert haben. Mit der Besprechung der primären Gemengteile der Erstarrungsgesteine (soweit sie nach den oben angegebenen Grundjahren hier in Betracht kommen), beginnt daher die Beschreibung, und an sie schließt sich die Schilderung der wichtigsten Erstarrungsgesteine; die mineralischen Neubildungen, die aus den Gliedern der ersten Gruppe durch geologische Einwirkungen, durch Verwitterung und Zersetzung sowie durch Metamorphose hervorgehen und sich innerhalb der weitesten Grenzen am Aufbau der umgewandelten und der neugebildeten Gesteine und Böden beteiligen, finden ihren Platz in späteren Abschnitten.

Mit allem Nachdruck muß von vornherein, um Mißverständnisse auszuschließen, darauf aufmerksam gemacht werden, daß sehr viele Minerale sich auf verschiedenen Wegen bilden können — so ist beispielsweise Quarz als Bildung aus Schmelzfluß wie als Ausscheidung aus wässriger Lösung weit verbreitet — in jedem Fall sind aber die Grundstoffe, aus denen der Quarz besteht, ursprünglich in einem schmelzflüssigen Verbands vorhanden gewesen und durch Ausscheidung aus Schmelzfluß, als Quarz oder als Teil eines kieselsauren Salzes (eines Silikates), in den Kreislauf der anorganischen Substanz der Erdrinde eingetreten.

I. Die Gemengteile der Erstarrungsgesteine.

A. Die wichtigsten wesentlichen Gemengteile der Erstarrungsgesteine.

1. Quarz.

Quarz ist chemisch Siliziumdioxid oder das Anhydrid der Kieselsäure; seine empirische Formel ist: SiO_2 . Er kristallisiert trigonal; wenn im Gestein seine Kristallform zu erkennen ist, erscheint er als eine von sechs Flächenpaaren (jede Fläche hat eine parallele Gegenfläche) begrenzte Doppelpyramide, die tatsächlich durch Kombination von zwei Rhomboedern zustande kommt; die bei aufgewachsenen Kristallen (Bergkristall) häufige sechsseitige Säule, wie sie Fig. 4 (S. 25) wiedergibt, fehlt ihm als Gesteinsgemengteil oder tritt sehr stark zurück. Härte = 7. Spezifisches Gewicht 2.65. Spaltbarkeit ist kaum wahrzunehmen, der Bruch ist muschelig. Auf den Kristallflächen herrscht Glasglanz; der Glanz auf den Bruchflächen steht zwischen Glas- und Fett-

glanz. In reinen Varietäten farblos, durch geringe Beimengungen oft rauchgrau, gelblich, bläulich usw. gefärbt. Im Handstück erscheint er oft dunkel, da man infolge seiner Durchsichtigkeit durch ihn hindurch auf die undurchsichtigen hinter ihm liegenden Gesteinsteile blickt.

Im Dünnschliff wird der Quarz farblos durchsichtig; die Umrisse erscheinen, wenn der Quarz seine Kristallform besitzt, häufig als Sechsecke und Rhomben, sonst als Durchschnitte unregelmäßig gestalteter Körner. Durch die in der Natur auf Minerale einwirkenden Lösungsmittel wird er nur in äußerst geringem Grade angegriffen; er erscheint daher niemals zersetzt und stets frei von Neubildungen. Infolge seiner ziemlich niedrigen Lichtbrechung (ungefähr gleich der des Kanadabalsams) erscheint seine Oberfläche ganz glatt und eben, seine gleichfalls ziemlich niedrige Doppelbrechung bewirkt, daß seine Interferenzfarbe in guten (d. h. dünnen) Schliffen über die niedrigen Farben der ersten Ordnung, Grau bis höchstens Gelblichweiß, nicht hinausgeht. Er ist optisch einachsig, und diese Eigenschaft in Verbindung mit seiner Frische, dem Mangel an Spaltbarkeit und der angegebenen Lichtbrechung und Doppelbrechung dient zu seiner sicheren Bestimmung im Schliff; bei der Untersuchung in Kanadabalsam eingebetteter Körnchen darf die Höhe der Interferenzfarbe zur Bestimmung nicht herangezogen werden, da die Dicke des einzelnen Kornes unbekannt ist und verschiedene Körnchen in demselben Präparate verschieden dick sind. Demgemäß darf ganz allgemein bei der Untersuchung von Körnerpräparaten die Höhe der Interferenzfarbe zur Beurteilung nur mit größter Vorsicht verwendet werden.

Die Feldspatgruppe.

Mit dem Namen „Feldspat“ ist nicht, wie oft angenommen wird, eine Mineralspezies bezeichnet, sondern der Name faßt mehrere, chemisch deutlich verschiedene Minerale zusammen, die sich in zwei scharf zu unterscheidende Reihen zerlegen lassen. Die Glieder der ersten Reihe kann man als Salze der Tritiselsäure $\text{Si}_3\text{O}_8\text{H}_4$ auffassen, deren vier durch Metalle vertretbare Wasserstoffatome von einem Atom Aluminium (dreiwertig) und einem Atom Natrium (einwertig, zum Teil vertreten durch das einwertige Kalium) ersetzt sind, die also wesentlich der Formel $(\text{K}, \text{Na}) \text{AlSi}_3\text{O}_8$ (gewöhnlich verdoppelt $(\text{K}, \text{Na})_2 \text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}$ geschrieben) entsprechen; die zweite Reihe besteht aus Mischungen der entsprechenden Natriumverbindung $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (verdoppelt $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}$) und des Kalium-Lonerdesilikates $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (verdoppelt $\text{Ca}_2\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$).

Die Kristallformen beider Reihen sind sehr ähnlich, jedoch erscheinen die Glieder der ersten Reihe, die Kalifeldspate, ihrer morphologischen Ausbildung wie ihrem physikalischen Verhalten nach monoklin, während die Glieder der zweiten durch ihren Gehalt an Natron und Kalk charakterisierten Reihe der Natron-Kalk-Feldspate sich als typisch triklin erweisen.

Gemeinsam ist beiden Reihen eine vollkommene Spaltbarkeit nach zwei Ebenen, die bei den Kalifeldspaten teils senkrecht aufeinander stehen (daher Orthoklas = Geradspalter), teils um 20 bis 30 Minuten vom rechten Winkel abweichen, während sie bei den Natron-Kalk-Feldspaten, die deshalb als Plagioklase („Schiefspalter“) zusammengefaßt werden, unter einem um 3° bis 4° von einem rechten abweichenden Winkel zusammentreffen. Die etwas weniger vollkommene Spaltungsrichtung, die bei monokliner Auffassung des Kalifeldspates der Symmetrieebene parallel läuft und demgemäß Längspinacoid ist, wird mit M, die vollkommenere, als basales Pinacoid gestellte Spaltungsrichtung mit P bezeichnet.

2. Kalifeldspate („Orthoklas“, Mikroklin).

Mineralogisch unterscheidet man unter den Kalifeldspaten den rechtwinklig spaltenden Kalifeldspat als Orthoklas von dem Mikroklin, dessen Spaltungswinkel ungefähr $\frac{1}{2}^\circ$ von dem rechten abweicht und der daher nicht monoklin sein kann, sondern triklin ist (mit starker Annäherung an die Formen des monoklinen Systems); ob hier tatsächlich trotz der großen Ähnlichkeit in allen wesentlichen Eigenschaften zwei verschiedene Minerale vorliegen oder ob der „Orthoklas“ nicht vielleicht ein infolge von vielfacher Zwillingbildung scheinbar rechtwinklig spaltender Mikroklin ist, steht noch nicht fest. Jedenfalls sind „Orthoklas“ und Mikroklin in allen hier in Betracht kommenden Eigenschaften so ähnlich, daß sie gemeinsam behandelt werden können — die Bezeichnung „Orthoklas“ ist natürlich nur zutreffend, wenn man die Substanz für monoklin hält.

Der Kalifeldspat $K_2Al_2Si_6O_{16}$ mit dem spezifischen Gewicht 2.56 kristallisiert dem Habitus nach monoklin und tritt in den Erstarrungsgesteinen sowohl deutlich kristallographisch begrenzt, wie auch in unregelmäßigen Körnern auf. Bei kristallographischer Umgrenzung sind die Gebilde entweder säulenförmig nach der Kante, in der die beiden Flächen, denen die Spaltung parallel geht, zusammenstoßen — sie sind dann nach zwei Dimensionen von der P- und M-Fläche begrenzt, zu denen sich (bei der üb-

lichen Aufstellung, nach der die Kante P: M von hinten nach vorn läuft) hinten und vorn je zwei sich unter einem stumpfen Winkel (annähernd 120°) schneidende Flächenpaare T und l*) sowie eine oder zwei vorn unten und hinten oben liegende Flächenpaare x und y gefellen (Fig. 20), oder sie sind durch Vorherrschen der M-Fläche mehr oder minder tafelförmig (Fig. 21). Mehrere andere Flächen, die häufig als Abstumpfungen verschiedener Kanten und Ecken auftreten, brauchen als unwesentlich für den Habitus hier nicht besprochen zu werden.

Da die zur Untersuchung gelangenden Gesteinsstücke stets gewaltsam vom anstehenden Gestein getrennt sind, so sind die von den Trennungs-

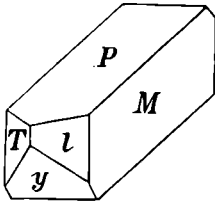


Fig. 20.

Spaltungsflächen losgebrochen; die nach der Ausbildung des Kristalls wechselnden Umgrenzungen der Spaltungsflächen lassen sich aus den Figuren ablesen. Oft sind die Kalifeldspate verzwillingt; bei der verbreitetsten Zwillingungsverwachsung sind dann die P-Flächen in verschiedenem Sinne gegen die übrigen

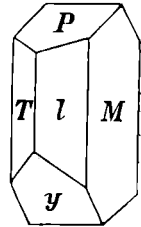


Fig. 21.

Flächen, besonders deutlich gegen die Kante T:l geneigt, so daß auf den durch die gewaltsame Abtrennung entstandenen Spaltungsflächen eine Grenze zu erkennen ist, von der aus die Spaltungsflächen nach P entgegengesetzt fallen: Karlsbader Geseß. Die Härte beträgt 6; in völlig frischem Zustand ist der Kalifeldspat wasserhell mit starkem Glasglanz, auf der mit P bezeichneten Fläche bester Spaltbarkeit zeigt er bisweilen Perlmutterglanz; gewöhnlich erscheint er infolge beginnender Zersetzung derb und trübe, weißlich mit grauen, gelblichen oder grünlichen Tönen, sehr oft rötlich bis fleischrot gefärbt.

Im Dünnschliff wechselt die Gestalt der Durchschnitte; charakteristisch ist die Spaltbarkeit, die je nach der Schnittlage in zwei sich schneidenden oder nur einem System paralleler Risse zum Ausdruck kommt. Die Lichtbrechung ist etwas schwächer als die des Quarzes, ebenso die Doppelbrechung; am deutlichsten unterscheidet ihn von diesem neben der Spaltbarkeit und seiner Neigung zur Zersetzung seine Zugehörigkeit zu den optisch zweiachsigem Substanzen. Gegenüber den später zu besprechen-

*) Bei trilinear Auffassung, bei monokliner gehören sie natürlich als Prisma (T) zusammen.

den Plagioklasen ist für den „Orthoklas“ das Fehlen polhynthetischer Zwillinge hervorzuheben; charakteristisch ist für diesen ferner, daß Spaltungsblättchen nach P zwischen gekreuzten Nicols dunkel erscheinen, wenn die (auf dieser Fläche durch die Spaltung nach M hervorgerufenen) Spaltungsrisse oder die (gleichfalls durch die Spaltung nach M entstandenen) das Blättchen geradlinig begrenzenden Ebenen parallel und senkrecht zu den Nicolhauptsnitten (also den Fäden des Fadenkreuzes im Okular) stehen.

Im Gegensatz hierzu zeigt der Mikroclin gewöhnlich eine eigentümliche Struktur: er ist aufgebaut aus zwei Systemen von parallelen Lamellenzügen, die sich nahezu rechtwinklig durchdringen. In Schlifften zwischen gekreuzten Nicols äußert sich dieser Bau durch das Vorhandensein zweier Systeme sich kreuzender Streifen oder Stäbe, von denen das eine System hell erscheint, wenn das andere sich in der Dunkelstellung befindet; die Grenzen der einzelnen Stäbe sind dabei in höchst charakteristischer Weise verwachsen und verschwommen, ein sehr wichtiger Unterschied gegenüber ähnlichen Erscheinungen beim Plagioklas. Man nennt die Struktur, die in dieser charakteristischen Anordnung bei monoklinen Kristallen nicht vorkommen kann, Mikroclinstruktur; die trikline Natur des Mikroclins erweist sich auch durch das Verhalten der Spaltungsblättchen nach P zwischen gekreuzten Nicols, die im Gegensatz zu dem entsprechenden Verhalten des „Orthoklases“ dunkel erscheinen, wenn die Spaltungsrisse nach M mit den Schwingungsrichtungen der Nicols einen Winkel von 15° bilden. Diese Zwillingungsverwachsung des Mikroclins gestattet, den „Orthoklas“ als submikroskopisch verzwilligten Mikroclin aufzufassen, doch ist die trikline Natur des Orthoklases nicht zwingend bewiesen.

Der Formel des Kalifeldspates entspricht die chemische Zusammensetzung SiO_2 : 64·72%, Al_2O_3 : 18·35%, K_2O : 16·93%*); fast immer ist aber ein Teil des Kali durch Natron vertreten, so daß in der Reihe der Kalifeldspate Glieder, die der theoretischen Formel nahezu entsprechen, durch alle möglichen Übergänge von der Formel $(\text{K}, \text{Na})_2\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}$ mit den sogenannten Kali-Natronfeldspaten [„Natronorthoklas“ resp. „Anorthoklas“ von der Formel $(\text{Na}, \text{K})_2\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}$] verbunden sind. Die kalireichen Variete-

*) Als Ergebnis der chemischen Analyse werden bei Mineralen und Gesteinen gewöhnlich nicht die Mengenverhältnisse der vorhandenen Elemente, sondern die ihrer Sauerstoffverbindungen, der Oxide, in Prozenten angegeben. Es kommen für die hier behandelten Minerale und Gesteine besonders in Betracht: SiO_2 Siliziumdioxid (oft nicht richtig als Kieselsäure bezeichnet), Al_2O_3 Tonerde, Fe_2O_3 Eisenoxid, FeO Eisenoxidul, CaO Kalk, MgO Magnesia, K_2O Kali, Na_2O Natron, H_2O Wasser.

täten (mit einem Kaligehalt um 12%) sind als gesteinsbildende Minerale viel weiter verbreitet als die natronreichen, die selten weniger als 7% K_2O enthalten; eine größere Rolle spielen sie nur in bestimmten Gesteinsfamilien, einem Teil der später zu besprechenden „Alkalireihe“ der Erstarrungsgesteine.

3. Die Plagioklasreihe.

Die Plagioklasse, Mischungen der Substanz des reinen Natronfeldspates oder Albites $Na_2Al_2Si_6O_{16}$ und des reinen Kalifeldspates oder Anorthites $Ca_2Al_4Si_4O_{16}$, kristallisieren triklin, in ihrem Habitus der Gestalt der Kalifeldspate durchaus entsprechend. Charakteristisch ist für sie die schon erwähnte polysynthetische Zwillingsoberwachsung nach der M-Fläche; da der Winkel P : M von einem Rechten um 3° bis 4° abweicht, so bildet die P-Fläche jeder Lamelle mit der P-Fläche des einen benachbarten Individuums einen einspringenden, mit der P-Fläche des anderen Nachbarn einen auspringenden Winkel. Da die (scheinbare) P-Fläche des ganzen Komplexes aus den P-Flächen der einzelnen Individuen besteht, so erscheint sie infolge der auf ihr vorhandenen ein- und auspringenden Winkel gerieft oder gestreift, und diese überaus charakteristische Zwillingstriefung kommt natürlich auch auf den durch Spaltung nach P erzeugten Flächen zum Ausdruck. Auf der Spaltungsfläche nach M fehlt diese Streifung völlig, da ja hier die M-Fläche eines einzigen Individuums den ganzen Komplex begrenzt. Diese Zwillingstriefung auf P ist das beste Mittel, um mit dem unbewaffneten Auge oder der Lupe Plagioklas von Kalifeldspat zu unterscheiden: ihr Vorhandensein beweist, daß ein Plagioklas vorliegt; ist sie aber auf einer Spaltungsfläche nicht zu sehen, so folgt daraus noch nicht, daß ein Kalifeldspat vorliegt, da ja die Streifung beim Plagioklas nur auf der P-Fläche, nicht auf der M-Fläche auftritt. Es ist daher nötig, falls eine Spaltungsfläche die Streifung nicht zeigt, beide Spaltungsflächen auf Streifung zu untersuchen; nur wenn beide Spaltungsflächen glatt, d. h. ungestreift sind, kann man das Mineral als Kalifeldspat ansprechen. Voraussetzung ist für diese Feststellung, daß der Feldspat frisch, d. h. nicht zersetzt ist — man erkennt dies an der Glätte und dem Glanz der Spaltungsflächen — aber auch im günstigsten Fall, bei frischer glänzender Beschaffenheit beider Spaltungsflächen, besteht immer noch die Möglichkeit einer mikroskopischen, d. h. dem Auge auch mit der Lupe nicht erkennbaren polysynthetischen Zwillingbildung.

Die Härte beträgt 6; im frischen Zustande sind die Plagioklase farblos, sehr oft aber weiß, grünlich oder grau gefärbt; die beim Kalifeldspat weit verbreiteten rötlichen Farben sind hier ziemlich selten. Wenn beide Arten von Feldspaten in demselben Gestein vorkommen, kann man bisweilen an der Färbung Kalifeldspat (rötlich) und Plagioklas (weißlich) unterscheiden.

Im Dünnschliff sind bei der Übereinstimmung des Habitus die Durchschnitte der Plagioklase ihrer Gestalt nach im allgemeinen denen der Kalifeldspate sehr ähnlich, so lange es sich um größere Individuen handelt; unter den kleinen, nur mikroskopisch wahrnehmbaren Gemengteilen überwiegen bei den Plagioklasen dünntafelige und langsäulenförmige, bei den Kalifeldspaten mehr isometrische oder kurzsäulenförmige Formen, so daß die Durchschnitte in der Regel bei den Plagioklasen langleistenförmig, bei den Kalifeldspaten breiter leistenförmig bis quadratisch erscheinen.

Zwischen gekreuzten Nicols sind die Plagioklase durch ihre polyhynthetische Zwillingbildung vorzüglich charakterisiert; in allen Schnitten, die nicht parallel der Fläche M geführt sind, tritt bei keiner Stellung Dunkelheit des ganzen Plättchens ein, sondern ein scheinbar homogenes Gebilde zerfällt in zwei Systeme von parallelen Streifen, die in verschiedenen Stellungen des Plättchens (gegen die Nicolschwingungsrichtungen) auslöschten. Die Grenzen der benachbarten Streifen sind scharf, und diese scharfen Grenzen unterscheiden den Plagioklas vom Mikroklin auch in den Fällen, in denen durch das Zusammenwirken von zwei Zwillingsgesetzen eine Gitterstruktur hervorgerufen wird, die auf den ersten Blick an die Mikrostruktur der Kalifeldspate erinnern kann.

Die Gesamtheit der Plagioklase bildet eine offenbar ununterbrochene Mischungsreihe des Albitmolekels und des Anorthitmolekels, doch sind aus praktischen Gründen für die einzelnen Abschnitte der Reihe bestimmte Namen im Gebrauch, die daher weder ein einzelnes bestimmtes Mischungsverhältnis bezeichnen, noch scharf gegen die benachbarten Teile der Reihe abgegrenzt sind. Die ganz oder fast ganz kalkfreien Glieder heißen Albit, die zwischen Albit und der Mischung Ab_2An_1 (d. h. Albitmolekel [Ab] im Verhältnis zum Anorthitmolekel [An] = 2:1) Oligoklas, die folgenden bis Ab_1An_1 Andesin, die Glieder bis zur Zusammensetzung Ab_1An_2 Labradorit, die noch kalkreicheren Bytownit und die fast oder ganz natronfreien Anorthit.

Von der chemischen Zusammensetzung sind innerhalb der Plagioklasreihe alle physikalischen Eigenschaften abhängig, so daß aus diesen das Mischungsverhältnis Ab:An ohne Analyse ermittelt werden kann. Das spezifische Gewicht beträgt beim reinen Albit 2·62, steigt innerhalb der Oligoklasreihe bis zu 2·67, beim Andesin bis 2·69, beim Labradorit bis 2·72, beim Bytownit bis 2·74 und erreicht beim reinen Anorthit 2·76. Die Lichtbrechung steigt mit zunehmendem Kalkgehalt; bei Albit und Oligoklas ist sie niedriger, bei den anderen Plagioklassen höher als beim Quarz. Die Doppelbrechung ist im allgemeinen schwach und nur bei den kalkreichsten Gliedern merklich höher als beim Quarz. Die Bestimmung der Zusammensetzung der Plagioklasse aus ihrem optischen Verhalten ist durch zahlreiche Methoden möglich; am einfachsten erfolgt sie durch die Bestimmung der Winkel, die die Auslöschungsrichtungen mit den Spaltungsrisen auf zusammengehörenden Spaltungsblättchen nach P und nach M bilden; große Winkel auf beiden Spaltungsrichtungen sind für die kalkreichsten Plagioklasse kennzeichnend.

Oft sind Plagioklasse von verschiedener Zusammensetzung zu morphologisch einheitlichen Kristallen verbunden, wobei in Erstarrungsgesteinen stets eine Abnahme des Kalkgehaltes von innen nach außen stattfindet: Zonarstruktur. Zwischen Kristallen mit ganz allmählicher Änderung des Kalkgehaltes bis zu solchen mit scharf gegeneinander abgegrenzten Zonen finden sich alle möglichen Übergänge.

Der reine Natronfeldspat besteht theoretisch aus SiO_2 : 68·68%, Al_2O_3 : 19·48%, Na_2O : 11·84%, der reine Kalkfeldspat aus SiO_2 : 43·16%, Al_2O_3 : 36·72%, CaO : 20·12%; die Werte für die Mischungen liegen natürlich zwischen diesen Grenzen, und zwar ist mit Zunahme des Anorthitmolekels, das heißt mit dem Steigen des Kalkes und der Tonerde, eine Abnahme des Natrons und der Kieselsäure verbunden. Man nennt daher die albitreichen Mischungsglieder oft auch saure, die anorthitreichen basische Plagioklasse.

Feldspatvertreter.

In manchen Gesteinen werden die Feldspate teilweise, in anderen völlig durch andere Alkalitonerdesilikate vertreten, die daher häufig als Feldspatvertreter bezeichnet werden und hier kurz erwähnt werden sollen.

4. Nephelin (Glaeolith).

Die Analysen des Natriumtonerde-silikats Nephelin führen auf eine Verbindung NaAlSiO_4 , doch weisen sie häufig etwas mehr SiO_2 nach, als der angeführten Formel entspricht: die Ergebnisse der an frischem Material ausgeführten Analysen schwanken in ziemlich engen Grenzen um 44% SiO_2 , 33% Al_2O_3 , 16% Na_2O , 5% K_2O *). Das Mineral kristallisiert hexagonal in sechsseitig begrenzten Tafeln und kurzen Säulen, hat keine deutliche Spaltbarkeit, erscheint in jungen Gesteinen farblos oder weiß mit Glasglanz (Nephelin), in älteren grünlich, bräunlich-rötlich mit sehr charakteristischem Fettglanz (Glaeolith = Ölstein). Die Härte ist 5–6, das spezifische Gewicht beträgt 2.6. Durch Salzsäure unter Gallertbildung zersezbar.

Im Dünnschliff erscheinen die Schnitte oft sechsseitig begrenzt (parallel der Tafelfläche) oder rechteckig bis quadratisch; die Lichtbrechung ist schwach, ebenso die Doppelbrechung, so daß die Interferenzfarben gewöhnlich nicht über graublau erster Ordnung hinausgehen. Die Schnitte parallel der Tafelfläche bleiben zwischen gekreuzten Nicols dunkel und lassen im konvergenten polarisierten Licht das Achsenbild eines optisch einachsigen Kristalls beobachten.

5. Leuzit.

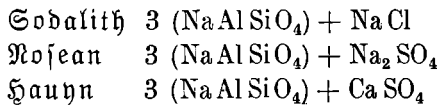
Der Leuzit von der Formel KAlSi_2O_6 (SiO_2 : 55%, Al_2O_3 : 23.4%, K_2O : 21.6%) kristallisiert aus Schmelzfluß kubisch, und zwar stets in der Gestalt des von 24 Vierecken (von Deltoïdform) begrenzten Kristalltetraeders, dessen Flächen zwei der drei den Würfelfanten parallelen, unter sich vertauschbaren Achsen in der doppelten Entfernung wie die dritte schneiden (vgl. Fig. 10 auf S. 26). Deutliche Spaltbarkeit ist nicht vorhanden, das Mineral besitzt Glasglanz, ist farblos bis weiß, Härte 5–6, spezifisches Gewicht 2.5. Scheidet bei der Zersezung durch Salzsäure SiO_2 in pulveriger Form ab.

Im Gestein erscheinen kleine, makroskopisch sichtbare Kristalle oft rundlich; im Dünnschliff zeigt der Leuzit gewöhnlich sechsseitige, achtseitige oder auch rundliche Umgrenzung. Die Lichtbrechung ist sehr schwach; eine schwache Doppelbrechung ist besonders bei größeren Individuen sehr oft wahrzunehmen, eine Folge der Eigenschaft der Leuzitsubstanz, sich bei tieferen Temperaturen, also bei der Abkühlung der Erstarrungsgesteine nach ihrer Ausscheidung aus Schmelzfluß, in eine andere doppelbrechende, wahrscheinlich rhombische Phase umzulagern.

*) Auf die Frage, ob eine isomorphe Mischung mit einem kiesel-säurereichen Silikat oder eine feste Lösung von SiO_2 in NaAlSiO_4 vorliegt, kann hier nicht eingegangen werden.

6. Sodalithgruppe.

Mit Nephelin und Leuzit zusammen finden sich häufig, bisweilen sie teilweise ersetzend, Glieder der Sodalithfamilie:



Kristallform kubisch, gewöhnlich als Rhombendodokaeder (vgl. Fig. 9 auf S. 26), wasserhell, aber makroskopisch auch gefärbt, nicht selten blau, niedrig lichtbrechend, mit HCl gelatinierend. Härte 5·5, spezifisches Gewicht 2·3–2·5; wegen ihres in Gemengteilen der Erstarrungsgesteine nicht häufigen Gehalts an Chlor und Schwefelsäure wichtig.

Schließlich spielt ein Melilith genanntes Mineral in bestimmten Gesteinen als Feldspatvertreter eine recht erhebliche Rolle, ein etwas Natron enthaltendes Kalk-Magnesia-Tonerdesilikat, tetragonal kristallisierend, Härte 5, spezifisches Gewicht im Gegenjag zu den anderen Feldspatvertretern hoch: 2·9, gelatiniert mit Salzsäure.

Die Glimmergruppe.

Der Name „Glimmer“ ist (ähnlich wie „Feldspat“) keine Bezeichnung für ein einzelnes Mineral, sondern wird für eine Familie gebraucht, die eine ziemlich große Zahl chemisch verschiedener Minerale umfaßt; sie alle sind Verbindungen von Kieselsäure, Tonerde, Alkalien und Wasser, zu denen sich in einem Teile der Glimmer noch Magnesia und Eisenoxydul sowie in isomorpher Vertretung für Al_2O_3 , Fe_2O_3 gesellen. Allgemein gültige Formeln konnten bisher für die Glimmer noch nicht aufgestellt werden, doch lassen sich viele Glimmer auf die Formel $(\text{K}, \text{H})_3 \text{Al}_3 (\text{SiO}_4)_3$, andere auf eine Mischung dieses Gliedes mit $(\text{Mg}, \text{Fe})_2 \text{SiO}_4$ rechnerisch zurückführen.

Allen Glimmern gemeinsam ist die vorzügliche Spaltbarkeit nach einer Ebene, nach der die Kristalle fast immer, die der gesteinsbildenden Glimmer wohl ausnahmslos mehr oder minder dünntafelig ausgebildet sind; die nach dieser Richtung abgehobenen Blättchen haben eine unter den Mineralen die Glimmergruppe auszeichnende hohe elastische Willkommenheit (vgl. oben S. 33). Alle Glimmer kristallisieren monoklin, gewöhnlich in sechsseitig begrenzten Blättchen; die Tafelfläche (Spaltungsfläche) steht senkrecht auf der Symmetrieebene.

Glimmer, die Magnesium und Eisen in beträchtlicher Menge enthalten, werden als dunkle Glimmer den übrigen hellen Glimmern entgegen-

gestellt. Für die Bodenbildung kommen nur die dunklen Magnesia-Eisen-Glimmer (Biotit) und die hellen Kaliglimmer (Muskovit) in Betracht.

7. Biotit (Magnesia-Eisen-Glimmer).

Die Biotite (an Fe_2O_3 reiche Magnesia-Eisen-Glimmer werden Lepidomelan genannt) erscheinen im Gestein gewöhnlich tiefdunkel bis schwarz, mit starkem Glanz auf der Ebene der sehr vollkommenen Spaltbarkeit, als sechseckige Tafeln oder unregelmäßig lappig begrenzt. Ihre Härte liegt zwischen 2 und 3, ihr spezifisches Gewicht schwankt je nach der Zusammensetzung zwischen 2·8 und 3·2.

Im Dünnschliff erscheint Biotit parallel der Spaltbarkeit ebenso begrenzt wie im Handstück; ist der Schnitt schief oder senkrecht zur Spaltbarkeit geführt, so zeigen die Durchschnitte Leistenform, und die vorzügliche Spaltbarkeit des Glimmers kommt in sehr zahlreichen scharfen Spaltungsrissen parallel der langen Seite der Leisten zum Ausdruck. Der Biotit wird mit braunen oder seltener grünen Farben durchsichtig; er besitzt in allen Schnitten, die nicht parallel der Spaltungsfläche liegen, als sehr bezeichnendes Merkmal auffallend starken Pleochroismus: wenn die Spaltungsrisse parallel der Schwingungsrichtung des Polarisators liegen, erscheint die Leiste tiefbraun oder tiefgrün, bei einer Drehung um 90° hellgelb oder hellgrün; Blättchen, die parallel der Spaltbarkeit getroffen sind, sind tiefbraun oder tiefgrün bis undurchsichtig. Die Lichtbrechung ist nicht sehr hoch, wenn auch höher als bei Feldspaten und Quarz, die Doppelbrechung ist sehr stark, so daß auch in dünnen Schliffen hohe Interferenzfarben zu beobachten sind.

Die chemische Zusammensetzung der als Biotite zusammengefaßten Minerale schwankt in ziemlich weiten Grenzen. Ein aus 34 Biotitanalysen (sämtlich aus Granit) berechneter Mittelwert ergab SiO_2 : 36·38%, TiO_2 : 1·15%, Al_2O_3 : 16·93%, Fe_2O_3 : 7·58%, FeO : 14·61%, MnO (Manganorydul, FeO isomorph vertretend): 0·48%, MgO : 9·28%, CaO : 0·88%, Na_2O : 1·12%, K_2O : 8·15%, H_2O : 3·01%, ziemlich genau der Formel $(\text{K}, \text{Na}, \text{H})_2 (\text{Al}, \text{Fe})_2 (\text{Si}, \text{Ti})_2 \text{O}_6 + (\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Ca}, \text{Mn})_2 (\text{Si}, \text{Ti}) \text{O}_4$ entsprechend, doch sind Biotite mit viel mehr, andere mit weniger Al_2O_3 bekannt, gewisse Varietäten enthalten mehr Fe_2O_3 , andere mehr FeO bei zurücktretendem MgO , auch kann K_2O wesentlich sinken, ohne daß eine einfache Gesetzmäßigkeit in dem wechselnden Mengenverhältnis der verschiedenen chemischen Bestandteile, etwa wie beim Plagioklas, nachweisbar wäre.

8. Muskovit (Kaliglimmer).

Der Muskovit (als Gemengteil von normalen Erstarrungsgesteinen recht selten, aber als Zeretzungsprodukt und Gemengteil der kristallinen Schiefer sehr verbreitet) unterscheidet sich vom Biotit durch seine viel hellere Farbe; gewöhnlich ist er schwach grünlich oder farblos. Sein spezifisches Gewicht ist etwas niedriger als das des Biotites. In den übrigen morphologischen und den hier erwähnten physikalischen Verhältnissen gleicht er ihm, ist also im Dünnschliff von ihm wesentlich durch seine Farblosigkeit oder ganz schwach grünliche Färbung und den dadurch bedingten Mangel an Pleochroismus verschieden, im übrigen wie der Biotit durch die vorzügliche Spaltbarkeit nach einer Ebene und die sehr starke Doppelbrechung in Verbindung mit nicht sehr starker Lichtbrechung charakterisiert. Die Zugehörigkeit zu den optisch zweiachsigen Mineralen ist in Spaltungsblättchen sehr deutlich zu erkennen, während bei Spaltungsblättchen von Biotit bei der Untersuchung im konvergenten polarisierten Licht sich das schwarze Kreuz bisweilen sehr wenig öffnet, die Erscheinung also dem Achsenbild eines einachsigen Kristalles sehr ähnlich wird.

Chemisch ist der Muskovit eine Verbindung von Kieselsäure, Tonerde, Kali und Wasser, die sich oft der Formel $\text{KH}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}$ nähert; dieser Formel würde SiO_2 : 45%, Al_2O_3 : 38·7%, K_2O : 11·8%, H_2O : 4·5% entsprechen, doch zeigen die Analysen oft einen höheren Gehalt an SiO_2 , einen geringeren an Al_2O_3 und K_2O , eine teilweise Vertretung von K_2O durch Na_2O sowie geringe Beimischungen von MgO und Fe_2O_3 .

Die Pyroxen-(Augit-)Gruppe und die Amphibol-(Hornblende-)Gruppe.

Die gesteinsbildenden Glieder der Pyroxen- wie der Amphibolfamilie kann man in den hier in Betracht kommenden Gliedern zum größten Teil auf verschiedene Metasilikate zurückführen, d. h. auf Salze der Metakieselsäure von dem Typus RSiO_3 (wobei R wesentlich Mg, Fe und Ca ist), denen sich in bestimmten Gliedern eine tonerde- oder eisenoxydhaltige kieselsäureärmere Verbindung beimischt, die von zweiwertigen Metallen wieder Mg und Fe, von dreiwertigen Al (und Fe) enthält. Für bestimmte Erstarrungsgesteine, die wegen der charakteristischen Wichtigkeit der Alkalien für ihren chemischen Aufbau als Alkalireihe zusammengefaßt werden, ist ein bis zur Vorherrschaft steigendes Molekel $\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$ in den Pyroxenen und Amphibolen wichtig. Sowohl für die Pyroxene wie für die Amphibole ist eine gute, nach zwei Ebenen verlaufende, daher prismatische

Spaltbarkeit charakteristisch; die beiden Ebenen bilden bei den Pyroxenen einen Winkel von rund 92° bzw. 88° , bei den Amphibolen einen Winkel von rund $124\frac{1}{2}^\circ$ bzw. $55\frac{1}{2}^\circ$.

A. Die Pyroxengruppe.

Glieder der Pyroxengruppe sind im rhombischen, im monoklinen wie auch im triklinen System kristallisierend bekannt; als wichtige Gesteinsgemengteile kommen hauptsächlich die monoklinen Pyroxene in Betracht, neben denen auch die rhombischen eine recht wesentliche Rolle spielen.

9. Die rhombischen Pyroxene (Enstatit, Bronzit*), Hypersthen).

Der Enstatit entspricht theoretisch der Formel $MgSiO_3$; tritt $FeSiO_3$ in nennenswerten Mengen in die Verbindung ein, so werden die Mischungen (Bronzit und die eisenreichsten Glieder) Hypersthen genannt.

Enstatit ist gelbgrün bis braun, Hypersthen schwärzlichbraun oder grünlichschwarz bis schwarz gefärbt; makroskopisch erscheinen die rhombischen Pyroxene als Gesteinsgemengteile gewöhnlich nicht kristallographisch begrenzt, die mikroskopischen Individuen sind dicksäulenförmig nach der Kante, die die Spaltungsrichtungen miteinander bilden, die Seiten der Säule werden gebildet von zwei aufeinander senkrecht stehenden Flächenpaaren, dem Querspinakoid und dem Längspinakoid, deren Kanten durch die Flächen der Spaltbarkeit abgestumpft sind. Außer der bereits erwähnten, hier nur mäßig vollkommen auftretenden Spaltbarkeit der Pyroxene findet sich besonders bei großen, gewöhnlich nicht kristallographisch begrenzten Individuen eine Teilbarkeit nach einer der beiden aufeinander senkrecht stehenden Flächen, die bisweilen deutlicher als die Spaltbarkeit zur Geltung kommt und sich durch einen eigentümlich metallischen Schiller auszeichnet; Teilbarkeit und Schiller ist bei diesen als Bronzit bezeichneten Gebilden durch Umwandlungsvorgänge hervorgerufen.

Das spezifische Gewicht schwankt nach dem Eisengehalt zwischen 3.1 und 3.5; die Härte liegt zwischen 5 und 6. Im Dünnschliff erscheinen die Minerale, je nach dem Eisengehalt und der Schnittlage farblos, grünlich, rötlich durchsichtig; bei den eisenreicheren Gliedern ist der Pleochroismus deutlich in grünen, rötlichen und braunen Tönen entwickelt. Im Schliff macht sich die Spaltbarkeit durch rauhe anastomosierende Risse geltend, die Teilbarkeit ist oft in viel schärferen Rissen ausgeprägt.

*) Die Bezeichnung „Bronzit“ für eine Reihe von Mischungsmitgliedern ist in letzter Zeit vielfach aufgegeben worden.

Die Lichtbrechung ist hoch, die Doppelbrechung mäßig, wenn auch höher als beim Quarz und den Feldspaten: die eisenreicheren Glieder gehen in mäßig dünnen Schlifften bis zum Rot I. Ordnung. In den Schnitten, in denen infolge der Schnittlage nur ein System von Spaltungsrisse zu erkennen ist, tritt zwischen gekreuzten Nicols Dunkelheit ein, wenn die Spaltungsrisse parallel und senkrecht zu den Schwingungsrichtungen der Nicols stehen, denen bekanntlich die Fäden des Tadelkreuzes im Okular entsprechen.

Chemisch sind die rhombischen Pyroxene, wie erwähnt, Mischungen von $MgSiO_3$ (mit SiO_2 : 60%, MgO : 40%) und von $FeSiO_3$ (mit SiO_2 : 45·5%, FeO : 54·5%); während die Enstatite der theoretischen Zusammensetzung $MgSiO_3$ oft recht nahe kommen, sind magnesiarme oder -freie Hypersthene nicht bekannt: der Gehalt an FeO geht nur selten über 25%.

10. Die monoklinen Pyroxene (Malakolith, Augit [Diallag]; Megirin).

Die gesteinsbildenden monoklinen Pyroxene lassen sich annäherungsweise auf wenige Molekel zurückführen, auf das Diopsidmolekel $MgCaSi_2O_6$ mit der chemischen Zusammensetzung SiO_2 : 55·6%, CaO : 25·9%, MgO : 18·5%, und auf das Edenbergitmolekel $FeCaSi_2O_6$ mit der chemischen Zusammensetzung SiO_2 : 48·4%, FeO : 29·4%, CaO : 22·2%; bestimmte weit verbreitete Glieder enthalten Al_2O_3 (und Fe_2O_3) und sind dann ärmer an SiO_2 (Augite im engeren Sinne). Alkalihaltige Pyroxene mit Vorherrschaft des Megirinmolekels $NaFeSi_2O_6$ sind auf die alkalireichen Gesteine beschränkt.

Der Habitus der Kristalle ist säulenförmig nach der Kante, in der die Spaltungsebenen zusammenstoßen; die Kanten der Säule sind gerade abgestumpft durch zwei andere aufeinander senkrecht stehende Flächenpaare, das Querspinafoid und das Längspinafoid, so daß gewöhnlich achtsseitige Prismen entstehen. Nach oben und unten sind die Prismen gewöhnlich durch zwei zusammengehörende Flächenpaare begrenzt; sehr oft sind jedoch bei den gesteinsbildenden Pyroxenen nur die seitlich begrenzenden Flächen entwickelt. Die Farbe ist meist grün, von ganz hell bis schwarzgrün und schwarz, der Glanz ein deutlicher Glasglanz, die Härte

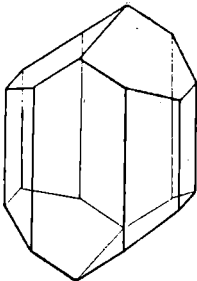


Fig. 22.

schwankt zwischen 5 und 6, das spezifische Gewicht liegt je nach der Zusammensetzung zwischen 3.2 und 3.6.

Alle Pyroxene werden im Dünnschliff, auch wenn sie im Handstück schwarz erscheinen, durchsichtig. Die senkrecht zur Säulenrichtung oder nicht zu schief zu dieser geführten Schnitte zeigen gewöhnlich achteckige Gestalt und lassen die Spaltbarkeit nach zwei Ebenen gut, aber nicht sehr vollkommen erkennen (die Spaltungsrisse stehen nicht sehr dicht und anastomosieren bisweilen untereinander); die parallel der Längsrichtung geführten Schnitte zeigen natürlich nur ein System von Spaltungsrissen.

Die Lichtbrechung ist hoch, ebenso die Doppelbrechung, der Pleochroismus ist bei den farbigen Pyroxenen merklich, aber nicht sehr auffallend, gewöhnlich in grünen, seltener in braunen und violetten Tönen; nur die sogenannten basaltischen Augite besitzen starken Pleochroismus in roten und gelben Tönen. Sehr wichtig für die Bestimmung der alkalifreien Pyroxene ist der Umstand, daß in Schnitten, die nur ein System von Spaltungsrissen zeigen, die Richtung, die für die Dunkelstellung mit den Nicolhaupt Schnitten zusammenfallen muß, mit den Spaltungsrissen einen großen Winkel, gewöhnlich um 40° , bildet. Stellt man daher zwischen gekreuzten Nicols die Spaltungsrisse eines Längsschnittes parallel zu einem Faden des Fadekreuzes im Okular des Mikroskopes, so muß man den Tisch (und mit ihm natürlich das Präparat) um rund 40° drehen, damit der Schnitt dunkel erscheint. Mit zunehmendem Natrongehalt sinkt der Winkel der Auslöschung und wird bei den typischen Alkalipyroxenen klein.

In der Gruppe der alkalifreien Pyroxene unterscheidet man tonerdefreie bis tonerdearme gesteinsbildende Pyroxene, die gewöhnlich farblos oder grünlich durchsichtig werden [in der petrographischen Literatur sehr oft Malakolith genannt], und tonerdehaltige, grün oder braun durchsichtig werdende Augite; beide Arten sind in den Erstarrungsgesteinen weit verbreitet.

Als Diallag werden monokline Pyroxene bezeichnet, die eine sehr deutliche Teilbarkeit nach einer die beiden Spaltungsflächen gerade abstumpfenden Fläche besitzen, so daß die Gebilde nach dieser Fläche geradezu blättrig erscheinen. Kleine eingelagerte Blättchen verleihen der Fläche der Teilbarkeit oft einen metallischen Schiller. Diese Struktur erhalten

Pyroxene von chemisch verschiedener Zusammensetzung offenbar durch sekundäre Vorgänge, so daß man besser von „Pyroxenen mit Diallagstruktur“ spricht; die Erscheinung und ihre Entstehung entspricht der Entwicklung des Bronzithabitus bei den rhombischen Pyroxenen.

B. Die Amphibolgruppe.

Die Molekel, aus denen sich die Amphibole aufbauen, stimmen zum Teil mit denen der Pyroxene überein $[(Mg, Fe) SiO_3]$, zum Teil unterscheiden sie sich in den Ca führenden Molekeln dadurch, daß auf ein Atom Ca nicht ein Atom Mg, bzw. Fe, sondern drei Atome dieser Elemente kommen. Die dem Diopsid-, bzw. Hedenbergitmolekel entsprechenden Formeln müssen daher, um das Verhältnis von Mg und Fe zu Ca in ganzen Zahlen auszudrücken, verdoppelt werden: $Mg_3CaSi_4O_{12}$ und $Fe_3CaSi_4O_{12}$.

11. Die monoklinen Amphibole (Hornblende).

Die Betrachtung der Amphibole kann sich auf einen Teil der monoklinen Amphibole beschränken.

Alle gesteinsbildenden monoklinen Amphibole sind säulenförmig nach der Kante des Spaltungsprismas; sie werden begrenzt von diesen beiden Flächenpaaren, zu denen sich fast immer nur die Abstumpfung der spitzen Kante (von $55\frac{1}{2}^\circ$) gesellt, so daß sechsseitige Prismen entstehen. Oben und unten sind die Säulen durch ein Längsprisma (oben nach hinten fallend) und ein (oben nach vorn fallendes) Pinafoid begrenzt; bei den gesteinsbildenden Amphibolen ist aber wie bei den Pyroxenen oft nur die seitliche Umgrenzung entwickelt. Die Härte beträgt 5–6, das spezifische Gewicht 2.9–3.4. Die Farbe ist grün oder braun, von ganz hell bis schwarz. Die Spaltbarkeit nach den beiden $124\frac{1}{2}^\circ$ bzw. $55\frac{1}{2}^\circ$ mit einander bildenden Flächen ist recht gut; die sechsseitigen Querschnitte zeigen daher im Dünnschliff stets zwei Systeme von eng nebeneinander liegenden scharfen Spaltungsrisse, die Schnitte parallel der Längsrichtung lassen natürlich nur ein System derartiger scharfer Risse erkennen. Licht- und Doppelbrechung sind ziemlich hoch, aber niedriger als beim monoklinen Pyroxen, der Pleochroismus ist bei den grünen und braunen Amphibolen kräftig; zur Unterscheidung vom Pyroxen dient der kleine, bis zu 20° steigende Winkel, den

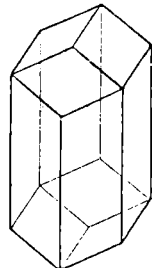


Fig. 23.

bei den Hornblenden die Auslöschungsrichtung in Schnitten parallel der Längserstreckung der Kristalle mit den Spaltungsrisfen bildet.

Die dem Malakolith der Pyrogene entsprechenden Amphibole, die im Schliiff farblos oder grünlich durchsichtig werden, der farblose Tremolit ($Mg_3CaSi_4O_{12}$) und der grünliche Aktinolith [$(Mg, Fe)_3CaSi_4O_{12}$] kommen als primäre Gemengteile von Erstarrungsgesteinen nicht vor; in diesen spielen aber die tonerdeführenden Amphibole, die Hornblenden, die oft auch Na_2O in nennenswerten Mengen enthalten, eine sehr große Rolle. Der Pleochroismus der grünen (gemeinen) Hornblende bewegt sich in grünen Tönen, denen sich bisweilen in einer Richtung gelb beimischt; die braune (basaltische) Hornblende ist sehr stark pleochroitisch in dunkelroten und gelben Farben.

12. Olivin.

Der Olivin, eine Mischung des Magnesium-Orthosilikates Mg_2SiO_4 und des Eisen-Orthosilikates Fe_2SiO_4 (entsprechend 57·1% MgO und 42·9% SiO_2 , bzw. 70·6% FeO und 29·4% SiO_2) tritt in vielen kieselsäurearmen Erstarrungsgesteinen als verbreiteter Gemengteil auf. Er kristallisiert rhombisch, besitzt keine auffallende Spaltbarkeit, hat eine charakteristische gelbgrüne Farbe, Glasglanz, Härte 7, spezifisches Gewicht 3·3–3·5. Er wird gewöhnlich farblos durchsichtig, besitzt hohe Lichtbrechung und sehr starke Doppelbrechung (wesentlich größer als beim Augit).

Nebengemengteile der Erstarrungsgesteine.

13. Apatit.

Der Apatit ist für die Lebensvorgänge auf der Erde als Hauptquelle der in den Böden vorkommenden Phosphorsäure überaus wichtig; er findet sich in allen Erstarrungsgesteinen, wenn auch niemals in bedeutender Menge. Chemisch ist er phosphorsaures Kalzium mit etwas Fluor oder Chlor; seine Formel ist $(F, Cl)Ca_5P_3O_{12}$, der je nach dem Verhältnis von Fluor zu Chlor eine in ziemlich engen Grenzen schwankende Zusammensetzung entspricht: die Berechnung ergibt für reinen Fluorapatit $CaO: 55·5\%$, $P_2O_5: 42·3\%$, $Fl: 3·8\%$; für reinen Chlorapatit $CaO: 53·8\%$, $P_2O_5: 40·9\%$, $Cl: 6·8\%$.

Mit dem unbewaffneten Auge oder der Lupe ist der Apatit fast niemals als Gesteinsgemengteil zu sehen; im Dünnschliff erscheint er gewöhnlich farblos, bisweilen grau in dünnen langen, seltener in kurzen gedrunge-

Säulen, die dem hexagonalen System angehören, und in ründlichen Körnern. Seine leistenförmigen oder kleinen sechsseitigen Durchschnitte sind infolge ihrer starken Lichtbrechung in Verbindung mit schwacher Doppelbrechung im Schliß leicht zu erkennen. Die leistenförmigen Durchschnitte werden zwischen gekreuzten Nicols dunkel, wenn die Längsrichtung parallel und senkrecht zu den Nicolhauptsnitten steht; die sechsseitigen Querschnitte bleiben bei der Untersuchung in parallelem polarisiertem Licht dunkel und lassen in konvergentem polarisiertem Licht das Bild der optisch einachsigen Kristalle erkennen. Das spezifische Gewicht des Apatites ist 3.2.

Bei der großen Wichtigkeit, die phosphorsaures Kalzium im Boden oder als Düngemittel besitzt, sollen hier anhangsweise die Vorkommen erwähnt werden, in denen Apatit in größeren Mengen in engster Verbindung mit Erstarrungsgesteinen auftritt; sie wurden früher und werden teilweise noch jetzt als Material zur Herstellung von Kalzphosphaten ausgebeutet, treten aber in dieser Hinsicht weit hinter den später zu besprechenden sekundären, durch Organismen hervorgerufenen Phosphatlagern zurück.

In Betracht kommt ein großes, von zahlreichen Apatitgängen durchschwärmtes Gebiet im südlichen Norwegen, besonders die Umgegend von Deegaarden bei Bamle und von Krageroe, ferner ähnliche Bildungen im nördlichen Schweden (in Norbotten, Schwedisch Lappland) teilweise mit den mächtigen Magnetitlagerstätten von Gellivare und Kiruna-vaara verknüpft. Sodann finden sich bemerkenswerte Apatitgebiete in Canada, das eine in der Provinz Quebec (Ottawa County), das andere in Ontario (Renfrew County); zahlreiche Gänge von Phosphorit (feinkristallinen bis dichten Varietäten des phosphorsauren Kalziums) in Estremadura (südliches Spanien) stehen dort im Zusammenhang mit Graniten. Ob die früher technisch bedeutsamen zahlreichen Phosphatlagerstätten der Bahn- und Dillgegend in Hessen-Nassau, die teils in Klüften, vielfach auch in Lagen bis zu mehreren Metern Mächtigkeit auftreten, sekundäre Anreicherungen rein anorganischen Ursprungs sind und als Auslaugungen aus apatitreichen Erstarrungsgesteinen und deren Tuffen (Diabasen und Schalsteinen) aufgefaßt werden müssen, in deren Nähe sie auftreten, oder den später zu besprechenden durch Organismen hervorgerufenen, technisch die wichtigsten Vorkommen umfassenden Ablagerungen zuzurechnen sind, steht noch nicht fest.

Ferner liefert der Apatitgehalt zahlreicher Eisenerzvorkommen bei der Verhüttung des Eisens eine an Kalkphosphat reiche Schlacke, die Thomaschlacke, die fein gemahlen als überaus wichtiges Düngemittel dient.

14. Eisenerze, besonders Magnetit, Eisenglanz und Eisenkies.

Die Eisenerze, besonders der Magnetit Fe_3O_4 , kubisch, sehr oft in Oktaedern kristallisierend, und der Eisenglanz Fe_2O_3 , hexagonal (trigonal) kristallisierend, treten in den Erstarrungsgesteinen gewöhnlich in mikroskopischen Individuen, Kriställchen oder Körnern auf, die sich im Schliff durch ihren Metallglanz im auffallenden Licht und ihre Undurchsichtigkeit im durchfallenden Licht (nur die dünnsten Eisenglanzschüppchen sind rot durchsichtig) als Erze gut erkennen lassen. Wichtig ist ferner durch seinen Schwefelgehalt der Eisenkies (Schwefelkies oder Pyrit) FeS_2 , der kubisch kristallisiert, in kleinen Mengen weit verbreitet ist und in größeren Individuen durch seine deutliche Kristallgestalt, besonders Würfel und Pentagondodekaeder (vgl. Fig. 11, S. 26), die speisgelbe Farbe und den hohen Metallglanz leicht erkannt wird.

Im Dünnschliff ist die Unterscheidung der Eisenerze untereinander durch die Methoden der Gesteinsmikroskopie, die im durchfallenden Licht arbeiten, oft nicht durchzuführen; da jedoch die Erze trotz ihrer hohen technischen Wichtigkeit an der Zusammensetzung der obersten Erdschale und somit auch der Böden der Menge nach nur einen sehr geringen Anteil nehmen, erübrigt sich an dieser Stelle ein Eingehen auf die aus der Metallographie entwickelten Methoden der Untersuchung im auffallenden Licht (Erzmikroskopie).

15. Rutil und Zirkon.

Von den übrigen akzessorischen Gemengteilen sind nur der Rutil, das Oxyd des Elementes Titan (TiO_2), und der Zirkon, die Verbindung des Oxydes des Elementes Zirkon mit SiO_2 ($\text{ZrO}_2 \cdot \text{SiO}_2$) kurz zu erwähnen; beide kristallisieren tetragonal und fallen im Schliff durch überaus hohe Licht- und Doppelbrechung auf. Der Rutil ist gewöhnlich fuchsröt oder gelbröt und tritt in Säulen, die bisweilen haarartig dünn werden, und in Körnern auf; der Zirkon ist lichtgelblich oder hellrosa und findet sich gewöhnlich in gedrungenen Säulen. Beide Minerale sind im Gestein in der Regel mikroskopisch klein, nur ausnahmsweise im Sand-

stück unmittelbar oder mit der Lupe zu beobachten; für die Häufigkeit des Titans, das allerdings nicht nur als TiO_2 oder in Titanaten (Titanit und anderen) in den Gesteinen vorkommt, sondern vielfach in Silikaten isomorph Silizium vertritt, spricht der verhältnismäßig hohe Gehalt (0.3%), der sich bei der Berechnung der Durchschnittszusammensetzung der obersten Erdschale ergibt (vgl. oben S. 14).

II. Die massigen Gesteine (Erstarrungsgesteine, Eruptivgesteine).

A. Bildungsweise und Struktur.

Das Wesen der Erstarrungsgesteine beruht auf ihrer Entstehung aus Teilen des Erdinnern, die sich in einem der Gesteinsverfestigung unmittelbar vorangehenden Stadium im schmelzflüssigen Zustand befunden haben; Folgen dieser Entstehungsweise sind die meisten der für die Erstarrungsgesteine charakteristischen Eigenschaften.

Für das geologische Auftreten, die Lagerungsform dieser Gesteine bezeichnend ist die sogenannte durchgreifende Lagerung, die auf eine Verfestigung nach Aufsteigen der glutflüssigen Magmen schließen läßt. Derartige Massen sind entweder im schmelzflüssigen Zustand niemals an die Erdoberfläche gelangt: Tiefengesteine (im weiteren Sinne, subkrustale Gesteine, d. h. unterhalb der Erdoberfläche verfestigt), oder sie haben sich in schmelzflüssigem Zustand nach einem Aufstieg auf Spalten als Laven über die Erdoberfläche ergossen bzw. sich als lose Auswurfsmassen, als Tuffe ausgebreitet: Ergußgesteine (im weiteren Sinne, suprakrustale Gesteine).

Die subkrustalen Gesteine trennt man vielfach in Bildungen der größeren Tiefe, abhssische Gesteine, die untereinander durch Übergänge verknüpft sind, während die in geringerer Tiefe unterhalb der Oberfläche erstarrten hypabhssischen Gebilde trotz ihrer Beziehungen zu Tiefengesteinen ihrer Beschaffenheit nach auch Übergänge zu den Ergußgesteinen enthalten können. Die subkrustalen Gesteine treten auf als Stöcke oder Massive, oft sehr große, weit nach der Tiefe fortsetzende Massen von unregelmäßigem bis rundlichem, beim gleichen Stock vielfach wechselndem Querschnitt, die hypabhssischen oft auch als Intrusivlager, plattenförmig zwischen Schicht- und Schieferflächen eingedrungene Eruptivmassen von geringer Mächtigkeit gegenüber ihrer häufig erheblichen

flächenhaften Ausdehnung, und als Latkolithen, Schmelzmassen, die in den typischen Fällen ihr Hangendes, die auf ihnen liegenden älteren Schichten, in die sie eingedrungen sind, kuppelförmig emporgewölbt haben. Spaltenausfüllungen, die als dünne Tafeln oft in gewaltiger Ausdehnung andere Gesteine durchsetzen, heißen Gänge; auf derartigen Spalten steigt ebenso wie auf Explosionsröhren, deren Endigungen die Erdoberfläche erreichen, das schmelzflüssige Material der suprakrustalen Bildungen der Ergußgesteine empor. Aus sehr zähflüssigen Magmen entstehen suprakrustale kuppelförmige Gebilde, die sogenannten Quellsuppen oder vulkanischen Dome, dünnflüssige bilden bei vorwaltender Erstreckung in einer Richtung Ströme, bei mehr flächenhafter Ausdehnung Decken; lockeres Material baut die Aufschüttungskegel der Vulkanberge auf, oft zusammen mit Lavaströmen, und setzt flächenhaft die aus Luft oder Wasser abgelagerten Tuffschichten zusammen.

Sieht man von den Tuffschichten ab, so ist, wie schon oben dargelegt wurde (vgl. S. 6), für die ganze Gruppe charakteristisch das Fehlen jeder Schichtung — mehr oder weniger deutliche Paralleltexur hat in Erstarrungsgesteinen eine durchaus andere Entstehung und daher ganz andere Eigenschaften als in Sedimenten — ferner das Vorherrschende der richtungslosen Struktur sowie die Ausscheidung der verschiedenen Gemengteile eines Gesteins nach bestimmten chemischen Gesetzen. Hieraus folgt unmittelbar, daß in einer einheitlichen Eruptivmasse die tiefer liegenden Gesteinsteile nicht etwa älter sein müssen als die höheren, wie dies bei den Sedimentgesteinen der Fall ist, sondern daß die gleichen (und gleichwertigen) Gemengteile in einer und derselben Gesteinsmasse annähernd gleichaltrig sind, auch wenn sie sich in verschiedener Höhenlage innerhalb dieser befinden.

Die Möglichkeit, eine Reihenfolge in der Ausscheidung der Gemengteile zunächst eines Gesteins festzustellen, beruht auf dem Umstande, daß die Erstarrungsgesteine sich ganz oder zum größten Teil aus kristallisierten Mineralen aufbauen. Je älter ein Kristall im Gestein ist, desto vollkommener muß seine Kristallgestalt sein; die ältesten Gemengteile besitzen somit ihre charakteristische Kristallgestalt, sie sind idiomorph. Nach ihnen zur Ausscheidung gelangende Gemengteile sind dort, wo sie in ihrem Wachstum an ein älteres Gebilde stoßen, in ihrer charakteristischen Formenentwicklung gehindert, sie sind mithin den älteren Mineralen gegenüber allotriomorph, noch jüngeren gegenüber aber idiomorph, und nur die jüngsten Gemengteile sind überall durch ältere in der

Entwicklung ihrer Kristallform gehindert, müssen sich mit dem Raum begnügen, den ihnen die älteren Minerale übrig gelassen haben, und sind daher völlig allotriomorph. Der Grad der Idiomorphie (bzw. Allotriomorphie) eines Gemengteils im Vergleich zu den übrigen bestimmt somit das relative Alter der Gesteinskomponenten.

Nach der Struktur, das heißt nach der Art ihres Aufbaues aus den einzelnen Gesteinsgemengteilen, gelangt man zu einer Teilung der Erstarrungsgesteine in zwei große Gruppen. In den Gesteinen der ersten Gruppe zeigen die Individuen eines und desselben Mineralen im allgemeinen keine wesentlichen Größenunterschiede, sie sind alle in einer einzigen Bildungsperiode entstanden; auch die Größenunterschiede der Individuen verschiedener Mineralspezies der wesentlichen Bestandteile sind in diesen Gesteinen gewöhnlich nicht sehr bedeutend. In den Gesteinen der zweiten Gruppe macht sich hingegen ein auffallender Unterschied geltend: große Individuen einer oder mehrerer Mineralspezies, die sogenannten Einsprenglinge, stehen im scharfen Gegensatz zu einem feinkörnigeren, oft mit dem unbewaffneten Auge oder der Lupe nicht mehr auflösbaren Gemenge verschiedener Substanzen, der sogenannten Grundmasse, die, wenn Glas vorhanden ist, auch dieses umfaßt. In der Grundmasse spielen sehr oft Individuen derselben Arten, die als Einsprenglinge vorkommen, eine wichtige Rolle; da nun jeder Einsprengling älter ist als jeder Gemengteil der Grundmasse, so haben sich in derartigen Gesteinen Individuen der gleichen Mineralspezies in zeitlich verschiedenen Perioden gebildet.

Die Glieder der ersten Gruppe heißen körnige Gesteine, die der zweiten Gruppe porphyrische Gesteine.

Als Ergebnis zahlloser Beobachtungen über die Altersfolge der Gemengteile in körnigen Erstarrungsgesteinen hat sich eine weit verbreitete Regelmäßigkeit der Ausscheidungsfolge herausgestellt. Bei gleichmäßiger ungestörter Entwicklung sind die ältesten Gemengteile die kieselensäurefreien Minerale, die wesentlich als Nebengemengteile auftreten (Erze, Apatit, Rutil usw.); auf sie folgen, wegen der geringen Verbreitung und geringen Größe der akzessorischen Minerale gewöhnlich noch idiomorph, die eisen- und magnesiainhaltigen, verhältnismäßig kieselensäurearmen Gemengteile (Olivin, Pyroxene, Amphibole, Biotit, sehr oft als farbige Gemengteile zusammen-

gefaßt). An diese schließen sich die saureren sogenannten „farblosen“ oder „feldspatigen“ Gemengteile (Kalktonerde- und Alkalitonerde-Silikate), als älteste in dieser Gruppe wieder die verhältnismäßig kieselsäureärmsten, die Plagioklasse, sodann die Alkalifeldspate (gegebenen Falls die Feldspatvertreter Nephelin, Leuzit usw.), auf die in kieselsäurereichen Gesteinen gewöhnlich als jüngster Gemengteil der nur aus SiO_2 bestehende Quarz folgt (sogenannte Rosenbusch'sche Regel der Auscheidung nach abnehmender Basizität); die sich hierdurch entwickelnde sehr charakteristische Struktur des Gesteins nennt man hypidiomorph-körnig. Die Bildungsperioden der einzelnen Gemengteile sind dabei nicht scharf von einander geschieden, d. h. es ist nicht etwa der gesamte basischere Gemengteil ausgebildet, bevor der saurere seine Auscheidung beginnt; nur die Anfänge der Ausbildung liegen zeitlich auseinander, aber der jüngere scheidet sich schon aus, während noch Teile des vor ihm sich bildenden älteren in Lösung sind.

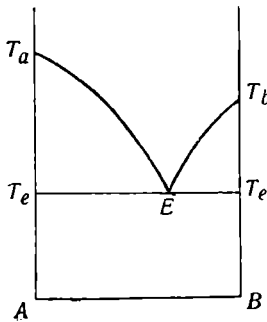


Fig. 24.

Diese Regel, von der übrigens schon Rosenbusch Ausnahmen in größerer Zahl bekannt waren, steht in einem eigentümlichen Widerspruch zu den Vorstellungen von der Auskristallisation schmelzflüssiger Massen, zu denen man auf Grund der für Metallschmelzen und Salzlösungen gefundenen physiko-chemischen Gesetze gelangen müßte: die Reihenfolge der Auscheidung ist hier viel weniger von der chemischen Natur der sich verfestigenden Stoffe als von dem Mengenverhältnis der zur Auscheidung gelangenden Gebilde abhängig.

Der Erstarrungspunkt T_a eines Stoffes A wird durch den Zusatz eines anderen B mit dem Schmelzpunkt T_b zur Schmelze herabgesetzt, ohne Rücksicht darauf, ob der Zusatzkörper für sich einen höheren oder niedrigeren Schmelzpunkt besitzt; bei einer bestimmten Mischung E von A und B tritt für diese der niedrigste überhaupt erreichbare Erstarrungspunkt T_e ein, und beide Stoffe erstarren gleichzeitig in einem feinkristallinen Gemenge. Die Mischung E nennt man wegen des niedrigsten Erstarrungs- (Schmelz-) punktes die eutektische Mischung, die Temperatur T_e den eutektischen Punkt, das feinkristalline, sich bei T_e auscheidende Erstarrungsprodukt das Eutektikum. Aus einer von E abweichenden Mischung scheidet sich zunächst der überschüssende Bestandteil in großen Kristallen aus, bis die Restschmelze die Zusammensetzung E erreicht hat und sich plötzlich als

Eutektikum verfestigt. Man müßte mithin bei einer von der eutektischen Mischung abweichenden Zusammensetzung der Schmelze stets eine porphyrische Struktur erwarten, als Einsprenglinge müßten bei einer zwischen A und E liegenden Zusammensetzung Kristalle von A, bei einer Zusammensetzung zwischen B und E Kristalle von B in dem als Grundmasse erscheinenden Eutektikum liegen, und die Reihenfolge der Ausscheidungen wäre lediglich von dem Mengenverhältnis der Gemengteile, nicht von ihrer chemischen Natur abhängig. Die weite Verbreitung der körnigen Struktur, die Gültigkeit der Rosenbusch'schen Regel „in allgemeinen Zügen“, der Nachweis, daß auch die porphyrische Struktur sehr oft nicht auf eine Erstarrung nach dem eutektischen Schema zurückzuführen ist, beweisen, daß die Struktur der Erstarrungsgesteine noch von anderen, der Herrschaft der Gesetze der eutektischen Ausscheidung entgegenarbeitenden Ursachen abhängig ist, von denen hier nur die bei verschiedenen Mineralen sehr verschiedene Kristallisationsgeschwindigkeit mit ihrer Abhängigkeit von Druck und Temperatur, die Zähflüssigkeit des Magmas, sein Gehalt an leicht flüchtigen Bestandteilen (Mineralisatoren) und die Unterkühlung genannt sein sollen; auch die große Anzahl der im Magma enthaltenen Komponenten wirken wohl in diesem Sinne mit. Daß die Erstarrung der Magmen lediglich nach physikalisch-chemischen Gesetzen erfolgt, braucht als selbstverständlich nicht erst hervorgehoben zu werden; nur sind bei der ungemein verwickelten Zusammensetzung der Magmen diese Gesetze noch lange nicht sämtlich bekannt, und die verschiedenen Ursachen müssen sich vielfach beeinflussen und entgegenwirken.

Um so wichtiger ist die Tatsache, daß körnige und porphyrische Gesteine neben dem Strukturgegensatz eine erhebliche Reihe von Verschiedenheiten aufweisen, die in ihrer Gesamtheit einen geologischen Unterschied der Bildungsweise als Ursache der grundsätzlichen Verschiedenheiten erkennen lassen; den porphyrischen Gesteinen schließen sich in diesem Sinne rein glasige und sehr feinkörnige bis dichte einsprenglingsfreie, also nicht „porphyrisch“ im strukturellen Sinne aufgebaute Gebilde an.

Berücksichtigt man zunächst die geologische Erscheinungsform, so finden sich in der Gestalt von Stöcken und mächtigen Massiven nur körnige Gesteine, während porphyrische wesentlich als Ströme und Decken auftreten; die porphyrischen Gesteine werden oft von Luffen begleitet, von losen Massen von derselben Beschaffenheit wie das Hauptgestein, die in Gestalt von Bomben, kleineren Stücken (Lapilli), Sanden

und Mischen auftreten*), bzw. von den durch nachträgliche Verfestigung dieser Massen entstandenen Gesteinen; den körnigen Gesteinen fehlt eine derartige Begleitung durchaus. Die körnigen Gesteine sind holokristallin, d. h. sie bestehen ausschließlich aus kristallisierten Komponenten von bestimmter chemischer Zusammensetzung; bei den porphyrischen Gesteinen findet sich häufig in der Grundmasse Glas, d. h. amorph erstarrte, nicht individualisierte Substanz, und es schließen sich an sie Gesteine, die zum größten Teil oder völlig aus Glas bestehen. Schließlich weist das Nebengestein der körnigen Gesteine auf weite Strecken, bisweilen auf Hunderte von Metern, eine charakteristische Veränderung auf, die von der Grenze des körnigen Gesteins aus nach außen abklingt und somit durch das körnige Gestein veranlaßt ist: Kontaktmetamorphose (vgl. Fig. 2 auf S. 2 und die Ausführungen auf S. 84 ff.) — diese Kontaktwirkung fehlt dem Nebengestein der porphyrischen Gesteine oft völlig oder ist dort, wo sie auftritt, auf eine sehr dünne Zone beschränkt.

Sämtliche Unterschiede erklären sich aus der Annahme verschiedener Bildungsweise beider Gruppen.

Wenn schmelzflüssige Massen aus tieferen Teilen der Erdkruste in höhere gelangen, sinkt ihre Temperatur, und zu einem gegebenen Zeitpunkt kann die Auscheidung der Gemengteile beginnen. Bleibt nun die schmelzflüssige Masse in der obersten Erdschale stecken, gelangt also im schmelzflüssigen Zustande nicht an die Erdoberfläche, so vollzieht sich eine fortlaufende, aber nur sehr langsame Änderung der physikalischen Verhältnisse, der Temperatur, des Druckes, des Gehalts an leichtflüchtigen Stoffen, besonders des überhitzten Wassers und der in der schmelzflüssigen Masse absorbierten Gase und anderer mehr. Die Auscheidung der Gemengteile erfolgt somit vom Anfang bis zum Ende unter physikalisch sehr ähnlichen Bedingungen, so daß keine Unterbrechung in der Bildung stattfindet, die Abkühlung tritt so langsam ein, daß auch der jüngste Gemengteil noch auskristallisieren kann und keine Substanz übrig bleibt, die durch vorzeitige Abkühlung glasig erstarrt. Die Bildung von Luffen ist unmöglich, da der ganze dem Magma zur Verfügung stehende Raum von der schmelzflüssigen Masse erfüllt ist, und die leichtflüchtigen Bestandteile nur sehr langsam in das Nebengestein entweichen können; die hohe Temperatur, das langsam entweichende überhitzte

*) Der Gruppe der Luffe gehören die Gesteinsmassen an, die im Jahre 79 n. Chr. Pompeji und Herculaneum verschütteten.

Wasser und die Gase wirken lange Zeit auf das Nebengestein ein und erzeugen daher einen großen Kontakthof: es entsteht somit ein Gebilde mit allen Merkmalen der körnigen Gesteine.

Die körnige Struktur ist mithin das charakteristische Gefüge der Tiefengesteine.

Gelangen jedoch schmelzflüssige Massen auf Spalten an die Erdoberfläche, so breiten sich diese Massen in Strömen und Decken aus; der Druck, unter dem die Magmen gestanden haben, läßt plötzlich nach, so daß in dem Maße, in dem der Schmelzfluß sich der Erdoberfläche nähert, in ihm absorbierte Gase frei werden und beim Austritt an die Oberfläche Teile der noch schmelzflüssigen Masse mit sich reißen können, die in die Höhe geschleudert werden, in der Luft erstarren und als Bomben, Lapilli, Sande und Aschen, kurz als Bestandteile der Tuffe in der Umgebung der Ausbruchsstelle niederfallen. Andererseits mußte, während die Masse unterhalb der Erdoberfläche in höhere Schalentile aufstieg, die Auskristallisation in derselben Weise und nach denselben Gesetzen beginnen und sich vollziehen, wie bei den Tiefengesteinen — die Produkte dieser Entwicklungsperiode sind die Einsprenglinge — sobald aber die Masse an die Erdoberfläche gelangt, tritt plötzliche Abkühlung, begleitet von starkem Abfall des Druckes bis auf Atmosphärendruck ein; die noch in schmelzflüssiger Lösung befindlichen Substanzen, das Material, aus dem sich die Grundmasse aufbaut, scheiden sich sehr rasch und deshalb in günstigen Fällen in zahllosen kleinen, gewöhnlich nur mikroskopisch sichtbaren Kriställchen aus — oft ist aber auch dies nicht mehr möglich, und der Schmelzfluß erstarrt teilweise oder gänzlich zu Glas. Durch die schnelle Abkühlung und die plötzliche Abgabe der Gase und Dämpfe wird eine kräftige Einwirkung auf das Nebengestein unmöglich, dieses also nur auf kleine Entfernungen oder garnicht kontaktmetamorph verändert. Alle wesentlichen Eigenschaften der „porphyrischen“ Gesteine sind demnach durch die Tatsache erklärt, daß diese sich im schmelzflüssigen Zustand über die Erdoberfläche ergossen haben.

Die porphyrische Struktur ist mithin das charakteristische Gefüge der Ergußgesteine.

Einen unmittelbaren Beweis für die Richtigkeit dieser Auffassung bieten die Verhältnisse der Kontaktmetamorphose.

Wo die Verwitterung die auf einem Tiefengestein (Granit, Gneis, Diorit, Gabbro usw.) liegenden Gesteine so weit entfernt hat, daß das Erstarrungsgestein und ein Teil der auf ihm liegenden Gesteine der Beob-

achtung zugänglich sind, findet man auch die auf dem körnigen Gestein liegenden Massen (das sogenannte „Hangende“) in kontaktmetamorph verändertem Zustande (vgl. Fig. 2 auf S. 2). Diese Tatsache beweist, daß die aufliegenden Gesteine schon bestanden, als die schmelzflüssige Masse empordrang, da sie sonst von ihr nicht hätten verändert werden können, und zeigt somit, daß das verändernde körnige Gestein nicht als Schmelzfluß an die Erdoberfläche gelangt sein kann, sondern in der Erdrinde stecken geblieben ist. Da naturgemäß die Bildung eines Tiefengesteins der direkten Beobachtung entzogen ist, ist für die Erklärung seines Wesens neben der Veränderung seines Hangenden die Tatsache bedeutsam, daß kein Vulkan Gebilde mit den Eigenschaften der körnigen Gesteine in der Gegenwart fördert oder nachweislich in der Vergangenheit gefördert hat.

Für die Deutung der porphyrischen Struktur in ihrem Zusammenhange mit den Entstehungsbedingungen der Ergußgesteine lassen sich in günstigen Fällen unmittelbare Beobachtungen anstellen. Reißt man aus einem fließenden Lavaström einen Teil heraus und kühlt ihn, so erstarrt die noch schmelzflüssige Masse zu Glas; ein derartiges Stück enthält aber die großen Kristalle, die Einsprenglinge, in annähernd gleicher Zahl und Größe, wie sie der Lavaström nach seiner Verfestigung aufweist, und spricht somit für die Richtigkeit der Annahme, daß diese Gesteinsteile sich größtenteils schon unterhalb der Erdoberfläche gebildet haben. Vergleicht man die künstlich gekühlte Lava nach einiger Zeit mit Stücken desselben Stromes nach seiner normalen Verfestigung, so finden sich andererseits in der Grundmasse des ohne künstlichen Eingriff verfestigten Gesteins eine Menge kleiner Kriställchen, die in dem aus dem Lavaström herausgerissenen und schnell gekühlten Stück mehr oder weniger vollständig durch Glas vertreten werden; diese Bestandteile des normal verfestigten Gesteins können sich mithin nur während und nach der Eruption, während des Fließens und Erstarrens an der Erdoberfläche gebildet haben.

Da die Struktur direkt von der Art der Abkühlung des Magmas und der Abgabe der Gase und Dämpfe abhängig ist, müssen sich Übergänge zwischen beiden Hauptstrukturtypen finden; tatsächlich treten im Inneren gewaltiger Ergußmassen an die körnige Struktur anklingende Anordnungen auf, während umgekehrt an den äußersten, verhältnismäßig schnell abgekühlten Teilen von Tiefengesteinen bisweilen eine Wiederkehr in der Bildung eines oder mehrerer Gemeng-

teile, also eine porphyrische Struktur entwickelt ist. Die hypabyssischen, in geringer Entfernung von der Oberfläche erstarrten Gesteine der Lagergänge und Sakkolithen vermitteln auch ihrer Struktur nach zwischen den typisch körnigen und den typisch porphyrischen Gebilden.

Nach ihrer chemischen Zusammensetzung kann ein grundsätzlicher Unterschied zwischen Tiefen- und Ergußgesteinen nicht bestehen, da ja diese Gruppen, wie aus den vorangehenden Ausführungen unmittelbar hervorgeht, von vornherein im Magmenzustand von einander nicht verschieden sind: das gleiche Magma entwickelt sich erst auf Grund seiner geologischen Geschichte als Tiefengestein oder als Ergußgestein, und es entspricht somit chemisch bis zu einem gewissen Grade jedem Tiefengestein ein Ergußgestein und umgekehrt*). Eine den natürlichen Verhältnissen gut entsprechende Einteilung der Erstarrungsgesteine könnte somit von der chemischen Zusammensetzung der Gesteine ausgehen, sie nach chemischen Grundfägen einteilen und dann die Tiefenform und die Ergußformen jedes einzelnen „Magmas“ (d. h. des betreffenden charakterisierten schmelzflüssigen Teils des Erdinneren) im Zusammenhange behandeln. Für die hier verfolgten Zwecke empfiehlt sich aus verschiedenen Gründen eine andere Einteilung: da die chemische Zusammensetzung direkt immer nur durch die Analyse, also verhältnismäßig sehr umständlich festzustellen ist, tritt an ihre Stelle als Einteilungsprinzip die von ihr in erheblichem Grade abhängige mineralogische Zusammensetzung der Gesteine. Wegen ihrer verschiedenen Bedeutung für den Aufbau der oberen Erdschale und somit für die Beschaffenheit der Erdoberfläche, sowie wegen ihres verschiedenen Verhaltens bei der Verwitterung werden hier die Tiefengesteine und die Ergußgesteine getrennt behandelt; doch müssen der mineralogischen Einteilung einige Bemerkungen über die chemischen Verhältnisse der Erstarrungsgesteine vorausgeschickt werden.

Man könnte Erstarrungsgesteine rein rechnerisch nach ihrem Gehalt an SiO_2 fortlaufend anordnen und in einer solchen Reihe saure Gesteine (mit mehr als 65% SiO_2), neutrale (mit 65—52%) und basische (mit weniger

*) Auf die petrographisch überaus wichtigen Ganggesteine, Gebilde, die hauptsächlich in Gängen auftreten, ihrem Wesen nach Spaltungsprodukte der Magmen sind und geologisch stets an die Tiefengesteine, aus deren Magma sie hervorgingen, gebunden erscheinen, kann wegen ihrer geringen Beteiligung am Aufbau der Erdrinde nur kurz in einem Anhang zu den Tiefengesteinen eingegangen werden.

als 52%) unterscheiden, selbstverständlich ohne daß man irgendwie scharfe Grenzen erwarten dürfte. In dieser rein künstlichen Anordnung, die vielfach befolgt wurde, machen sich aber, besonders in ihrem neutralen Teil, sehr bedeutsame Unterschiede geltend: bei einem Teil der Analysen ergibt sich mit sinkendem SiO_2 eine Abnahme der Alkalien mit starker Zunahme von Kalk und Magnesia, während ein anderer Teil unabhängig von dem SiO_2 -Gehalt bei verhältnismäßig geringen Mengen von Kalk und Magnesia stets erhebliche Mengen von Alkalien aufweist und diese Eigentümlichkeit auch bei größerem Kalkgehalt bewahrt. Es ergeben sich somit zwei Reihen, die sich von den „neutralen“ Gesteinen aus in die sauren wie in die basischen Glieder mit grundsätzlich gleichen Merkmalen fortsetzen — man unterscheidet sie als Alkalikalkreihe oder pazifische Sippe und als Alkalireihe oder atlantische Sippe; der chemische Unterschied zwischen ihnen wird besonders deutlich, wenn man Glieder der beiden Reihen mit gleichem SiO_2 -Gehalt mit einander vergleicht. Charakteristisch ist unter den Gesteinsgemengteilen für die sogenannten „starken“, d. h. den Typus scharf betonenden Glieder der Alkalireihe das Auftreten der „Feldspatvertreter“ (Zeuzit, Nephelin, Sodolith, Hauhn, Rosean und Verwandter) neben und an Stelle der Feldspate, die große Rolle der Kali-Matron-Feldspate und des Albits an Stelle des Kalifeldspats (Orthoklases), ferner das Vorkommen von Alkaliphrogenen und Alkaliamphibolen sowie für die sauren Alkaligesteine das Fehlen der Plagioklasse; die „schwachen“ Glieder der Alkalireihe nähern sich chemisch und mineralogisch ähnlichen Gliedern der Alkalikalkreihe. Verschiedene Gesteine der gleichen Reihe sind oft räumlich und zeitlich an einander gebunden und bilden dann eine petrographische Provinz; doch kennt man auch Gebiete, in denen Glieder beider Reihen offenbar zusammen vorkommen.

B. Die Tiefengesteine.

In der nachstehenden Tabelle der Tiefengesteine auf Grund ihrer mineralogischen Zusammensetzung sind die Alkaligesteine durch liegende Schrift gekennzeichnet. Die basischen Glieder der Alkalireihe spielen als Tiefengesteine keine erhebliche Rolle und könnten hier wegleiben, wenn nicht die entsprechenden Ergußgesteine wegen ihrer weiten Verbreitung sehr wichtige Gebilde wären.

Hauptgemengteile	Charakteristische Gemengteile	Gesteinsfamilie
Alkalifeldspat, Quarz	Saurer Plagioklas, Biotit, Amphibol, seltener Pyroxen	Granit
Alkalifeldspat, Quarz	<i>Biotit, Alk.-Amphibol, Aegirin (farbige Gemengteile spärlich)</i>	Alkaligranit (schwaches Alkaligestein)
Alkalifeldspat	Saurer Plagioklas, Biotit, Amphibol, Pyroxen	Syenit
Alkalifeldspat	<i>farbige Gemengteile spärlich wie beim Alkaligranit</i>	Alkalisyenit
Alkalifeldspat, Nephelin (und andere Feldspatvertreter)	<i>farbige Gemengteile spärlich, bes. Alkali-amphibole und Alkalipyroxene</i>	Nephelinsyenit
Saurer Plagioklas	Biotit, Amphibol, Pyroxen	Quarzdiorit Diorit Gabbro Olivingabbro Essexit (schwaches Alkaligestein)
Quarz		
Basischer Plagioklas		
Pyroxen		
Basischer Plagioklas Pyroxen	<i>Kalifeldspat, oft geringe Mengen Feldspatvertreter</i>	(schwaches Alkaligestein)
Nephelin Pyroxen	wenig verbreitete Tiefengesteine	Shonkinit Theralith Fergusit Missourit Ijolith Bekinkinit
Alkalifeldspat		
Plagioklas		
Leuzit Pyroxen		
Nephelin Pyroxen	andere Gemengteile nur ganz spärlich	Anorthosit
Olivin, Pyroxen, Amphibol, getrennt oder mannigfaltig gruppiert		

1. Granite (Alkalifalkgranite und *Alkaligranite*).

Die Granite sind körnige Gesteine, aufgebaut aus Alkalifeldspat (in den weitaus meisten Fällen aus Kalifeldspat) und Quarz, in den herrschenden Alkalifalkgraniten stets begleitet von erheblichen Mengen sauren Plagioklasen, zu denen sich gewöhnlich Biotit als charakteristischer Gemengteil gesellt. Bei den Alkalifalkgraniten wird der Biotit häufig von grüner Hornblende begleitet, sehr selten ist Hornblende der einzige charakteristische Gemengteil, ausnahmsweise findet sich ein wesentlicher Pyroxengehalt. Die *Alkaligranite* führen oft als herrschenden Feldspat mikroskopische Verwachsungen von Kalifeldspat und Albit (Mikroperthit) oder auch vorherrschend Albit, unter den farbigen Gemengteilen Alkaliamphibole und Megirin. Als Nebengemengteile treten in beiden Gruppen auf: Erze, Apatit, Zirkon, ebenso wie die Übergemengteile (Turmalin, Titanit usw.), immer nur in kleinen Mengen und gewöhnlich erst bei mikroskopischer Untersuchung wahrnehmbar.

Durch das Herrschen der farblosen oder hell gefärbten Gemengteile erscheinen die Gesteine hell (weiß, grau, rötlich) mit dunkelglänzenden Lupfen [den farbigen Gemengteilen]; die einzelnen Individuen der wesentlichen und charakteristischen Gemengteile sind fast immer so groß, daß sie mit unbewaffnetem Auge deutlich zu unterscheiden sind. Gewöhnlich sind die Feldspate und Quarze größer als die farbigen Gemengteile.

Die Struktur ist hypidiomorph = körnig, gelegentlich mit Anklängen an die porphyrische Anordnung, die Textur, das durch die Anordnung der Gemengteile im Raume hervorgebrachte Gefüge, ist in den meisten Fällen annähernd richtungslos, bisweilen durch Parallelstellung von Komponenten deutlich flächenhaft und dann an Gneistextur erinnernd. Auch bei scheinbar richtungslos körnigen Graniten ist vielfach eine zur Herstellung größerer Platten benüzbare Teilbarkeit nach parallelen Ebenen vorhanden, die in gesetzmäßiger Beziehung zu den die Granite regelmäßig durchziehenden Klüftsystemen steht und wie diese in der Hauptsache auf die Einwirkung des Gebirgsdruckes auf das erstarrende Gestein, teilweise auch auf Abkühlungsvorgänge zurückzuführen ist. Die Reihenfolge der Ausscheidung erweist sich unter dem Mikroskop durchaus der Regel der Ausscheidung nach abnehmender Basizität entsprechend: nach der Ausscheidung der Nebengemengteile (Erze, Apatit, Zirkon) beginnt die Bildung des Biotits bzw. der Hornblende, es folgt in den Alkalifalkgraniten der Plagioklas, auf ihn der Kalifeldspat und den Schluß bildet, gewöhnlich ohne jede Andeutung einer eigenen Kristallform, der Quarz.

Die Mengenverhältnisse, in welchen die Gemengteile im Granit vertreten sind, schwanken in ziemlich weiten Grenzen; für die verbreitetste Abtheilung, den Biotitgranit, bisweilen noch als Granitit bezeichnet, gibt Justus Roth als Durchschnittswert eine Zusammensetzung von 30 bis 35% Quarz, 40 bis 60% Feldspat, 5 bis 15% Biotit an. Für die chemische Zusammensetzung ergeben aus guten Analysen frischer Gesteine berechnete Mittelwerte folgende Zahlen (in Klammern ist die Zahl der zugrunde gelegten Analysen beigelegt):

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
Alkalifalkgranit (19)	72·02	0·34	13·13	1·46	1·77	0·11
	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅
	0·55	1·48	3·50	4·77	0·72	0·15
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
Alkaligranit (13)	73·22	0·20	12·47	1·92	1·30	0·07
	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅
	0·21	0·49	4·63	4·86	0·59	0·04

[Der Unterschied der Durchschnittszusammensetzung kann für die sauren Endglieder der beiden Reihen natürlich nicht groß sein, da alle als Granite zusammengefaßten Gesteine sich in der Hauptsache aus Alkalifeldspat und Quarz aufbauen; doch ist die charakteristische Tendenz auch hier deutlich zu erkennen.]

In allen Fällen, in denen die Prüfung vorgenommen wurde, fand sich in den Gesteinen ein Gehalt an Phosphorsäure; auf Grund der in allen Graniten nachgewiesenen Apatitführung ist ihre Anwesenheit mit Bestimmtheit überall zu erwarten. Die Menge der Phosphorsäure geht nur in Ausnahmefällen bis zu ½% und darüber, bleibt aber in der Regel wesentlich unter diesem Werte.

Die Alkalifalkgranite sind weit und in gewaltiger Ausdehnung verbreitete Gesteine: in Schlesien setzen sie das Riesengebirge zum größten Teil zusammen, bilden die Massive von Striegau—Zobten und Strehlen—Friedeberg, spielen eine sehr bedeutende Rolle in der preussischen und sächsischen Lausitz, im Erzgebirge, Fichtelgebirge, im Harz (Brocken und Ramberg), Odenwald, Schwarzwald, in einzelnen Teilen der Alpen (Mont Blanc, St. Gotthard, Cima d'Asta usw.), im Hochland von Frankreich, den Pyrenäen, Cornwall, weiten Gebieten des skandinavischen Nordens, in Finnland usw.; außerhalb Europas sind zum Teil sehr bedeutende Vor-

kommen in Ägypten, Kleinasien, China, Canada, vielen Teilen der Vereinigten Staaten, Brasilien und aus zahllosen anderen Gebieten bekannt.

Durch Zurücktreten des Quarzes bilden sich Übergänge in Ghenit, durch Zunahme des Plagioklases auf Kosten des Kalifeldspates Übergänge in Quarzdiorit heraus, die natürlich auch chemisch durch Abnahme von SiO_2 bzw. Abnahme von K_2O , Zunahme von FeO , MgO und ganz besonders von CaO von dem angegebenen Mittelwerte ziemlich weit abweichen.

Alkali granite sind viel seltener und auch nicht in so gewaltigen Massen wie die Alkalikalkgranite entwickelt; in Deutschland gehören erzgebirgische Vorkommen hierher (Eibenstock, Altenburg), im südlichen Norwegen spielen sie zwischen dem Kristiania- und Langesundfjord eine bedeutende Rolle; in den Vereinigten Staaten von Nordamerika sind sie in den nördlichen atlantischen Staaten, besonders Massachusetts weit verbreitet, ebenso in Afrika (Festland und besonders Madagaskar). Ihre Zahl nimmt mit sorgfältiger Erforschung auf Kosten der Alkalikalkgranite zu.

2. Ghenite.

In der alten Gruppe der Ghenite sind die Unterschiede zwischen Alkalikalkgheniten und Alkali gheniten viel größer als bei den entsprechenden granitischen Gesteinen; sie müssen daher nach Mineralbestand und Vorkommen getrennt behandelt werden.

Alkalikalkghenite.

Die Alkalikalkghenite sind körnige Tiefengesteine, charakterisiert durch das Vorherrschen des Kalifeldspates über den Plagioklas, der regelmäßig und sehr oft in größeren Mengen als im Granit vorhanden ist. Als charakteristische Gemengteile treten hinzu: Biotit (Glimmerghenite) und Hornblende (Ghenite im engeren Sinne), seltener Augit in wechselnden Mengen; Quarz fehlt oder findet sich nur untergeordnet, Apatit ist stets vorhanden, Eisenerze spielen eine etwas größere Rolle als beim Granit.

Chemisch sind daher diese Gesteine den Graniten gegenüber charakterisiert durch geringeren Gehalt an SiO_2 , dem eine tatsächliche Zunahme von Eisen, MgO , CaO und eine rechnermäßige von Tonerde und Alkalien entspricht. Die chemische Zusammensetzung der einzelnen Vorkommen wechselt nach dem sehr verschiedenen Mengenverhältnis der

Feldspate, der Rolle der farbigen Gemengteile, dem Vorhandensein oder Fehlen von Quarz; die unten gegebene Durchschnittszusammensetzung ist aus sehr verschiedenen Gliedern berechnet.

Alkalifalksyenite sind nicht annähernd so weit verbreitete Gesteine wie die Granite; auch treten sie nicht, wie diese, in gewaltigen Massiven, sondern mehr in kleineren Stöcken auf, die geologisch meist mit Graniten verbunden sind. Neben den altbekannten Vorkommen vom Plauenschen Grunde bei Dresden ist die große Masse von Brünn in Mähren hervorzuheben; wichtig sind ferner ein Vorkommen östlich von Glatz in Schlesien, zahlreiche Stöcke im Schwarzwald, der Syenitstock von Biella (Piemont) und andere mehr, sowie ein viel basischerer Augitsyenit von Gröba bei Riesa (Sachsen).

Alkalisyenite.

In viel weiterer Verbreitung und viel deutlicher als bei den Graniten von den Alkalifalkgesteinen unterschieden treten unter den nach der alten mineralogischen Einteilung als Syenite zusammengefaßten Gesteinen Gebilde auf, die sich durch Fehlen des Plagioklases, hohen Gehalt an Natron und deutliches Zurücktreten der farbigen Gemengteile von den beschriebenen Syeniten merklich unterscheiden und sich den Nephelinsyeniten nähern: die Alkalisyenite. Glieder dieser Reihe sind in Mitteleuropa selten, spielen aber in Verbindung mit Alkaligraniten, Nephelinsyeniten, Esseriten in zahlreichen Alkali-provinzen, im südlichen Norwegen*), in Madagaskar, Massachusetts, Arkansas, Brasilien (Rio de Janeiro, Sao Paulo) und zahlreichen anderen eine wichtige Rolle.

Zwischen den beiden Reihen der Syenite stehen eigentümliche, nach ihrem Auftreten im Monzonengebirge (Südtirol) Monzonit genannte Gesteine; der chemischen Zusammensetzung dieser Gebilde, beispielsweise dem Quarzmonzonit vom Mte. Mulatto bei Predazzo und gewissen Monzoniten von Yogo Peak (Montana), steht die Durchschnittszusammensetzung sämtlicher Erstarrungsgesteine, mithin die Durchschnittszusammensetzung der obersten 16 km der festen Erdrinde nahe (siehe oben S. 14), die daher hier in abgerundeten Zahlen zwischen den für Alkalifalksyenite und für Alkalisyenite berechneten Mittelwerten Platz finden soll.

*) Zu den norwegischen Alkali-Augitsyeniten gehört das bekannte, wegen des blauen Lichtspieles seiner Kali-Natronfeldspate oft zum Schmuck von Häusern verwendete, fälschlich in der Industrie als „Labrador“ bezeichnete Gestein von Larvik, der sogenannte Larvikit.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
Alkalifalksyenite (12)	58·97	0·99	16·33	2·72	4·14	0·09
	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅
	2·72	4·29	4·10	4·54	0·87	0·24
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
Durchschnitt der Erstarrungsgesteine	59	1	16	3	4	0·2
	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅
	4	5	4	3	—	0·4
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
Alkalisyenit (18)	60·78	0·85	16·62	2·32	3·14	0·12
	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅
	0·83	2·41	6·50	5·54	0·64	0·25

3. Nephelinsyenite (und Leuzitsyenite).

Die Nephelinsyenite und Leuzitsyenite sind ausgesprochene Alkaligesteine, helle körnige Gesteine, aufgebaut aus in der Regel natronreichem Kalifeldspat oder aus Albit, Nephelin, an dessen Stelle sich Leuzit und andere Feldspatvertreter einfinden, mit spärlichem Glimmer, Alkaliamphibolen und Alkaliphrogenen und zahlreichen Alkali-Zirkono-Titanaten, die teilweise sich sogar als Feldspatvertreter am Aufbau des Gesteins beteiligen. Die mineralogische Zusammensetzung der Gruppe ist daher großen Schwankungen unterworfen, die chemisch aber nur in dem wechselnden Verhältnis der Alkalien (nach der Natur der Feldspate und ihrer Vertreter) in Erscheinung tritt, wobei jedoch bei den meisten Na₂O überwiegt, in seltenen Fällen aber auch durch eine stärkere Beteiligung der Alkali-eisenphrogene (Megirin) und der entsprechenden Amphibole in einem höheren Eisengehalt zum Ausdruck kommt.

Die als Massive und Laffolithen weit verbreiteten Gesteine sind in Mitteleuropa sehr selten (Ditró im südöstlichen Siebenbürgen); eine größere Rolle spielen sie im skandinavischen Norden, in einem mächtigen Massiv auf der Halbinsel Kola (Lappland), bei Miasz (Zlmengebirge), in der Serra da Monchique (südliches Portugal). Weit verbreitet sind sie in Südafrika (Transvaal, Madagaskar, Südwestafrika), in Canada, in den Vereinigten

Staaten (Arkansas, Montana, Texas), in Brasilien und anderwärts. Der Durchschnitt aus 30 Analysen (mit Weglassung von ZrO_2) ergibt:

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
55·51	0·90	19·17	3·95	2·33	0·37	0·61	1·66
Na_2O	K_2O	H_2O	P_2O_5				
9·05	4·55	1·68	0·22				

4. Diorite.

Die Diorite sind körnige, dabei bisweilen fast dicht erscheinende Tiefengesteine der Alkalikalkreihe, charakterisiert durch entschiedenes Vorherrschendes des Plagioklases über den Alkalifeldspat und Auftreten von Biotit, Hornblende, seltener Augit in größerer Menge bei gleichzeitiger Anwesenheit oder Fehlen des Quarzes unter den wesentlichen Gemengteilen. Die Gesteine schließen sich somit direkt an die Granite (Quarzdiorite) und an die Syenite (Diorite im engeren Sinne) an, von denen sie sich äußerlich oft durch dunklere Färbung, chemisch wesentlich durch höheren Gehalt an zweiwertigen Metallen (Ca, Mg, Fe) auszeichnen, und mit denen sie geologisch häufig im innigsten Zusammenhang stehen. Am leichtesten sind sie von diesen Gesteinen durch die Zwillingsstreifung des herrschenden Feldspates auf einer der beiden Spaltungsflächen zu unterscheiden.

Auch wenn man die Diorite in Quarzdiorite und Diorite (im engeren Sinne) teilt, umfaßt jede Gruppe noch chemisch nach ihrem Gehalt an SiO_2 , MgO und CaO, auch nach Menge und Art der Alkalien recht verschiedene Gebilde, da die Reihen vom Granit bzw. Syenit bis zum Gabbro hinab reichen. Man trennt daher bisweilen die Kalifeldspat in nennenswerter Menge führenden, daher den Graniten, Syeniten und Monzoniten zunächst stehenden Glieder als Adamellit, Granodiorit, Monzonit (im weiteren Sinne) von den Quarzdioriten und Dioriten.

Die Diorite sind in Gängen und kleinen Stöcken sehr weit verbreitete Gesteine, deren Fundpunkte in den älteren deutschen Gebirgen kaum aufgezählt zu werden brauchen; seltener finden sie sich in so gewaltigen Massen wie die Granite. Besonders häufig treten sie im Odenwald, den Vogesen, ferner im Böhmerwalde auf; größere Massiv sind aus den Alpen bekannt (angeführt sei der sogenannte Tonalit vom Adamello und das Gestein von Klausen), sie finden sich ferner in Skandinavien, in Korsika, in der Provinz Alentejo (Portugal) und sind auch außerhalb Europas weit verbreitet, besonders in den Cordilleren und Anden Amerikas.

Die Berechnung von Durchschnittswerten ergibt:

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
Quarzdiorit (17):	67·00	0·51	15·19	1·98	2·17	0·07
	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅
	1·76	3·55	3·88	2·99	0·77	0·13
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
Diorit (14)	55·46	0·94	16·92	2·73	4·80	0·13
	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅
	4·44	7·33	3·63	2·41	0·89	0·32

5. Gabbrogesteine (und Norite).

Als Gabbro werden körnige Tiefengesteine bezeichnet, charakterisiert durch die Mineralkombination: basischer, d. h. kalkreicher Plagioklas und monokliner Pyroxen, der die Diallagstruktur (S. 73) gewöhnlich in so ausgeprägter Weise besitzt, daß für Gabbro bisweilen (nicht ganz richtig) die Kombination Plagioklas + Diallag angegeben wird. Tritt an die Stelle des monoklinen Pyroxens der rhombische Hypersthen, so heißen die Gesteine Norite. Zu den angeführten Mineralen tritt oft noch Olivin hinzu (Olivingabbro, Olivinnorit; die olivinfreien Gesteine heißen Gabbro bzw. Norit im engeren Sinn); Erze spielen oft eine bedeutende Rolle, Quarz fehlt fast immer, Apatit ist gelegentlich reichlich vorhanden. Chemisch sind es basische Gesteine; SiO₂ erreicht nur selten 50%, Al₂O₃ bewegt sich um 15%, Fe₂O₃ und FeO sowie CaO und MgO schwanken in sehr weiten Grenzen, sind aber immer in bedeutenden Mengen vorhanden (nur Magnesia sinkt gelegentlich bei hohem Eisengehalt bis auf wenige Prozent), Alkalien sind immer nur auf sehr geringe Mengen beschränkt.

Die hierher gehörenden Gesteine sind gewöhnlich dunkel; nur wenn der Diallag an Stelle der gewöhnlich braunen bis schwarzen grüne Farbe besitzt, erscheinen sie hell. Die Korngröße wechselt sehr, doch sind grobkörnige Varietäten weit verbreitet. Bemerkenswert ist, daß der Pyroxen dem basischen Plagioklas gegenüber sehr oft nicht idiomorph ist.

Gabbro (und Olivingabbro) treten in großen Stücken und Massiven auf; nach Zahl und Größe der Vorkommen nehmen sie unter den Tiefengesteinen die zweite Stelle (hinter den Graniten) ein. Bekannte Vorkommen sind Bolpersdorf bei Neutode in Schlesien und der Zobten bei Breslau, ferner das Radautal im Harz, der Frankenstein im Odenwald, Le Prese in den Ostalpen, das Gebiet zwischen Genua und Savona, die

Halbinsel Lizard (Cornwall); eine große Rolle spielen sie, teilweise in sehr großen Massen, im skandinavischen Norden und Finnland, ferner in Canada und den Vereinigten Staaten.

Norite, oft mit Gabbro räumlich und durch Übergänge (Hyperit) verbunden, finden sich im skandinavischen Norden, im Ural, im Staate New York und in der Präsidentschaft Madras (Vorderindien); in Deutschland im schlesischen Culengebirge, bei Harzburg und im Odenwald.

Chemisch sind die beiden Gruppen nicht zu trennen; als Mittel aus 20 Analysen verschiedener Gabbrogesteine ergibt sich:

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
47·39	0·82	18·52	3·29	7·32	0·15
MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅
6·85	10·95	2·44	0·73	1·29	0·25

6. *Essexit.*

Die Essexite entsprechen in der Alkalreihe den Gabbros, sie wurden früher mit diesen bzw. mit bestimmten Ergußäquivalenten ihrer Magmen (gewissen Diabasen und grobkörnigen Basalten, sogenannten Doleriten), vereinigt. Von den Gabbros unterscheiden sie sich mineralogisch durch den Gehalt an Kalifeldspat neben dem herrschenden Plagioklas, den sie mit den Monzoniten (s. o. S. 92) teilen, und durch den (niemals großen) Gehalt an Feldspatvertretern, chemisch durch den hohen Alkaligehalt und niedrigen Magnesiagehalt. Apatit spielt in ihnen eine verhältnismäßig große Rolle.

In Mitteleuropa finden sich Essexite im böhmischen Mittelgebirge, im Siebengebirge und im badischen Kaiserstuhl; man kennt sie aus dem südlichen Norwegen, von Madeira, Madagaskar, und sie sind weit verbreitet in zahlreichen amerikanischen Alkaliprovinzen, der Umgebung von Montreal in Canada, in Massachusetts, Arkansas, der Umgebung von Rio de Janeiro. Die Durchschnittszusammensetzung (aus 13 Analysen) ergibt:

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
48·98	1·99	17·35	3·83	6·30	0·20	3·52	7·54
Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅				
5·54	2·73	1·24	0·78				

7. *Basische Alkaligesteine.*

In der Reihe der Alkaligesteine folgen zahlreiche Familien, die durch Feldspatvertreter als wesentliche Gemengteile neben und ohne

Feldspate und durch wesentlichen Phrogehalt gekennzeichnet sind. Als Tiefengesteine spielen sie der Zahl und der Größe ihrer Vorkommen nach keine erhebliche Rolle, wohl aber sind entsprechende Magmen unter den Ergußgesteinen weit verbreitet; sie müssen daher hier erwähnt werden, doch genügt eine kurze Angabe.

Unmittelbar an die Gfjerite schließen sich phrogenreiche, wegen der Vorherrschaft der farbigen Gemengteile „melanokrate“ Gesteine an:

Shonkinit (neben Phrogen Kalifeldspat und Nephelin führend) in Deutschland vom Ragenbuckel (Odenwald) bekannt, in Montana verbreitet, Theralith (durch die Kombination Phrogen, basischer Plagioklas, Nephelin charakterisiert), von Duppau im böhmischen Mittelgebirge (unweit Karlsbad) bekannt.

Das Mittel aus 12 Shonkinit-Analysen ergab:

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
49·29	1·01	13·13	3·11	5·52	0·16	7·46	10·04
Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅				
2·68	5·27	1·23	1·10				

Die Theralithe unterscheiden sich von ihnen chemisch wesentlich durch das entgegengesetzte Verhältnis der Alkalien.

In den folgenden Familien treten sowohl melanokrate wie durch Vorherrschaft der farblosen Gemengteile gekennzeichnete „leukokrate“ Gesteine auf.

Fergusit und Missouriit sind seltene, durch Phrogen und Leuzit charakterisierte feldspatfreie Gesteine, der erste mit herrschendem Leuzit, der zweite mit vorwaltendem Phrogen. Sehr mannigfaltig sind die entsprechenden feldspatfreien Nephelin- (und Sodalith-)gesteine, sämtlich kieselensäurearm (SiO₂ 45–31%), die leukokraten Gesteine (Urtit, Sjolith) mit sehr hohem Alkaligehalt (bis 20%, Na₂O vorherrschend) und viel Tonerde, die melanokraten (Bekinkinit und andere) ärmer an Tonerde und Alkalien, reicher an zweiwertigen Metallen — auf das Eingehen auf einzelne Gruppen kann hier verzichtet werden.

8. Anorthosite.

Aus Gabbros und besonders Noriten, auch aus Dioriten, seltener aus basischen Alkaligesteinen (Gfjeriten, Shonkiniten und Theralithen) entwickelten sich durch Abnahme der farbigen Gemengteile Gesteine, die fast nur aus Plagioklasen bestehen, und die als Anorthosite in gewaltigen, geologisch selbständigen Massen auftreten. Der Plagioklas ist gewöhnlich

Labradorit, nur selten ein basischerer oder saurerer Feldspat; die Farbe der gröber körnigen Gesteine ist grau bis braun, der feiner körnigen weiß — die Gesteine sehen dann körnigen Kalken ähnlich.

Vorkommen von großer Ausdehnung finden sich in Canada von der Küste Labradors über Montreal bis Ontario, ferner im südlichen Norwegen (sogenannte Labradorfelse). Die Durchschnittszusammensetzung (aus 12 Analysen) entspricht einem basischen Labradorit mit wenig farbigen Gemengteilen:

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
51·10	0·25	27·84	1·41	1·19	0·04	1·05	11·66
Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅				
4·05	0·73	0·68	—				

9. Peridotite (und Pyroxenite).

Durch Austritt der Feldspate und der Feldspatvertreter entsteht aus Gabbrogesteinen einerseits, basischen Alkaligesteinen andererseits die große Gruppe der durch Olivin charakterisierten Peridotite und der weniger häufigen, nur aus Pyroxenen bestehenden Pyroxenite, an die sich die selteneren Hornblendite anschließen. Unter den Peridotiten finden sich neben Duniten, den reinen Olivingesteinen, Harzburgite (Olivin + rhombische Pyroxene), Wehrilithe (Olivin + monokline Pyroxene), Herzolithe (Olivin + rhombische Pyroxene + monokline Pyroxene), Amphibolperidotite, Glimmerperidotite (hierhin gehört der Kimberlit, das Muttergestein der südafrikanischen Diamanten). Auch die Pyroxenite unterscheiden sich nach der Natur und der Bergesellschaftung der sie zusammensetzenden Pyroxene.

Die Peridotite sind gewöhnlich dunkle (grünlich, bräunlich, schwärzlich) Gesteine von wechselnder Korngröße; sehr oft sind sie in schwärzlich-grüne Serpentinegesteine umgewandelt, in denen ein Umwandlungsprodukt des Olivins (gelegentlich auch des Pyroxens und des Amphibols), das Mineral Serpentin von der Zusammensetzung $H_4Mg_3Si_2O_9$ (siehe unten, S. 125) die Hauptrolle spielt. Derartige mehr oder weniger serpentinisierte Peridotite und Pyroxenite sind weit verbreitete Gesteine, teilweise in Verbindung mit Gabbros, teils selbständig; in Deutschland finden sie sich in erheblicher Menge im Böhmengebirge, im Harz, Odenwald, Fichtelgebirge, sie spielen ferner in den Alpen, Pyrenäen, in Südosteuropa eine nicht unerhebliche Rolle und treten in vielen anderen Gebieten auf.

Die chemische Zusammenetzung ergab (Durchschnittswerte aus 16 bzw. 12 Analysen):

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
Peridotit:	42·82	1·45	5·34	3·18	11·73	0·18
	MgO	CaO	Na ₂ O ¹	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅
	25·87	5·79	0·77	0·78	1·92	0·17
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
Pyroxenit:	47·76	0·52	4·81	4·82	7·53	0·06
	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅
	18·09	14·94	0·50	0·15	0·74	0·08

wobei bei den Peridotiten das Verhältnis FeO : MgO, bei den Pyroxeniten das Verhältnis des Gesamteisens zu Magnesia und Kalk in ziemlich weiten Grenzen schwankt. Die Hornblendite unterscheiden sich chemisch durch erheblich größeren Gehalt an Al₂O₃ (im Mittel 11%).

C. Begleitende Bestandmassen und Gangfolge der Tiefengesteine.

In vielen Tiefengesteinen, besonders in den hellen kieselsäurereichen Gesteinen (Granit usw.) beobachtet man dunkle rundliche Massen, vorwiegend aus farbigen Gemengteilen bestehend oder wenigstens besonders reich an ihnen. Ein Teil dieser Gebilde sind veränderte Einschlüsse des von Magma durchbrochenen Nebengesteins, die infolge von mineralogischer, nicht selten auch chemischer Beeinflussung durch das Magma ein derartiges Aussehen annehmen können — nicht selten gehen sie in dunkle Streifen und Schlieren mit verwackelter Umgrenzung über, die dem Tiefengestein örtlich ein geflammtes Aussehen verleihen. Andere, ihnen äußerlich sehr ähnliche Gebilde, die typischen basischen Konkretionen, sind ältere Auscheidungen aus dem Magma selbst, die infolge der Altersreihenfolge der Gemengteile reicher an basischen Bestandteilen sind als das Hauptgestein; ihr Gegenstück sind hellere, an basischen Gemengteilen ärmere feinkörnige Streifen und Bänder, sogenannte aplitische Schlieren, die letzten Bildungen des erstarrenden Schmelzflusses, die aus dem gleichen Grunde reicher an den jüngsten hellen Bestandteilen des Tiefengesteins sein müssen. Infolge ihres Gehaltes an den im Rest des Schmelzflusses angereicherten leicht flüchtigen Bestandteilen, den sogenannten Mineralisatoren (Wasser, Bor säure usw.), die die Kristallisation begünstigen, weisen derartige saure Reste häufig im scheinbaren Gegensatz zu der aplitischen Ausbildung auffallend großkristalline Struktur auf und werden dann als pegmatitische Bildungen bezeichnet, die infolge ihres Gehaltes an Mineralisatoren reich an selteneren Mineralen in guter kristallographischer Ausbildung sind.

Die Tiefengesteine werden vielfach von Gängen durchsetzt, mehr oder weniger dünnen Gesteinsplatten, deren Material auf Gangspalten verschiedener Entstehung im Massiv selbst oder seiner nächsten Umgebung emporgedrungen ist. Dieses Ganggefölge ist, wie Rosenbusch zuerst erkannte, geologisch nicht selbständig, sondern stofflich und genetisch von den Tiefengesteinen abhängig: ein Teil dieser Gänge stimmt daher auch chemisch mit dem Tiefengesteinsmagma überein oder steht ihm sehr nahe, und unterscheidet sich vom Tiefengestein selbst wesentlich nur durch porphyrische Struktur (nicht gespaltene = a-chiste Ganggesteine, Plutonitporphyre), während andere Gänge abweichende, aber in urfächlichem Zusammenhang mit dem Magma stehende Zusammensetzung aufweisen. Diese zweite Klasse von Ganggesteinen zerfällt in zwei Gruppen: entweder sind sie reicher an den farblosen Gemengteilen als das Hauptgestein, ähneln also chemisch und mineralogisch den aplitischen bzw. pegmatitischen Schlieren (aplitische und pegmatitische Ganggesteine im weiteren Sinne), oder sie sind reicher an farbigen Gemengteilen und schließen sich in diesem Sinne den basischen Konkretionen an (Lamprophyrische Ganggesteine). Aplitische und lamprophyrische Ganggesteine werden zusammenfassend als dia-chiste Ganggesteine (= Spaltungsganggesteine) oder als Plutonit-Schizolithe bezeichnet, um auszudrücken, daß sie durch Spaltungsborgänge aus dem Tiefengesteinsmagma hervorgegangen sind. Für die stofflich-genetische Abhängigkeit spricht die Tatsache, daß sowohl die Alkalikalkgesteine (die pazifische Sippe) wie die Alkaligesteine (die atlantische Sippe) jede ihr charakteristisches Ganggefölge haben, das in der anderen Sippe nicht auftritt.

Die Ganggesteine sind zwar sehr verbreitet, aber doch ihrer Ausdehnung nach zu beschränkt, als daß sie hier ausführlicher behandelt werden können; ein kurzer Hinweis auf ihre Systematik muß genügen.

Die a-chisten Gänge werden je nach ihrer Zusammensetzung als Granitporphyre, Syenitporphyre, Dioritporphyrite, Efferitporphyrite usw. bezeichnet; besonders die Granitporphyre sind in mächtigen langen Gängen weit verbreitet. Die wichtigsten aplitischen (und pegmatitischen) Ganggesteine sind in der Reihe der Alkalikalkmagmen die Granitaplite oder Aplite im engeren Sinne, die Syenitaplite und die Dioritaplite; ihnen entsprechen in der Reihe der Alkaligesteine die Alkaliaplite, Foyaitaplite, Efferitaplite, zu denen sich noch die aus dünnen Tafeln von Alkalifeldspaten aufgebauten Bostonite und die sehr verbreiteten, durch einen Gehalt an Natron-Eisen-Phyrogen (Megirin) charakterisierten Tinguaiten gesellen. Unter den dunklen lamprophyrischen Ganggesteinen, die oft

durch Einsprenglinge der farbigen Gemengteile porphyrische Struktur besitzen, sind in den Alkalikalkgesteinen die verbreitetsten die biotitreichen Gesteine Minette (mit Kalifeldspat) und Perzantit (mit Plagioklas), weniger häufig sind die entsprechenden, durch Hornblende (und Augit) charakterisierten Vogesite und Spessartite; bei den Alkaligesteinen nehmen ihre Stellung die Glieder der Camptonit-Monchiquitreihe ein.

D. Die Ergußgesteine.

Habitus der Ergußgesteine.

Als charakteristisch für die meisten Ergußgesteine darf bekanntlich die porphyrische Struktur bezeichnet werden, bei der ein oder mehrere Minerale sich in zwei, bisweilen auch in mehr von einander zeitlich geschiedenen Perioden gebildet haben; daß porphyrische Struktur auch auf anderem Wege entstehen kann, und daß Ergußgesteine auch nichtporphyrische (außer der glasigen auch dichte) Struktur besitzen können, wurde schon oben (S. 80 ff.) ausgeführt.

Die Gemengteile, die vor oder während des Aufsteigens noch innerhalb der Erdrinde in der intratellurischen Periode entstanden sind, die Einsprenglinge, stehen im Gegensatz zu den während und nach dem Erguß des Magmas auf der Erdoberfläche gebildeten Gemengteilen der Grundmasse; der sehr wechselnde Habitus der Ergußgesteine, soweit er durch die Struktur hervorgerufen wird, hängt von dem durch die Entwicklungsgeschichte des Gesteins bestimmten Mengenverhältnis der Einsprenglinge und der Grundmasse ab. Hat ein Ergußgestein eine sehr lange intratellurische Periode, d. h. hielt sich das Magma vor Erreichen der Erdoberfläche lange innerhalb der Erdschale in Zonen auf, in denen Kristallisation eintrat, so überwiegen die Einsprenglinge, und die Grundmasse tritt ganz zurück; umgekehrt können bei kurzer intratellurischer Periode, wenn das Magma aus großer Tiefe sehr rasch an die Erdoberfläche gelangt ist, die Einsprenglinge gänzlich fehlen, so daß in diesen beiden Fällen eine Wiederkehr in der Bildung eines oder mehrerer Gemengteile nicht nachzuweisen ist. Auch die Beschaffenheit der Grundmasse selbst schließt bisweilen eine Wiederkehr in der Bildung der Gemengteile aus: geht die Erstarrung an der Erdoberfläche sehr rasch vor sich, so bilden sich keine Minerale, sondern die Masse erstarrt glasig, so daß die Einsprenglinge in einem homogenen, optisch isotropen Glase liegen.

Es sind somit für ein und dasselbe Magma je nach dem Verlauf der Ausbildung zum Ergußgestein sehr verschiedene Erscheinungsformen möglich, je nach der Entwicklung der Einsprenglinge und der Grundmasse:

a. Verhältnis der Einsprenglinge zur Grundmasse.

1. Bei lange andauernder intratellurischer Periode: Struktur durch Herrschen der Einsprenglinge fast körnig.

2. Bei normaler Dauer: Einsprenglinge und Grundmasse deutlich zu unterscheiden, die beiden Mengenverhältnisse schwanken in ziemlich weiten Grenzen (einsprenglingsreich bis einsprenglingsarm).

3. Bei sehr kurzer intratellurischer Periode: einsprenglingsfrei.

b. Ausbildung der Grundmasse.

1. Die ganze bei der Effusion noch schmelzflüssige Masse kristallisiert aus: holokristalline Grundmasse.

2. Ein Teil kristallisiert aus, ein Teil erstarrt amorph: hypokristalline Grundmasse.

3. Die ganze Masse erstarrt glasig: glasige Grundmasse.

Diese verschiedenen Ausbildungsweisen können sich nun in jeder möglichen Weise verbinden: die wichtigsten Strukturen der Ergußgesteine sind (durch den Zusatz „porphyrisch“ wird stets das Vorhandensein von Einsprenglingen und Grundmasse bezeichnet):

1. Die angenähert körnige Struktur.

2. Die holokristallin=porphyrische Struktur.

3. Die hypokristallin=porphyrische Struktur.

4. Die bitrophyrische Struktur (Einsprenglinge vorhanden, Grundmasse Glas).

5. Die Spilitstruktur (Einsprenglinge fehlen, das Gestein ist hypokristallin feinkörnig mit wenig Glas).

6. Gesteinsglas (keine kristallisierten Auscheidungen vorhanden).

Ein sehr auffallendes, durch andere Verhältnisse hervorgerufenes Gefüge bringt lücherige, bisweilen geradezu schwammige Gesteine hervor; die Hohlräume entstehen durch das Entweichen der absorbierten Gase, während die Gesteinsmasse an der Erdoberfläche hinfließt. Durch Zersetzungsvorgänge nach der Verfestigung des Gesteins füllen sich diese Hohlräume sehr oft mit verschiedenen Mineralen; die Gesteine werden dann Mandelsteine genannt.

Sehr charakteristisch sind ferner bei vielen Vorkommen auftretende Absonderungsformen. Am auffallendsten und verbreitetsten ist die säulenförmige Absonderung, besonders schön bei basaltischen Gesteinen entwickelt, aber keineswegs auf sie beschränkt, und die plattenförmige Absonderung (bei den Phonolithen typisch entwickelt), die einen Zerfall in dünne, von parallelen Ebenen begrenzte Tafeln erzeugt.

Systematik der Ergußgesteine.

Nach der mineralogischen Zusammensetzung entspricht, wie zu erwarten war, jeder Gruppe der Tiefengesteine ein Ergußgestein; chemisch macht sich allerdings insofern ein gewisser Unterschied geltend, als die Ergußgesteine in der Regel etwas reicher an Kieselsäure und Alkalien und demgemäß etwas ärmer an zweiwertigen Metallen sind als die entsprechenden Tiefengesteine. Es wird dies auf eine weitergehende Spaltung der Magmen, besonders auf eine Differenzierung der aufsteigenden Massen nach dem spezifischen Gewicht zurückgeführt, wodurch die tieferen Teile, die die Erdoberfläche nicht erreichen und sich als Tiefengesteine entwickeln, etwas reicher an Kalk, Magnesia und Eisen sind als die höheren Teile, die an die Erdoberfläche gelangen und sich hier als Ströme oder Decken ergießen. Dieser Unterschied macht sich jedoch nur geltend, wenn man die Gesamtheit der entsprechenden Gesteine vergleicht; für ein einzelnes Gestein ist seine Zugehörigkeit zu den Tiefengesteinen oder zu den Ergußgesteinen aus der chemischen Zusammensetzung nicht zu erkennen.

In der geologisch-petrographischen Literatur finden sich nun für die meisten mineralogisch und chemisch wohl definierten Ergußgesteine in der Regel zwei Namen, beispielsweise für die Ergußäquivalente der Granite die durch Quarz-Alkalifeldspat als herrschende Bestandteile beziehungsweise durch eine chemische Zusammensetzung charakterisiert sind, die bei kristalliner Entwicklung des Gesteins diese Kombination bedingen würde, die Bezeichnungen Quarzporphyr und Liparit. Infolge der historischen Entwicklung der Petrographie drückt man mit diesen zunächst nur auf äußere Unterschiede des Habitus begründeten Bezeichnungen das verschiedene Alter der Ergußgesteine aus und spricht von paläovulkanischen und neovulkanischen Ergußgesteinen. Die jüngeren, neovulkanischen Ergußgesteine stehen in der Regel noch in einem nachweisbaren Zusammenhang mit Vulkanen, während bei den paläovulkanischen Gesteinen diese Beziehungen gewöhnlich direkt nicht erkennbar sind; durch Einwirkung der Verwitterung haben die alten Ergußgesteine sehr oft ein verändertes, verfärbtes und mehr steiniges Aussehen im Vergleich zu den frischeren, teils helleren, teils schwarzen Farben der jüngeren Gesteine und ihrer vielfach rauhen Beschaffenheit — am deutlichsten werden die Unterschiede, wenn sich Glas am Aufbau der Gesteine beteiligt, das in den älteren oft in ein feinkörniges Mineralgemenge umgewandelt ist. Diese sekundären, gewissermaßen als Alterserscheinungen zu bezeichnenden Unterschiede machen sich haupt-

fächlich in Mitteleuropa, besonders in Deutschland geltend, weil hier eine sehr lange Zeit hindurch, während des ganzen Mittelalters der Erde, die vulkanische Tätigkeit vollständig geruht hat, so daß nur alte und sehr junge Ergußgesteine entwickelt sind. In anderen Gebieten findet sich eine derartige Lücke nicht; auch kommen alte, ganz frisch aussehende und junge, stark veränderte Gesteine vor, so daß selbst in diesem Sinne ein Unterschied zwischen paläovulkanisch und neovulkanisch tatsächlich nicht besteht.

Es ist nun nicht möglich, die sehr mannigfaltig ausgebildeten Ergußgesteine im einzelnen zu schildern; es muß genügen, in einer Übersicht die Ergußgesteine als Äquivalente der Tiefengesteine anzuführen, hierdurch gleichzeitig ihre chemische Zusammensetzung annähernd zu charakterisieren und die wichtigsten Merkmale zu ihrer Erkennung anzugeben.

In der Aufzählung werden von den Gemengteilen nur die wichtigsten genannt, die in allen Gesteinen vorkommenden Nebengemengteile, besonders Apatit und Erze, nicht mit angeführt. Die mineralogische Zusammensetzung ist selbstverständlich nur bei den holokrystallinen Gesteinen ganz, bei den hypokrystallinen teilweise zu erkennen; bei den glasigen Gliedern, die allerdings keine sehr große Rolle spielen, ist man auf die Analyse angewiesen. Die Möglichkeit der Erkennung mit dem unbewaffneten Auge oder der Lupe beruht, da die Grundmasse immer dicht ist, auf der Bestimmung der Einsprenglinge; wenn diese fehlen oder so klein sind, daß sie unkenntlich werden, ist eine Bestimmung nur durch das Mikroskop möglich. Einen allerdings durchaus nicht immer zuverlässigen Hinweis gibt die Farbe der Gesteine besonders bei annähernd holokrystalliner Entwicklung: die sauren, alkali-reicheren Gesteine erscheinen wegen ihres großen Gehaltes an Feldspat und des Zurücktretens der farbigen Gemengteile gewöhnlich hellgefärbt, oft auch braun und rot, während die basischen durch die vielen farbigen Gemengteile im dichten Zustand sehr dunkel, gewöhnlich schwarz gefärbt sind — in den älteren Gesteinen nimmt die dunkle Färbung infolge von Zerlegungsvorgängen in der Regel einen grünlichen, bräunlichen oder rötlichen bis violetten Ton an; Glas erscheint jedoch auch in saureren Gesteinen im Handstück gewöhnlich dunkel, wenn es nicht gerade schaumig (bimssteinartig) entwickelt ist, wie überhaupt Ausnahmen nicht selten sind. Bei kristalliner Entwicklung ist ferner das spezifische Gewicht der basischen Gesteine bedeutend höher als das der sauren; Mandelsteintextur ist bei den basischen Gesteinen viel häufiger als bei den sauren.

Übericht über die Ergußgesteine.

Tiefen-
gesteine

Ergußgesteine

	paläovulkanisch	neovulkanisch
Granite	<p>a) Alkalifaltgesteine Quarzporphyr</p> <p>Zusammensetzung: Einsprenglinge: Kalifeldspat (Plagioklas), Quarz, Biotit. Grundmasse: Kalifeldspat, Quarz.</p> <p>Struktur: holokristallin=porphyrisch, hypokristallin=porphyrisch, vitrophyrisch, Glas (Obsidian, Pechstein).</p> <p>Vorkommen: Quarzporphyr ungemein verbreitet, Waldburger Gebirge (Schlesien), Thüringer Wald, Harz, Odenwald, Schwarzwald usw., die gewaltige Masse von Bozen (bis 1000 m mächtig) und andere mehr. Liparit in Mitteleuropa seltener, Ungarn=Siebenbürgen, Island, Rocky Mountains.</p> <p>Die älteren Gesteine sehr oft rot, braun, die jüngeren hell, rötlich, grau, oft porös.</p>	<p>Liparite</p>
	<p>b) Alkaligesteine: Quarzkeratophyre</p> <p style="padding-left: 20px;">Fichtelgebirge, Lennegebiet.</p>	<p>Comendite, Pantellerite</p> <p>Sardinien, Corsika, Insel Pantelleria, Britisch=Ostafrika.</p>
Trachyte	<p>a) Alkalifaltgesteine. Quarzfreie Porphyr</p> <p>Zusammensetzung: Einsprenglinge: Kalifeldspat (Plagioklas), Biotit, Amphibol, Pyroxen. Grundmasse: Kalifeldspat, Quarz.</p> <p>Struktur: holokristallin=porphyrisch, selten hypokristallin=porphyrisch.</p> <p>Vorkommen: Quarzfreier Porphyr: Thüringen, Saar-Nahegebiet. Trachyt: Siebenbürgen, Ungarn, Auvergne.</p> <p>Die älteren Gesteine sehr oft rot, braun, die jüngeren hell, grau, sich rauh anführend.</p>	<p>Trachyte.</p>

Syenite	}	b) <i>Alkaligesteine Keratophyre</i>	<i>Alkalitrachyte</i>
		Harz, Lahntal.	Siebengebirge, böhmisches Mittelgebirge, Ostafrika.

Phonolithische Gesteine.

*Nephelin-
syenite*

Zusammensetzung: Einsprenglinge: Alkalifeldspat, Nephelin, Phryogen. Grundmasse: dieselben Minerale: *Phonolith.* (Alkalifeldspat, Leuzit: *Leuzittrachyt*, Alkalifeldspat, Nephelin, Leuzit: *Leuzitophyr*).

Struktur des Phonoliths: holokristallin-porphyrisch, selten hypokristallin-porphyrisch.

Vorkommen: Bittau (Laußitz), böhm. Mittelgebirge, Rhön, Hegau, Kaiserstuhl, zentrales Frankreich, Azoren, Kanaren, die großen Vulkane Ostafrikas (sämtlich jung); alte Phonolithen bei Edinburgh, S. Paulo (Brasilien); gewöhnlich grünlich oder bräunlich gefärbt, ebener Bruch, eigentümlicher Fettglanz.

Quarzporphyrite

Dazite

den
Quarzdioriten
entsprechend

Zusammensetzung: Einsprenglinge:
Plagioklas, Quarz, Biotit, Amphibol.
Grundmasse: Plagioklas, Quarz.

Porphyrite

Andesite

Diorite

den
Dioriten
entsprechend

Zusammensetzung: Einsprenglinge:
Plagioklas, Biotit, Amphibol, rhomb.
Phryogen, Augit. Grundmasse: Plagioklas,
Augit.

Struktur: holokristallin-porphyrisch bei den saureren Gliedern, hypokristallin-porphyrisch, vitrophyrisch, glasig.

Diorite

Vorkommen: die älteren Gesteine: Süd-
 abhang des Harz, Thüringen, Saar-Nahe-
 gebiet, Südalpen; die jüngeren Ge-
 steine: sehr weit verbreitet, Siebenge-
 birge, Ungarn-Siebenbürgen, Abergne,
 Kaukasus, Kleinasien, indischer Archipel,
 Japan, Cordilleren und Anden von
 Amerika und in zahlreichen anderen Ge-
 bieten. Sie sind die häufigsten vulkanischen
 Produkte der Gegenwart.

Die saureren Glieder besitzen oft das Aus-
 sehen der sauren Ergußgesteine, die
 basischeren erscheinen in der Regel grau
 bis schwarz gefärbt und sind mit den
 saureren durch alle möglichen Übergänge
 verknüpft.

**Gabbro-
gesteine***

a) **Diabase**, vielfach als Gänge auftretend.

Zusammensetzung: Plagioklas, Augit, Erz; ohne oder
 mit Nibin.

Struktur: körnig in Folge des gangförmigen Auftretens
 (leistenförmiger Plagioklas, Augit gewöhnlich nicht
 idiomorph) mit Übergängen in die holokristallin-por-
 phyrische, Spilit- und vitrophyrische Struktur, Mandel-
 steine (in Decken häufig).

Vorkommen: überaus verbreitet: Hoher-Ragbachgebirge,
 Harz, Nassau, Saar-Nahegebiet, England, Schweden und
 viele mehr.

Graugrün, grün gefärbt; neben feinkörnigen finden sich
 häufig so grobkörnige Gesteine, daß die Gemengteile, be-
 sonders Plagioklas und Augit, mit unbewaffnetem Auge
 zu erkennen sind.

*) Die Abtrennung von entsprechenden Alkaligesteinen, den Vertretern der
 Gabbroite im engeren Sinne, ist nicht immer sicher durchzuführen; dies gilt besonders
 für die deutschen „Plagioklasbasalte“ und die Lava des Atna.

Als typische Ergußgesteine:

b) **Melaphyre** | **Plagioklasbasalte.**

Zusammensetzung: Einsprenglinge: Plagioklas, Augit, Erz, gewöhnlich auch Olivin. Grundmasse: Plagioklas, Augit.

Struktur: körnig, holokristallin=porphyrisch, splitisch, hypokristallin=porphyrisch, vitrophyrisch, Mandelstein.

Vorkommen: sehr weit verbreitet. Melaphyre: Waldenburger Gebirge (Schlesien), Südrand des Harzes, Thüringen, Saar-Nahegebiet, England.

Plagioklasbasalte: in einem breiten Gürtel von der Eifel bis nach Schlesien in zahllosen Ruppen, in übereinander geflossenen Decken eine große Fläche bedeckend im Vogelsgebirge, in noch größeren Massen im nordwestlichen Europa, von den Hebriden bis Grönland, besonders in Island, im Dekhan (Vorderindien, ein Plateau von 1000 m Höhe und gewaltiger Ausdehnung bildend), Lava des Vtna und des Hekla. Weit verbreitet in den Cordilleren und Anden Nord- und Südamerikas, Sunda-Archipel, Japan.

Gewöhnlich schwarz und dicht, die körnigen Basalte bisweilen grobkörnig und dann dem Diabas ähnlich: sogenannter Dolerit; mittelförnige werden bisweilen Anamesit genannt, dichte heißen Basalte im engeren Sinne.

Basaltische Gesteine der Alkalireihe hauptsächlich neovulkanisch.

a) **Plagioklasführend.**

Trachydolerite oder Trachybasalte; Alkali-basalte im engeren Sinne.

Nach Zusammensetzung, Struktur und Habitus den Plagioklasbasalten sehr ähnlich, reicher an Alkalien, Feldspatvertreter sehr selten.

Essexite } Sehr verbreitet in den deutschen Basaltgebieten, im böhmischen Mittelgebirge, Mittelitalien usw.; durch *Trachyandesite* (Siebengebirge, Westerwald, zentrales Frankreich, Mittelitalien, Kanaren, Azoren) mit *Alkalitrachyten* und *Phonolithen* verbunden. Ältere Gesteine: *Essexitdiabase* (Harz, Lahn- und Dillgebiet, Laufitz).

**Gabbro-
Gesteine**

Theralithe
(und Verwandte)

Nephelin { *Tephrite* (olivinfrei)
Leuzit { *Basanite* (olivinführend).

Zusammensetzung: Einsprenglinge: Nephelin bzw. Leuzit, Augit (Olivin). Grundmasse: Plagioklas, Nephelin bzw. Leuzit, Augit.

Struktur: holokrystallin=porphyrisch, selten hypokrystallin=porphyrisch.

Vorkommen: *Nephelintephrite* und *-basanite*: Rhön, bad. Kaiserstuhl, Vogelsgebirge, böhm. Mittelgebirge, Kanaren, Azoren, ostafrikanische Vulkangebiete und andere mehr. *Leuzittephrite* und *-basanite*: Vesuvlaben, auch sonst in Italien weit verbreitet, Kaiserstuhl, böhmisches Mittelgebirge, Ostafrika usw., paläovulkanisch: Sao Paulo (Brasilien).

S habitus: teils heller grau (phonolithoider Typus), teils dunkel (basaltoider Typus) nach dem Mengenverhältnis der hellen und der farbigen Gemengteile.

b) **Plagioklasfrei.**

Leuzitite (olivinfrei),

Leuzitbasalte (olivinführend, melanokrat).

Fergusite
Missourite

Zusammensetzung: Leuzit, Augit (Olivin).

Struktur: anscheinend körnig, porphyrisch.

Vorkommen: *Leuzitite*: Umgebung von Rom, Mittelitalien, Kaiserstuhl, Böhmen, Ostafrika; paläovulkanisch: Serra de Caldas (Brasilien). *Leuzitbasalte* sehr weit verbreitet in den deutschen Basaltgebieten, im böhmischen Mittelgebirge, in der Umgebung von Rom, in Montana und zahlreichen anderen Gebieten.

Ijolithe
(und Verwandte)

Nephelinite (olivinfrei),

Nephelinbasalte (olivinführend).

Zusammensetzung: Einsprenglinge: Nephelin, Augit (Olivin). Grundmasse: Nephelin, Augit.

Struktur: holokrystallin=porphyrisch, seltener hypokrystallin=porphyrisch, bisweilen grobkörnig (*Nephelindolerite*).

**Ljollithe
(und Verwandte)**

Vorkommen: *Nephelinite*: Erzgebirge, Kanaren, ostafrikanische Vulkane. *Nephelinbasalte* in Deutschland sehr weit verbreitet, ferner in Schonen, Galizien, in Spanien und anderen Gebieten. Bisweilen an Stelle des Nephelin andere Feldspatvertreter, besonders Hauyn: *Hauynophyre*.

**Tiefen-
gestein
nicht
bekannt****Melilithbasalte.**

Zusammensetzung: Melilith, Olivin, Augit.

Struktur: holokristallin=porphyrisch bis scheinbar körnig. Die Gesteine lösen sich in HCl in hohem Grade; die Lösung ist kalkreich und alkaliarm. Farbe hellgrau bis dunkelgrau.

Vorkommen: Schwäbische Alp, Hegau, ostafrikanische Vulkangebiete.

Ergußgesteine der anorthositischen Magmen sind nicht bekannt; peridotitische Magmen finden sich als **Pikrite** (körnig) und **Pikritporphyrite** wesentlich unter den paläovulkanischen Ergußgesteinen und Diabasen im rechtsrheinischen Schiefergebirge, Harz und Fichtelgebirge, während die jungen, häufig mit Nephelinbasalten und verwandten Ergußgesteinen zusammen auftretenden **Augitite** (olivinfrei) und **Zimburgite** (olivinführend) meistens nur infolge des Glasgehaltes der Grundmasse frei von Feldspaten und Feldspatvertretern erscheinen und bei stärker kristalliner Entwicklung diese Gemengteile ausgebildet haben würden.

E. Vulkanische Auswurfsmassen und Luffe.

Mehrfach werden, wie oben (S. 77 ff.) erwähnt, Lavaergüsse von losen Auswurfsmassen von entsprechender Zusammensetzung begleitet; es sind Teile der emporsteigenden Lava, die durch die Gas- und Dampfentwicklung infolge des verminderten Druckes zerrieben. Größere als Brocken und Felsen in der Luft erstarrende Teile (Bomben, Kladen, Lapilli) fallen in der Nähe der Ausbruchsstelle nieder und tragen wesentlich zum Aufbau des Vulkanberges bei; die kleineren (vulkanische Asche, Sand und Staub) werden je nach ihrem spezifischen Gewicht und nach ihrer Größe verschieden weit durch die Luft geschleudert und teilweise vom Winde weit

fortgetragen. In der Nähe der Ausbruchsstelle bilden sie lagenförmige Ablagerungen, verfestigen sich vielfach durch sekundäre Vorgänge und werden dann als Eruptivtuffe bezeichnet, die ihrer chemischen Zusammensetzung nach den zugehörigen Lavaergüssen nahe stehen; wenn sie in weiterer Entfernung mehr vereinzelt niederfallen, nehmen sie teil am Aufbau der normalen Sedimente, wobei sie ihre eigene Beschaffenheit durch Verwitterung bis zur Unkenntlichkeit verändern können. Oft beschränken sich auch vulkanische Ausbrüche auf die Förderung derartigen Tuffmaterials, ohne daß es zur Entwicklung von Lavaströmen kommt.

III. Verwitterung und Zersetzung der Erstarrungsgesteine und ihrer Komponenten.

A. Allgemeines.

Von dem Zeitpunkte an, in dem die Bildung eines Erstarrungsgesteines, seine Verfestigung aus dem Schmelzfluß abgeschlossen ist, beginnen Veränderungen in dem Gestein, da durch Veränderung der physikalischen und der chemischen Verhältnisse das Gleichgewicht der Gesteinsgemengteile gestört wird. Von höchster Bedeutung für die Gesteinsumbildung und Neubildung wie auch für alle Lebensvorgänge auf der Erde sind die Reaktionen, die sich an der Grenze der festen Erdrinde gegen die Lufthülle abspielen; sie werden als Verwitterung und Zersetzung zusammengefaßt. Das aufgelockerte Material der zerstörten Erstarrungsgesteine wird durch Kräfte, die an der Erdoberfläche wirken, fortgeführt und zum Aufbau der Sedimentgesteine verwendet, die einen viel größeren Teil der Erdoberfläche einnehmen als die Erstarrungsgesteine, und die nach ihrer Verfestigung durch entsprechende Vorgänge wiederum Material für neue Sedimentgesteine liefern. Findet eine Entfernung der Verwitterungsprodukte nicht oder nur in geringem Maße statt, so gestalten die Verwitterungsvorgänge das starre Gestein an der Erdoberfläche zu einem Boden um, in dem die Pflanze Wurzel fassen kann; gleichzeitig werden Teile der in dem Gestein enthaltenen anorganischen Nährstoffe in eine Form übergeführt, in der diese der Pflanze zugänglich sind und zum Aufbau ihrer Organe benützt werden können.

An dieser Stelle soll zunächst die Verwitterung der Erstarrungsgesteine *in situ*, ohne Rücksicht auf die Fortführung von Material be-

prochen werden; die hier entwickelten Gesetzmäßigkeiten lassen sich selbstverständlich sinngemäß auf die Verwitterung und Zerziehung aller übrigen Gesteinsarten übertragen.

Im allgemeinen sind, von extremen klimatischen Verhältnissen der zirkumpolaren und teilweise auch der Wüstengebiete abgesehen, die chemischen Einwirkungen die an sich wirkungsvolleren und bedeutungsvolleren; sie werden aber wohl überall in ihrer zur Auflockerung und zum Zerfall der festen Gesteine führenden Tätigkeit erfolgreich von den physikalischen Kräften unterstützt, die ihrerseits in Gebieten niedriger Temperatur und in Gebieten geringster Niederschläge hauptsächlich wirksam sind.

Die Besprechung soll mit den physikalischen Kräften, die Gesteinszerfall bewirken oder begünstigen, beginnen; die physikalischen Kräfte, die den Transport der Zerfallprodukte bewirken, gehören selbstverständlich nicht in diesen Abschnitt.

1. Physikalische Ursachen des Gesteinszerfalls.

Die physikalischen Ursachen des Gesteinszerfalls lassen sich ganz allgemein auf Verhältnisse der Erdoberfläche zurückführen, die durchgreifend von den während der Bildung der Gesteine herrschenden abweichen; sie sind durch die Lage des beeinflussten Gesteins an der Grenze gegen die Lufthülle bedingt.

a) Temperaturwechsel (einschließlich Spaltenfrost).

In erster Linie kommt der an der Erdoberfläche durch die Tageszeiten oder Jahreszeiten bedingte Wechsel der Temperatur auf das kompakte Gestein in Betracht, ein den Verhältnissen der Bildungsweise der Gesteine durchaus fremder Vorgang, da sich diese, ganz gleich welcher Entstehung, unter gleichmäßigen oder nur in einem Sinne sich ändernden Temperaturverhältnissen entwickeln. Der Temperaturwechsel wirkt auf die Gesteine für sich allein, oder dadurch, daß er das Gefrieren des Wassers bewirkt; da die Wirkung dort am stärksten sein muß, wo in einem gegebenen Zeitraum die Temperatur am häufigsten sehr starke Unterschiede aufweist, oder wo sich der Wechsel zwischen Gefrieren und Schmelzen des Wassers am häufigsten wiederholt, so sind beide Vorgänge an bestimmte, voneinander natürlich weit abweichende klimatische Bedingungen geknüpft.

Die Wirkung des Temperaturwechsels für sich allein ist eine Folge der Volumenveränderung der festen Körper durch die Temperatur. Da die Ausdehnung durch die Erwärmung an sich nicht bedeutend ist — für sehr verschiedene Gesteinsarten wird sie zu 0·05—0·12 mm für 1 m und 1° C angegeben —, so bedarf es großer Temperaturschwankungen im Laufe eines Tages, damit die Wirkung auf den Gesteinszerfall in kurzer Zeit deutlich wird; andererseits machen sich natürlich in langen Zeiträumen Wirkungen durch Temperaturschwankungen auch bei geringeren Tagesintervallen geltend. Am stärksten ist die Wirkung in Gebieten, in denen infolge gänzlichen Fehlens von Wolkenbildung die Sonne am Tage kräftig wirkt, während aus dem gleichen Grunde die Ausstrahlung der Wärme bei Nacht besonders stark ist, den Wüsten, in denen Schwankungen der Temperatur von über 30° in 24 Stunden und dementsprechend viel größere Schwankungen der Bodentemperatur keine Seltenheit sind, und in denen während des ganzen Jahres das Tagesintervall groß ist. Die immer wiederholte Ausdehnung und Zusammenziehung der obersten, dem Temperaturwechsel ausgesetzten Gesteinstteile bewirkt schließlich ein Abspringen dünner Schalen, durch die der Boden auf weite Erstreckung hin mit Gesteinsfcherben bedeckt werden kann. Da die neue Gesteinsoberfläche sofort der gleichen Beanspruchung ausgesetzt ist, kann dieser Vorgang in klimatisch geeigneten Gebieten in großem Maße gesteinszerstörend wirken; andererseits können immer nur die äußersten Gesteinstteile von ihm erfaßt werden, entsprechend der geringen Tiefenerstreckung, in der sich das tägliche (und auch das jährliche) Temperaturintervall infolge der schlechten Wärmeleitung der Gesteine geltend macht.

Eine viel bedeutendere Rolle für Gesteinszerfall und Bodenbildung spielt der Temperaturwechsel in Verbindung mit Wasser und in seiner Wirkung auf dieses unter klimatischen Bedingungen, bei denen der Gang der Temperatur den Gefrierpunkt des Wassers einschließt.

In Spältchen und Klüften des Gesteins gefrierendes Wasser übt durch die Vergrößerung seines Volumens um ein Ustel als Eis einen sehr erheblichen Druck auf die Spalten aus, die es in flüssigem Zustande erfüllt hat, und erweitert sie seitlich; durch Übertragung des Drucks auf das in größerer Tiefe infolge der schlechten Wärmeleitung der Gesteine flüssig bleibende Wasser der gleichen Spalte kann der Druck mit seiner Sprengwirkung noch in größerer Tiefe zur Geltung kommen, als der Frost selbst erreicht. Je öfter innerhalb des gleichen Zeitraums der Gang der Temperatur durch den Gefrierpunkt des Wassers hindurchläuft, desto stärker ist natürlich die Wirkung des Spaltenfrostes:

daher sind besonders die der Schneegrenze benachbarten Teile der Hochgebirge dieser Art der mechanischen Verwitterung am meisten ausgesetzt und vielfach in ein Haufwerk von Bruchstücken aufgelöst. Durch den spärlicheren Wechsel zwischen Temperaturen über und unter dem Gefrierpunkt ist die Wirkung des Spaltenfrostes in höheren Breiten im gleichen Zeitraum zwar nicht so stark; da er aber in diesen Gebieten nahezu der einzige Faktor des Gesteinszerfalls ist, so daß hier die Verwitterung der Erdoberfläche wesentlich durch ihn bedingt wird, werden auch hier die Böden fast ausschließlich aus Bruchstücken des durch Frost mechanisch zerkleinerten Gesteins zusammengesetzt. Aber auch in den Gebieten gemäßigten Klimas, in denen Spaltenfrost nur in den Übergangszeiten sich geltend machen kann, ist seine Wirkung erheblich, besonders im Zusammenwirken mit der chemischen Zersetzung, der die mechanischen Vorgänge die Wege bereiten, während andererseits die chemische Zersetzung den physikalischen Kräften infolge der Auflockerung des Gesteins und der dadurch geschaffenen größeren Angriffsfläche eine bedeutend verstärkte Wirkung auch nach der Tiefe zu verschafft. Bemerkenswert ist für die Verhältnisse in den mittleren Breiten das Zusammenfallen der Grenzen der mechanischen Auflockerung des Gesteins und der Tiefenwirkung des Frostes, der „Kälteverwitterung“, durchschnittlich 70—80 cm, so daß offenbar ein Zusammenhang zwischen beiden Erscheinungen besteht.

An dieser Stelle muß auch die Vergrufung erwähnt werden, eine nicht seltene Auflockerung massiger Gesteine von größerem Korn, die besonders häufig bei Graniten auftritt und die jedenfalls zum großen Teile, wenn auch wohl nicht ausschließlich, auf physikalischen Ursachen beruht. Das Gestein zerfällt hierbei bis zur Tiefe von mehreren Metern hinab in einen eckig-körnigen Grus, der aus lockeren Bröckchen und endlich aus den einzelnen, das Gestein zusammensetzenden Mineralkörnern besteht. Hierbei braucht sich das Aussehen des Gesteins so wenig zu verändern, daß es oft in Aufschlüssen auf weitere Entfernung von dem kompakten Gestein kaum zu unterscheiden ist.

b) Einwirkung der Pflanzen- und Tierwelt.

Auch der Pflanzenwuchs veranlaßt mechanische Einwirkungen auf das Gestein, wenn auch seine Hauptwirkung für den Gesteinszerfall wohl auf chemischer Zersetzung beruht. Die Pflanze senkt ihre Wurzeln in feine Risse und Sprünge des Gesteins und übt durch Verdickung der Wurzeln eine

Sprengwirkung aus, die nicht nur im kleinen sehr wirksam ist: in Gesteinsfugen eingedrungene Wurzeln von Bäumen können infolge ihres Dickenwachstums die von der Luft durchsetzten Felsen auseinandersprengen und große Felsstücke heben. Die umlagernde Tätigkeit tierischer Organismen, besonders der Maulwürfe, der Ameisen und der Regenwürmer, macht sich selbstverständlich nur in lockeren losen Massen geltend, kommt also hier nicht in Betracht.

Zusammenfassend läßt sich für die Wirkung physikalischer Kräfte auf die Gesteine an der Grenze gegen die Lufthülle folgendes sagen: Temperaturwechsel und Zerfriren haben eine herrschende Bedeutung für den Gesteinszerfall nur in Gegenden, die aus klimatischen Gründen dem Pflanzenwuchs höchst ungünstig sind, und ihre direkte Wirkung wird vielfach gerade durch das Fehlen der Pflanzendecke erhöht: das Zerspringen durch starken Temperaturwechsel findet sich, wie oben ausgeführt, wesentlich in Wüsten, die Erweiterung der Spalten durch Zerfriren des Wassers tritt am wirkungsvollsten in den zirkumpolaren Gebieten des nivalen Klimas und in hohen Gebirgen in der Nähe der Schneegrenze auf. Die Tätigkeit der Pflanzenwurzeln setzt hingegen die Möglichkeit des Pflanzenwuchses voraus, ist also nur in einem späteren Stadium denkbar. Gemeinsam mit der chemischen Verwitterung ist auch in den Gebieten eines gemäßigten Klimas das Zerfriren der Gesteine ein sehr wirksames Agens zu ihrer Zerstörung, wie das oben erwähnte Zusammenfallen der Grenzen der Auflockerung und der Frostwirkung zeigt; andererseits macht sich chemische Verwitterung durch Einsickern des Wasser noch in erheblich größerer Tiefe geltend.

2. Chemische Verwitterung und Zersetzung.

Ursachen und Einwirkung.

Die auf die Zusammensetzung der Gesteine einwirkenden und ihre Bestandteile verändernden Faktoren sind die chemisch wirksamen Bestandteile der Luft, der Sauerstoff und das Kohlendioxyd, sowie das Wasser, Stoffe, die gewöhnlich als Atmosphärien zusammengefaßt werden; vulkanische Gase spielen nur örtlich eine Rolle und kommen hier nicht in Betracht. Andere im Boden wirksame Säuren, besonders Schwefelsäure, bilden sich erst durch Einwirkung der Atmosphärien auf Gesteinsgemengteile, also im Laufe der Verwitterung und Zersetzung; ihre

Wirksamkeit ist besonders für die Ernährung der Pflanzen sehr erheblich, die ihrerseits wieder durch ihre Verwesung einen großen Teil des im Boden wirksamen CO_2 liefern.

Im einfachsten Fall macht sich auf einen Gesteinsgemengteil nur eine Art der Einwirkung geltend: der Sauerstoff der Luft sucht höhere Oxydationsstufen hervorzurufen, das Wasser wirkt auflösend und auslaugend, wobei Erhöhung der Temperatur die Wirkung in vielen Fällen bedeutend verstärkt, oder es führt wasserfreie Verbindungen in wasserhaltige über, Kohlenäure verurjacht die Entstehung von Carbonaten. Gewöhnlich wirken aber mehrere Faktoren zusammen: das Wasser enthält Sauerstoff und Kohlenäure gelöst und wandelt sich, nachdem es an einer Stelle seine oft durch den CO_2 -Gehalt verstärkte, lösende Wirkung getan hat, in eine Salzlösung um, aus der in Wechselwirkung mit den von ihm angegriffenen Mineralien neue Verbindungen hervorgehen. Im allgemeinen kann man als Wirkung der Verwitterung auf das einzelne Mineral bezeichnen: die Auflösung löslicher Minerale, ferner die sogenannte Auslaugung, die Zerlegung an sich nicht leicht löslicher Gesteinsgemengteile einerseits in leicht lösliche und daher vom Wasser fortgeführte Verbindungen, andererseits in schwerlösliche oder praktisch unlösliche Gebilde, die als Zeretzungsreste übrigbleiben, sodann die Oxydation, die Überführung niederer Oxydationsstufen besonders des in den Mineralien enthaltenen Eisens in schwer lösliche, höchst oxydierte Gebilde, und schließlich die sogenannte komplizierte Verwitterung, bei der, infolge Austausch es in Lösung befindlicher Stoffe gegen andere im Mineral enthaltene, sehr verschiedenartige Neubildungen entstehen können. Durch die oben erwähnte Bildung freier Schwefelsäure bei der Verwitterung der Eisensulfide sowie durch Mitwirkung der Zerfallprodukte organischer Gebilde, der Humusstoffe, kann die lösende Kraft der Tagewässer bedeutend erhöht werden; eine weitere beträchtliche Verstärkung der lösenden Kraft tritt durch die Aufnahme bestimmter aus den Mineralien ausgelaugter Stoffe, besonders der Alkalicarbonate, in sehr erheblichem Umfange ein. Aus dem Eisen und der Tonerde, teilweise auch aus dem Siliziumdioxid der zeretzten Minerale entstehen in viel höherem Maße, als man früher annahm, kolloidale Neubildungen, die wieder durch Veränderungen, die sie im Laufe der Zeit erleiden, durch das sogenannte „Altern“, ganz oder teilweise kristallinische Struktur annehmen können.

Die vielfach bei der Verwitterung der Gesteine auftretende Farbänderung beruht häufig auf Oxydation: durch Überführung des in vielen

Gesteinsgemengteilen enthaltenen Eisenoxyduls in gewöhnlich wasserhaltige kolloidale Eisenoxydverbindungen entstehen die gelben, braunen und roten Farben verwitternder Gesteine; entsprechende Veränderungen eines Mangangehaltes bringen schwarze Färbung hervor. Umgekehrt bewirkt in Gesteinen, die durch einen Gehalt an organischer Substanz dunkelgrau oder schwarz gefärbt sind, wie viele Tonstiefer, die Oxydation des dunklen Pigments zu CO_2 Bleichung des verwitternden Gesteins — in Erstarrungsgesteinen ist das Vorhandensein von Resten älterer Lebewesen natürlich ausgeschlossen; ihre dunkle Färbung beruht auf der Anwesenheit farbiger Gemengteile und Erze, durch deren Verwitterung ursprünglich schwarze Gesteine die erwähnten bräunlichen und rötlichen Farben annehmen.

Für die geologische Wirkung der Lösungsfähigkeit des Wassers auf die Mineralien muß man ganz allgemein berücksichtigen, daß theoretisch jeder Stoff in jedem anderen löslich ist und somit „unlöslich“ in Wirklichkeit nur „in sehr geringem Grade löslich“ bedeutet. Da in der Erdoberfläche und in ihrer unmittelbaren Unterlage immer neue Mengen des Lösungsmittels auf die Minerale einwirken, diese also während sehr langer Zeiträume fortwährend in Berührung mit einer ungesättigten Lösung stehen, müssen schließlich auch sehr widerstandsfähige Substanzen angegriffen werden. Nahezu unlöslich gegenüber den Atmosphärien erweist sich unter den physikalischen Verhältnissen der Erdoberfläche von den häufig vorkommenden Gesteinsgemengteilen nur der Quarz, sehr widerstandsfähig ist offenbar in den meisten Fällen auch der (helle) Kaliglimmer (Muskovit); auf der hierdurch bewirkten natürlichen Auslese beruht die große Verbreitung dieser Minerale in den durch Verwitterung entstandenen Umwandlungsprodukten der meisten Gesteine, sowie das Fehlen jeder durch Neubildungen hervorgerufenen Trübung in diesen Mineralen, ein für ihre Erkennung unter dem Mikroskop sehr wichtiges Merkmal*). Im Sinne der Praxis leicht lösliche Minerale wie die später zu besprechenden Bestandteile der Steinsalzlagerrstätten kommen in Erstarrungsgesteinen nicht vor.

Die Frage, inwieweit bei der Perzeption chemisch reines Wasser auf die natürlichen Silikate, besonders die Alkalitonerdesilikate (und

*) Die Eigenschaft des Quarzes, sich in überhitztem Wasser leicht zu lösen, die für Gesteinsumwandlungen in größerer Tiefe der Erdrinde sehr bedeutungsvoll ist, kommt für Verwitterungsvorgänge, die sich sämtlich bei niederen Temperaturen und Atmosphärendruck abspielen, natürlich nicht in Betracht.

unter diesen wieder auf die wichtigsten gesteinsbildenden Minerale, die Feldspate) auf Grund seiner, wenn auch sehr schwachen elektrolytischen Dissoziation zerlegend wirkt, inwieweit andererseits Anwesenheit von Säuren die Wirkung verstärkt, braucht hier nicht erörtert zu werden: auch wenn die Umwandlung an der den Atmosphären am meisten ausgesetzten Oberfläche zunächst mit Vorgängen beginnt, die der sogenannten einfachen Verwitterung durch wesentliche oder fast ausschließliche Einwirkung von reinem Wasser nahestehen, wandelt sich das Wasser, in seiner Wirkung jedenfalls verstärkt durch den von ihm absorbierten Sauerstoff und die von ihm aufgenommene Kohlenäure der Luft, beim Eindringen auf den allenthalben vorhandenen Spalten und Rissen des Gesteins, auf den Fugen zwischen den einzelnen Mineralen und auf den Spaltungsrissen, den Ebenen der Teilbarkeit und den Sprüngen im Mineral in Folge seiner lösenden Kraft in eine Salzlösung um und veranlaßt in dieser Eigenschaft die komplizierte Verwitterung oder Zerlegung. Andererseits ist starke Umwandlung der Feldspate, besonders ihre Kaolinisierung (siehe unten) durch kohlenäurereiche und durch humushaltige Wässer in der Natur vielfach erwiesen.

Eine zweite Frage, über die auch noch nicht volle Übereinstimmung erzielt ist, bezieht sich auf die Entstehungsweise der Neubildungen. Erblickt man die Hauptursache der Zerlegung in der lösenden und spaltenden Kraft des Wassers, so sind die Neubildungen zum größten Teil als Ausfällungen aus der entstandenen Lösung zu betrachten; schreibt man, wie es von anderer Seite geschieht, dem Wasser auch eine auslaugende Kraft auf schwer lösliche Silikate zu, so wird ein Teil der bei der Verwitterung gebildeten Substanzen, unter ihnen auch der aus Tonerdesilikaten entstehende Kaolin (siehe unten) als ein in fester Form übrig bleibendes Abbauprodukt des angegriffenen Tonerdesilikates aufgefaßt.

B. Die wichtigsten durch Verwitterung entstehenden Neubildungen.

Die bei der Verwitterung und Zerlegung entstehenden Neubildungen sind in der Regel sehr klein; schon in den ersten Stadien der Umwandlung bewirken sie eine Trübung der durchsichtigen Minerale und eine Änderung der Farbe, weiterhin vermindern und vernichten sie die Spaltbarkeit, ändern das spezifische Gewicht, verwischen die Kristallform, kurz, verursachen ein Schwächerwerden und endlich ein Verschwinden aller charakteristischen Merkmale.

1. Neubildungen aus tonerdehaltigen Silikaten.

a) Tonsubstanzen.

Die Verwitterung der tonerdehaltigen Silikate ist für die Verwitterung der Gesteine im allgemeinen, für die Entstehung des pflanzentragenden Bodens im besonderen wohl der bedeutungsvollste Vorgang. Die Umbildung großer Gesteinskomponenten in sehr mannigfaltige kleinste, feinstkörnige und feinstblättrige Neubildungen, die als Tonsubstanzen zusammengefaßt werden, bewirkt eine weitgehende Auflockerung des festen Gesteins sowie die Überführung der wichtigsten anorganischen Nährstoffe in eine für die Pflanze aufnehmbare Form; auf ihre Anwesenheit sind zahlreiche physikalisch-chemische Eigenschaften und Vorgänge in den Böden zurückzuführen, die für den Pflanzenwuchs überaus günstig sind und vielfach ihn überhaupt erst möglich machen.

Die durch Verwitterung entstehenden Tonsubstanzen setzen sich aus zwei theoretisch getrennten Gruppen zusammen: aus Kristalloiden von bestimmter chemischer Zusammensetzung und aus Gelen, unter denen sich neben wasserhaltigen Tonerdesilikaten von der Art des Kaolin und neben gemengten Aluminiumhydroxyd-Kieselsäure-Gelen auch einfacher zusammengesetzte Tonerdehydrate befinden können, die in bestimmten Böden, besonders den tropischen Lateriten vorherrschen. Eine Unterscheidung der einzelnen Gebilde ist in vielen Fällen sehr schwierig, da bei der schon mehrfach betonten Kleinheit der Neubildungen auch die Kristalloide in disperser Phase auftreten können und dann in mancher Hinsicht ein ähnliches „kolloidales“ Verhalten zeigen werden, wie die Gelbildungen. Für eine vorläufige Einteilung unterscheidet man die Tonsubstanzen am besten nach ihrer Löslichkeit in Säuren:

- a) in Salzsäure leicht zersehbliche Tonsubstanzen; sie werden nach einer als Allophan bekannten Substanz auch häufig als Allophanoide bezeichnet und zum größten Teile als Ausscheidungen aus der Verwitterungslösung aufgefaßt;
- b) in Salzsäure schwer oder praktisch fast unzersehbliche Tonsubstanzen, zu denen der besonders wichtige, früher allein als Mineral der Tonsubstanzen anerkannte Kaolin (oder Kaolinit) gehört, der von den Vertretern der Auslaugungstheorie als Feldspatrest angesprochen wird.

In Säuren leicht löslich sind jedenfalls die meisten Gele von der Zusammensetzung der Tonerdesilikate und der Tonerdehydrate; für die an sich schwer löslichen Substanzen ist jedoch zu bemerken, daß mit abnehmen-

der Korngröße allgemein die Löslichkeit zunimmt, mithin auch zur zweiten Gruppe gehörende Substanzen in hochdisperser Phase (in feinsten Verteilung) leichter löslich werden können.

b) Basenaustausch.

Auf den kolloidalen Eigenschaften dieser Tonsubstanzen, besonders wohl ihres leicht zerleglichen Anteils, beruht zum größten Teil der schon lange als Adsorption des Bodens bezeichnete Basenaustausch der Ackererde: die Ackererde besitzt die Fähigkeit, Salzlösungen, besonders Lösungen von Kalisalzen und Ammoniumsalzen, einen Teil ihres Gehaltes an Kalium und Ammonium zu entziehen und dafür andere Stoffe, besonders Natrium und Kalzium in die Lösung übergehen zu lassen. Eine eindeutige Erklärung dieser viel umstrittenen Erscheinung ist vorläufig noch nicht möglich; offenbar wirken physikalische und chemische Kräfte zusammen. Eine bedeutende Rolle spielt jedenfalls die Oberflächenwirkung: auf jeder Oberfläche bildet sich infolge der überaus starken, aber nur auf eine sehr geringe Entfernung wirkenden Anziehungskräfte aus Lösungen oder Dämpfen eine Schicht von adsorbierten Substanzen, und diese Wirkung kommt bei Gelen und bei hochdispersen festen Körpern infolge der gewaltigen Oberflächenvergrößerung in bedeutend verstärktem Maße zur Geltung (Wirkung der physikalischen Adsorption). Andererseits ist die Wirkung selektiv, d. h. es werden aus Lösungen bestimmte Stoffe in höherem Grade aufgenommen und festgehalten als andere; da die Tonsubstanzen Kalium und Ammonium nicht nur stärker festhalten als Natrium und Kalzium, sondern diese Stoffe gegen die ersteren in äquivalenten Mengen austauschen, so liegen zweifellos auch wichtige chemische (Molekular-)Reaktionen vor.

Bevor man das Vorkommen von Kolloiden im Boden und ihr eigentümliches Verhalten Salzlösungen gegenüber erkannt hatte, suchte man nach Mineralen, die als nachgewiesene oder mögliche Bodenbestandteile Bodenadsorption und Basenaustausch zu erklären in der Lage wären. Man fand, daß die sogenannten Zeolithe, kristallisierte wasserhaltige Natrium- und Kalzium-Aluminiumsilikate, die Fähigkeit des Basenaustausches besitzen, und nahm daher an, daß sich in Böden derartige Minerale in kleinsten Individuen bilden, ohne sie aber jemals direkt makroskopisch oder mikroskopisch nachweisen zu können. Künstlich hergestellte amorphe Verbindungen von entsprechender Zusammensetzung, die Vermutite, zeigen das gleiche Verhalten; da der Begriff „Zeolith“ mineralogisch an kristalli-

fierte Verbindungen von bestimmter chemischer Zusammensetzung gebunden ist, empfiehlt es sich, die Bezeichnung „Bodenzeolithe“ der älteren Bodenkunde für die den Bajenaustausch vermittelnden Bestandteile der Böden gänzlich fallen zu lassen, wenn auch die Möglichkeit der Bildung zeolithähnlicher Verbindungen (im mineralogischen und historisch allein berechtigten Sinne) unter den leicht zersehblichen Tonsubstanzen neben den vorwiegend amorphen nicht als völlig ausgeschlossen gelten kann. Aus den gleichen Gründen empfiehlt es sich auch nicht, wie es jetzt mehrfach geschieht, die gemengten Aluminiumhydroxyd-Kieselsäure-Gele als „Austauschzeolithe im Boden“ oder „kolloidale Austauschzeolithe“ zu bezeichnen.

Die Bedeutung des Bajenaustausches liegt einmal in der durch ihn gegebenen Fähigkeit des Bodens, für die Pflanzenernährung wertvolle Stoffe (Kalium, Ammonium) durch Adsorption aus dem Bodenwasser herauszunehmen und somit ihrer zu schnellen Beführung durch die absickernde Bodenflüssigkeit entgegenzuarbeiten, sodann in einer günstigen Beeinflussung der Bodenflüssigkeit, da sich zwischen vorhandenem Wasser, löslichen Salzen und adsorbierenden Stoffen immer ein Gleichgewicht einstellen muß. (Auf die Rolle, die gelartige Humusstoffe für den Bajenaustausch im Boden spielen, kann hier ebenso wenig eingegangen werden, wie auf den Einfluß, den sie als Bodenkolloide auf die Bindigkeit des Bodens ausüben.)

c) Neugebildete Minerale.

Unter den durch Zerlegung der tonerhaltigen Silikate entstehenden Tonsubstanzen ist am besten bekannt das weit verbreitete Mineral Kaolin (oder Kaolinit); als Zerlegungsprodukt spielt ferner der schon besprochene Kaliglimmer (vgl. S. 70) eine große Rolle, der in feinsten Blättchen dem Kaolin für das Mikroskop sehr ähnlich werden kann. Kalkhaltige Tonerdasilikate liefern wie kalkhaltige Silikate überhaupt als überaus wichtiges Zerlegungsprodukt den Kalkspat, ein als Zerlegungsprodukt häufiges Kalktonerdasilikat ist der Epidot; aus Feldspatvertretern und unter ihrer Einwirkung auch aus Feldspaten gehen gut definierte Zeolithe (im mineralogischen Sinne) hervor, die sich jedoch schnell weiterzerlegen. Als Umwandlungsprodukt Magnesium und Eisen enthaltender Tonerdasilikate weit verbreitet sind die Glieder der Chloritreihe, an die sich der tonerdefreie Serpentin anschließt; das in den Gesteinsgemengteilen enthaltene Eisen geht vielfach direkt, sonst auf dem Umwege über Eisenkarbonat, Chlorit und Serpentin in Eisenoxydhydrat, Limonit oder Brauneisenerz über, wobei sich, wie auch vielfach bei den oben angegebenen Umwandlungen SiO_2 in fester Form ausscheidet.

1.) Kaolin (Kaolinit).

Das Mineral Kaolin, zum Unterschied von der gleichfalls Kaolin genannten Porzellanerde, einem lockeren, häufig unreinen, Mineralgemenge feinsten Blättchen der gleichen Substanz auch Kaolinit genannt, von der Zusammensetzung $H_4Al_2Si_2O_9$ (entsprechend $SiO_2 = 46.5\%$, $Al_2O_3 = 39.6\%$, $H_2O = 13.9\%$) kristallisiert monoklin, findet sich aber gewöhnlich in dichten erdigen Massen, nur selten in kleinen glimmerähnlichen Kriställchen, tafelförmig mit sechsseitigem Umriss. Das Mineral besitzt vorzügliche Spaltbarkeit nach der Tafelfläche, geringe Härte, spezifisches Gewicht 2.6. Die Lichtbrechung ist nicht hoch, die Doppelbrechung scheint viel schwächer als beim hellen Glimmer — die Bestimmung ist nicht ganz sicher infolge der überaus feinblättrigen Ausbildung, die auch die an sich farblose bis weiße Substanz in den feinstblättrigen Aggregaten im Mikroskop gewöhnlich trübgrau und undurchsichtig erscheinen läßt. In derartigen feinsten Aggregaten ist oft auch mit Hilfe des Mikroskops nicht mehr zu erkennen, ob die kleinsten Teilchen kristallisiert oder amorph sind; es wird daher von einigen Forschern auch das Vorhandensein einer amorphen Substanz von gleicher chemischer Zusammensetzung, eines Kaolingels, angenommen, durch dessen Umbildung nach E. Ramann erst der kristallisierte Kaolin entstehen soll.

2.) Kaliglimmer (Muskovit)

siehe S. 70.

3.) Zeolithe.

Als Zeolithe werden wasserhaltige farblose (selten durch Einschlüsse gefärbte) kieselsaure Salze zusammengefaßt, mit wenigen hier nicht zu berücksichtigenden Ausnahmen wesentlich Tonerdesilikate von Natrium und Kalzium. Schöne Kristalle finden sich in den Mandelräumen und auf den Klüften basischer Gesteine und in Hohlräumen (Drusen) von Graniten, also immer unter Verhältnissen, die auf eine Entstehung aus Lösungen nach der Verfestigung des Erstarrungsgesteines schließen lassen; auch auf Erzgängen spielen sie eine nicht unerhebliche Rolle, doch kommen diese Arten ihres Auftretens hier natürlich nicht in Betracht. Die als Zerfallsprodukte in den Gesteinsgemengteilen selbst auftretenden Zeolithe finden sich niemals in größeren, guten Kristallen, gewöhnlich bilden sie schwer erkennbare, bisweilen trübe erscheinende Aggregate von Fasern und Blättern, wie

den sogenannten „Spreustein“, wirre Fasern von Natrolith und Hydronephehit. Das spezifische Gewicht aller dieser Minerale ist sehr niedrig, die Lichtbrechung schwach, sie sind chemisch leicht angreifbar.

Als wichtigste Zersetzungserzeugnisse von Gesteinsgemengteilen seien aus der großen Reihe der Zeolithe genannt:

Natrolith $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10} + 2 \text{H}_2\text{O}$ (rhomb. mäßige Doppelbrechung);

Thomsonit $(\text{Ca}, \text{Na}_2)_2 \text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16} + 5 \text{H}_2\text{O}$ (rhomb., starke Doppelbrechung),

Hydronephehit $\text{HNa}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12} + 3 \text{H}_2\text{O}$ (hex., mäßige Doppelbrechung),

Saumontit $\text{H}_4\text{CaAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{14} + 2 \text{H}_2\text{O}$ (rhomb., mäßige Doppelbrechung),

Analzim $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} + 2 \text{H}_2\text{O}$ (kub.).

Zeolithisierung ist wesentlich auf Gesteine mit Feldspatvertretern beschränkt und wohl auf Einwirkung warmen Wassers zurückzuführen; bei fortschreitender Verwitterung erfahren die Zeolithe sehr leicht eine Umwandlung in Tonsubstanzen.

2. Nicht auf Tonerdesilikate beschränkte Neubildungen.

Neben diesen Tonsubstanzen bilden sich teils aus Tonerdesilikaten, teils aus anderen Mineralen zahlreiche Verbindungen, die tonerdefrei oder tonerdehaltig sind, für die jedoch die charakteristischen Bestandteile zweiwertige Metalle (Kalzium, Magnesium, Eisen) sowie dreiwertiges Eisen sind. Nur die wichtigsten dieser Neubildungen werden hier angeführt.

4.) Kalkspat.

Der Kalkspat (Kalzit) CaCO_3 (entsprechend $\text{CaO} = 56\%$, $\text{CO}_2 = 44\%$) kristallisiert trigonal in sehr mannigfaltigen, oft großen und prachtvoll entwickelten Kristallen, ist aber als Gesteinsgemengteil hauptsächlich in Körnern vorhanden. Er ist vorzüglich spaltbar nach drei kristallographisch gleichwertigen Richtungen, die sich unter $105^\circ 5'$ (bzw. $74^\circ 55'$) schneiden und die das Grundrhomboeder des Kalkspats bilden; als Gesteinsgemengteil weisen seine Körner gewöhnlich polyynthetische Zwillingbildung auf (vgl. S. 27). Seine Härte ist niedrig, er bezeichnet in der Härteskala (vgl. S. 31) die Stufe 3, sein spezifisches Gewicht beträgt 2.7. Seine Lichtbrechung ist nicht hoch, hingegen ist er eines der stärksten doppel-

brechenden Minerale und erscheint demgemäß zwischen gekreuzten Nicols auch in ganz dünnen Schlifften gewöhnlich nahezu weißlich in den Farben der höheren Ordnungen. Von Säuren, selbst von kalter Essigsäure, wird er sehr leicht angegriffen; er löst sich unter Brausen (herborgehört durch das Entweichen von CO_2 als Gas) und ist durch dieses Verhalten auch in Gesteinen nachweisbar, die ihn dem unbewaffneten Auge nicht zeigen. Durch seine Häufigkeit in zeretzten Erstarrungsgesteinen, besonders aber als überaus weitverbreiteter Gemengteil in den Sedimenten ist der Kalkspat für die Zusammenfügung des Bodens, durch seine Löslichkeit für die chemischen Vorgänge im Boden eines der allerwichtigsten Minerale.

5.) Epidot.

Epidot ist ein ziemlich kompliziert zusammengesetztes Silikat von der Formel $\text{H}_2\text{Ca}_4(\text{Al}, \text{Fe})_6\text{Si}_6\text{O}_{26}$, der ungefähr die Zusammensetzung: $\text{SiO}_2 = 38\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 = 35 - 38\%$ (schwankend mit dem Verhältnis $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Fe}_2\text{O}_3$), $\text{CaO} = 24\%$, $\text{H}_2\text{O} = 2\%$ entspricht. Er kristallisiert monoklin und findet sich auf Klüften und Drusen in kristallinen Gesteinen in sehr schönen säulenförmigen, nach der Symmetrieachse gestreckten Kristallen; als Gesteinsgemengteil und besonders als Zeretzungsprodukt tritt er gewöhnlich in Körnern, selten in deutlichen Kristallen auf, die sich durch sehr starke Licht- und Doppelbrechung sowie durch einen charakteristischen Pleochroismus in zeifiggrünen und hellgelben Tönen auszeichnen.

Mit dem Epidot verwandt ist der gleichfalls als Umwandlungsprodukt nicht seltene Zoisit, der sich von ihm durch das Fehlen von Fe_2O_3 , rhombisches Kristallsystem und schwache Doppelbrechung bei starker Lichtbrechung unterscheidet.

6.) Chloritgruppe.

Die Glieder der Chloritgruppe sind wasserhaltige Tonersilikate des Magnesiums (teilweise durch Eisen ersetzt, das auch als dreiwertiges Eisen nicht selten einen Teil des Aluminiums vertritt), die monoklin kristallisieren, ähnlich wie die Glimmer in Tafeln mit sechsseitigem Umriss auftreten und sich durch vorzügliche Spaltbarkeit nach der Tafelfläche, geringe Härte, gute Biegsamkeit der Tafeln, gewöhnlich grüne Farbe, deutlichen Pleochroismus, nicht starke Lichtbrechung und sehr schwache Doppelbrechung auszeichnen. Sie sind die verbreitetsten und wichtigsten

Zerfallsprodukte der Tonerde enthaltenden Magnesium- und Eisensilikate, treten vereinzelt und in Anhäufungen größerer und kleinerer Blätter auf und verleihen vielen Erstarrungsgesteinen eine eigentümlich grüne Farbe, die mithin sekundär ist.

Da die Chlorite in dem sich zerfallenden Gestein unter Mitwirkung zirkulierender Lösungen entstehen, finden sie sich auch als Neubildung in Mineralen, die entweder tonerdefrei oder frei von Magnesium und Eisen sind; die ursprünglich nicht vorhandenen Stoffe sind der das Mineral angreifenden Lösung entnommen. Auch der Chlorit zerfällt noch weiter; an seiner Stelle findet sich ein Gemenge von Karbonaten (Kalkspat und verwandte Minerale), Eisenoxydhydrat (auf das unten eingegangen wird), Tonsubstanzen und Quarz bzw. Opal (amorphem, wasserhaltigem SiO_2 , siehe unten).

7.) Serpentin.

Serpentin ist ein wasserhaltiges Magnesiumsilikat von der Formel $\text{H}_2\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_8$, der $\text{SiO}_2 = 43\frac{1}{2}\%$, $\text{MgO} = 43\frac{1}{2}\%$, $\text{H}_2\text{O} = 13\%$ entspricht, in dem jedoch fast immer ein Teil des Magnesiums durch Eisen vertreten ist. Er tritt in gewöhnlich grünen Fasern und Blättern auf; die Lichtbrechung ist mäßig stark, ebenso die Doppelbrechung. Weiter fortschreitende Zerfällung führt wieder zur Bildung von Karbonaten, Quarz, amorphem SiO_2 und Eisenhydroxyd.

Gesteine, die wesentlich aus dem Mineral Serpentin bestehen, werden gleichfalls Serpentin genannt; die gewöhnlich schwärzlich-grünen Gesteine sind hauptsächlich aus Olivingesteinen (Peridotiten), selten aus entsprechenden Pyroxeniten hervorgegangen.

8.) Opal.

Bei zahlreichen Verwitterungsvorgängen wurde eine Trennung des SiO_2 von anderen Mineralbestandteilen erwähnt; dieser sehr verbreitete Vorgang hat vielfach wieder eine Ausscheidung von SiO_2 zur Folge: SiO_2 scheidet sich aus der Lösung gewöhnlich als Kieselgallerie aus, die zu dem Gel Opal mit wechselndem Wassergehalt eintrocknet; das Mineral Opal enthält 3–13% Wasser, hat eine Härte um 6 und ein Gewicht von 2·1 bis 2·3, Glasglanz bis Wachsglanz, und weist, obgleich an sich wasserhell, sehr häufig verschiedene Färbung auf (milchweiß, bräunlich, grünlich). Im Laufe der Zeit, beim „Altern“ des Gels, bildet sich oft aus ihm wasser-

freies SiO_2 in faseriger kristalloider Form, Chalzedon, und weiterhin Quarz, der aber vielfach auch direkt aus der Verwitterungslösung sich ausscheidet.

9. Limonit (Brauneisenerz).

Die als Zersetzungserzeugnisse aller eisenhaltigen Minerale ungemein weitverbreiteten Limonite oder Brauneisenerze sind Eisenhydroxide, mithin allgemein als $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot x\text{H}_2\text{O}$ zu bezeichnen; die Zusammensetzung nähert sich nicht selten ungefähr dem Verhältnis $2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, doch ist dies keineswegs als eine ein festes Verhältnis ausdrückende Formel aufzufassen, da sowohl erheblich wasserreichere wie wasserärmere Brauneisen weit verbreitet sind.

Die chemische Zusammensetzung der Brauneisen schwankt entsprechend der kolloidalen Natur der Bildungen nicht nur nach ihrem Wassergehalt, sondern auch infolge der bei Kolloiden verbreiteten Adsorptionsvorgänge, die sich durch wechselnden Gehalt an Phosphorsäure, Kieselsäure, Tonerde, Manganoxyden und anderen Stoffen zu erkennen gibt; von den häufigen mechanischen Einschlüssen, eine Folge der Entstehungsweise der Limonite, wird hierbei ganz abgesehen. Der stark schwankenden Zusammensetzung und dem sehr verschiedenen Gefüge entspricht der sehr stark wechselnde Habitus: die Farbe geht mit abnehmendem Wassergehalt von braun nach gelb und rot wie auch über braunrot bis schwärzlich; die Massen sind teils locker und erdig, teils derb und fest. Wie die Farbe wechselt auch der Glanz in weiten Grenzen, und zwar von matt bis pechartig, die Härte der kompakten Massen schwankt um 5, das spezifische Gewicht wird mit 3,5–4 angegeben. Beim Altern nehmen derartige Bildungen unter Wasserabgabe kristalloide Struktur an, werden radial-faserig, häufig auch konzentrisch-schalig (Glaszkopftextur) und nähern sich dabei der Zusammensetzung, kristallinierter Minerale von bestimmter chemischer Zusammensetzung dem Goethit $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ als brauner Glaszkopf, und dem Haematit (Eisenglanz) Fe_2O_3 als roter Glaszkopf.

Die überaus häufige braune Färbung zersetzter Gesteine und Böden geht auf fein verteiltes Brauneisen zurück; löcherige und knollige Konkretionen in Böden, die besonders reich an Phosphorsäure (und SiO_2) sind, und häufig viel Fremdkörper, Quarzkörner und andere mineralische Bodenbestandteile umschließen, werden als Raseneisenerze bezeichnet.

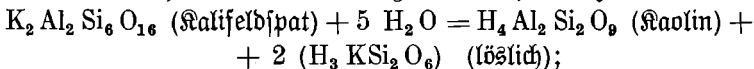
C. Die Zerlegung der Gesteinsgemengteile.

1. Umwandlung der Kalifeldspate.

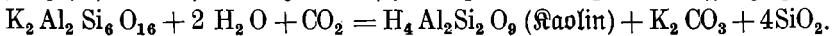
a) in Tonsubstanzen.

Bei der Umwandlung von Kalifeldspat in Tonsubstanzen ergibt sich für die der Zerlegung unterworfenen Teile des Mineralkorns ein vollständiger Austritt des Kali in löslicher Form, wobei jedoch ein Teil aus der Lösung von den kolloidalen Neubildungen absorbiert werden kann, sodann eine Entfernung eines großen Teils des SiO_2 und eine erhebliche Wasseraufnahme; der Vorgang ist mithin, vom Feldspat aus betrachtet, mit einem großen Substanzverlust verknüpft. Das Wesen des Vorgangs wird, da die Allophanoide keine bestimmte Zusammensetzung haben, am klarsten bei der theoretischen Verfolgung der Kaolinisierung; es muß jedoch ausdrücklich betont werden, daß eine ausschließliche Kaolinisierung (ohne Bildung von anderen Tonsubstanzen) keineswegs die Regel ist, und daß auch bei Vorherrschaft des Kaolin neben den unlöslichen auch lösliche Tonsubstanzen, gemengte Aluminiumhydroxyd-Kieselsäure-Gele und wohl auch noch einfachere kolloidale Verbindungen mit diesen zusammen entstehen können; auf die Möglichkeit, daß auch kristallinierter Kaolin durch Altern eines entsprechenden Gels sich bildet, wurde schon oben hingewiesen.

Für die Kaolinisierung lassen sich folgende Formeln aufstellen, denen natürlich nur die Bedeutung eines Schemas zukommt:



ein zweites Schema geht von der Annahme aus, daß Kali als Karbonat fortgeführt wird, was zur Ausscheidung von SiO_2 Veranlassung gibt:



Durch die Kaolinisierung wird also bei einfachstem, der Theorie entsprechendem Verlauf des Vorgangs dem Feldspat das gesamte Kalium, ferner zwei Drittel SiO_2 entzogen, an ihre Stelle treten zwei Molekeln Wasser. In Gewichtsprozenten ausgedrückt, wird sich mithin unter der angegebenen Voraussetzung folgender Vorgang abspielen:

Aus 100 Teilen Kalifeldspat	= 64·6 SiO_2 ,	18·5 Al_2O_3 ,	16·9 K_2O
werden entfernt:	43·0 SiO_2 ,		16·9 K_2O
es tritt hinzu:			6·5 H_2O
somit bleibt:	21·6 SiO_2 ,	18·5 Al_2O_3 ,	6·5 H_2O
	= 46·6 Teile Kaolin.		

Für die häufige Umwandlung in amorphe Tonerdesilikate und gemengte Aluminiumhydroxyd-Kieselensäure-Gele läßt sich ein Schema bei der schwankenden Zusammensetzung der Neubildungen natürlich nicht aufstellen; das Wesen der stofflichen Veränderung gleicht dem der Koaltnisierung in allen wesentlichen Zügen: Entziehung des Kalium, Beweglichwerden des SiO_2 , Wasseraufnahme und erhebliche Substanzverminderung machen sich auch hier entscheidend geltend.

Unter bestimmten Bedingungen, zu denen als besonders wesentlich zweifellos hohe Temperatur und erhebliche Niederschläge gehören, kommt es bei der Zersetzung der Kalifeldspate (und ganz entsprechend bei der der Plagioklasse und Feldspatvertreter) nicht mehr zur Bildung von wasserhaltigen Tonerdesilikaten und zur Ausfällung von gemengten Aluminiumhydroxyd-Kieselensäure-Gele; die Kieselensäure wird nicht ausgefällt oder ausgeflokt und geht zur Tiefe, und demgemäß herrschen unter den Zersetzungsprodukten der Tonerdesilikate Aluminiumhydroxyde ganz entschieden vor. Die als Gele ausgeschiedenen Aluminiumhydroxyde gehen in wechselnden Mengen in das monokline, in kleinen sechsseitigen Blättchen kristallisierende Mineral Hydrargillit ($\text{Al}(\text{OH})_3$) über; Aluminiumhydroxyd-Gel und Hydrargillit bilden mit dem oft in schlackigen Konkretionen auftretenden Eisenhydroxyd den Hauptbestandteil der tropischen Laterite.

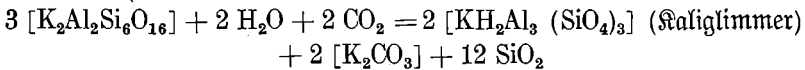
Die Zersetzung des Feldspats, wie überhaupt jede Umwandlung eines Minerals, geht natürlich nicht auf einmal vor sich; sie beginnt oft in den äußersten Teilen, dringt aber von den Spaltungsflächen aus in das Innere vor und ergreift einzelne Teile des Minerals, während sie andere sehr lange unverfehrt läßt. Das matte Aussehen, das der Kalifeldspat in allen Tiefengesteinen aufweist, ist eine Folge der Anfänge derartiger Zersetzungs Vorgänge.

Der große Verlust, den die Feldspatsubstanz bei ihrer Umwandlung in Kaolin und entsprechend in andere Tonsubstanzen erleidet, macht es erklärlich, daß die Neubildungen nur in lockerem Gefüge den ursprünglich von der Feldspatsubstanz eingenommenen Raum erfüllen können; an Stelle der kompakten Substanz tritt ein lockeres, zerreibliches Gemenge, das den Atmosphären den Eintritt und die weitere Wirksamkeit sehr erleichtert. Die Entstehung von Tonsubstanzen aus Feldspat befördert somit auch den mechanischen Zerfall der den Kalifeldspat in wesentlichen Mengen enthaltenden Gesteine zu Boden und bewirkt chemisch den Übergang von Kalium in die Bodenwässer, aus denen wieder ein erheblicher Teil von den kolloidalen Neubildungen absorbiert wird; die grundlegende Bedeutung

dieser Vorgänge wird bei der überaus weiten Verbreitung des Kalifeldspates deutlich durch die Erwägung, daß einerseits dieses Mineral die weitaus wichtigste Quelle für den Kaligehalt der Böden überhaupt ist, andererseits infolge der überaus weitverbreiteten Tonbildung aus Kalifeldspat ein sehr großer Teil der in den Böden vorhandenen Tonsubstanzen diesem Vorgang ihre Entstehung verdankt.

b) Umwandlung in Kaliglimmer.

Die Umwandlung von Kalifeldspat in Kaliglimmer $\text{KH}_2\text{Al}_3(\text{SiO}_4)_3$, ein häufiger, aber an Menge hinter der Tonbildung doch zurückstehender Vorgang, verläuft ganz ähnlich wie die Umwandlung in Kaolin; es wird Kieselsäure und Kali gelöst und Wasser zugeführt — bei völlig ungestörtem Verlauf wird, wie die schematische Formel zeigt, wie bei der Kaolinisierung zwei Drittel der Kieselsäure entfernt, aber es würde nicht das gesamte Kali, sondern nur zwei Drittel dem Feldspat entzogen werden und ein Drittel in dem verhältnismäßig sehr widerstandsfähigen Muskovit in fester Form erhalten bleiben. Man kann sich den Prozeß nach folgendem Schema vorstellen:



Es ist also mit der Umbildung in Muskovit eine oft sehr bedeutende Ausscheidung von SiO_2 , häufig in der Gestalt von Quarz, verbunden.

Obwohl Muskovit im Gegensatz zu den tonigen Neubildungen eine starke Doppelbrechung besitzt, kann die sichere Unterscheidung, welches Umwandlungsprodukt vorliegt, bei sehr geringer Korngröße Schwierigkeiten machen; sie wird mikroskopisch beinahe unmöglich, wenn die Neubildungen unter eine bestimmte Größe herabsinken, so daß zahlreiche Plättchen im Schliiff übereinander liegen und somit die ganze Masse trübe erscheint — allerdings zeichnet sich sehr oft gerade bei gemengten Neubildungen der Muskovit gegenüber den Tonsubstanzen durch Neigung zur Entstehung verhältnismäßig größerer, im Mikroskop als Einzelbildungen erkennbarer Plättchen aus. Da Kaliglimmer spezifisch schwerer als die Tonsubstanzen wie auch als Kalifeldspat ist, könnte unter Umständen das höhere spezifische Gewicht die Umwandlung in Kaliglimmer beweisen; doch macht die lockere Beschaffenheit der Neubildungen und die Ausscheidung von Quarz auch diese Erkennungsmethode ziemlich unsicher. Sehr oft beobachtet man, daß in zersetzten Feldspaten durch ihre Doppelbrechung deutlich erkennbare Glimmerblättchen in einer trüben Masse eingebettet liegen; das ganze

Verhalten des Komplexes deutet darauf hin, daß sich Glimmer und Tonsubstanzen als Zerfallsprodukte desselben Feldspatindividuums gebildet haben, wobei dann die erwähnte Neigung der Glimmer zur Ausbildung etwas größerer Blättchen sehr oft festzustellen ist.

c) Umwandlung in Epidot.

Nicht so häufig wie diese beiden Umwandlungen, aber keineswegs selten ist die Entstehung von Epidot aus Kalifeldspat.

Bei der Umwandlung von Kalifeldspat in Epidot tritt K_2O völlig, SiO_2 zum Teil aus, während außer dem Wasser auch CaO und Fe_2O_3 aufgenommen werden, die aus anderen, von den Atmosphärenteilchen angegriffenen Mineralen stammen (Beispiel für sogenannte komplizierte Verwitterung). Auch hier findet eine Ausscheidung von Quarz statt. Feldspate, die ganz oder teilweise epidotisiert worden sind, sind an der eigentümlich gelblichen oder grünlichen Farbe zu erkennen, die bisweilen den Charakter des ganzen Gesteins für das unbewaffnete Auge stark verändert.

d) Umwandlung in Zeolithe.

Umwandlung von Kalifeldspaten in Zeolithe findet sich nur in Gesteinen, die reich an Feldspatvertretern, besonders Nephelin und Sodalith sind; durch die Zeolithisierung dieser Gesteinsgemengteile werden die Feldspate gewissermaßen angesteckt. Durch fortschreitende Verwitterung gehen die Zeolithe in Tonsubstanzen über.

2. Umwandlung der Plagioklasse (Kalknatronfeldspate).

a) Umwandlung in Tonsubstanzen.

Die bei den Plagioklassen ähnlich wie bei den Kalifeldspaten weitverbreitete Umwandlung in Tonsubstanzen nach Art der Kaolinisierung und der Gelbildung verläuft ganz entsprechend dem Vorgange bei diesen, wie er oben geschildert wurde; das Alkali tritt völlig aus, ebenso der Kalk und ein Teil des SiO_2 , die in der Lösung entweder fortgeführt oder aus ihr als Kalkspat und Kieselsminerale in der Nähe des Feldspates oder in etwas weiterer Entfernung wieder abgesetzt werden. Ganz entsprechend verläuft die Überführung in Aluminiumhydroxydgel und Hydrargillit bei der Lateritbildung; bemerkenswert ist der entsprechende Vorgang bei der Bauzitbildung aus Plagioklassbasalten des Bogelsberges und Irlands, also außerhalb der Tropen.

b) Umwandlung in Kaliglimmer.

Bei der nicht seltenen Umwandlung in Kaliglimmer wird dem Plagioklas wie bei der Kaolinisierung Natron und Kalk sowie ein Teil der Kieselsäure entzogen; es muß aber, umgekehrt wie beim Kalifeldspat, Kali zugeführt werden, (wenn auch viele Plagioklase einen ursprünglichen, aber stets kleinen Gehalt an Kali besitzen). Es wird also im Gegensatz zu den entsprechenden Vorgängen beim Kalifeldspat durch die Glimmerbildung der Lösung Kali entzogen und dieses zum Aufbau eines verhältnismäßig schwer löslichen Mineralen verwendet. Bildung von Quarz und Kalispas begleitet natürlich auch diesen Prozeß. Wahrscheinlich findet auch öfters eine Umwandlung in Natronglimmer [Paragonit $\text{Na}_2\text{H}_2\text{Al}_3(\text{SiO}_4)_3$] statt; ein derartiger Vorgang würde (bis auf die notwendige Fortführung des Kalies) direkt der Entstehung des Kaliglimmers aus Kalifeldspat entsprechen.

c) Umwandlung in Epidot (bzw. Zoisit).

Wie schon der primäre Kalkgehalt der Plagioklase erwarten läßt, ist die Umwandlung in Epidot bzw. Zoisit ziemlich verbreitet; besonders wichtig ist die Umwandlung des Plagioklases in ein feinkörniges Aggregat von Zoisit und Epidot, Granat, Albit und Quarz mit Resten des unveränderten Mineralen, in den sogenannten Saussurit. Saussuritifizierung ist besonders verbreitet als Bildung aus basischen Plagioklase (im Gabbro sehr häufig); der Feldspat zeigt dann weißlich-grünliche Färbung, einen eigentümlichen Wachsglanz und verliert oft die charakteristische Zwillingstreifung und die Spaltbarkeit.

d) Umwandlung in Zeolith.

Für die Umwandlung in Zeolith gilt das beim Kalifeldspat Gesagte.

3. Umwandlung der Feldspatvertreter.

Aus den Feldspatvertretern gehen ganz allgemein, wie bei den Feldspaten, bei der Verwitterung unmittelbar oder auf Umwegen über Zeolithbildung unter Ausscheidung des Natron Tonsubstanzen und Glimmer als Neubildungen hervor; bei der Zersetzung von Sodalith ist das Eintreten von Chlor, bei Hauyn und Nojean das entsprechende Verhalten von Schwefelsäure in die Bodenflüssigkeit von Bedeutung.

Für Zeuzit, der durch seinen Kalireichtum (21,6% K_2O) für die Bodenbildung örtlich große Bedeutung gewinnen kann, ist seine häufige Umwandlung in den Zeolith Analcim $(\text{Na}, \text{K})_2\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (mit Austritt

faßt des gesamten Kaliums) zu erwähnen, ebenso seine Umbildung zu dem aus Kalifeldspat und Nephelin bestehenden Pseudoleuzit; Nephelin wandelt sich bei normaler Verwitterung gern in dichten Glimmer um, während die bei ihm und den Gliedern der Sodalithgruppe häufige Spreu-
steinbildung, eine Überführung in Fasern und Blätter von Zeolithen, besonders von Natrolith und Hydronephelit mit kleinen Mengen von Hydrargillit und Diaspor, offenbar bald nach der Verfestigung des Gesteins durch heißes Wasser stattgefunden hat und weiterhin zu Tonsubstanzen führt.

Daß infolge der Zeolithisierung der Feldspatvertreter auch im Gestein vorhandene Feldspate von der Zeolithisierung erfaßt werden können, wurde schon oben erwähnt.

4. Umwandlung der farbigen Gemengteile.

Während aus den farblosen Gesteinsgemengteilen als widerstandsfähige Neubildungen bei der Zersetzung wesentlich Tonsubstanzen, heller Glimmer und Quarz hervorgehen, Alkalien und Kalk ganz oder in erheblichen Mengen der Lösung zufallen, aus der sich Kalkspat als leicht beweglicher Gemengteil ausscheiden kann, ist für die farbigen Gemengteile die Bildung von magnesium- und eisenhaltigen Silikaten bei gleichzeitiger Abgabe von Magnesium und Eisen, oft auch von Kalk an die Lösung charakteristisch. Aus den Lösungen scheiden sich Eisenhydroxide kolloidal aus; die wichtigsten Neubildungen sind daher (neben Brauneisen) Serpentin, Chlorit (bei Anwesenheit von Tonerde in dem sich zersetzenden Mineral oder bei komplizierter Verwitterung) und verwandte Neubildungen, aus denen bei weiterer Zersetzung, wie oben ausgeführt, wieder Brauneisen, Quarz, gegebenenfalls Tonsubstanzen als schwer lösliche Substanzen mit oder ohne Ausscheidung leicht beweglicher Neubildungen wie Kalkspat und entsprechende Magnesium- und Eisenkarbonate unter gleichzeitiger Abgabe von Kalk, Magnesium und Eisen an die Lösung hervorgehen. Epidot und seine Verwandten, recht verbreitete Zersetzungsprodukte der farbigen Gemengteile, sind im allgemeinen bedeutend widerstandsfähiger als Chlorite und Serpentin.

a) Zersetzung der Biotite.

Der dunkle Glimmer (Biotit, Lepidomelan) bildet nach seiner chemischen Zusammensetzung gewissermaßen einen Übergang zwischen den Alkali-Tonerde-Silikaten und den typischen Magnesium-Eisen-Silikaten; dies kommt auch in der Art seiner Zersetzung zum Ausdruck.

Unter dem Einflusse der Atmosphärien tritt das Eisen aus, der Biotit wird gebleicht, er verliert seine Farbe und wird dem Muskovit durchaus ähnlich; in allen Fällen, in denen nicht nur der Eisengehalt, sondern auch Magnesia ausgelaugt wird, bleibt eine auch stofflich dem Muskovit jedenfalls sehr nahe stehende Bildung zurück.

Noch weiter verbreitet als die Bleichung ist die Chloritisierung; bei diesem Vorgang geht wie bei den farblosen Gemengtheilen Alkali, bei den Biotiten stets Kali, in Lösung. Zwischen den Chloritblättern scheiden sich Epidot mit Quarz, oder Karbonate, Eisenerz und Quarz ab, die auch unmittelbar an die Stelle des Biotits treten können oder bei weiterer Zersetzung aus dem Chlorit hervorgehen.

b) Zersetzung des Olivin.

Von den typischen Magnesium-Eisen-Silikaten unterliegt Olivin besonders häufig der Serpentinisierung; daher sind die meisten Serpentinesteine umgewandelte Olivinesteine. Bei der Serpentinisierung scheidet sich Eisenerz in Maschenform aus; die Maschen sind von Serpentin erfüllt. Durch komplizierte Verwitterung bildet sich auch Chlorit aus Olivin; die Endprodukte der Verwitterung, Brauneisen, SiO_2 -Minerale und Karbonate, in die bei weiterer Verwitterung der Serpentin zerfällt, können auch unmittelbar aus dem Olivin hervorgehen.

c) Zersetzung der Pyroxene und Amphibole.

Eine genaue Darlegung der verschiedenen Umwandlungen der Pyroxene und Amphibole würde die hier einzuhaltenden Grenzen weit überschreiten; die bereits mehrfach genannten Zersetzungsprodukte Chlorit (seltener Serpentin), Epidot, Karbonate, SiO_2 -Minerale, Eisenoxydhydrat, bei tonerdehaltigen Gliedern auch Tonsubstanzen, gehen einzeln oder gewöhnlich zu mehreren vereinigt aus den Gliedern dieser Familie hervor, wobei Eisen, Magnesia, Kalk, SiO_2 , gegebenenfalls auch Alkalien, in wechselnden Mengen in Lösung gehen und umgekehrt diese und andere Stoffe aus Lösungen zum Aufbau der Neubildungen aufgenommen werden.

5. Umwandlung der Eisenerze.

Die Eisenerze gehen bei der Verwitterung sämtlich in Brauneisen über; Eisenglanz und besonders Magnetit verwittern verhältnismäßig schwer, Eisenkies viel leichter.

Die Verwitterung des Eisenkieses ist durch die Bildung freier Schwefelsäure sehr wichtig; FeS_2 geht durch Oxidation und Wasseraufnahme in leichtlösliches wasserhaltiges schwefelsaures Eisen über, aus dessen Lösung gewöhnlich Brauneisen sich ausscheidet; da zur Bildung von Eisensulfaten aus dem Eisen des Pyrits nur ein Teil des in ihm an das Eisen gebundenen Schwefels gebraucht wird, entsteht gleichzeitig Schwefelsäure, die als starke Säure auf ihre Umgebung zerlegend wirkt, aber mit vorhandenen Basen zu schwefelsauren Salzen zusammentritt und somit die anorganischen Nährstoffe in eine für die Aufnahme durch die Pflanze besonders günstige Form überführt. Eine schädigende Wirkung der freien Schwefelsäure, die sich nur bei reichlicher Pyritverwitterung in Gesteinen geltend macht, die zur Sulfatbildung nicht hinreichende Basen liefern können, wird leicht durch Kalkdüngung beseitigt.

6. Umwandlung des Apatit.

Der Apatit nimmt bei der Verwitterung Wasser und CO_2 auf und wird trübe und rissig. Für das Leben der Pflanze besonders wichtig ist seine Löslichkeit in Wasser: wenn auch die angegebenen Werte der Löslichkeit zunächst sehr klein erscheinen — ein Teil löst sich in 100.000 Teilen kohlen-säurehaltigen Wassers, von reinem Wasser ist sogar die fünffache Menge erforderlich —, so darf man doch hier wie in allen entsprechenden Fällen für die natürlichen Vorgänge die großen, während einer langen Zeit einwirkenden Wassermengen für die Beurteilung nicht außer acht lassen. Die durch Lösung in die Bodenflüssigkeit gelangte Phosphorsäure bildet wieder phosphorsaure Salze, teils ein leichter lösliches Kalziumphosphat, teils schwer lösliche Eisenphosphate und Aluminiumphosphate; aus der Bodenflüssigkeit wird andererseits Phosphorsäure von der Pflanze aufgenommen.

Auffallend ist, daß trotz der vom geologischen Standpunkte aus nicht sehr schweren Angreifbarkeit des Apatit sich dieses Mineral oft in stark zer-setzten Gesteinen frisch findet; der Grund liegt wohl in der Tatsache, daß Apatit, wie oben ausgeführt, in Erstarrungsgesteinen zu den ältesten Gemengteilen gehört und seine im allgemeinen kleinen Kriställchen daher wesentlich als Einschlüsse in anderen Mineralen auftreten und von diesen vor Angriffen lange geschützt werden — andererseits wird seine Löslichkeit durch Anwesenheit von Humusstoffen bedeutend gesteigert.

IV. Die Sedimentgesteine.

A. Allgemeines.

In der Einleitung wurde gezeigt, daß die Flüsse Teile der festen Erdrinde in festem oder gelöstem Zustande in die Meere oder Seen hinausführen und hier teils als mechanische Ablagerungen, teils als chemische Niederschläge (Präzipitate) absetzen. Mit dem chemischen Niederschlag oder dem mechanischen Absatz sinken gleichzeitig die Reste abgestorbener Wasserorganismen zu Boden; unter günstigen Umständen entstehen in dem weichen Schlamm Abdrücke dieser Reste, in anderen Fällen werden sie durch die sie umhüllenden Sinkstoffe zugedeckt und vor weiterem Zerfall gänzlich oder teilweise bewahrt. Besonders die Hartteile (Schalen, Knochen) der Organismen, die an sich aus widerstandsfähigerer Substanz (Chitin, Kalkspat, phosphorsaurem Kalk, Opal) bestehen, bleiben auf diesem Wege erhalten; vielfach wird die Substanz der Hartteile auch durch chemische Vorgänge von anderen Verbindungen unter Wahrung der Gestalt und der Struktur verdrängt, so durch Schwefeleisen, Kalkspat, Opal, Quarz und andere. Das Vorkommen derartiger „Versteinerungen“ von Meerestieren auf dem Festlande veranlaßte schon Leonardo da Vinci zu der Annahme, daß an der Stelle, wo derartige Gebilde sich finden, früher einmal das Meer gestanden haben müsse; eine spätere Zeit suchte, von dem gleichen Gedanken ausgehend, diese Überreste auf die Sintflut zurückzuführen. Die fortschreitende Erkenntnis hat gelehrt, daß große Teile der obersten Erdschale, die heute als Festland aus dem Meere herausragen, im Laufe der geologischen Geschichte in wiederholtem Wechsel Meeresgrund und Festland waren: ein sehr erheblicher Teil der Gesteine, die das heutige Festland zusammensetzen, ist daher im Meere gebildet worden.

Dieser durch die Gesteinsbeschaffenheit und die organischen Einschlüsse bewiesene Wechsel von Festland und Meer an der Oberfläche der Erdrinde hängt mit Vorgängen in größerer Tiefe der Erde zusammen, die aber im Verhältnis zum Erdradius immer noch in den obersten Teilen der

Erdrinde sich abspielen; inwieweit man ihre Ursache in der durch Wärmeverlust verursachten Schrumpfung des Erdinneren und dem hierdurch veranlaßten Einsinken der Kruste und deren Anzuehung zu suchen habe (Kontraktionstheorie), inwieweit die Herkunft der die Erdkruste verändernden Kräfte in Vorgängen in einer flüssigen Zone unterhalb der starren Gesteinsschale begründet sei, kann hier nicht erörtert werden. Jedenfalls bewirken die durch die Veränderung der Verhältnisse in der Erdrinde hervorgerufenen orogenetischen (gebirgsbildenden) Vorgänge und epirogenetischen Bewegungen (Niveauperänderungen der Festländer und Meere) Verschiebungen der Grenzen von Meer und Festland; das Meer überflutet in früheren Perioden trocken liegende Gebiete weit in das bisherige Festland hinein, und neues Festland taucht aus bisher von Wasser bedeckten Teilen der Erde auf; doch nimmt man bei allem Wechsel eine Dauer der großen ozeanischen Tiefen (Permanenz der Ozeane) an und betrachtet auch die gelegentliche Versenkung eigentlich kontinentaler Gebiete als eine vom geologischen Standpunkt vorübergehende Erscheinung, der bald wieder eine Hebung des Gebietes folgt. Diese Verschiebungen darf man sich in ihrer Wirkung keineswegs als plötzliche Ereignisse vorstellen; für menschliche Begriffe gehen Gebirgsbau und epirogenetische Bewegungen sehr langsam vor sich, so daß es vielfach überaus sorgfältiger Untersuchung bedarf, um sie für die geologisch jüngste Zeit mit Zuhilfenahme der menschlichen historischen Überlieferung überhaupt mit Sicherheit nachweisen zu können; die entsprechenden Vorgänge während der Dauer eines Menschenlebens reichen zur Entstehung merklicher Veränderungen gewöhnlich in keiner Weise aus, und in den weitaus meisten Fällen bedarf es zu ihrer Feststellung strenger geologischer Forschung, der die Wirkung langer Zeiträume zugrunde liegt.

Formationstabelle.

Wo nun die oberste Erdschale von Wasser bedeckt ist, entstehen am Grunde der Wasserbedeckung Ablagerungen, die in späteren Zeiten wieder auftauchen können und dann das Festland mit aufbauen. Naturgemäß müssen in einer Reihe aufeinanderfolgender Absätze aus Wasser stets die tiefer liegenden älter als die auf ihnen ruhenden sein, mithin auch die Überreste der älteren Organismen einschließen; mit dieser logischen Forderung stimmt die Beobachtung überein, daß in einer derartigen Reihe von Sedimenten die am tiefsten liegenden „versteinerten“ Reste von Organismen sich von den entsprechenden Teilen jetzt lebender Tiere am meisten unterscheiden, während die höher liegenden sich der jetzigen Fauna im allgemeinen nähern.

Durch Vergleichung sehr zahlreicher, an verschiedenen Orten übereinander liegender Sedimente ist es gelungen, ihre Altersreihenfolge auf Grund der in ihnen auftretenden organischen Reste festzustellen; man unterscheidet:

Känozoische Formationsgruppe.

Quartärformation	{	Alluvium (Gegenwart), Diluvium (Eiszeit usw.).
Tertiärformation	{	Pliozän, Miozän, Oligozän, Eozän.

Mesozoische Formationsgruppe.

Kreideformation	{	Senon, Turon, Cenoman, Gault, Neokom.
Juraformation	{	Malm (weißer Jura), Dogger (brauner Jura), Lias (schwarzer Jura).
Triasformation	{	Keuper, Muschelkalk, Buntsandstein.

Paläozoische Formationsgruppe.

Dyas	{	Zechstein, Kotliegendes.
Steinkohlen- (karbonische) Formation	{	Ober-Karbon, Unter-Karbon.
Devonische Formation	{	Ober-Devon, Mittel-Devon, Unter-Devon.
Silurische Formation	{	Ober-Silur, Unter-Silur.
Kambriische Formation	{	Ober-Kambrium, Mittel-Kambrium, Unter-Kambrium.

Gojoische Formationsgruppe (Algonktum).

Archaische Formationsgruppe.

(Versteinerungsfrei, aus kristallinen Schiefem aufgebaut.)

Selbstverständlich liegt nirgends auf dem allein zugänglichen Festland die gesamte Sedimentfolge lückenlos übereinander: Sedimentierung findet wesentlich in Wasserbecken, hauptsächlich also in den Meeren statt, und so können sich zu keiner Zeit Sedimente bilden, die sich über die ganze Erde ausdehnen — immer bleibt der Absatz wesentlich auf die Meeresbecken beschränkt. Infolge des erwähnten Wechsels zwischen Land und Meer müssen die Ablagerungen der verschiedenen geologischen Perioden etwa nach Art von Zwiebelschalen übereinander greifen; eine Berechnung der Gesamtdicke der Sedimente wird außerdem noch durch die Tatsache verhindert, daß in einem und demselben Meeresbecken die Absätze der gleichen Zeit je nach der Entfernung von der Küste sehr verschieden dick sein müssen, sehr wechselnde „Mächtigkeit“ besitzen. Dazu kommt, daß die Bildungen eines Meeres, wenn der Meeresgrund später Festland geworden ist, weitgehend aufgearbeitet und immer von neuem zum Aufbau jüngerer Sedimente verwendet werden: auf dem Festland findet im allgemeinen Abtragung, nur unter bestimmten Umständen örtlich Ablagerung statt, und die abtragenden Kräfte ebnet große Gebirge völlig ein. Um aber einen Begriff von der Mächtigkeit der Sedimente zu geben, sei die Schätzung Joh. Walthers mitgeteilt, der für Mitteleuropa die Mächtigkeit der Sedimente vom Kambrium bis zur Gegenwart zu 25.000 Meter berechnet.

Erst seit kurzer Zeit ist die Wissenschaft in der Lage, in erster Annäherung die Größenordnung der Zeiträume zu ermitteln, die für die Erdgeschichte in Betracht kommen; die Schätzungen — viel mehr liegt doch wohl noch nicht vor — bewegen sich in sehr weiten Grenzen.

Mit einer verhältnismäßig großen Wahrscheinlichkeit kann man von schwedischen, sehr genau durchgemessenen Ablagerungen ausgehend, den Zeitraum seit dem Ende der Eiszeit, d. h. seit dem Abschmelzen des nördlichen Inlandeises auf seinen heutigen Stand, mit 11.000 Jahren ansetzen; für die Zeit seit dem Beginn der Eiszeit (und gleichzeitig seit dem Auftreten des Menschen) schwanken die Schätzungen schon zwischen 200.000 und 1 Million Jahren. Aus den Werten, die sich für das Alter von Erstarrungsgesteinen aus dem radioaktiven Zerfall gewisser in ihnen enthaltener Minerale ergeben, kann man auf das Alter von Sedimentgesteinen schließen, in die auf diesem Wege ihrem Alter nach bestimmte Erguß-

gesteine eingebettet sind: auf diese Weise hat man für das Karbon ein Alter von rund 300 Millionen Jahren, für das Kambrium Werte von rund 500 Millionen Jahren errechnet; für die Zeit des Algonkium und noch mehr natürlich des Archaikum ergibt sich das Mehrfache dieser Zahlen. Ausdrücklich sei nochmals hervorgehoben, daß es sich nur um Schätzungen der Größenordnung auf verhältnismäßig schwankender Grundlage handeln kann.

Man glaubte früher, daß sich zu verschiedenen geologischen Perioden auch verschiedenartige Sedimente gebildet hätten, doch hat die fortschreitende Erkenntnis gezeigt, daß diese scheinbaren Unterschiede hier ebenso wie bei den Erstarrungsgesteinen auf sekundären Einwirkungen beruhen. Andererseits sind die Ablagerungen derselben Periode überaus verschiedenartig, wie schon eine Betrachtung der in der Gegenwart auf dem Festlande, in Binnenseen, an der Meeresküste und in verschiedener Entfernung von ihr sich ablagernden Gebilde lehrt; es ist somit die Gesamtheit der gleichzeitig gebildeten Sedimente durch die Angabe ihres Alters in keiner Weise etwa auch nach ihrer stofflichen Zusammensetzung bestimmt. Wohl aber kann dies angenähert für kleinere abgegrenzte Gebiete der Fall sein; so sind beispielsweise die als Buntsandstein und Muschelkalk bezeichneten Teile der Triasformation für Deutschland durch ihre Namen im allgemeinen auch petrographisch gut gekennzeichnet. In noch höherem Grade sind die Gesteine kleinerer Unterabteilungen der Formationen auf kleine Entfernungen hin ähnlich entwickelt: hier gestattet die nachgewiesene geologische Übereinstimmung oder die Benützung einer geologischen Karte geradezu Erfahrungen über die stoffliche Zusammensetzung eines Bodens unter Berücksichtigung der örtlichen Verhältnisse von einer Stelle auf eine andere zu übertragen; doch gehört auch hierzu, wie zu jeder Anwendung naturwissenschaftlicher Erfahrungen, Sachkenntnis und Vorsicht.

Wenn die feste Erdrinde in ihrem Verhältnis von Meer und Land und somit auch die auf diesem beruhende Ablagerung von Sedimenten wesentlich durch epigenetische Vorgänge beeinflusst würde, müßten die sedimentären Bildungen im allgemeinen horizontal übereinander liegen, und die Oberfläche der Erde müßte auf sehr weite Strecken hin von gleichaltrigen Gesteinen, den Produkten der letzten Meeresbedeckung des betreffenden Landteiles eingenommen werden. Sehr oft liegen aber auf der Erdoberfläche verschieden alte Gesteine auf einem verhältnismäßig kleinen Gebiet nebeneinander; ferner liegen die Sedimente sehr oft nicht horizontal,

sondern sämtlich oder teilweise geneigt, sie fallen unter kleineren oder größeren Winkeln gegen den Horizont ein. Diese Lagerung weist unzweideutig auf eine Änderung der Lage der Gesteine nach ihrer Bildung hin, ebenso wie die oft beobachtete Tatsache, daß aufeinander folgende Schichten verschiedener Gesteine nicht parallel übereinander liegen, sondern daß die höheren (hangenden) Schichten eine andere Neigung gegen den Horizont besitzen als die tieferen (liegenden). Man faßt alle diese Änderungen der Lage, die Verschiebungen in der Erdrinde anzeigen und eine Folge von Zustandsänderungen in größerer Tiefe sind, als Dislokationen zusammen; die wichtigsten unter ihnen sind die Verwerfungen, Bewegungen von Krustenteilen längs einer Zerreißungsfläche, und die Faltungen, Biegungen der Schichten. Aneinander gepreßte Faltenzüge, besonders auch die Deckfallen, bei denen ein Flügel der Falte abgerissen und über den anderen Flügel hinübergeschoben wird, setzen die weitaus meisten Gebirge, die sogenannten Kettengebirge oder Faltengebirge zusammen (Alpen, Karpathen, Cordilleren, Anden); auch die mitteldeutschen Gebirge sind zum größten Teile Reste derartiger Kettengebirge, eines alten gewaltigen Alpenbogens, verdanken jedoch ihre heutige orographische Gestalt nach vorangegangener Einebnung jüngeren orogenetischen Vorgängen.

Die durch diese orogenetischen Vorgänge hervorgebrachten Höhenunterschiede sucht die Tätigkeit der Atmosphären in Verbindung mit der Schwerkraft auf verschiedenen Wegen auszugleichen. Durch Verwitterung lose gewordene Teile der höheren Partien stürzen infolge der Schwere hinab, werden vom fließenden Wasser oder Eis talab geführt, von der bewegten Luft fortgetragen und durch die Schwerkraft entfernt von ihrem Ursprungsort zum Absatz gebracht: Bildung der mechanischen Sedimente; die bei der Verwitterung und beim Transport in Lösung gehenden Teile liefern das Material zu den chemischen Absätzen. Immer neue Dislokationen bewirken von neuem Verschiebung von Wasser und Land und Auftümmung neuer Gebirge, das Sediment des Meeresgrundes wird das Gipfelgestein hoher Gebirge und unterliegt an der Erdoberfläche den gleichen Einflüssen der Verwitterung und Zersetzung wie die Gesteine, die zu seinem Aufbau die Stoffe geliefert haben: Bruchstücke und Zersetzungsprodukte werden von neuem fortgeführt, von neuem abgelagert, lösliche Teile gehen von neuem in Lösung und werden wieder ausgeschieden, so daß sich durch Umlagerung desselben Materials stets neue Sedimente bilden und somit die Teile der bei oberflächlicher Betrachtung unbeweglich und unveränderlich erscheinenden Gesteinsoberwelt sich in einem ununterbrochenen Kreislauf befinden.

Es bauen sich somit neu entstehende Sedimente aus Stoffen auf, die ursprünglich als Bestandmassen von Erstarrungsgesteinen in den Kreislauf der Gesteinwelt eingetreten sind, aber schon mehrfach als Bausteine von Sedimenten gebient haben können; sie setzen sich zusammen aus frischen, schwächer oder stärker veränderten Brocken ihrer Ursprungsgesteine, aus den widerstandsfähigsten Bestandteilen dieser, besonders aus Quarz, und aus ihren widerstandsfähigsten Zersetzungserzeugnissen, besonders Tonsubstanzen und hellem Glimmer, nach der Größe getrennt oder vermischt, teils aus Abscheidungen der den verwitterten Gesteinen entzogenen löslichen Stoffe. Der späteren Umwandlung zunächst unveränderter oder nur wenig veränderter Reste der zersetzlichen Bestandteile der Erstarrungsgesteine verdanken die aus Sedimentgesteinen sich entwickelnden Böden den größten Teil ihrer anorganischen Nährstoffe.

B. Systematik der Sedimentgesteine.

Die Einteilung der Sedimente ist unter Zugrundelegung verschiedener Gesichtspunkte möglich, die Wahl dieser von dem Zwecke abhängig, dem die Einteilung dienen soll; für die hier verfolgten Ziele geht man wohl am besten von der Entstehungsart aus. Als Hauptgruppen ergeben sich dann, wie schon die einleitenden Ausführungen über die Entstehung der Gesteine zeigen:

I. Mechanische Sedimente (aus den Trümmern älterer Gesteine aufgebaut);

II. Ausscheidungs-sedimente (chemische Präzipitate, aus gelösten Bestandteilen und Auslaugungsprodukten älterer Gesteine hervorgegangen) teils rein anorganischen Ursprungs, teils durch Lebensvorgänge ausgeschieden.

Es muß jedoch schon hier betont werden, daß Sedimentgesteine auch beide Arten von Bestandteilen enthalten können und tatsächlich sehr oft enthalten, da Ablagerung von Sinkstoffen und Ausscheidung aus Lösung gleichzeitig und am gleichen Ort sich nicht grundsätzlich ausschließen.

1. Mechanische Sedimente.

Die mechanischen Sedimente lassen sich am besten nach der Ursache der Bewegung einteilen, die vor dem Absatz der aus ihrem Verbands gelösten Bruchstücke älterer Gesteine diese Trümmer an andere Stellen verfrachtet hat.

Die bei der Bildung aller Sedimente wirksame Schwerkraft kann auch für sich allein den Absturz von Trümmern nach der Tiefe bewirken; das wichtigste Bewegungsmittel ist das Wasser, das auch als Eis wirksam ist, und schließlich verfrachtet auch die bewegte Luft loses Material, das beim Niederfallen charakteristische Sedimente bildet. Wenn auch die auf den verschiedenen Wegen entstandenen mechanischen Sedimente sich von einander auf Grund der Gesamtheit ihrer Eigenschaften in der Regel leicht unterscheiden lassen, so können doch auch trotz verschiedener Bildungsweise innerhalb der mechanischen Sedimente petrographisch sehr ähnliche Gebilde entstehen, die dann auch die gleiche petrographische Bezeichnung erhalten haben; andererseits können bei der Bildung mechanischer Absätze verschiedene Bildungsweisen gleichzeitig oder nacheinander zur Geltung kommen, wie Beimischung vom Winde transportierter Massen zum Absatz aus Wasser oder Umlagerung vom Eis abgesetzter Massen durch fließendes Wasser. Eine nach einem einheitlichen Grundsatz aufgebaute Einteilung der mechanischen Sedimente läßt sich daher für die hier verfolgten Zwecke der Natur der Sache nach nicht in voller Strenge durchführen.

Eine sehr große Rolle spielt für mechanische Sedimente und die sich aus ihnen entwickelnden Böden die Korngröße der einzelnen Komponenten. Die größten Einheiten heißen, falls sie noch deutlich durch Ecken, Kanten und rauhe, unebene Flächen ihre Entstehung durch Zersprengung und Zertrümmerung erkennen lassen, Bruchstücke, Trümmer (auch Schutt), abgerollt und geglättet Geschiebe und Gerölle (Schotter); sinkt ihre Größe unter einige Zentimeter, so nennt man sie Kies, unter Erbsengröße heißen sie Sandkörner, und die feinsten, aus Wasser sich nur langsam absinkenden Teile bilden den Schlamm. Nach einer anderen Einteilung, die sich mehr der bei der physikalischen Bodenanalyse üblichen anschließt, bezeichnet man die Gemengteile über 3 Millimeter als grobes Material, die Körner zwischen 3 und 2 Millimeter als Grand, die unter 2 Millimeter als Sand, und zwar zwischen 2 und 1·1 Millimeter als sehr groben Sand, zwischen 1·1 und 0·5 als groben Sand, zwischen 0·5 und 0·25 als mittleren Sand und zwischen 0·25 und 0·05 als feinen Sand; feinere Bestandteile bilden den Schlamm.*) W. Salomon unterscheidet nach dem Gefühl: Gesteinsbrocken, deren Gestalt man mit dem Finger unterscheidet, Sandkörner, die sich den Fingernerven als getrennte Körner zu erkennen geben, und Bestandteile der Gesteinsmehle, bei denen dies nicht mehr der Fall ist.

*) Die bisweilen für „Schlamm“ ohne Rücksicht auf die mineralogisch-chemische Zusammenziehung angewendete Bezeichnung „Ton“ ist als irreführend unter allen Umständen zu vermeiden.

Auf Grund eines von einer internationalen Kommission angenommenen Vorschlages von Utterberg bezeichnet man jetzt

Körner größer als 2 cm:	Stein und Geröll,
von 2 — 0·2 cm:	Ries,
„ 0·2 — 0·02 cm:	Grobsand,
„ 0·02 — 0·002 cm:	Feinsand,
„ 0·002 — 0·0002 cm:	Schluff,
kleiner als 0·0002 cm:	Kolloidton oder Kohlon.

Alle mechanischen Sedimente kommen als lockere Ablagerungen zum Absatz; damit sie zu festen Gesteinen (im gewöhnlichen Sinn des Wortes) werden, bedarf es verfestigender Vorgänge verschiedener Art, die vielfach als Diagenese zusammengefaßt werden. Beschränken sich die verfestigenden diagenetischen Vorgänge nur auf einen Teil der Komponenten, und zwar stets auf den feinstkörnigen, oder siedeln sich zwischen den größeren Körnern das Gestein verfestigende Neubildungen an, so bezeichnet man diesen das Gesamtgestein verkittenden Teil der Gemengteile als fein Zement. Wenn, wie es oft der Fall ist, aber nicht immer notwendig sein muß, der Schlamm wesentlich aus Tonsubstanzen besteht, so führt einfache Austrocknung zu einem verfestigten Tongestein; haben sich Tonsubstanzen zusammen mit größerem Material abgesetzt, so dienen diese als Verkittungsmittel, das Gestein hat ein toniges Zement. Kalkiges Zement entsteht aus eingeschwemmten Kalkteilchen oder durch Kalkausscheidung infolge von Zersetzung der abgelagerten Körner; eine Mischung von Kalk- und Tonsubstanzen als Kitt des Gesteins bildet ein mergeliges Zement. Auch Brauneisenerz dient als Bindemittel, teils als chemischer Absatz aus Eisen-salze enthaltendem Wasser, teils als Zersetzungsprodukt eisenhaltiger Körner; verhältnismäßig selten als herrschendes Bindemittel findet es sich sehr weit verbreitet in Verbindung mit anderen, besonders als tonig-eisenschüssiges Zement. Bildung von wasserhaltigem Siliziumdiogenid bedingt das kieselige Zement, bald als Opal die Körner verkittend, bald ein Weiterwachsen der abgerollten Quarzkörner bewirkend; eine wegen ihres Kalkgehaltes sehr wichtige Neubildung, der grüne Glaukonit, ein amorphes Kaliumeisensilikat, das vielfach auch in Körnchen sich den Sedimenten heimischt, dient gleichfalls als Bindemittel. Die Beschaffenheit und die Menge des Zements spielt für die Natur der aus den mechanischen Sedimenten sich entwickelnden Böden eine sehr bedeutende Rolle.

a) Anhäufungen von Blöcken und Trümmern wesentlich durch Wirkung der Schwerkraft.

Die mechanische und chemische Einwirkung der Atmosphären, die eine Auflockerung des festen Gesteins bewirkt, wurde bei der Verwitterung und Zersetzung der Erstarrungsgesteine (S. 111) besprochen; diese Darlegungen gelten, wie oben ausgeführt wurde, natürlich in entsprechender Weise für alle Gesteine, die sich an der Oberfläche der Erde an der Grenze zwischen Lithosphäre und Atmosphäre befinden, ohne Rücksicht auf ihre Entstehung. Da ferner rein mechanische Wirkungen, besonders das Zerspringen, wesentlich auf den Höhen der Gebirge zur Geltung kommt (siehe oben S. 113), sind viele Gipfelgebiete ohne Unterschied der sie zusammensetzenden Gesteine von einer Trümmerdecke gebildet, unter der man festes anstehendes Gestein oft nur an Abstürzen und Wänden wahrnehmen kann. Sodann bewirkt Klüftung und bankige Absonderung mancher Gesteine bei der Verwitterung einen Zerfall zu gewaltigen Blöcken, zwischen denen das feinere Verwitterungsmaterial fortgeführt wird, so daß sogenannte Felsenmeere entstehen können. Derartige Blockanhäufungen und Schuttmassen geraten infolge der Schwerkraft in langsame Bewegung, die auch im gemäßigten Klima an steilen Hängen jährlich mehrere Zentimeter erreichen kann (das sogenannte „Gefriech“) und in polaren und subpolaren Gebieten die Entstehung gewaltiger Blockströme veranlaßt, die sich mit viel größerer Geschwindigkeit (bis zu 5 m im Jahre) über den gefrorenen Untergrund bewegen; auf entsprechende Vorgänge zur Eiszeit wird jetzt vielfach ein sehr großer Teil der oben erwähnten Blockströme der Mittelgebirge zurückgeführt, die demnach Reste viel älterer Bodenformen sein würden. Die ganzen Vorgänge faßt man als „Erdfliessen“ oder Solifluktion zusammen.

Viel stärker ist die Wirkung des unmittelbaren Herabstürzens von gelockertem Material, das in allen Gebirgen infolge der Schwerkraft, vielfach auch von Regen unterstützt, in großen Massen statthat, dem Wanderer als Stein Schlag bekannt. Löst sich ein Gesteinsstück an einer ausreichend geneigten Stelle der Oberfläche ab, so stürzt es zur Tiefe, sein Fall stört das labile Gleichgewicht anderer Trümmer, die gleichfalls niederstürzen; Felszacken verlieren durch Ablösung unter ihnen liegender Gesteinsteile ihren Halt, brechen ab und zerbrechen beim Auffallen in zahlreiche größere und kleinere Stücke: alle diese Vorgänge bewirken, daß sich an flachen Abhängen des Gebirges und an ihrem Fuße im Tale große

Massen eckiger Trümmer von sehr verschiedener Größe zu Schutthalden und Schuttkegeln ansammeln. Regengüsse veranlassen das Herabfallen von losen Stücken auch an Stellen, an denen die Steine an sich liegen bleiben würden, sie beschleunigen somit die Aufschüttung der Halden und Regel und sind, da sie durch Fortführen des Schuttes immer von neuem feste Massen bloßlegen und somit den angreifenden Kräften zugänglich machen, indirekt die Ursache für weiteres Vordringen der Zerstörung. Ähnliche, vielfach noch viel gewaltigere Bildungen entstehen durch sogenannte Bergschliffe und Bergstürze: große Gesteinsmassen gleiten auf schlüpfrig gewordenem Untergrunde hinab oder brechen bei Überschreitung der Maximalböschung des Gehänges herunter, wobei Blockhalden im Tale entstehen, die oft Hunderte von Millionen Kubikmeter Gesteinsschutt umfassen.

Für alle diese Aufschüttungsmassen, denen die Ablagerungen der unten besprochenen Muren oder Murbüche nach Entstehung und Beschaffenheit sich anschließen, ist neben ihrem Aufbau aus ausschließlich oder vorwiegend grobem Material von eckiger Umgrenzung ihr auch bei großer Ausdehnung und bedeutender Mächtigkeit immer deutlich erkennbarer Charakter einer örtlichen Bildung bezeichnend.

Als Böden betrachtet sind derartige Bildungen für den Pflanzenwuchs höchst ungünstig: es fehlt ihnen die sowohl mechanisch wie chemisch wichtige Feinerde, da die bei der Zertrümmerung gebildeten oder durch Verwitterung entstehenden feinsten Teilchen nicht liegen bleiben, sondern immer wieder abgespült oder in die großen Lücken zwischen den Brocken hineingespült werden, und es bedarf daher überaus langer Zeiträume, bis durch tiefgehende Verwitterung und eine andauernde Tätigkeit der niederen Organismen die Verhältnisse sich entscheidend bessern.

b) Anhäufungen durch transportierende Medien.

In einem gewissen Gegensatz zur Schwerkraft, die für sich allein hauptsächlich grobes Material verlagert — nur bei Gekrieck kann auch feiner körniges Material erheblich in Betracht kommen — transportiert fließendes Wasser ebenso wie Eis Gebilde von sehr verschiedener Korngröße; der Wind beschränkt seine Tätigkeit wesentlich auf kleinere Bestandteile. Während aber beim fließenden Wasser und der bewegten Luft eine Sonderung nach der Korngröße eintritt, ist für die meisten und wichtigsten der durch Eistransport entstandenen Gesteine eine

Mischung sehr verschieden großen Materials charakteristisch; Trennungen nach der Korngröße finden bei Glazialablagerungen nur durch Mitwirkung oder durch spätere Einwirkung von fließendem Wasser oder bewegter Luft statt.

a) Durch Wasser zusammengeschwemmte Sedimente.

Das abströmende Wasser führt ungeheure Massen festen Materials aus dem Gebirge in die Ebene hinaus, zum größten Teil Verwitterungsschutt, der durch Regen und durch Schneeschmelze mit ihren Folgeerscheinungen in die Flußbetten geschwemmt wird; ihm gesellen sich Gesteinsmassen, die durch die Tätigkeit des Wassers und der von ihm mitgeführten Steine dem Ufer und dem Grund des Bettes entrißen werden. Auf dieser erodierenden Tätigkeit beruht im wesentlichen die Vertiefung und Verbreiterung der Flußbetten sowie das andauernde Wachstum der Täler nach dem Gebirge zu. Während das Wasser der von den Höhen der Gebirge herabfließenden Bäche in der Regel klar und frei von Verunreinigungen erscheint, da die kleineren, von der normalen Wassermenge zu bewältigenden Gesteinsteilchen sich nicht ansammeln, sondern sogleich talabwärts transportiert werden, die größeren selbst unter günstigen Umständen nur ganz langsam am Grunde des Baches fortgeschoben werden, so erweist sich bei Hochwasser das Wasser des angeschwollenen Baches durch mitgerissene Teilchen stark getrübt; gleichzeitig werden durch die vervielfachte Stoßkraft des Wassers große Gesteinsstücke und ganze Blöcke talab geführt, die gegen einander und gegen die Gesteine des Grundes und der Ufer stoßen und somit auch ihrerseits feines Gesteinsmaterial erzeugen. Am stärksten zeigt sich die von der Wassermenge und dem Gefälle abhängige Stoßkraft des Wassers in Hochgebirgen bei der Schneeschmelze oder nach großen Regengüssen: die Wassermassen stürzen in sonst trocken liegenden Runsen und Gräben herab, vereinigen sich zu Wildbächen und führen den die Abhänge bedeckenden Verwitterungsschutt in solcher Menge mit sich, daß sie bisweilen mehr feste Teile als Wasser hinabwälzen (Muren oder Murbäche) — auf diesem Wege bilden sich im Tal ungeheure Schutt- ablagerungen, die in ihrer Beschaffenheit sich an die durch Sturz entstandenen Schuttkegel unmittelbar anschließen.

Mit abnehmendem Gefälle nimmt auch die Stoßkraft des Wassers (bei gleichbleibender Wassermenge) sehr erheblich ab; es vermögen daher die Wassermassen die Blöcke, die sie bei Hochwasser abwärts geführt haben, nicht mehr weiter zu verfrachten — einen beträchtlichen Teil der mitge-

föhrten Blöcke haben die Gebirgsbäche schon während des Hochwassers beim Heraustreten aus ihrem Bett außerhalb ihrer Ufer abgelagert, wo sie liegen bleiben, bis ein besonders großes Hochwasser sie wieder erreicht und talabwärts zu bewegen vermag. Die im Flußbett liegen gebliebenen Blöcke werden weiter verkleinert; bei normalem Wasserstand werden sie von den kleineren Steinen, die das Wasser über sie hinwegrollt, berieben und geglättet, bei wieder eintretendem Hochwasser wälzt der Fluß sie wieder ein Stück in das Tal hinaus, wobei sie sich am Untergrund und an den mitgeführten Blöcken reiben. Die Gesteinsstücke verlieren ihre eckige Form, sie werden rundlich und somit zu Geröllen, Kies und Sand, während die abgeriebenen feinsten Teilchen den Schlamm bilden. Für jede Größe der Geschiebe gibt es einen Mindestwert der Stoßkraft des Wassers, der für die Fortbewegung der festen Teile erforderlich ist; sinkt die Geschwindigkeit unter diese Grenze, so fallen die Massen der bestimmten Größe zu Boden und bilden vielfach Sandbänke, deren Bestandteile bei Erhöhung der Geschwindigkeit durch Hochwasser weiter talabwärts wandern. Es werden daher die vom Flusse mitgeführten Geschiebe umso kleiner, je weiter vom Quellgebiete entfernt sie sich befinden: die mitgeführten Massen werden einerseits immer mehr zerkleinert, je länger der Transport dauert, andererseits müssen die größeren Stücke wegen Verminderung der Stromgeschwindigkeit immer mehr zurückbleiben, je mehr sich der Fluß seinem Unterlauf nähert.

Da bei Hochwasser der Fluß öfters aus seinen Ufern tritt, so können Ablagerungen von Kies, Sand und Schlamm, letzterer als Muelehme (oder Silt), den Fluß zu beiden Seiten begleiten; infolge davon können durch die Tätigkeit von Flüssen, die ihr Bett seitlich verschieben, weite Flächen von den Ablagerungen der Flüsse bedeckt werden. Da sich im Laufe der Zeit die Wasserführung des Stromes, bisweilen auch sein Gefälle, stark verändert, so finden sich Kiese und Schotter (grobe, mit Geröllen vermischte Kiese) oft an Stellen der Flüsse, an denen diese heute nur noch Sand und Schlamm zu transportieren vermögen. Überschwemmungen veranlassen die Ablagerung von gröberem und feinem Material; dabei nimmt von den zu gleicher Zeit mitgeführten Stoffen das größte Material die unterste, das feinste die oberste Lage ein — mehrfache Überschwemmungen können zu wiederholtem Wechsel von Kiesen, Sanden und Schlamm führen. Im allgemeinen muß aber auch die Korngröße dieser den Fluß begleitenden alluvialen Bildungen vom Oberlauf nach dem Unterlauf abnehmen.

Untersuchungen über die Menge der festen Massen, die die Flüsse mit sich führen, sind mehrfach angestellt worden und haben zu Schätzungen des Gesamtbetrages geführt; die Masse ist an derselben Stelle des Flusses natürlich abhängig von der Wassermenge, die in der Zeiteinheit vorüberfließt, und von seinem Gehalt an Sinkstoffen in der gleichen Menge Wassers, somit bei Hochwasser um das vielfache größer als bei Niedrigwasser. Während des ganzen Jahres vom März 1915 bis März 1916 bei Offenau am Neckar unmittelbar unterhalb der Einmündung der Jagst angestellte Versuche ergaben, daß der Neckar hier lediglich an mechanisch fortgeführten Schwebstoffen — die gröberen am Boden fortbewegten Gerölle und Kiese entziehen sich hier der Schätzung*) — rund 300.000 t festes Material talabwärts befördert; dementsprechend führen natürlich die großen, teilweise auch viel schlammreicheren Ströme sehr viel größere Massen mit sich.

Für den Pflanzenwuchs sind natürlich die Geröllablagerungen wie die Schotter und Kiese durchaus ungeeignet; bei den Sandablagerungen wird die Fruchtbarkeit, von den Wasserverhältnissen ganz abgesehen, von der mineralogischen Natur des Sandes und dem Alter der Ablagerung abhängen. Sandanhäufungen, die ausschließlich aus Quarz bestehen (ein sehr häufiger Fall), sind durchaus unfruchtbar, aber auch felspatreiche Sande sind für den Ackerbau natürlich nur geeignet, wenn die Verwitterung schon Zeit gehabt hat, auf die zersehbaren Bestandteile einzuwirken und aus einem Teil derselben Feinerde zu bilden: gewöhnlich war dort, wo der Fluß den Sand abgesetzt hat, seine Stoßkraft immer noch groß genug, um den größten Teil des Schlammes mit sich fortzuführen. Wo jedoch diese feinsten Teilchen zum Abjaz gelangen, bedingen sie unter günstigen Umständen sehr große Fruchtbarkeit (Schlamm des unteren Mittelalters).

Von seinen Sinkstoffen setzt ein Fluß nur einen verhältnismäßig sehr geringen Teil an seinem Ufer ab; sehr viel größere Massen führt er in ruhende Wasserbecken, besonders in das Meer hinaus. Die Menge der festen Teile, die in der gleichen Zeit auf diesem Wege dem Festlande entzogen werden, ist für die verschiedenen Flüsse sehr verschieden und schwankt auch in demselben Fluß oft mehrfach im Laufe eines Jahres in weiten Grenzen. Einen Begriff von den gewaltigen, auf diesem Wege ver-

*) In anderen Fällen, so bei Deltabildungen von Gebirgsflüssen in einem von ihnen durchströmten See, konnte die Geschiebeführung berechnet werden: die Reuß lagert jährlich 200.000 cbm Geschiebe im Vierwaldstätter See ab.

lagerten Massen geben die für einige Ströme berechneten Werte: es setzt der Hoangho jährlich fast 500 Millionen Kubikmeter feste Stoffe im Meere ab, der Mississippi 200 Millionen, die Donau über 35 Millionen, der Po über 11 Millionen. Das Wasser des Flusses verliert nach der Einmündung sehr rasch seine Stoßkraft, die mitgeführten festen Stoffe sinken daher rasch nieder, und zwar der Mündung umso näher, je größer sie sind; nur die feinsten Teilchen werden längere Zeit schwebend erhalten und gelangen zum Teil weiter in das Meer hinaus. Die unmittelbar in der Nähe der Mündung untersinkenden Massen bauen die Deltas auf, die in vielen Fällen sehr rasch wachsen (beim Mississippi jährlich bis 113 m); auf diesem Wege werden ganze Meeressteile (natürlich ebenso auch Teile von Binnenseen und ganze Seen) aufgefüllt und zugeschüttet. So ist die lombardische Tiefebene ein vom Po und seinen Nebenflüssen zugeschütteter Meerbusen, und noch jetzt schreitet das Wachstum des Po-Deltas sehr rasch fort; der Genfer See würde bei gleichmäßigem Weiterwachsen des Rhonedeltas in 48.000 Jahren völlig verlandet sein. Das Fehlen einer Delta-bildung an der Mündung großer Ströme (Elbe, Oder, Amazonasstrom usw.) deutet auf ein Sinken des Meeresbodens hin, das die Wirkung der Aufschüttung aufhebt.

Das auf diesem Wege in das Meer hinausgeführte Material besteht, wie oben ausgeführt, aus Bruchstücken der das Stromgebiet aufbauenden Gesteine und aus Fragmenten der diese Gesteine zusammensetzenden Minerale sowie aus deren schwer löslichen oder praktisch unlöslichen Zersetzungprodukten; die leicht löslichen Minerale und die bei der Zersetzung sich bildenden leicht löslichen Umwandlungsprodukte werden vom Wasser aufgenommen und veranlassen im Meere die Bildung der später zu besprechenden chemischen Absätze oder Präzipitate. Am weitesten verbreitet sind daher in dem von den Flüssen in das Meer geführten Sand und Schlamm: Quarz, Kaolin und andere Tonsubstanzen, auch Kaliglimmer ist häufig; jedoch treten auch die in den Erstarrungsgesteinen weit verbreiteten Minerale Biotit, Phlogene, Amphibole, Erze, Apatit sowie besonders die Glieder der Feldspatgruppe oft in erheblichen Mengen auf.

Zu diesen Massen gesellen sich noch Gesteinsbruchstücke, die das Meer selbst dem Festlande an den Steilküsten entreißt. Die Brandung schafft an der Steilküste eine Hohlkehle, die über ihr liegenden Felsmassen brechen herunter und die Bruchstücke werden von den Wellen immer von neuem gegen den Fels geschleudert. Auf diesem Wege bildet sich eine neue

Hohlkehle, die zu neuen Abbrüchen Veranlassung gibt. Gleichzeitig werden die heruntergebrochenen Stücke durch diese Tätigkeit der Wellen zu Geröllen, Sand und Schlamm verarbeitet. Alle diese losen Massen sinken, je größer sie sind, desto näher dem Ufer zu Boden und vermischen sich mit den von den Flüssen in das Meer hinausgeführten Sinkstoffen. Der Küste zunächst herrschen daher die Gerölle, in etwas weiterer Entfernung zunächst die groben, dann die feinen Sande, am weitesten werden die Schlammteile hinausgetragen, bevor sie zu Boden fallen. Natürlich gelangt mit den Geröllen auch Sand und Schlamm, mit dem Sand auch Schlamm zum Absatz, während gelegentlich größere Teilchen weiter in das Meer hinausgetragen werden; auf diesem Wege bilden sich Übergänge zwischen den durch ihre Teilchengröße im allgemeinen unterschiedenen Ablagerungen.

Alle diese Ablagerungen bedecken in horizontalen Lagen den Boden; sie sind geschichtet, d. h. sie bestehen aus einzelnen Lagen von wechselnder Zusammensetzung, die durch parallele Flächen (Schichtfugen, entstanden durch Unterbrechung der Ablagerungen des abgesetzten Materiales) gegeneinander abgegrenzt werden.

Alle mechanischen Ablagerungen können, wie oben erwähnt, durch Diagenese in feste, zusammenhängende Gesteine übergehen; unter den sekundär verfestigten, durch Wassertransport entstandenen Gesteinen unterscheidet man nach der Beschaffenheit der zusammengeschwemmten Stücke:

Breccien (hebt vielfach auch mit der entsprechenden deutschen Bezeichnung Brecken genannt) = verkitteter Schutt, die großen Stücke sind eckig begrenzt;

Konglomerate = verkittete Gerölle und Kiese;

Sandsteine = verkitteter Sand;

Tone, Lehme und andere Tongesteine im weiteren Sinne = verfestigter Schlamm und andere tonreiche feinste Ablagerungen.

1) Breccien und Konglomerate.

An sich sind in der Natur so viel verschiedene, nur aus Fragmenten und Gemengteilen eines einzigen Gesteins aufgebaute, daher monogen genannte Breccien und Konglomerate denkbar, als es (nicht zu leicht verwitternde) Erstarrungs- und Sedimentgesteine gibt; zu ihnen gesellt sich noch die gewaltige Zahl von entsprechenden Gebilden, die aus den Fragmenten mehrerer Gesteine bestehen und daher als polygene Breccien

und Konglomerate bezeichnet werden. Maßgebend für die Entstehung der einen oder anderen Gruppe ist die geologisch-petrographische Zusammensetzung des Gebietes, dem die Fragmente entnommen werden: am Fuße eines wesentlich aus einem Gestein bestehenden Gebirges, an einer von einer Felsart aufgebauten Küste werden sich Ablagerungen bilden, die herrschend aus den Gemengteilen dieses einen Gesteins sich zusammensetzen; besteht das Gebiet, aus dem Schutt und Gerölle stammen, wie besonders bei den Ablagerungen aus größeren Flußsystemen, aus verschiedenen Gesteinen, so entstehen polygene Gebilde. Scharfe Grenzen gibt es zwischen beiden Gruppen natürlich nicht.

Unter den monogenen Konglomeraten und Breccien sind Gesteine bekannt, die sich völlig aus Granitbruchstücken aufbauen; auch andere Tiefen- und Ergußgesteine liefern bisweilen für sich allein das Material zu grobkörnigen klastischen Gesteinen. Sehr weite Verbreitung besitzen unter diesen die aus Quarzporphyrmaterial aufgebauten Breccien und Konglomerate, die in großen Teilen von Mitteleuropa in der Formation des Rotliegenden eine bedeutende Rolle spielen; Konglomerate, die als Gerölle wesentlich Quarzkörner enthalten, finden sich vielfach, besonders in den älteren Formationen, ferner kennt man ausschließlich aus Kalkstein bestehende Breccien und Konglomerate und andere mehr.

Noch weiter verbreitet sind polygene Konglomerate, vielfach durch Übergänge mit den monogenen verknüpft; bekannte Beispiele sind sehr viele Konglomerate des Rotliegenden, ferner die tertiäre Magelfluh in der Schweiz, die sich, beispielsweise am Rigi, deutlich als eine verfestigte Delta-bildung erkennen läßt, während die jüngere oder diluviale Magelfluh, ein im nördlichen Vorlande der Alpen sehr weit verbreiteter fluvio-glazialer Schotter, wesentlich aus aufgearbeitetem und umgelagertem Moränenschutt besteht. An der Grenze dieser polygenen Gebilde gegen grobkörnige Sandsteine steht die Grauwacke, ein aus Quarz, Ton-schiefer, Kiesel-schiefer-fragmenten sowie Feldspat bestehendes, fest zementiertes Gestein von gewöhnlich grauer Farbe, das in den alten Formationen weit verbreitet ist und durch Größerwerden der Kollstücke in echte Grauwackenkonglomerate übergeht.

2) Sandsteine.

Sandsteine sind zementierte Sande und als solche, der Häufigkeit von Sandablagerungen an der heutigen Erdoberfläche entsprechend, in allen geologischen Formationen überaus weit verbreitet. Ihr wichtigster, aber

durchaus nicht einziger und auch nicht immer vorherrschender, in Körnern auftretender Bestandteil ist Quarz. Die einzelnen Körner sind, besonders wenn die Gebilde klein sind, nicht immer vollkommen rund, sondern vielfach nur teilweise abgerundet bis eckig; eine entsprechende Begrenzung weisen Trümmer auf, die einen nur kurzen Transport durchgemacht haben. In Körnern treten neben dem herrschenden Quarz besonders noch Feldspat auf, bisweilen in erheblichen Mengen; derartige Sandsteine werden als Arkose bezeichnet. Weit verbreitet ist ferner in Blättern der Kaliglimmer, die übrigen oben als Gemengteile mechanischer Sedimente genannten Minerale sind teils seltener, teils treten sie wie Kaolin und andere tonige Substanzen in bestimmten Sandsteinen herrschend im Zement auf.

Man unterscheidet unter den Sandsteinen nach dem Zement verschiedene Gruppen:

Sandsteine mit tonigem Zement oder tonige Sandsteine, die verbreitetste Varietät. Das Zement wird wesentlich von Tonsubstanzen gebildet, die in den meisten Fällen eingeschwemmt sind, bisweilen aber sich auch durch Zersetzung von Feldspatkörnchen an Ort und Stelle bilden können. Die Farben sind oft hell; durch Färbung des Zementes mit Eisenoxyden entstehen aber auch weit verbreitete rote und braune Sandsteine. Der Tongehalt ist durch den eigentümlichen Geruch erkennbar, den alle tonhaltigen Gesteine beim Anhauchen aufweisen. Durch Zunahme des Zementes gehen die tonigen Sandsteine in sandige Lehme und weiterhin in Tone über.

Findet sich im Zement von Sandsteinen neben Ton auch kohlen-saurer Kalk, so entstehen Sandsteine mit mergeligem Zement, die durch Vorherrschen des Zementes in sandige Mergel übergehen; nimmt anderseits im Zement der Ton ab und der Kalk zu, so erhält man Sandsteine mit kalkigem Zement, die gewöhnlich graue Farbentöne aufweisen und durch Abnahme der Körner in unreine sandige Kalksteine übergehen. Der Kalkgehalt der Sandsteine ist teils auf mechanische Einschwemmung von Kalkschlamm, teils auf chemische Ausscheidung zurückzuführen.

Im Zement weit verbreitet, wenn auch nur selten in ihm als herrschender Gemengteil entwickelt, findet sich als Bindemittel Eisenoxydhydrat in Flocken und Strängen, seltener Eisenoxyd. Die durch dieses Zement verkitteten eisenschüssigen Sandsteine besitzen gewöhnlich braune oder rote Farbe; neben der Eisenverbindung tritt oft in größeren oder geringeren Mengen Ton auf. Das Eisenoxydhydrat ist niemals eingeschwemmt, sondern stets durch chemische Vorgänge entstanden.

Sandsteine mit kieseligem Zement (nicht selten, aber doch nicht so weit verbreitet wie die übrigen Arten) sind auffallend hart und fest; das Bindemittel, dessen Menge in sehr weiten Grenzen schwankt, gewöhnlich aber nicht in sehr erheblicher Menge auftritt, ist teils Quarz, teils amorphes wasserhaltiges Siliziumdioxid: Opal.

Glaukonitischer Sandstein ist durch eine grünliche, gewöhnlich in Körnergestalt auftretende Substanz gekennzeichnet, den Glaukonit, der hier erwähnt werden muß, obwohl er durch chemische Ausscheidung, vielfach wohl durch organische Substanz veranlaßt, entsteht. Glaukonit ist ein amorphes wasserhaltiges Kaliumeisensilikat von etwas wechselnder Zusammensetzung; sein erheblicher Gehalt an Kali macht ihn mit Rücksicht auf die Eigenschaften der aus glaukonitischen Sandsteinen sich entwickelnden Böden zu einem wichtigen Gesteinsbestandteil.

Sandsteine nehmen am Aufbau aller Formationen einen sehr großen Anteil und spielen daher an der Erdoberfläche eine wichtige Rolle; obwohl stets mechanische Sedimente, sind sie, wie die Ausführungen über die Bildungsweise der Sande zeigen, auf sehr verschiedenem Wege entstanden. Keineswegs liegen in ihnen, wie früher angenommen wurde, stets marine Ablagerungen vor: große Teile der Buntsandsteinformation und des (bevonischen) Old-Red-Sandsteins sind als Küstenbildungen oder als Gebilde der Flachsee unter bestimmender Mitwirkung von Sandwinden entstanden. (Die reinen Windablagerungen ebenso wie die mit Glazialablagerungen im Zusammenhang stehenden Gebilde werden an späterer Stelle besprochen.)

3) Tongesteine.

Als Tongesteine werden diejenigen mechanischen Sedimente zusammengefaßt, deren Hauptbestandteil wasserhaltige Tonerdesilikate sind: Kaolin und chemisch verwandte, zum Teil wohl amorphe Minerale und entsprechende Gele (vgl. S. 119). Eine ähnliche Rolle spielen durch Verwitterung entstandene Glimmerminerale; andererseits bilden sich im Laufe der geologischen Entwicklung aus den Tonsubstanzen Glimmerminerale infolge von Umkristallisation. Diesen Hauptbestandteilen sind andere Minerale beigemischt, besonders sehr feinkörniger Quarz in größeren oder geringeren Mengen, ferner Feldspate und Biotitblättchen. Die Gesteine erscheinen sehr oft durch organische Substanz grau bis schwarz gefärbt, doch sind auch durch fein verteilte Eisenverbindungen gelb und rot gefärbte Gebilde nicht selten.

Reinster Ton von weißer Farbe ist die stets lockere Porzellanerde, das natürliche Schlämmprodukt zerfekter felspatreicher Gesteine; ähnlich zusammengesetzt, nur etwas Sand enthaltend und durch Eisenoxyd gelblich oder rötlich, durch wenig organische Substanz grau gefärbt, reicher an kolloidalen Bestandteilen und von viel festerem Gefüge ist der Töpferton. Im trockenen Zustand erscheint der Ton überaus dicht, matt und erdig, ist mit dem Fingernagel rigbar und läßt sich leicht zwischen den Fingern verreiben; er saugt Wasser an, das er festhält, und wird dann mehr oder weniger plastisch. Befreit man Tonpulver von etwa vorhandenen färbenden Eisenverbindungen durch Behandeln mit Säure und von der organischen Substanz durch Glühen, so erweist es sich unter dem Mikroskop aufgebaut aus flockigen und schuppigen Anhäufungen von (doppelbrechendem) Kaolin und von den oben erwähnten amorphen Mineralen und Gelen, denen in wechselnden Mengen Quarz- und Feldspatförmchen, Glimmerblättchen, Rutilnadelchen usw. beigemischt sind. Als Letten werden Tone bezeichnet, die sehr sandarm sind, viel Wasser ansaugen und sich im feuchten Zustand fett und schmierig anfühlen; gewöhnlich sind sie bunt gefärbt. Bei höherem Sandgehalt nennt man die Gebilde Lehm, die ihrerseits den Übergang zu Sandsteinen mit tonigem Zement vermitteln; die Anwesenheit von erheblichen Mengen von Kalkkarbonat und Kalzmagnesiumkarbonat bringt Übergänge in die Gruppe der Mergel hervor.

Nach zunehmendem Sandgehalt werden verschiedene Unterabteilungen gemacht (strenger Ton, Ton, sandiger Ton, milder Ton, toniger Lehm, Lehm, sandiger Lehm, lehmiger Sand); für die chemischen Eigenschaften der entsprechenden Böden ist die mineralogische Zusammensetzung der nicht tonigen Bestandmassen, für die bei Tongesteinen besonders wichtigen physikalischen Eigenschaften das Mengenverhältnis von Ton und Sand sowie die Natur der Tonsubstanzen maßgebend — bei eigentlichen Tonböden ist Art und Grad der durch verschiedene physikalisch-chemische Verhältnisse bedingten Krümelung geradezu entscheidend. Fruchtbar im chemischen Sinne von: Nährstoffe der Pflanze darbietend sind auch hier nur die Böden mit reichlichen Mengen von Mineralen, die verwittern und bei der Verwitterung für die Pflanze verwendbare Stoffe in leicht assimilierbarer Form ausscheiden, in erster Linie also Feldspat führende Böden; der weiße Glimmer zerfekt sich in der Regel sehr schwer und kommt daher trotz seines Kaligehaltes für die Ernährung der Pflanze nicht in gleichem Grade in Betracht.

Als Schiefertone werden Gesteine bezeichnet, die sich von den Tonen wesentlich durch größere Festigkeit und eine ausgeprägte Teilbarkeit nach einer Ebene auszeichnen; in ihrer mineralogischen Zusammensetzung stimmen sie vielfach noch mit den Tonen überein, nur stellen sich häufiger Blättchen von hellem Glimmer als Neubildung aus den tonigen Substanzen ein.

Tonschiefer sind überaus verbreitete, dichte, feste, nach einer Ebene infolge von Schieferung (vgl. S. 7 und 202) sehr gut teilbare Gesteine von gewöhnlich grauer und grünlicher, nicht selten aber auch schwarzer, gelber und rötlicher Farbe. Auf der Schieferfläche (dem sogenannten Hauptbruch) besitzen sie einen matten Glanz, senkrecht dazu (auf dem Querbruch) erscheinen sie stumpf. Weder auf dem Hauptbruch noch auf dem Querbruch sind in normalen Tonschiefern für das Auge irgendwelche Gemengteile wahrnehmbar. Ursprünglich Tone, sind sie durch den Gebirgsdruck schieferig geworden und haben unter Einwirkung des Druckes ihre mineralogische Zusammensetzung (nicht ihre chemische) bis zu einem gewissen Grade geändert: die tonigen Substanzen sind teilweise oder gänzlich in farblosen Glimmer umgewandelt, der in kleinen Blättchen parallel der Schieferungsebene liegt, den eigentümlichen Glanz hervorbringt und zu der vorzüglichen Teilbarkeit nach dieser Ebene beiträgt. Außerdem finden sich in dem Gestein wesentlich Quarzkörnchen und Chloritblättchen, untergeordnet zahllose, aber sehr dünne haarartige Nadelchen, vielfach Rutil, die sogenannten Tonschiefernadelchen. Die Menge des Quarzes im Verhältnis zu der Masse der blättrigen Gemengteile schwankt bei den Tonschiefern in denselben weiten Grenzen wie bei den Tonen, aus denen sie hervorgegangen sind; ebenso entsprechen den kalkreichen (mergeligen) Tonen vollkommen die Kalktonschiefer, die zu den entsprechenden Äquivalenten der Mergel hinüberführen.

An die Tonschiefer reihen sich unmittelbar die Phyllite oder Tonglimmerschiefer; auch diese weit verbreiteten dünn-schieferigen Gesteine sind unter Einwirkung des Gebirgsdruckes aus Tonen hervorgegangen und unterscheiden sich von den Tonschiefern eigentlich nur durch größere Dimensionen der Neubildungen, besonders des Kaliglimmers, wodurch sie auf dem Hauptbruch einen stärkeren Glanz erhalten. Sehr oft sind die Gesteine grünlich, doch kommen auch andere Farben, weiß, rot, schwarz vor. Quarzreiche und quarzarme Glieder finden sich auch hier, kalkreiche Gesteine heißen Kalkphyllite, an kohligen Substanzen reiche, dunkle Gesteine nennt man Graphitschiefer; Phyllite, die sich infolge feinschuppiger An-

ordnung der Kaliglimmerblättchen fettig anfühlen und auf dem Hauptbruch einen Seidenglanz besitzen, werden oft als Serizitschiefer bezeichnet.

Die Tongesteine sind in allen Formationen weit verbreitet, und zwar finden sich im allgemeinen in den jüngsten Formationen Tone, in den älteren, besonders im jüngeren Paläozoikum Schiefertone; Ton-schiefer und Phyllite treten dort auf, wo der Gebirgsdruck auf Tone besonders stark eingewirkt hat, also sowohl in den ältesten Bildungen wie auch in den gefalteten Teilen der Erdrinde in allen, auch in den sehr jungen Formationen, wie die jugendlichen, teilweise tertiären Ton-schiefer und Phyllite der Alpen zeigen. Umgekehrt haben auch die ältesten Ton-bildungen ihren Habitus als Ton an Stellen bewahrt, wo sie weder einer Faltung noch einer starken Belastung durch jüngere Sedimente ausgesetzt waren; bekannte Beispiele sind die blauen Tone im unteren Kambrium bei St. Petersburg.

β) Durch Eis abgelagerte Sedimente.

Die Beobachtung an Gletschern der Gegenwart hat gelehrt, daß ihr Auftreten sehr charakteristische Anhäufungen lojen Materials zur Folge hat. Von den die Gletscher umgebenden Felsen fallen Trümmer auf das Eis, die sich infolge des Fließens des Eisstromes mit diesem talabwärts bewegen und sich zu langen, den Ufern des Gletschers parallelen Streifen, zu sogenannten Seitenmoränen ordnen; durch Zusammenfließen zweier Gletscher entsteht aus den beiden benachbarten Seitenmoränen eine Mittelmoräne. Auf Spalten des Eises gelangt ein Teil der Trümmer in das Eis und bildet dort zusammen mit Gesteinsmassen, die aus dem Sammelgebiet des Gletschers stammen (durch Rückwitterung infolge des Spaltenfrostes abgeprengt und von Lawinen in das Firngebiet gebracht) die Innenmoräne des Gletschers. Im Untergrund des Gletschers entsteht die Grundmoräne, ein durchaus ungeschichtetes Gemenge von feinstem Gesteinsmehl, von Sand, von mehr oder weniger scharfkantig begrenzten Brocken und von Geschieben, die abgerundet, poliert und oft mit eigentümlichen Schrammen überzogen sind (sogenannte gefrizte Geschiebe). Das Material dieser gewöhnlich als ungeschichteter sandiger Lehm mit Geschieben entwickelten Masse stammt teils von Gesteinstrümmern, die von der Oberfläche des Gletschers aus auf Spalten unmittelbar bis auf den Grund gefallen sind oder durch basale Abschmelzung des Gletschers aus der Innenmoräne in diese tiefe Lage geraten

sind, teils in losem Zustande als Verwitterungsschutt auf dem vom Gletscher überströmten Untergrunde gelegen haben und vom Eis aufgenommen werden, teilweise wird es auch von den in den tiefsten Lagen und den Seiten des Gletschers eingefrorenen Gesteinstrümmern beim Fließen von dem anstehenden Gestein abgerieben. Durch den Druck der Eismassen und den Widerstand des anstehenden Gesteins werden die größeren Bruchstücke zerrieben, und, soweit sie als Brocken erhalten bleiben, geglättet und mit Schrammen und Ritzen versehen. Am Ende des Gletschers bildet sich aus dem Material der Grundmoräne, der Innenmoräne und dem der oberflächlichen (Seiten- und falls sie vorhanden, auch der Mittel-)Moränen die Endmoräne oder Stirnmoräne, die sehr bedeutende Höhen erreichen kann; vorwiegende Beteiligung des groben Oberflächenmaterials oder starke Auswaschung durch die den Gletschern entströmenden Abflüsse, die Gletscherbäche, bewirken eine Ausbildung der Endmoränen als Blochwälle. Das von den Gletscherbächen fortgeführte feine körnige Moränenmaterial setzen diese außerhalb der Endmoräne mehr oder weniger vollkommen geschichtet wieder ab: fluvioglaziale Sande und Tone.

Die durch die heutigen Gletscher gebildeten Anhäufungen spielen, von den zirkumpolaren Gebieten abgesehen, wo sie sich in der Hauptsache unter dem Eis befinden, keine erhebliche Rolle und liegen außerdem an Stellen, die schon durch ihre klimatischen Verhältnisse für den Pflanzenwuchs ungünstig sind; die Bedeutung von Glazialablagerungen für den Aufbau der äußersten Erdschale und für den Pflanzenwuchs beruht in der Tatsache, daß große Teile der Erde, unter diesen Nordeuropa bis zum fünfzigsten Breitengrade und somit der weitaus größte Teil der deutschen Tiefebene, von Glazialbildungen bedeckt sind. Ihre Entstehung ist auf eine gewaltige, vom skandinavischen Hochgebirge radial ausgehende Vereisung zurückzuführen, die dem grönländischen und antarktischen Inlandeis entspricht und in der der Gegenwart unmittelbar vorangegangenen Zeit, dem Diluvium, statt hatte. Man unterscheidet in Norddeutschland drei Vereisungen oder Glazialzeiten, d. h. ein dreimaliges Vordringen des Inlandeises, getrennt durch wärmere Zwischenzeiten, in denen die südliche Grenze des Eises nach Norden zurückwich, sogenannte Interglazialzeiten: jeder Vorstoß des Eises bedingte die Ablagerung eines der Grundmoräne der Gletscher entsprechenden Gebildes, des ungeschichteten Geschiebemergels oder Geschiebelehm (bisweilen als Geschiebesand entwickelt); jede Interglazialzeit und die auf den letzten Vorstoß folgende Abschmelzung des Eises hatte die Bildung geschichteter fluvioglazialer Schotter, Riese und Sande zur Folge.

Der Geschiebemergel der norddeutschen Ebene, bald mehr tonig, bald mehr sandig, ist eine tonig-kalkige, mit Sand und Kies durchsetzte, fest zusammengepreßte, ungeschichtete Masse, die in großer Zahl Geschiebe von nordischen, gewöhnlich skandinavischen Gesteinen (Graniten, Gneisen, Porphyren, Hornblendegesteinen, Quarziten, Kalksteinen und vielen anderen) sowie viel Feuersteine aus der baltischen Kreide enthält; sein Kalkgehalt entstammt zerriebenen Kalken der gleichen Herkunft und beträgt in unzerlegten Vorkommen 5% bis 20%. Der Geschiebesand ist teilweise eine entsprechende, nur an feinen Zerreibungsprodukten ärmere Bildung, vielfach aber wohl durch Ausfchlammung aus dem Geschiebemergel beim Abschmelzen des Eises hervorgegangen. Der feinförnige, mergelige oder lehmige Anteil besteht aus Zerreibungsprodukten der nordischen Gesteine, denen sich die Bestandteile des deutschen Bodens beimischen, über den das Inlandeis sich bewegt hat. Die Mächtigkeit der drei, den drei Glazialzeiten entsprechenden Geschiebemergel, von denen die zweite die beiden anderen an Verbreitung weit übertrifft, ist in Norddeutschland gewöhnlich nicht sehr bedeutend, kann aber 20 bis 50 Meter, in einigen Fällen sogar 90 Meter erreichen.

An der Oberfläche ist der Geschiebemergel fast überall durch Verwitterung und menschliche Arbeit verändert: der Sauerstoff der Luft wirkt oxydierend auf die Eisenoxydulverbindungen, so daß das Gestein seine blaugraue Färbung in gelbliche Töne umwandelt, der Kalk der obersten Lagen wird durch kohlen säurehaltiges atmosphärisches Wasser gelöst, so daß der graue Geschiebemergel in einen bräunlich-gelblichen kalkfreien Geschiebelehm übergeht, aus dem vielfach infolge Ausfchlammung der tonigen Bestandteile durch Wasser der erwähnte lehmige Sand entsteht. Die Gesamtheit dieser Gebilde setzt den fruchtbaren Lehmboden der norddeutschen Tiefebene zusammen.

Die landschaftlich eindrucksvollen, die deutsche Tiefebene als Hügelketten und wallartige Erhebungen durchsetzenden Endmoränenzüge, aus flachen Bogenstücken bestehende Schuttanhäufungen von 100 bis 400 Meter Breite, die sich aus der Grundmoräne während der mehrfachen Stillstandslagen des Eises bei seinem letzten Zurückweichen gebildet haben, besitzen trotz ihrer Ausdehnung — der größte, der baltische Höhenrücken, hat allein in Deutschland eine Ausdehnung von 1200 Kilometer — mehr eine geographisch-geologische als eine bodenkundliche Bedeutung; größere Strecken bedecken die ihnen nach außen vorgelagerten Kies- und Sandflächen, die sogenannten Sander, die von den Schmelzwässern des Eises der End-

moräne entführt und in ihrem Vorlande abgelagert worden sind. Entsprechende fluvioglaziale Ablagerungen, kalkhaltige, felspatführende Kiese und Sande, sowie feinkörnigere Ablagerungen, Mergelsande, Mergel und Tone, haben sich ganz allgemein in dem eisfreien Randgebiet ausgebreitet und nehmen daher am Aufbau des Diluviums einen erheblichen Anteil; von der Grundmoräne unterscheiden sie sich durch ihre Schichtung und die Sonderung nach der Korngröße, von älteren (präglazialen) Kiesen und Sanden durch ihren Gehalt an mehr oder weniger frischen Bestandteilen der nordischen Gesteine, aus denen sie entstanden sind, besonders an gewöhnlich rot gefärbtem Kalifeldspat und dunklen „farbigen“ Gemengteilen, von älteren feinkörnigen Bildungen durch ihren Kalkgehalt. Die in Bereifung begriffenen Silikate der bunten, ihres Feldspatgehalts wegen als Spatsande bezeichneten Sande bedingen ihre Fruchtbarkeit im Vergleich mit älteren, fast ausschließlich aus Quarz bestehenden Sanden; die glazialen Mergelsande und verwandte Gebilde zeichnen sich vielfach durch besondere Fruchtbarkeit aus. Als letzte, mit der Vereifung Norddeutschlands in ursächlichem Zusammenhang stehende Ablagerung kann der Talsand bezeichnet werden, der in einer petrographisch dem Spatsand durchaus entsprechenden Zusammensetzung, als Absatz in den viele Kilometer breiten, ostwestlich verlaufenden Tälern, den sogenannten „Urstromtälern“, auftritt, durch die in der Zeit des Zurückweichens des Eises Ströme das Schmelzwasser der Nordsee zuführten.

Die Gesamtmächtigkeit der glazialen Ablagerungen Norddeutschlands (Grundmoränen mit zwischengeschalteten fluvioglazialen Ablagerungen der Interglazialzeiten) läßt sich durchschnittlich auf 100 Meter veranschlagen; sie steigen örtlich auf 200 Meter und werden nach Süden immer dünner.

Auch von Süden her, von den Alpen aus, drangen die Gletscher in die Ebene vor und erfüllten das ganze Alpenvorland bis tief nach Süddeutschland und Österreich hinein mit ihren Ablagerungen, ohne jedoch die Donau zu erreichen. Man unterscheidet hier vier Berggletscherungen mit drei Interglazialzeiten; ihre Ablagerungen, ungeschichtete Block- und Geschiebelehme der Grundmoräne, geschichtete Schotter, Kiese und Sande als fluvioglaziale Bildungen, entsprechen durchaus den Ablagerungen des nordischen Inlandeises, nur daß sie sich selbstverständlich aus alpinem und nicht aus nordischem Material aufbauen und der Zusammensetzung der Ursprungsgebirge entsprechend kalkärmer sind.

γ) Durch Wind zusammengewehte Sedimente.

An Stellen, die durch den Zerfall der Gesteine, durch Anschwemmungen oder durch glaziale bzw. flubioglaziale Tätigkeit von zusammenhangslosen Anhäufungen von sehr geringer Korngröße bedeckt sind, können die einzelnen Teilchen durch die bewegte Luft von ihrem Plage entfernt werden, wobei eine Sonderung nach der Größe stattfindet. Blöcke bleiben liegen oder bewegen sich nur unerheblich, Sande werden weiter fortgetragen, die feinsten Teilchen werden als Staub über weite Strecken fortgeführt — maßgebend ist natürlich die Stoßkraft der bewegten Luft, die Stärke des Windes.

Der Sand bedeckt weite Strecken als Flugsand, der petrographisch mit den Sanden übereinstimmt, aus denen ihn der Wind fortgeführt hat; in der norddeutschen Tiefebene besitzen diese jungen Bildungen, die auch in der Gegenwart entstehen und dann dem Alluvium zugerechnet werden, somit durchaus die Zusammensetzung der diluvialen Sande. Dadurch, daß auf weiten Ebenen beim Vorherrschen einer Windrichtung Sand durch den Wind im gleichen Sinne fortbewegt und an den gleichen Hindernissen, sehr oft von der Vegetation, aufgehalten wird, bilden sich Erhöhungen, die den nachfolgenden Sand aufstauen und demgemäß immer höher werden; es sind dies die Dünen, die sich senkrecht zur herrschenden Windrichtung als langgestreckte Rücken von sehr verschiedener Höhe an flachen Meeresküsten wie auf allen sandigen Ebenen finden. Wenn der Sand der Dünen nicht durch Pflanzenwuchs festgehalten wird, bläst ihn der herrschende Wind andauernd in der Richtung seines Wehens über den Kamm hinaus, so daß die Düne mit dem Winde wandert; der hierdurch herbeigeführten Verwüstung von Kulturland kann nur durch Bepflanzung der Düne Einhalt getan werden. Dünen können, besonders in Wüsten, sehr große Flächen bedecken und die Bildung gewaltiger Gesteinsmassen veranlassen.

Der von den Winden emporgetragene Staub fällt oft erst in weiter Entfernung zur Erde nieder; gelangt er auf diesem Wege in regenarme Gebiete und wird hier von der Vegetation festgehalten, so kann die Ablagerung durch immer erneute Fälle im Laufe der Zeit unter gleichbleibenden Bedingungen zu sehr bedeutender Mächtigkeit anwachsen. Auf diese Weise erklärt F. von Richthofen die Entstehung der mehr als 500 Meter Mächtigkeit erreichenden und gewaltige Gebiete bedeckenden Lößablagerungen in China, aus feinem Quarzstaub mit Kalk in beträchtlicher Menge und mit Feldspatstaub vermischte, wenig Ton

enthaltende, durch Eisenhydroxyd gelblich gefärbte, ungeschichtete Gebilde, die von verästelten Kalktröhrchen, wahrscheinlich Umkleidungen von Pflanzenwurzeln, durchsetzt werden, und die den Kalk auch in konkretionären Knollen (Lößmännchen, Lößpuppen) enthalten. Infolge seiner mineralogischen Zusammensetzung fühlt sich Löß mager an, ist locker, besitzt aber trotzdem die Fähigkeit, senkrechte Wände von bedeutender Standfestigkeit zu bilden. Entsprechende Bildungen treten in Persien, in den Prärien Nordamerikas und in den argentinischen Pampas auf; auch der Löß Mitteleuropas stimmt trotz seiner viel geringeren Mächtigkeit (3 bis 8 Meter) in seinem ganzen Verhalten mit dem chinesischen Löß überein. In Europa wie in Nord- und Südamerika ist der Löß eng mit den Ablagerungen der Eiszeit verknüpft und tritt im Anschluß an sie immer in ihrer Umrandung auf, so daß er hier in der Hauptsache als ein Ausblajungsprodukt der Grundmoräne aufzufassen ist, wofür auch sein reichlicher Kalkgehalt spricht.

Infolge seiner physikalischen Beschaffenheit und seines Kalkgehaltes liefert der Löß sehr fruchtbare Böden; durch Verwitterung wird er bräunlichgelb, verliert seinen Kalkgehalt teilweise oder gänzlich, oft bis in bedeutende Tiefen hinab, und geht dadurch in Lößlehm oder Lehm über.

2. Chemische Sedimente (Chemische Präzipitate).

a) Auf anorganischem Wege gebildete Gesteine.

Das in die Erde eindringende Sickerwasser, das als Quelle wieder an die Erdoberfläche gelangt, wirkt auf seinem Wege lösend auf die Minerale ein; daher ist das Quellwasser niemals chemisch rein, sondern stets eine Lösung, die verschiedene Stoffe enthält. Am deutlichsten ist die Lösungsnatur des Quellwassers natürlich bei den sogenannten Mineralquellen zu beobachten, die sich von den gewöhnlichen Quellen nur durch höheren Gehalt an gelösten Stoffen unterscheiden und daher durch alle Übergänge mit diesen verbunden sind; doch enthalten auch die völlig geschmacklosen Wässer erhebliche Mengen gelöster Stoffe. Am verbreitetsten ist unter diesen Kalziumkarbonat — daher führen die meisten Quellen „hartes“ Wasser — doch ist die Natur der gelösten Stoffe von der Beschaffenheit der vom Wasser durchsetzten Gesteine abhängig und daher in verschiedenen Quellen verschieden. Durchschnittlich kann man auf 10.000 Teile Quellwasser 1 bis 3 Teile gelöster Stoffe rechnen: die schon im Altertume wegen ihrer Reinheit berühmten Wässer Roms enthalten in 10.000 Teilen Wasser 1·14 CaCO_3 , 0·35 MgCO_3 , 0·3 Na_2SO_4 , 0·06 CaCl_2 usw. im ganzen 2·63‰ gelöste Stoffe. (Fontana Trevi.)

Das Wasser der Quellen bildet zusammen mit dem oberflächlich abfließenden und daher gelöste Stoffe nur in geringerem Grade enthaltenden Wasser den Inhalt der Flüsse und Ströme; die gelösten Stoffe sind ihrer Art nach natürlich von der petrographischen Natur des Stromgebietes, ihrer Menge nach nicht nur von dieser, sondern in demselben Flusse und an derselben Stelle von der Jahreszeit wie von den Regenmengen abhängig. Wenn man annimmt, daß die Flüsse im Durchschnitt $\frac{1}{6000}$ ihres Wassergewichts an gelösten Stoffen enthalten, so führen sie jährlich über 4 Billionen Kilogramm aus den obersten Teilen der festen Erdrinde stammendes Material in gelöstem Zustande dem Meere zu; für den Neckar bei Offenau ergab sich, um ein Beispiel von einem kleineren Flusse anzuführen, ein jährlicher Transport von nahezu 1500 Millionen Kilogramm an gelösten Stoffen.

Allgemein überwiegt im Flußwasser wie im Quellwasser der Gehalt an kohlensaurem Kalzium alle übrigen Bestandteile; bedeutend sind gewöhnlich auch die auf Kalziumsulfat, Magnesiumkarbonat und -sulfat und Chlornatrium berechneten Mengen. Als Beispiel für die selbstverständlich in verschiedenen Stromgebieten stark verschiedenen Verhältnisse mögen am Wasser des Rheins bei Köln im Jahre 1870 angestellte Bestimmungen dienen: 10.000 Teile Wasser enthielten CaCO_3 1·2, MgCO_3 0·4, CaSO_4 0·4, NaCl 0·14 Teile; KCl , SiO_2 , Fe_2O_3 und anderes waren in Spuren vorhanden, Sa 2·2.

Da aus dem Meere chemisch reines Wasser verdunstet und dieses stets durch die schwache Salzlösung der Flußwässer ersetzt wird, so könnte man zunächst annehmen, daß das Meerwasser seiner chemischen Beschaffenheit nach eine konzentrierte Lösung von der Natur des Flußwassers sein, d. h., zwar mehr Salze, aber doch im gleichen Verhältnis wie dieses enthalten müßte. Tatsächlich liegen die Verhältnisse ganz anders; als mittlere Zusammensetzung des Meerwassers ergibt sich aus 77 von der Challenger-Expedition entnommenen Proben

	in 1000 g Meerwasser	in Prozenten des Rückstandes
NaCl	27·21	77·76
MgCl_2	3·81	10·88
MgSO_4	1·66	4·74
CaSO_4	1·26	3·60
K_2SO_4	0·86	2·46
CaCO_3	0·12	0·34
MgBr_2	0·07	0·22
	<hr/>	<hr/>
	34·99	100·00

Aus diesen Zahlen folgt unmittelbar, daß die gewaltigen Kalkmassen mariner Entstehung zum weitaus größten Teil nicht anorganisch-chemische Bildungen sein können, und daß umgekehrt anorganische Kalkablagerungen teils Süßwasserbildungen sind, teils nur unter ganz besonderen Umständen im Meere entstanden sein können. Offenbar ist der Gehalt an CaCO_3 des Flußwassers von den im Meere lebenden Organismen fast restlos zum Aufbau ihrer Hartteile verwendet worden, aber auch dann zeigt ein Vergleich des Meerwassers mit der Zusammensetzung der im Flußwasser gelösten Salze so durchgreifende Unterschiede besonders in der Menge des Gehaltes an NaCl , daß das Meerwasser nicht als konzentriertes und seines Kalkgehaltes durch Organismen beraubtes Flußwasser aufgefaßt werden kann:

	Karbonate	Sulfate	Chloride
Zusammensetzung der im Flußwasser gelösten Stoffe:	80%	13%	7%
Zusammensetzung der im Meerwasser gelösten Stoffe:	0·2%	10%	89%

Ein großer Teil des im Meere enthaltenen Chlornatriums ist somit nicht primär als Lösungsprodukt bei der Gesteinsverwitterung zu erklären, sondern entstammt teils Entgasungsvorgängen aus größerer Erdtiefe, teils befand er sich wohl schon in den ältesten Wasseransammlungen auf der Erdrinde, den Urmeeren, in die es wohl aus der Gashülle eingetreten ist.

Das Meerwasser stellt, so gewaltig die in ihm gelösten Salz mengen sind, im chemischen Sinne eine wenig konzentrierte Lösung dar, aus der ein chemischer Absatz erst nach sehr starker Einengung möglich ist: mehr als die Hälfte des Wassers muß verdunsten, ehe sich die ersten Spuren einer Auscheidung geltend machen, und erst nachdem mehr als vier Fünftel des Wassers verdunstet sind, tritt eine stärkere Auscheidung von Steinsalz ein — eine gesättigte Lösung von Steinsalz enthält in Prozenten annähernd das Zehnfache von der im Meerwasser gelösten Menge. Chemische Auscheidungen aus dem offenen Meere sind daher in größerem Maßstabe kaum möglich und niemals beobachtet worden; es bedarf besonderer geologischer Verhältnisse, die einen Absatz ermöglichen.

Ganz allgemein ist die Reihenfolge der Auscheidung aus einer wässrigen Lösung in hohem Maße abhängig von dem Grade der Löslichkeit der im Wasser enthaltenen Stoffe: läßt man Meerwasser verdunsten, so scheidet sich zuerst das nur in geringen Mengen vorhandene Kalziumkarbonat aus (0·34% des Rückstandes), es folgen sodann nach Eindunstung auf die Hälfte Kalziumsulfat-Mineral, Anhydrit und Gips (3·60% des

Rückstandes), und erst nachdem neun Zehntel des Wassers verdunstet sind, Chlornatrium als Steinsalz, das für sich allein 77 $\frac{3}{4}$ % des Rückstandes ausmacht. Magnesium- und Kaliumsalze (15 $\frac{1}{2}$ % und 2 $\frac{1}{2}$ % des Rückstandes) scheiden sich ganz spät aus der hochkonzentrierten „Mutterlauge“ aus; infolge ihrer großen Löslichkeit sind sie in hohem Grade zerfließlich.

Von diesen Auscheidungen sind als verbreitete Gesteinsbildner wichtig:

CaSO_4	Anhydrit,
$\text{CaSO}_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$	Gips,
NaCl	Steinsalz;

ferner wegen ihres Kaligehaltes technisch, besonders zur Gewinnung von Düngemitteln bedeutend:

KCl	Sylvin,
$\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$	Carnallit,
$\text{KCl} \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 3 \text{H}_2\text{O}$	Rainit.

(Infolge seiner verhältnismäßig geringen Löslichkeit kann sich trotz der nur sehr spärlichen, im Meerwasser enthaltenen Mengen, auch kohlensaures Kalium aus stark erwärmten Meeresteilen ausscheiden, doch erfolgt seine Ablagerung in den weitaus meisten Fällen durch die Tätigkeit von Organismen.)

a) Gemengteile der Steinsalz- und Kalilager.

1) Anhydrit.

Der Anhydrit CaSO_4 (entsprechend 41·2% CaO, 58·8% SO_3) kristallisiert rhombisch; ausgebildete Kristalle sind nicht häufig, gewöhnlich tritt er in körnigen und dichten Massen gesteinsbildend auf, die als Gestein ebenfalls Anhydrit genannt werden.

Charakteristisch ist für ihn seine Spaltbarkeit nach drei aufeinander senkrecht stehenden Flächen, den drei Symmetrieebenen der rhombischen Kristalle (die verschiedene Vollkommenheit der Spaltbarkeit nach den drei Richtungen sowie die hierdurch bedingte verschiedene Beschaffenheit der Spaltungsflächen beweist die Unabhängigkeit der drei Flächen von einander), ferner die nicht große Härte 3–3·5, das ziemlich hohe spezifische Gewicht 2·8–3, mäßige Lichtbrechung und starke Doppelbrechung. Die Färbung der Anhydritgesteine ist gewöhnlich hell, weiß, grau, bläulich,

rötlich, doch kommen auch fast schwarze Anhydrite vor. Unter dem Einfluß von Wasser (schon durch Einwirkung des Wassergehaltes der Luft) geht der Anhydrit unter sehr bedeutender Zunahme seines Volumens in Gips über; als Düngemittel wirkt er im Boden ganz ebenso wie der Gips.

2) Gips.

Der Gips $\text{CaSO}_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$ (entsprechend 32·5% CaO, 46·5% SO_3 , 21% H_2O) kristallisiert typisch monoklin, bald tafelförmig nach der Symmetrieebene, begrenzt von dieser und vier Flächenpaaren, so daß auf jeder Seite der Tafel zwei Flächen unter stumpfen Winkeln zusammenstoßen, bald dicksäulenförmig von denselben Flächen begrenzt, aber durch Zurücktreten der Symmetrieebene und Vorherrschens von zwei Flächenpaaren unterschieden, bisweilen auch linsenförmig gekrümmt. Zwillingbildung ist häufig. Sehr vollkommen spaltbar nach der Symmetrieebene, die daher Perlmutterglanz zeigt, sehr weich, mit dem Fingernagel ritzbar ($H=1\cdot5-2$), das spezifische Gewicht ist viel niedriger als beim Anhydrit = 2·3, Licht- und Doppelbrechung sind beide niedrig. Durch die geringe Härte und das niedrigere spezifische Gewicht unterscheidet sich Gips leicht von Anhydrit.

Die aus Gips bestehenden Gesteine, gleichfalls Gips genannt, sind in der Regel feinkörnig bis dicht, sehr verschieden gefärbt, häufig durch Ton und Mergel verunreinigt. Nur selten sind sie deutlich geschichtet; gewöhnlich treten sie ebenso wie der Anhydrit in stockförmigen ungeschichteten Massen auf.

Im Boden veranlaßt Gips (und Anhydrit) die für die Pflanze überaus wichtige Umzersetzung des Kaliumcarbonates in das zur Aufnahme durch die Pflanze geeignete Kaliumsulfat; er wird deshalb als Düngemittel Böden zugeführt, in denen er sich nicht durch Verwitterung in genügender Menge selbst bildet. Gips- und Anhydritgesteine liefern hingegen einen aus chemischen und physikalischen Gründen für den Pflanzenwuchs durchaus ungünstigen Boden.

Die leichte Löslichkeit des Gips (zirka 400 Teile Wasser lösen 1 Teil Gips) veranlaßt die Bildung von Höhlen und Schloten im Gipsstein.

3) Steinjalz.

Steinjalz NaCl (entsprechend 39·4% Na, 60·6% Cl) kristallisiert kubisch und zeichnet sich durch vorzügliche Spaltbarkeit nach dem Würfel (drei aufeinander senkrecht stehenden zusammengehörigen Flächen) aus.

Härte 2, spezifisches Gewicht 2·1—2·2, sehr leicht löslich (2·8 Teile Wasser lösen 1 Teil NaCl). Farblos, aber oft durch Beimischungen gefärbt, besonders häufig grau und rot. In den Steinsalzlagerstätten tritt das Mineral hauptsächlich als körniges Steinsalz auf.

Außer in den Steinsalzlagern findet sich Steinsalz noch als Steppensalz oder Wüstensalz oberflächlich eine Rinde bildend; diese Gebiete, wie auch die ganz vereinzelt vorkommenden, in denen Steinsalzlager an der Oberfläche der Erdrinde auftreten, sind natürlich für den Ackerbau durchaus ungeeignet.

4) Sylvin.

Sylvin KCl (entsprechend 52·4% K, 47·6% Cl) dem Steinsalz in seinem ganzen kristallographischen und physikalischen Verhalten überaus ähnlich und auf dessen Lagerstätten auftretend, ist viel weniger verbreitet als dieses. Von Steinsalz durch seinen bitter-salzigen Geschmack sowie durch die violette Färbung, die er einer nicht leuchtenden Flamme verleiht, zu unterscheiden. In den deutschen Kalilagern tritt er in erheblicher Menge mit Steinsalz als Sylvinit oder noch häufiger mit Steinsalz und Kieserit ($MgSO_4 \cdot H_2O$) verwachsen als Hartsalz auf. Vielfach, besonders bei großkörniger Beschaffenheit, ist Sylvin aus Carnallit hervorgegangen.

5) Carnallit.

Carnallit $KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6 H_2O$ (entsprechend 26·8% KCl [14% K, 12·8% Cl], 34·2% $MgCl_2$, 39% H_2O) rhombisch, fast immer derb in großkörnigen Aggregaten, ohne merkliche Spaltbarkeit, glänzend, aber durch Feuchtigkeit matt werdend, leicht löslich, an der Luft zerfließend, farblos, jedoch oft durch kleine Blättchen von Eisenglanz (sogenanntem Eisenglimmer) rot. Härte 1, spezifisches Gewicht 1·6. In Deutschland bei Staßfurt, Wienenburg und anderen Orten, ähnlich bei Kalusz in Galizien und in Katalonien, in den obersten Teilen der Steinsalzlager weit verbreitet, als Hauptsalz des Bergbaus mit Steinsalz und Kieserit verwachsen, ist er ein besonders wichtiges Ausgangsmaterial für die Herstellung der Kalisalze.

6) kainit.

Kainit $KCl \cdot MgSO_4 \cdot 3 H_2O$ (entsprechend 30% KCl, 48·3% $MgSO_4$, 21·7% H_2O bzw. 15·7% K, 14·3% Cl, 16·1% MgO, 32·2% SO_3 , 21·7% H_2O),

monoklin, gewöhnlich derb, gelblich oder grau, seltener farblos, leicht löslich, spezifisches Gewicht 2.0. Kainit findet sich in größerer Mächtigkeit in den deutschen Steinsalzlagerstätten und bei Kalusz als „Hutbildung“ aus Carnallit hervorgegangen; das Kainit neben Steinsalz und Carnallit enthaltende Gestein dient gleichfalls zur Herstellung von Kalisalzen, wird aber auch ohne weitere chemische Verarbeitung gemahlen als Düngemittel verwendet.

β) Entstehung der Steinsalz- und Kalilager.

Bei den ungeheuren Mengen von Chlornatrium, die das Meerwasser enthält, und bei der weitgehenden Übereinstimmung, die sich beim Vergleich der Ausscheidungen aus Meerwasser und der Gesteinsfolge der Salzlagerstätten ergibt, liegt die Erklärung der Entstehung dieser Lagerstätten aus verdunstendem Meerwasser überaus nahe. Trotzdem ist die Annahme einer Entstehung der Steinsalzlager durch Abschnürung eines Meeresteils und nachfolgende Verdunstung wegen der Mächtigkeit der Steinsalzlager ohne weitere Bedingungen nicht zulässig: das Mittelmeer würde nach völliger Eintrocknung nur eine Salzschiebt von noch nicht 30 m zurücklassen, während die in den Salzlagerstätten abgesetzten Massen die zehn- bis zwanzigfache Mächtigkeit erreichen. Man hat die Entstehung dieser mächtigen Lager vielfach nach dem Vorgange von Dohsenius durch die Annahme erklärt, eine Bucht, in der das Wasser verhältnismäßig rasch verdunstet, sei zunächst nicht gänzlich vom Meere abgeschnitten: über eine Barre hinweg erfolgt ein beschränkter Zutritt von Meerwasser, das verdunstete Wasser wird immer wieder durch Meerwasser ersetzt und das Wasser der Bucht somit immer reicher an gelösten Stoffen, bis von einem bestimmten Sättigungsgrad an ihre Ausscheidung beginnt. Die entsprechenden Vorgänge in einem Karabugas genannten Busen an der Ostseite des Kaspiischen Meeres dienen als Beispiel für Salzlagerbildung in der Gegenwart.

Aus einer auf diesem Wege entstandenen Sole scheidet sich zunächst CaSO_4 als Anhydrit oder Gips aus, bei weiterer Konzentration folgt Steinsalz, das häufig mit dünnen Anhydritlagen abwechselt. Geht die Konzentration noch weiter, so wird das Steinsalz von Lagen leichter löslicher Substanzen, von Sulfaten und Chloriden von Magnesium und Kalium durchzogen, die schon zu den sogenannten Mutterlaugen salzen gehören; wird schließlich die Verbindung mit dem Meere ganz unterbrochen, so können sich die wegen ihres Kaligehaltes wert-

vollen, leichtest löslichen Salze ausscheiden, unter denen Carnallit das wichtigste ist. In allen Fällen, in denen diese leicht löslichen Massen erhalten geblieben sind, muß man annehmen, daß sich schließlich eine schützende Hülle von undurchlässigem Gestein über sie gebreitet habe, die tatsächlich als Salzton nachweisbar ist.

Am weitesten sind in der Natur von den auf dem geschilderten Wege gebildeten Massen diejenigen verbreitet, die sich bei der geringsten Konzentration ausscheiden, d. h. Anhydrit und Gips, und am seltensten sind die Mutterlaugensalze, zu deren Ausscheidung einerseits eine lange Dauer der Verdunstung und immer erneute Zuführung von Meerwasser, anderseits in einem bestimmten Zeitpunkt völlige Abtrennung vom Meere erforderlich ist; in der Notwendigkeit der Annahme eines bestimmten geologischen Geschehens zu einem bestimmten Zeitpunkt liegt der schwache Punkt dieser Theorie.

Einfacher erklärt sich die Entstehung der Steinsalzlager durch die Annahme ihrer Bildung in abflußlosen Wasserbecken des Festlandes, wie sie in den Steppenseen im Gebiet der unteren Wolga, im Toten Meere und in den Wüstenseen bekannt sind: das verdunstende reine Wasser wird durch das nach den tiefsten Stufen fließende, besonders in trockenen Gebieten an salzigen Verwitterungsprodukten der Gesteine reiche Niederschlagswasser ersetzt, und das Seewasser wird hierdurch ebenso wie verdunstendes Meerwasser immer reicher an gelösten Stoffen. Auf diesem Wege können auf weite Strecken vorhandene lösliche Salze in einem verhältnismäßig kleinen Raum konzentriert werden und somit mächtige Salzablagerungen entstehen, die bisweilen durch regelmäßige, in Schichten angeordnete Einlagerungen von feinen, im Flußwasser mechanisch suspendierten und in dem See zu Boden gesunkenen Gesteinsteilchen ausgezeichnet sind.

Die wegen ihres Kalireichtums besonders wichtigen deutschen, geologisch dem Zechstein angehörigen Steinsalzablagerungen, die aus dem Gebiet von Magdeburg und der Umgebung des Harzes sich nördlich bis in das nördliche Hannover und nach Mecklenburg, südlich bis in das Gebiet von Werra und Fulda erstrecken, bilden einen Teil der großen nordwestdeutschen Steinsalzablagerungen, die vom Unterrhein bis nach Polen, von der Gegend von Altona bis südlich über die Fulda hinaus, wahrscheinlich sogar von der Ostseeküste bis nach Rißingen reichen und mit wechselnder, aber stets erheblicher Mächtigkeit von 100 m bis 500 m erschlossen sind.

Ihre Entstehung und besonders auch ihre Kaliführung in dem oben bezeichneten, mehr zentral gelegenen Gebiet erklärt man jetzt durch die Annahme, am Ende der Zechsteinzeit sei ein von der Weichsel bis zum Rheinischen Schiefergebirge bzw. Mittelengland reichendes Meeresbecken vom Weltmeer abgeschnürt worden und durch Verdunstung bei trockenem heißem Klima fortdauernd eingeschrumpft. Die randlich auf den ausgetrockneten Gebieten abgesetzten Salze sind durch abfließendes atmosphärisches Wasser immer wieder gelöst und den jeweils tiefsten Teilen des Gebietes zugeführt worden, bis sie sich schließlich im westlichen und nördlichen Deutschland in einigen gelegentlich miteinander in Verbindung stehenden Salzjümpfen anreicherten und durch endgültige Austrocknung zum Absatz gelangten. Staubablagerungen aus dem trockenen Steppengebiet schützten die obersten leicht zerfließlichen Kali- und Magnesiumsalze vor baldiger Auflösung durch die atmosphärischen Niederschläge und bildeten die Unterlage für jüngere chemische Ausscheidungen infolge einer erneuten Überflutung durch das Meer und anschließende Verdunstung.

Diese Annahme erklärt gleichzeitig einen Teil, wenn auch nicht die Gesamtheit der Abweichungen im Aufbau der deutschen Kalilager von der Ausscheidungsfolge aus verdunstendem Meerwasser, sowohl ihrem Mengenverhältnis wie der Natur der Ausscheidungen nach.

Das bekannte Lager von Staßfurt, als Beispiel für einen nach ihm benannten Typus der Salzlagerstätten, zeigt nachstehende Reihenfolge (von oben nach unten) zwischen dem hangenden Salzton und dem liegenden mittleren Zechstein:

- | | |
|-----------------|---|
| Carnallitregion | (Zone der „Mutterlaugensalze“, früher Braunsalze) rund 42 m mächtig, wesentlich aus Hauptsalz bestehend, |
| Kieseritregion | (Steinsalz mit Kieserit) rund 56 m mächtig, |
| Polyhalitregion | (Steinsalz mit Polyhalit, $2\text{CaSO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot \text{K}_2\text{SO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, meist faserig oder dicht) rund 60 m mächtig, |
| Anhydritregion | (Steinsalz mit Anhydrit „jahresringen“, 5–7 mm starke Lagen von Anhydrit, in einer Entfernung von 8 bis 10 cm aufeinanderfolgend) rund 330 m mächtig, |
| Anhydrit | bis mehrere hundert Meter mächtig. |

Die Staffurter Ablagerung ist somit quantitativ viel reicher an Kalziumsulfat, als dem Meerwasser zukommt; anderseits fehlen ihr Auscheidungen von Kainit, der sich aus Meerwasser bildet, das man bei 25° verdunsten läßt, und statt des bei der gleichen Temperatur aus Meerwasser ausfallenden Gipses findet sich in den Steinsalzlagerstätten Anhydrit. Diese und andere Verhältnisse würden sich durch die Überlegung erklären lassen, daß bei der Eindunstung eines Meeresbeckens und Konzentration seines Inhalts an gelösten Stoffen in Salzlümpfen Salzlösungen entstehen müssen, die chemisch von der Zusammensetzung des Meerwassers abweichen und somit zu anderen Mineralauscheidungen Veranlassung geben; unerklärt würde aber immer noch die Entstehung des in weiter Verbreitung auftretenden und technisch überaus wichtigen Hartsalzes bleiben, eines aus Steinsalz, Sylvin und Kieserit bestehenden Salzgesteines. Die Bildung von Hartsalz kann, wie chemisch-physikalische Untersuchungen bewiesen haben, nur bei Temperaturen über 72° erfolgen; da man derartig hohe Temperaturen bei der Verdampfung des Bschsteinmeeres nicht annehmen kann, muß man die Entstehung des Hartsalzes auf Veränderungen der permischen Salzablagerungen in geologisch viel späterer Zeit zurückführen.

Nach ihrer Bildung wurden im Laufe der folgenden geologischen Perioden die Salzablagerungen naturgemäß von jüngeren Sedimenten überdeckt und gelangten durch ihre Entfernung von der Erdoberfläche in der Erdschale in Gebiete höherer Temperatur; in dem Bereich von 72° und darüber setzten sich die primären Gemische von Carnallit, Kainit und Steinsalz in ein Gemenge von Sylvin, Kieserit und Steinsalz um, es bildete sich das Hartsalz. Diese und ähnliche Umwandlungen infolge des Ansteigens der Temperatur (Thermometamorphose) bedingen auch Störungen in der Lagerung, so daß sich konglomeratähnliche carnallitische Gemengsalze bilden, für die allerdings bisweilen auch eine Entstehung durch erneutes Hereinbrechen des Meeres in das gerade eingetrocknete Salzlumpfgebiet, mithin eine Bildung in unmittelbarem Anschluß an die Ausscheidung durch einen Vorgang an der Erdoberfläche angenommen wird (sogenannte deszendente Entstehung).

Unzweifelhaft jugendlich endlich sind die Kainitbildungen der Steinsalzlagerstätten; es sind Umbildungen der ursprünglichen Kalisalze durch eindringende Sickerwässer, die sich vollzogen haben, nachdem die im Laufe der geologischen Vorgänge tief unter die Erdoberfläche gelangten (und dabei, wie oben ausgeführt, durch Thermometamorphose veränderten) Kalisalze teils durch Aufpreßung, teils durch Abtrag der auf ihnen ruhenden jüngeren Ablagerungen wieder in die Nähe der Erdoberfläche und

somit in den Bereich der Tagewässer gelangt sind. Diese Tagewässer wirken dann bei normalen Temperaturen auf die höchsten Teile der Kalilagerstätten ein und verursachen die Entstehung von Rainit und ein Zusammenkommen von Rainit, Carnallit und Steinsalz, das technisch sehr wichtig ist. Diese Neubildungen werden auch als posthume Salze bezeichnet.

Über die Verbreitung der deutschen Kalisalze gibt die nachstehende Karte (Fig. 25) Auskunft; die auf ihr angegebenen Vorkommen beherrschten bis vor einigen Jahren nicht nur als wichtigste, sondern geradezu als einzige technisch wichtige Lagerstätten den Weltmarkt vollständig, und haben auch jetzt, nachdem andere Lagerstätten aufgefunden wurden, immer noch als reichste Vorkommen die größte Bedeutung.

Im Jahre 1908 wurde bekannt, daß seit einigen Jahren Bohrungen im Ober-Elß auf Kalisalze gestoßen seien; die geologischen Untersuchungen ergaben, daß in einem ziemlich



Fig. 25. Karte der mitteldeutschen Kalilager (nach G. Fulda).

großen Gebiet zwischen Mühlheim und Meienheim in eigenartigen, von dünnen Ton- und Mergelschichten durchbrochenen Steinsalzlager zwei wesentlich S₂l₂in enthaltende Kalilager auftreten, von denen das untere in einer Mächtigkeit bis zu 5·5 m (durchschnittliche Mächtigkeit 3·5 m) sich aus abwechselnden Lagen von reinem S₂l₂in und von Steinsalz, auch von S₂l₂in₂, aufbaut und im Hangenden eine ½ m mächtige Carnallitlage enthält, während das weniger mächtige und geringere Ausdehnung besitzende

obere Lager in einer um 1 m schwankenden Mächtigkeit aus einer Schvinitzlage besteht. Das ganze Vorkommen gehört dem Tertiär an; seine Entstehung wird von einer Gruppe von Forschern nach der Barrentheorie auf Auscheidung aus einem tertiären Meere zurückgeführt, während von anderer Seite die Annahme vertreten wird, die Salze seien einem abflußlosen Becken im Bereich des heutigen Oberrheintals durch Flüsse zugeführt, die zur Tertiärzeit aus dem Gebiet zwischen Rhön, Eichsfeld und Vogelsgebirge an die Oberfläche gelangte Teile der alten Zechsteinialze ausgelaugt hätten — nach dieser Auffassung wären sie aus einem Binnenjee zur Auscheidung gelangt.

Tertiäre Kalialze sind in Spanien in der Provinz Catalonien nördlich von Barcelona in dem durch den „Salzberg“ berühmten Steinsalzgebiet von Cardona und bei der etwas südlich von Cardona liegenden Stadt Suria bekannt geworden, die bereits abgebaut werden und erhebliche Kalivorräte besitzen, wie die auf Grund der Bohrergebnisse angestellten Schätzungen der Carnallit- und Schvinitzmengen erkennen lassen; auch in den Mittel- und Süd-Pyrenäen wurden gleichfalls vor kurzem Kalilager erbohrt.

Auch von anderen Steinsalzvorkommen (Kalusz, Salzkammergut) sind Kalialze bekannt, aber bisher nicht in abbauwürdiger Menge gefunden; die in den Vereinigten Staaten von Nordamerika in großem Maßstabe angestellten Versuche, aus anderen Rohstoffen Kali zu gewinnen (aus den Ablagerungen, Solen und Wässern der Salzseen in dem abflußlosen Becken der westlichen Wüstengebiete, ferner durch Überführung des in schwer löslichen Silikaten wie Kalifeldspat und Glimmer enthaltenen Kali in eine leicht lösliche Form, aus dem Tang des Meeres und andere mehr), haben offenbar bisher zu keinem Erfolge in größerem Maßstabe geführt.

2) Anorganische Auscheidungen aus Quellen

spielen für die feste Erdrinde nur eine unerhebliche Rolle; aus heißen Quellen bildet sich Kieselsinter, kalkreiche Quellen setzen kohlensauren Kalk ab (Kalksinter, Sprudelstein); doch sind die verbreiteteren und mächtigeren Abzüge von Kalktuff und Travertin aus dem kalkhaltigen Wasser von Quellen und Flüssen wesentlich auf die Tätigkeit von Organismen, besonders von Pflanzen zurückzuführen und gehören somit in den nächsten Abschnitt.

b) Unter wesentlicher oder ausschließlicher Mitwirkung von Organismen entstandene Gesteine.

Unter den durch Vermittlung der Organismen auf chemischem Wege entstandenen Gesteinen ist der wegen seiner gewaltigen Verbreitung weitaus wichtigste der Kalkstein; kurze Erwähnung beanspruchen sodann die aus Kieselshalen bestehenden Gesteine, bekannt unter dem Namen Polierschiefer, Kieselgur, Diatomeenerde.

Eine andere Gruppe bilden die aus kohligem Substanzen bestehenden, wesentlich durch Vermoderung von Pflanzen entstandenen Humusablagerungen und Kohlengesteine.

a) Kalkgesteine.

Für alle ganz oder wesentlich aus kohlensaurem Kalk (CaCO_3) bestehenden, sämtlich im Wasser gebildeten Gesteine tritt direkte Ablagerung auf anorganischem Wege völlig zurück: die Fälle, in denen Kalk primär aus übersättigten Lösungen ausfallen kann, sind auf ganz bestimmte Bedingungen beschränkt und führen immer nur zu örtlichen und wenig mächtigen Bildungen. Als bedingt anorganische Bildungen aus salzigem Wasser kann man nach einer viel vertretenen Auffassung die weit verbreiteten und mächtigen Kalkoolithe oder Kogensteine auffassen, aus radialfasrigen Kugeln aufgebaute Kalksteine, wie sie sich auch in der Gegenwart an der Küste von Florida, im Roten Meer, im Salzsee von Utah bilden — rein anorganisch sind aber wohl auch diese Bildungen nicht, da sie offenbar von dem bei der Verwesung von Organismen entstehenden Ammoniumcarbonat und Natriumcarbonat aus dem Wasser ausgefällt werden.

Nun treten aber Kalkgesteine in ungeheurer Verbreitung und gewaltiger Mächtigkeit, bisweilen ganze Gebirge bildend („Kalkalpen“) auf; für sie kann eine derartige Entstehung in keiner Weise angenommen werden, vielmehr läßt sich nachweisen, daß sie zum größten Teile durch die Tätigkeit von Organismen hauptsächlich im Meere entstanden sind.

Die Tätigkeit der Organismen beruht auf verschiedenen Lebensvorgängen. Am wichtigsten für die Entstehung von Kalkgesteinen ist die Entnahme von Kalzium aus dem Wasser von Seiten der Lebewesen zum Aufbau ihrer aus kohlensaurem Kalzium bestehenden Hartteile (Skelett, Schale), wobei die für die Kalkbildung erforderliche Kohlen Säure im offenen Meere nur zum kleinsten Teile aus dem Meerwasser, zum größten Teile aus physiologischen Vorgängen in den Organismen herrührt,

Kalkspat in Säuren sehr leicht löst, braust jeder Kalkstein infolge der entweichenden Kohlenäure, wenn er mit verdünnter kalter Salzsäure in Berührung kommt; in genügenden Mengen der Säure löst sich der Kalkspat der Kalksteine völlig auf, und von dem Gestein bleibt nach der Lösung fast immer ein aus Sand und Ton bestehender, oft eisenchlüssiger unlöslicher Rückstand, aus dessen Menge sich der Grad der Verunreinigung bzw. umgekehrt der Gehalt an kohlensaurem Kalk bestimmen läßt. Das Gestein ist, da Kalkspat ein weiches Mineral ist, natürlich weich, es läßt sich mit dem Meißel sehr leicht kratzen; die vorzügliche Spaltbarkeit des Kalkspates nach drei Ebenen, die selbstverständlich an jedem einheitlichen Korn zur Geltung kommen kann, entzieht sich gewöhnlich wegen der sehr geringen Größe der Körner der Beobachtung mit dem unbewaffneten Auge und ist sehr oft auch mit der Lupe nicht wahrzunehmen, macht sich aber im Dünnschliff zusammen mit den auffallenden optischen Eigenschaften des Kalkspates (vgl. S. 123) deutlich geltend.

Alle diese Kalksteine sind teils direkt, teils indirekt aus den Schalen, Gerüsten und anderen Hartteilen von Organismen entstanden; trotzdem ist häufig in den Kalken keine Andeutung von organischer Struktur mehr vorhanden. Zu der Annahme einer organischen Entstehung auch für sogenannte strukturlose Kalle ist man berechtigt, da anorganische Auscheidungen von Kalk in so bedeutender Mächtigkeit, wie sie die Kalkgesteine aufweisen, aus chemischen Gründen nicht anzunehmen sind, und da andererseits die organische Struktur der von Lebewesen ausgeschiedenen Hartteile teils durch mechanische Zertrümmerung, teils durch Umkristallisation der Kalkmasse unter der Einwirkung des Meerwassers nachweislich in hohem Maße oder sogar vollständig verloren gehen kann. Durch Bohrungen in dem Atoll Funafuti (Ellice-Gruppe, Südsee) ist das Undeutlicherwerden und schließliche Verschwinden der charakteristischen Struktur organisch gebildeter Kalle mit zunehmender Tiefe, die zunehmendem Alter entspricht, einwandfrei erwiesen. Auf eine marine Entstehung der meisten Kalle weisen alle Reste von Organismen hin, die in ihnen in großer Zahl und teilweise vortrefflicher Erhaltung auftreten.

Man kann nun zwei Bildungsweisen von marinen Kalken aus Organismen unterscheiden:

1. Die Schalen und Hartteile entstammen feststehenden Organismen, der Kalkstein entsteht an derselben Stelle, wo die Organismen gelebt haben.

b) Unter wesentlicher oder ausschließlicher Mitwirkung von Organismen entstandene Gesteine.

Unter den durch Vermittlung der Organismen auf chemischem Wege entstandenen Gesteinen ist der wegen seiner gewaltigen Verbreitung weitaus wichtigste der Kalkstein; kurze Erwähnung beanspruchen sodann die aus Kieselshalen bestehenden Gesteine, bekannt unter dem Namen Polierschiefer, Kieselgur, Diatomeenerde.

Eine andere Gruppe bilden die aus kohligen Substanzen bestehenden, wesentlich durch Vermoderung von Pflanzen entstandenen Humusablagerungen und Kohlengesteine.

α) Kalkgesteine.

Für alle ganz oder wesentlich aus kohlensaurem Kalk (CaCO_3) bestehenden, sämtlich im Wasser gebildeten Gesteine tritt direkte Ablagerung auf anorganischem Wege völlig zurück: die Fälle, in denen Kalk primär aus überfättigten Lösungen ausfallen kann, sind auf ganz bestimmte Bedingungen beschränkt und führen immer nur zu örtlichen und wenig mächtigen Bildungen. Als bedingt anorganische Bildungen aus salzigem Wasser kann man nach einer viel vertretenen Auffassung die weit verbreiteten und mächtigen Kalkoolithe oder Kogensteine auffassen, aus radialfaserigen Kügelchen aufgebaute Kalksteine, wie sie sich auch in der Gegenwart an der Küste von Florida, im Roten Meer, im Salzsee von Utah bilden — rein anorganisch sind aber wohl auch diese Bildungen nicht, da sie offenbar von dem bei der Verwesung von Organismen entstehenden Ammoniumkarbonat und Natriumkarbonat aus dem Wasser ausgefällt werden.

Nun treten aber Kalkgesteine in ungeheurer Verbreitung und gewaltiger Mächtigkeit, bisweilen ganze Gebirge bildend („Kalkalpen“) auf; für sie kann eine derartige Entstehung in keiner Weise angenommen werden, vielmehr läßt sich nachweisen, daß sie zum größten Teile durch die Tätigkeit von Organismen hauptsächlich im Meere entstanden sind.

Die Tätigkeit der Organismen beruht auf verschiedenen Lebensvorgängen. Am wichtigsten für die Entstehung von Kalkgesteinen ist die Entnahme von Kalzium aus dem Wasser von Seiten der Lebewesen zum Aufbau ihrer aus kohlensaurem Kalzium bestehenden Hartteile (Skelett, Schale), wobei die für die Kalkbildung erforderliche Kohlensäure im offenen Meere nur zum kleinsten Teile aus dem Meerwasser, zum größten Teile aus physiologischen Vorgängen in den Organismen herrührt,

ein Vorgang, der sich sowohl bei freilebenden wie bei festliegenden Organismen, Tieren und Pflanzen (Algen), in weitester Verbreitung abspielt. Auf einem anderen Wege entstehen die Süßwasserkalke (Kalktuff, Travertin) aus kalkreichem Quell- und Flußwasser: sie verdanken ihre Bildung der Entziehung von CO_2 aus der Lösung durch die im Wasser lebenden Pflanzen, besonders Algen und Moose, wodurch die mit dem Gehalt an CO_2 steigende Lösungsfähigkeit des Wassers für kohlensaures Kalzium verringert wird, so daß sich Kalk auf den wachsenden Pflanzen niederschlägt. Ferner ist eine Ausscheidung von Kalk aus Meerwasser durch Bakterien, besonders durch stickstoffbindende Nitrobakterien nachgewiesen, durch deren Tätigkeit sich Ammoniumkarbonat bildet, das den Kalk aus dem Meerwasser ausfällt; der gleiche Vorgang findet statt durch die bei der Verwesung von Organismen sich bildenden Stoffe, auch hier besonders durch Ammoniumkarbonat. Die Ausscheidungen und Ausfällungen sind vielfach nicht Kalkspat, sondern rhombisch kristallisierendes CaCO_3 , Aragonit; doch geht der Aragonit gewöhnlich schnell in Kalkspat über, so daß man es in der Gesteinswelt ausschließlich mit Kalkspat zu tun hat, dessen Eigenschaften auf Seite 123 geschildert wurden.

Nach Korngröße und Gefüge kann man die Kalksteine einteilen in lockere erdige Kreide, dichten Kalkstein und körnigen Kalkstein (Marmor der Petrographie — in der Technik wird auch dichter politurfähiger, schön gefärbter Kalkstein Marmor genannt).

1) Kreide.

Als Kreide wird ein erdiger, stets hellgefärbter, oft weißer, sehr feinkörniger weicher Kalk bezeichnet, der sich zum großen Teil aus den Kalkschalen gewöhnlich mikroskopisch kleiner, einzelliger, in die Klasse der Foraminiferen gehöriger Tierchen aufbaut; neben diesen enthält Kreide in erheblicher Menge charakteristisch gestaltete Kalkscheibchen, die sogenannten Nockolithen, die teils als Kalkalgen, teils als Ausscheidungen aus dem Meerwasser aufgefaßt werden.

Die Tiefseeforschungen der letzten Jahrzehnte haben nun ergeben, daß der Grund der Ozeane von ungefähr 1000 bis 2000 m an bis zu einer Tiefe von 4000 bis 5000 m auf ungeheure Strecken hin von einem kalkigen, gelblichen oder grauen Schlamm bedeckt ist, der beim Eintrocknen weiß und kreidig wird und sich aus mikroskopischen Foraminiferenschalen und Nockolithen ganz wie die Kreide aufbaut. Nach

der in ihm verbreitetsten Foraminiferengattung wird dieser kalkige Abjaß Globigerinenschlamm, nach seiner Färbung weißer Tiefseeschlamm genannt. Die durch ihre Schalen diesen Schlamm bildenden Foraminiferen leben an der Oberfläche des Meeres, sie bauen die Schalen aus dem Kalk auf, den die Flüsse gelöst in das Meer führen; nach dem Tode der Tiere sinken die Schalen auf den Grund des Meeres, wo sie sich mit feinstem anorganischem Schlamm in wechselnder Menge vermischen.

Dem weißen Tiefseeschlamm der Gegenwart entsprechende Bildungen vergangener geologischer Perioden bilden jetzt, durch Verschiebung von Wasser und Land im Laufe der Erdgeschichte trocken gelegt, Kalkgesteine. Bildungen dieser Art, aber nach der Natur ihrer tierischen Reste wohl in Nebenmeeren, nicht im offenen Ozean, und in geringer Tiefen (bis zu 1000 m) entstanden, bilden die gewaltigen Massen der sogenannten Schreibkreide, die sich am Aufbau von Rügen, Seeland, der Gegend von Aachen und Maastricht, Nordfrankreich und Südost-England in hervorragendem Maße beteiligen; doch kennt man auch Kalk- und (tonreichere) Mergel, die offenbar dem weißen Tiefseeschlamm unmittelbar entsprechen.

Ähnliche Vorgänge, Fixierung des gelösten Kalks durch Organismen und Ansammlung der Schalen der abgestorbenen Individuen, spielen sich auch in süßem Wasser, am Grunde von Seen und Tümpeln, ab. Die auf diesem Wege entstandenen Gebilde werden als Seekreide, Wiesenkalk, Süßwasserkalk bezeichnet und sind besonders wichtig als Unterlage von Torfmooren, die im Laufe der Zeit an die Stelle von Seen getreten sind.

2) Dichter Kalkstein (und Mergel).

Die in den uns zugänglichen oberen Teilen der Erdrinde überaus weit verbreiteten, oft sehr mächtigen feinkörnigen Kalksteine (oder Kalksteine im engeren Sinne, im Gegensatz zur Kreide und zum Marmor) bestehen ganz oder zum größten Teil aus kleinen Kalkspatförmchen, die infolge ihrer geringen Ausdehnung für das unbewaffnete Auge einzeln nicht mehr unterscheidbar sind; zu ihnen gehören auch die oben besprochenen Rogensteine oder oolithischen Kalksteine.

Die Gesteine sind gewöhnlich hell, gelblich, grau, seltener braun oder schwarz gefärbt, im Bruch erscheinen sie erdig und matt. Da sich der

Kalkspat in Säuren sehr leicht löst, braust jeder Kalkstein infolge der entweichenden Kohlensäure, wenn er mit verdünnter kalter Salzsäure in Berührung kommt; in genügenden Mengen der Säure löst sich der Kalkspat der Kalksteine völlig auf, und von dem Gestein bleibt nach der Lösung fast immer ein aus Sand und Ton bestehender, oft eisenhüssiger unlöslicher Rückstand, aus dessen Menge sich der Grad der Verunreinigung bzw. umgekehrt der Gehalt an kohlensaurem Kalk bestimmen läßt. Das Gestein ist, da Kalkspat ein weiches Mineral ist, natürlich weich, es läßt sich mit dem Messer sehr leicht krassen; die vorzügliche Spaltbarkeit des Kalkspates nach drei Ebenen, die selbstverständlich an jedem einheitlichen Korn zur Geltung kommen kann, entzieht sich gewöhnlich wegen der sehr geringen Größe der Körner der Beobachtung mit dem unbewaffneten Auge und ist sehr oft auch mit der Lupe nicht wahrzunehmen, macht sich aber im Dünnschliff zusammen mit den auffallenden optischen Eigenschaften des Kalkspates (vgl. S. 123) deutlich geltend.

Alle diese Kalksteine sind teils direkt, teils indirekt aus den Schalen, Gerüsten und anderen Hartteilen von Organismen entstanden; trotzdem ist häufig in den Kalken keine Andeutung von organischer Struktur mehr vorhanden. Zu der Annahme einer organischen Entstehung auch für sogenannte strukturlose Kalksteine ist man berechtigt, da anorganische Auscheidungen von Kalk in so bedeutender Mächtigkeit, wie sie die Kalkgesteine aufweisen, aus chemischen Gründen nicht anzunehmen sind, und da andererseits die organische Struktur der von Lebewesen ausgeschiedenen Hartteile teils durch mechanische Zertrümmerung, teils durch Umkristallisation der Kalkmasse unter der Einwirkung des Meerwassers nachweislich in hohem Maße oder sogar vollständig verloren gehen kann. Durch Bohrungen in dem Atoll Funafuti (Ellice-Gruppe, Südsee) ist das Undeutlicherwerden und schließliche Verschwinden der charakteristischen Struktur organisch gebildeter Kalksteine mit zunehmender Tiefe, die zunehmendem Alter entspricht, einwandfrei erwiesen. Auf eine marine Entstehung der meisten Kalksteine weisen alle Reste von Organismen hin, die in ihnen in großer Zahl und teilweise vortrefflicher Erhaltung auftreten.

Man kann nun zwei Bildungsweisen von marinen Kalken aus Organismen unterscheiden:

1. Die Schalen und Hartteile entstammen fest sitzenden Organismen, der Kalkstein entsteht an derselben Stelle, wo die Organismen gelebt haben.

2. Schalen und Bruchstücke von Schalen und anderen Hartteilen freilebender Tiere sowie Bruchstücke der entsprechenden Hartteile festgewachsener Organismen häufen sich am Grunde des Meeres an und bilden in der Art, wie es oben bei der Kreide gezeigt wurde, einen Kalkschlamm, der sich zu Kalkstein verfestigt.

Unter den festigenden Organismen sind die in der Gegenwart und der Vergangenheit wichtigsten die stoffbildenden Korallen, Polypen, die in ihrer Körperwandung ein Kalkgerüst ausscheiden, dessen Inneres sehr oft von sternförmig angeordneten Kalkleisten durchzogen wird; die Tiere vermehren sich durch Knospung oder Teilung und wohnen in sehr großer Anzahl in sogenannten Kolonien zusammen. Derartige Kolonien (Stöcke) finden sich dort, wo die Verhältnisse günstig sind, besonders in den wärmeren Meeren, in großen Mengen neben- und aufeinander ein und bilden Korallenriffe, an denen immer die Oberfläche unmittelbar unter dem Wasserspiegel bis zu einer bestimmten Tiefe (ungefähr 40 m) hinab von sich weiter vermehrenden und dadurch das Riff vergrößernden Korallentieren besetzt ist, während die inneren und die tieferen Teile lediglich aus dem Gerüst abgestorbener Generationen bestehen. Die Bauten der Korallen können gewaltige Ausmaße erreichen: ein Wallriff von 1900 km Länge begleitet die Nordostküste Australiens, und große und kleine Riffe ragen oft Hunderte von Metern aus dem Meeresgrunde auf. Diese Mächtigkeit steht scheinbar im Widerspruche mit der Tatsache, daß die Korallentiere nur in einer von der Meeresoberfläche bis etwa 40 m unter diese hinabreichenden Zone leben können; nach der von Darwin hierfür gegebenen, in jüngster Zeit allerdings von manchen Forschern bestrittenen Erklärung ist die Mächtigkeit eine Folge des Sinkens des Meeresbodens verbunden mit gleichzeitigem Wachstum des Korallenstockes, so daß der Betrag der Senkung durch das Höhenwachstum des oberen Teiles des Stockes ausgeglichen wird und somit dieser Teil des Stockes stets in der dem Wachstum der Korallen günstigsten Zone bleibt. Die erwähnten, über dem Meerespiegel sich befindenden Korallenriffe verdanken ihre gegenwärtige Lage selbstverständlich späteren Hebungen. Wie oben ausgeführt, haben die tieferen, älteren Teile derartiger Korallenbänke, -riffe und -inseln schon in den Meeren der Gegenwart oft ihre organische Struktur verloren, und ihr Material erscheint als dichter Kalkstein; in noch höherem Grade muß dies für entsprechende Bildungen älterer Formationen zutreffen. Dies ist tatsächlich der Fall bei Kalksteinen, die teils durch örtliche Reste einer organischen Struktur, teils durch ihr geologisches Auftreten als Korallenriffe gekennzeichnet, unter den Gesteinen der Erdrinde in weiter Ver-

breitung auftreten: sehr alte Bildungen finden sich in Schlesien, Böhmen, der Eifel, ferner gehören hierher ein großer Teil der sogenannten Dolomiten Südtirols, entsprechende jüngere Bildungen sind aus Hannover, dem schwäbischen Jura und vielen anderen Gebieten bekannt.

Auch andere Tiergruppen treten, wenn auch in viel geringerer Bedeutung, in früheren Perioden allerdings häufiger als in der Gegenwart, riffsbildend auf; unter ihnen sind die wichtigsten die Bryozoen, die besonders im deutschen Zechstein in Thüringen deutliche Riffe zusammensetzen. Ausgedehnte Kalklagen, viel weniger mächtig als die Bauten der Korallen, aber wichtig wegen ihrer weiten Verbreitung, entstanden und entstehen aus den Schalen von Muscheltieren, die sich im Laufe der Entwicklung an geeigneten Stellen festsetzen und deren Schalen nach dem Absterben der Tiere wieder als Ansetzpunkte für neue Generationen dienen (sogenannte Muschelbänke, z. B. Austerbänke). Am Aufbau dieser Bänke beteiligen sich oft Würmer, die Röhren aus Kalk herstellen; bisweilen treten diese Röhren in solcher Menge gesteinsbildend auf, daß man das Gestein nach ihnen nennt: Serpulit. Auch die aus Kalk bestehenden Nester der Seeilien oder Crinoiden, besonders ihre Stielglieder häuften sich in vergangenen Perioden zu Kalkbänken an (Trochitenkalk).

Neben den erwähnten tierischen Kalkbildnern treten in wechselnder, oft sehr bedeutender Menge Kalkalgen auf, die auch für sich allein in der Gegenwart wie in vergangenen geologischen Perioden bedeutende Kalklager bilden: der wichtigste Baustein der Stadt Wien, der tertiäre Leithakalk, besteht wesentlich aus Kalkalgen, die zur Gattung Lithothamnion gehören.

Die zweite Gruppe von Kalksteinen bildet sich, wie erwähnt, in weiter Verbreitung aus den Schalen und Fragmenten der Hartteile freischwimmender Lebewesen sowie aus den durch Zertrümmerung entstandenen Bruchstücken der Hartteile festsetzender Organismen, die am Grunde des Meeres zum Absatz gelangen. Ihrer Bildungsweise nach stimmen diese Ablagerungen bis zu einem gewissen Grade mit dem weißen Tiefseeschlamm oder mit der Kreide überein: durch Zerfall der Schalen infolge Verwesens der organischen Substanz, durch mechanische Zertrümmerung, hervorgerufen durch die Tätigkeit der Wogen wie der räuberisch lebenden Tiere, die die Schalen anderer Tiere zerbrechen, entstehen Kalkförner, die ihre organische Entstehung häufig nur undeutlich, oft gar nicht mehr erkennen lassen und auf dem Meeresgrund einen Kalk-

schlamm bilden, der an sich keine organische Struktur mehr zeigt und durch geeignete geologische Vorgänge zu einem dichten Kalkstein erhärtet.

Zu diesem Schlamm, der ein chemisches Sediment im strengsten Sinne des Wortes nicht mehr ist, können sich vielfach am Meeresgrunde auch mechanische Ablagerungen beigesellen; auf diese Weise entstehen durch Beimischung von Ton: tonige Kalle, von Sand: sandige Kalle, die bei stärkerem Auftreten des Sandes in Sandsteine mit kalkigem Zement, bei stärkerer Beteiligung des Tones in Mergel übergehen.

Als Mergel werden kalkreiche Gesteine mit 20–60% Tonsubstanz bezeichnet, die oft graue, aber auch gelbe, rote, grüne, blaue und schwarze Farbe besitzen. Sie blättern an der Luft auf und zerfallen in einen bröckeligen, dem Pflanzenwuchs überaus günstigen Boden. Durch Hinzutreten von Sand zu dem Gemenge von Ton und Kalk entstehen Sandmergel, durch Beimengung von Glaukonit (vgl. S. 143 und 153) Glaukonitmergel.

Gesteine von der Zusammenetzung der Mergel können sich auf sehr verschiedene Weise bilden: in der Nähe von Flußmündungen, wo aus dem infolge von Einströmen des Flußwassers verhältnismäßig kalkreichen Meerwasser von den Organismen Kalk abgeschieden wird und gleichzeitig Sand und Schlamm sich absetzt, ferner in weiter Entfernung von der Küste am Grunde eines sehr tiefen Meeres, wo das Meerwasser Kalk zu lösen in der Lage ist und demgemäß die feinsten Tonteilchen, obwohl sie nur spärlich in die küstfernen Gebiete gelangen, prozentual im Niederschlag eine zunehmende Bedeutung erlangen, aber auch, wie oben ausgeführt, auf ganz anderem Wege, durch die Tätigkeit des Eises, als Geschiebemergel (vgl. S. 158).

[Etwas abweichend von dem geologischen Sprachgebrauch werden in der landwirtschaftlichen Technik unter „Mergel“ alle Bildungen zusammengefaßt, die nach chemischer Zusammenetzung und physikalischer Beschaffenheit sich als Düngemittel für kalkarme Äcker eignen; zum Mergel im geologisch-petrographischen Sinn gesellen sich demnach im Sprachgebrauch der Landwirtschaft alle losen oder an der Luft zerfallenden, kalkreichen Bildungen wie Löß, Kalktuff, Süßwasserkalk, Moorkalk, Kreidemergel usw.]

Durch Auslaugung werden oft kalkreiche lockere Gesteine, wie Mergel und Löß, oberflächlich ihres Kalkgehaltes völlig beraubt und in Ton bzw. Lehm übergeführt, während die tieferen Teile direkt zur „Mergelung“ verwendet werden können.]

3) Körniger Kalkstein (Marmor zum Teil)*).

Durch verschiedene Vorgänge innerhalb der Erdrinde, die als Metamorphose zusammengefaßt werden und kurz an späterer Stelle besprochen werden sollen, kann sich aus allen feinkörnigen Kalksteinen durch sogenannte Sammelkristallisation ein aus größeren, dem Auge einzeln wahrnehmbaren Kalkspatkörnern bestehendes Gestein entwickeln, das als Marmor bezeichnet wird und in ziemlich weiter Verbreitung auftritt. Die stofflichen Eigenschaften sind natürlich denen des Kalksteins in allen wesentlichen Punkten sehr ähnlich, da sich die Gesteine nur durch die Größe der sie aufbauenden Kalkspatkörner unterscheiden; wesentlich finden sich die körnigen, gewöhnlich hell gefärbten oder weißen Marmore als Einlagerungen in kristallinen Schiefen oder in den sogenannten Kontakthöfen von Tiefengesteinen.

β) Dolomit.

Das als Dolomit bezeichnete Gestein setzt sich aus Körnern des Minerals Dolomitspat (auch Dolomit genannt) zusammen.

Der Dolomitspat CaMgC_2O_6 (oder $\text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3$) entsprechend 30·5% CaO, 21·7% MgO und 47·8% CO_2 bzw. 54·5% CaCO_3 und 45·5% MgCO_3 , steht in seinen Eigenschaften, Kristallform, Spaltbarkeit, Doppelbrechung, dem Kalkspat nahe, unterscheidet sich jedoch von ihm, von der Zugehörigkeit zu einer anderen Kristallklasse abgesehen, besonders durch sein höheres spezifisches Gewicht 2·9 (bei Kalkspat 2·72) und durch seine schwerere Löslichkeit in Säuren: während Kalkspat sich schon in schwacher Essigsäure löst, wirkt Essigsäure auf Dolomit gar nicht, auch kalte Salzsäure greift ihn nur in Pulverform an, und erst warme Salzsäure wirkt als Lösungsmittel. Hierdurch kann man Dolomitspat von Kalkspat und ebenso die aus ihm bestehenden Dolomite leicht von Kalkstein bzw. Marmor unterscheiden.

Wie die Kalksteine bestehen auch die aus Dolomitspat aufgebauten Gesteine, die Dolomite, teils aus deutlichen Körnern, so daß marmorähnliche körnige Dolomite entstehen, teils aus kleinen, makroskopisch nicht wahrnehmbaren Gebilden, so daß die dichten Dolomite völlig den

*) Ein weitverbreiteter Sprachgebrauch bezeichnet, wie oben erwähnt, als Marmor nicht nur die körnigen Kalksteine, sondern auch dichte Varietäten, die wegen ihrer schönen Färbung architektonisch zum Schmuck von Bauwerken Verwendung finden.

dichten Kalksteinen entsprechen. Durch zahllose Hohlräume ausgezeichnet ist die sogenannte Rauchwacke; als Dolomitische werden erdige Dolomite bezeichnet, wie sie besonders in Thüringen auftreten. Die meisten Dolomite sind hell gefärbt, gelblich grau, auch weißlich; die Gesteine sind weit verbreitet, wenn auch bei weitem nicht in dem Maße wie die Kalksteine.

Als Dolomite werden ferner in der geologischen Literatur vielfach Gesteine bezeichnet, die aus Kalkspat- und Dolomitkörnern bestehen und die, da derartige Mischungen in allen Verhältnissen möglich sind, eine vollständige Reihe zwischen Kalkstein und Dolomit bilden — richtiger werden derartige Gesteine dolomitische Kalle genannt. In diese Gruppe gehört ein nicht unwesentlicher Teil der „Dolomite“ Südtirols.

Die Bildung der Dolomite und dolomitischen Kalle vollzieht sich auf verschiedene Weise: direkte Auscheidung spielt, wenn sie überhaupt in größerem Maße statt hat, nur eine untergeordnete Rolle, hingegen enthält organisch ausgeschiedener Kalk nicht selten beträchtliche Mengen von $MgCO_3$, der sich in den entsprechenden Abfällen durch Entfernung des leichter löslichen Kalles prozentual anreichern kann. Sehr viele Dolomite sind durch Einwirkung des an Magnesiumsalzen reichen Meerwassers auf organische Kalkanhäufungen entstanden, wie die Untersuchung der Korallenriffe erweist, in denen nach der Tiefe der Gehalt an Magnesiumkarbonat regelmäßig zunimmt; örtlich können auch in der festen Erdrinde aufsteigende Wasser eine Dolomitierung von Kalkstein bewirken, wie die Umwandlung von Muschelkalk in die (erzführenden) Dolomite Oberschlesiens und verwandter Lagerstätten zeigt.

γ) Kieselgesteine organischer Entstehung.

1) Marine Bildungen.

Unter den das marine Plankton zusammenfassenden Organismen finden sich in großer Menge, wenn auch hinter den Kalkbildnern weit zurücktretend, einzellige Tiere, die eine kieselige Schale ausscheiden, die Radiolarien; neben ihnen beteiligen sich durch die Bildung eines kieseligen Skelettes Kieselchwämme und mit ihren Kieselshalen die einzelligen Kieselalgen oder Diatomeen, die besonders in süßem Wasser wichtige Ablagerungen ihrer Schälchen erzeugen, am Aufbau kieseliger Absätze.

Infolge der Auflösung der Kalkshalen in den tiefsten Teilen des Meeres, die sich in Tiefen von 4000 m abwärts bemerkbar macht, und infolge Ab-

nahme auch der feinsten mechanischen Sinkstoffe mit zunehmender Küstenferne zeigen die Kieselshaler, besonders die Radiolarien in den Abjagen der größten Tiefen, in dem Radiolarienschlamm, eine sehr erhebliche Zunahme. Auf eine entsprechende Entstehung werden tertiäre Radiolarienmergel zurückgeführt; ob auch die älteren Kieselshiefer und Hornsteine trotz ihrer Entstehung aus organischen Kieselablagerungen und ihres oft reichlichen Gehaltes an Radiolarienschalen sämtlich Tiefseeablagerungen sind, ist vielfach zweifelhaft. Organischen Resten verdankt auch der in Knollen, Lagen und als Versteinerungsmittel in der Kreide so häufige Feuerstein (Flint) seine Entstehung; andererseits ist ein Teil der als Kieselshiefer zusammengefaßten harten Gesteine wohl anorganischer Herkunft.

2) Süßwasserbildungen: Polierschiefer (Tripel), Kieselgur.

Unter den Sedimenten, die sich am Grunde von Süßwasserseen absetzen, spielen die Ablagerungen der Kieselpanzer der oben erwähnten kleinen einzelligen Algen, der Diatomeen, eine sehr wichtige Rolle; sie bilden trotz ihrer Kleinheit — auf einen Kubitzoll des Polierschiefers von Bilin (Böhmen) sollen 41.000 Millionen Schalen kommen — ziemlich dicke, gelegentlich bis 10 m mächtige, gewöhnlich hellgefärbte Ablagerungen, die, wenn sie locker und erdig sind, Kieselgur genannt werden.

Derartige Gesteine sind nicht selten; bekannt ist der Polierschiefer aus der Lausitz, vom Habichtswald bei Rassel, von Bilin in Böhmen, ferner Kieselgur vom Südrand der Lüneburger Heide, von Franzensbad in Böhmen und das einen Teil des Untergrundes von Berlin bildende, zu zwei Drittel aus derartigen Schalen bestehende Gestein, sogenannte Infusorienerde. Die Lager von Kieselgur finden sich häufig in und unter Torflagern.

d) Guano.

Wegen seiner großen Bedeutung als Düngemittel muß der Guano erwähnt werden, ein Gebilde von sehr wechselnder Zusammensetzung. In seinen geschätztesten Varietäten ist er reich an Stickstoffverbindungen, besonders Ammoniumsalzen, harnsaurem und oxalsaurem Ammonium, in anderen Varietäten reich an verhältnismäßig leicht löslichen sauren Kalzium- und Magnesiumphosphaten; er entsteht als Fäulnisprodukt aus den Excrementen und Knochen von Seevögeln und Robben und häuft sich in Gebieten trockenen Klimas als eine weißliche bis braune, mehr oder weniger erdige Masse auf den Inseln längs der Küste

von Peru, an der Ostküste Patagoniens und anderen Inseln oder Küsten zu Lagen von vielen Metern Mächtigkeit an. Bei der primär stark wechselnden Zusammensetzung und der leichten Veränderlichkeit dieser Gebilde — gerade die für die Landwirtschaft sehr wertvollen Stickstoffverbindungen werden durch Wasser besonders leicht ausgewaschen — muß auf die Angabe einer als Durchschnitt geltenden Analyse verzichtet werden. Ähnliche Bildungen finden sich auch in trockenen Höhlen wesentlich aus Excrementen und Resten von Fledermäusen entstanden (Fledermausguano, besonders in Kalkhöhlen).

e) Kalziumphosphate.

Auf Tätigkeit der Organismen sind die weitaus meisten Anreicherungen von Kalziumphosphat in der Erdrinde zurückzuführen, wenn auch die Phosphorsäure selbst fast ausnahmslos dem Apatitgehalt der Erstarrungsgesteine entstammt; durch die Verwitterungsvorgänge wird sie der Pflanze zugänglich, die phosphorsauren Salze gelangen in den Tierkörper und werden hier zum Aufbau von Hartteilen verwendet. In erster Linie gilt dies für die Wirbeltierknochen, aber auch für die Schalen hornschaliger Brachiopoden (*Lingula*, *Obolus*), deren Reste dort, wo sie sich häufen, Anlaß zur Anreicherung von phosphorsaurem Kalk geben. Auch in tierischen Excrementen, die in versteinertem Zustand als Koprolithen bezeichnet werden, ist oft phosphorsaurer Kalk enthalten.

Auf dem Lande bilden sich abbauwürdige Phosphate durch Anhäufung von Knochen in Höhlen; wichtiger ist die Umwandlung liegenden Kalksteins durch phosphorsäurereiche Lösungen aus aufgelagertem Guano, ein Vorgang, der auf den westindischen Inseln, besonders auf Curaçao, und auf einigen Südjeeinseln (besonders wichtige Vorkommen finden sich auf Nauru und Ocean Island) abbauwürdige Phosphate in den liegenden jungen Korallenfalten erzeugt hat. Derartige Gebilde werden nach ihrem Vorkommen auf der Insel Sombbrero vielfach Sombbrerit genannt.

Auf entsprechende Vorgänge werden in den älteren Ablagerungen die Entstehung des sogenannten Hard-Rock-Phosphates in Florida, einer der jetzt technisch wichtigsten Lagerstätten, und wie oben erwähnt, teiltweise auch die Bildung der Lahn- und Dill-Ablagerungen zurückgeführt (S. 76). Das Hard-Rock-Phosphat in Florida gehört dem Eocän, dem ältesten Tertiär, an und tritt in einer 250 km langen Zone parallel

der Golfküste 40 bis 80 km von der Küste entfernt in einer sehr schwankenden, gelegentlich 15 m übersteigenden Mächtigkeit auf; durch atmosphärische Einwirkung wird es weich und sandig: Soft-Phosphate.

Anderer Phosphat-Lagerstätten entstehen unter Wasserbedeckung, teils in der Tiefsee, teils, und dies sind offenbar die technisch wichtigeren, als Ablagerungen in flachen Meeresteilen; bei ihnen allen spielen sekundäre Vorgänge chemischer und mechanischer Art eine größere oder kleinere Rolle.

Die wichtigen Phosphatlagerstätten von Algier und Tunis, die in weiter Verbreitung an der Grenze zwischen Kreide und Tertiär auftreten, bestehen aus primären Ablagerungen von Fischzähnen, Knochenresten, Koprolithen sowie aus Knollen mit glänzender brauner Oberfläche, die teilweise oder ganz in phosphorsauren Kalk umgewandelt sind und zweifellos sekundären Prozessen ihre Entstehung verdanken, in erster Linie dem Eindringen Phosphorsäure führender Lösungen, die bei der Verwehung der Tiere wohl als Ammoniumphosphate in Lösung gegangene Salze enthalten. Ablagerung und Umbildung hat sich in flachen Lagunen abgespielt. Am bekanntesten sind die wichtigen Vorkommen von Gaffa im südlichen Tunis, wo auf weite Erstreckungen hin mehrere, teilweise einige Meter Mächtigkeit erreichende Lagen sich verfolgen lassen. Eine entsprechende Entstehung, in der Hauptsache primär unter Meeresbedeckung mit nachfolgender sekundärer Knollenbildung, hat sich für die wichtigen Lagerstätten von Südkarolina (in der Nähe von Charleston) feststellen lassen; auch die bedeutendsten Lagerstätten des nordöstlichen Frankreich aus der Gegend von Orville und Beauval gehören ihrer Entstehung nach hierher.

Vielfach findet sich Phosphat in Knollen von wechselnder Größe mit glänzender Rinde, häufig auch radialstrahlig, in anderen Gesteinen eingebettet (sehr oft fälschlich als Koprolithen bezeichnet); trotz größter Ähnlichkeit sind sie zweifellos von sehr verschiedener Entstehung. Derartige Knollen sind durch die Challenger-Expedition vom Meeresgrund bekannt geworden, wo sie offenbar chemische Absätze aus dem Meere sein müssen; in anderen Fällen haben sie sich als Konkretionen gebildet, das heißt, es sind Konzentrationen des im Gestein sonst fein verteilten Materials, wieder andere rundliche Gebilde sind wohl Bildungen aus Quellen — die oben geschilderten, in Phosphat umgewandelten Kalkknollen sind jedenfalls zum Teil auf entsprechende Bildungen zurückzuführen. Reichlicher Gehalt an

kleinen glänzenden Phosphatkörnern ist für den wichtigsten Teil der devonischen „schwarzen Phosphatschichten“ in Tennessee charakteristisch (Dolithstruktur); auch die sehr reichen, bis zu 2 m mächtigen Phosphatlagen aus dem Karbon der amerikanischen Weststaaten (Idaho, Wyoming, Utah) weisen im wesentlichen eine entsprechende Dolithstruktur auf. Weit verbreitete größere, oft radialstrahlige Knollen (bis zur Größe eines Kinderkopfes) sind für technischen Abbau gewöhnlich nur geeignet, wenn die durch chemische Konzentration entstandenen Gebilde mechanisch umgelagert, zusammengeschwemmt und somit örtlich angereichert sind, so daß sie sich jetzt vielfach nicht mehr in den Schichten befinden, in denen sie sich gebildet haben, sondern in jüngeren Sedimenten liegen. Die wichtigsten Beispiele hierfür sind die Pebble-Phosphate Floridas, die im jüngsten Tertiär liegen und deutliche Zeichen von Abrollung aufweisen, entsprechende Vorkommen in Carolina sowie die belgischen Vorkommen in der Hezsbaye (in einem Streifen nördlich der Maas, südwestlich von Maastricht und im Hennegau); auch die Anhäufungen von Phosphatkugeln in Russisch-Podolien gehören hierher, die jetzt in der Kreide auf sekundärer Lagerstätte liegen, aber in viel älteren Schichten ihre ursprüngliche Heimat haben.

Auch in Deutschland finden sich, von den oben erwähnten Vorkommen im Gebiet der Lahn und Dill abgesehen, besonders in den jüngeren Formationen, vom Jura aufwärts, aber auch in älteren, vielfach Phosphatanreicherungen gewöhnlich in Knollen und oft auf sekundärer Lagerstätte, leider fast überall nicht oder nicht mehr abbauwürdig. Abgebaut wurden früher einige Vorkommen in Braunschweig (Harzburg); weit verbreitet, aber technisch nicht verwertbar sind derartige Knollen in zwei großen Zonen Norddeutschlands, am Südufer der Ostsee und nördlich des Harzes.

5) Natronalpeter (Chilealpeter).

Natronalpeter, NaNO_3 , entsprechend einer Zusammensetzung von 36·5% Na_2O und 63·5% N_2O_5 , von geringer Härte (1·5—2) und niedrigem spezifischen Gewicht (2·2), sehr leicht in Wasser löslich und daher hygroskopisch, tritt als Mineral in wechselnden, teilweise die übrigen Gemengteile weit überwiegenden Mengen mit Steinsalz und anderen leicht löslichen Salzen als Bindemittel von Trümmern verschiedener vulkanischer Gesteine und von jungvulkanischem Staub in der regenlosen Zone von Tarapaca bis Taltal (Chile) auf. Lagen dieses Salze genannten

Gesteins von $\frac{1}{4}$ bis $1\frac{1}{2}$ m Dicke und wechselndem Gehalt an Salpeter finden sich dort zwischen Gipsen, Sanden und Tonen; sie werden unter der Bezeichnung Chilealpeter als Düngemittel verwendet.

Die Entstehungsweise ist sehr bestritten; während man früher Einwirkung des Meerwassers auf Seetang annahm oder den Salpeter aus Guano erklärte, der in Salztümpel hineingeweht wurde, denkt man jetzt vielfach an eine Nitrifikation des Luftstickstoffs auf biochemischem Wege oder durch elektrische Entladungen; von anderer Seite wird die große Masse der Stickstoffverbindungen auf vulkanische Exhalationen von NH_3 zurückgeführt.

η) Brauneisenerz.

Aus den Boden- und Sickerwässern kann Eisenoxydhydrat auf anorganischem Wege in mehr oder weniger feiner Verteilung ausfallen und ist dann, wie bei der Besprechung der Verwitterung und Zersetzung ausgeführt wurde, die Ursache der rötlichen und bräunlichen Färbung sehr zahlreicher Gesteine und Böden; wo aber derartige Gebilde in größerer Menge auftreten, haben zu ihrer Ausscheidung organische Einflüsse bestimmend mitgewirkt. Das Brauneisenerz erscheint dann in porösen, oft schwammähnlich durchlöcherten, dunkelbraunen bis schwarzen, fettglänzenden Massen, Knollen und Klumpen, die sogar zusammenhängende Lager bilden können; sie sind oft durch Sand und größere Gesteinstrümmer stark verunreinigt, nicht selten reich an Phosphorsäure und werden nach ihrem Auftreten und dem Ort ihrer Entstehung mit verschiedenen Namen als Raseneisenerz, Wiesenerz, Sumpferz, Seerz bezeichnet.

In die Bodentwässer und von ihnen aus in das Grundwasser und das Wasser der Moräste und Seen gelangt das Eisen durch die auflösende Kraft des Wassers, das wesentlich dem Lebensprozeß sowie der Verwesung von Organismen entstammende Kohlensäure und besonders stark lösend wirkende Fäulnisprodukte von Pflanzen, die als Humusstoffe zusammengefaßt werden, enthält; die Ausscheidung des Brauneisenerzes erfolgt entweder anorganisch als Folge einer durch Entweichen von CO_2 stark verringerten Lösungsfähigkeit des Wassers, oder auf organischem Wege durch sogenannte Eisenbakterien, die die von den Humusstoffen gebildeten organischen Eisenverbindungen unter Ausscheidung schleimigen Eisenoxydhydrats zersetzen. Das ausgeschiedene Eisenoxydhydrat umschließt

Sand und Gesteinstrümmer, Pflanzen- und Tierreste, absorbiert andere in Lösung befindliche Stoffe, besonders Phosphorsäure, und verhärtet schließlich in Klumpen und Lagen, die dem Pflanzenwuchs natürlich schädlich sind. Über den Anteil der anorganischen und der organischen Ursachen für die Ausfällung des Erzes gehen die Ansichten auseinander; für die Lösung des Eisens aus den Mineralen und somit für die Grundbedingung der Erzbildung wirken jedenfalls die organischen Zerfallsprodukte als wichtigste Ursache bestimmend.

Hierher gehörige Ablagerungen bilden sich besonders in mittleren und höheren Breiten, unter Verhältnissen, die der Entstehung von Humusstoffen günstig sind. Raseneisenerz findet sich gewöhnlich in geringer Tiefe unter der Oberfläche und in Lagen, die selten mehr als 1 m Mächtigkeit erreichen, und ist, oft unter Torf liegend, in der ganzen nordeuropäischen Tiefebene, besonders in sandigen feuchten Niederungen von Holland über Norddeutschland bis Polen und Rußland weit verbreitet, Seerz ist als Bildung der Gegenwart aus zahllosen Seen Nordeuropas (Schweden, Finnland, Rußland) wie auch aus Sibirien und Kanada bekannt.

Schädigend können derartige Bildungen in doppeltem Sinne wirken: während ihrer Entstehung als Vererzungsmittel der Wurzeln lebender Pflanzen, die als Ansaß dienen, und als ausgebildete Lagen von Raseneisenstein, wenn sie das Tiefenwachstum verhindern.

3) Kohlige Bildungen: Humus und Kohlengesteine.

Die bisher besprochenen organogenen Gesteine bestehen aus chemischen Verbindungen, die sich auch auf anorganischem Wege während des Kreislaufs des Stoffes bilden können und tatsächlich vielfach als Minerale anorganischer Herkunft am Aufbau der festen Erdrinde teilnehmen; im Gegensatz hierzu entstehen die kohlige Bildungen im weitesten Umfange aus denjenigen Teilen der Organismen, die schon ihrer chemischen Zusammensetzung nach sich als Produkte des Lebensprozesses erkennen lassen und als Verbindungen des Kohlenstoffs mit Wasserstoff, Sauerstoff und Stickstoff in das Gebiet der organischen Chemie gehören.

Der grundsätzliche Unterschied dieser durch den Lebensprozeß entstandenen Verbindungen gegenüber den die Hartteile der Organismen bildenden anorganischen Verbindungen zeigt sich besonders nach Beendigung des Lebens bei der Zersetzung, deren verschiedener, von den äußeren Umständen abhängiger Verlauf seit den grundlegenden Untersuchungen J. v. Liebig's als Verwesung und Fäulnis bezeichnet wird.

Nach Liebig ist Verwesung Überführung der komplizierten organischen Verbindungen durch Oxydation vermittelt des Sauerstoffs der Luft in die einfachsten Verbindungen (CO_2 , H_2O), während Fäulnis bei Fehlen des Luftsaauerstoffs eintritt, zur Bildung einfacherer, aber größtenteils noch oxydierbarer Verbindungen führt und wesentlich einen Reduktionsvorgang mit Anreicherung von Kohlenstoff darstellt. Als Ursache dieses verschiedenen Verhaltens ergab sich, daß Verwesung in der Hauptsache durch die Lebenstätigkeit von Bakterien bei Luftzutritt und genügendem Wassergehalt erfolgt und stets von Fäulnisprozessen begleitet ist, während Fäulnis bei Mangel oder Abwesenheit von Luftsaauerstoff durch anaerobe (nicht luftbedürftige) Bakterien und Fadenpilze sowie durch rein chemische, vom Lebensprozeß unabhängige Reaktionen herbeigeführt wird.

Von diesen sind für die Vorgänge unmittelbar an der Erdoberfläche bedeutungsvoll die Bildung von CO_2 , das in die Bodenwässer übergeht und deren lösende und umbildende Wirkung erheblich verstärkt, und die Entstehung der als Humusstoffe zusammengefaßten Produkte der Pflanzenzersetzung durch anaerobe Bakterien und Fadenpilze, während rein chemische Wirkungen tief unter der Erdoberfläche in geologischen Zeiträumen die Entstehung der Kohlen bedingen. Eine wichtige Begleiterscheinung des Pflanzenzerfalls ist die Rückgabe der von der lebenden Pflanze zu ihrem Aufbau verwendeten anorganischen Nährsalze in einer leicht löslichen Form an den Boden, dem sie diese entnommen hatte.

1) Humusstoffe und ihre Rolle als Bestandteile von Böden.

Zerfallende Pflanzenteile liefern sehr verschiedene Bestandmassen: neben Pflanzenresten, die durch die Tätigkeit der Tierwelt zerkleinert sind, aber ihre Struktur noch deutlich erkennen lassen, finden sich Bestandteile der Pflanzensubstanz, wie Zellulose, Lignin und andere, und schließlich die eigentlichen dunkel gefärbten „Humusstoffe“, deren Entstehung noch nicht geklärt ist. Sie werden teilweise auf die Lebenstätigkeit der niederen Bodenpflanzen (Fadenpilze, Algen), besonders auch auf die Einwirkung von diesen ausgeschiedener Enzyme, teilweise auch auf chemische Vorgänge bei alkalischer Beschaffenheit des Bodens zurückgeführt, wobei die Pilze indirekt durch Zerstörung der sauren Reaktion des Bodens mitwirken würden.

Während man früher glaubte, in den Humusstoffen verschiedene Säuren und entsprechende Salze unterscheiden zu dürfen (hell gefärbte,

leicht lösliche: Quellsäure und Quellsäure, braune Humusstoffe: Umin und Uminsäure, schwarz gefärbte: Humin und Humin Säure), erkannte man später die Kolloidnatur der Humusstoffe, ohne daß es bisher gelungen ist, über die chemische Zusammensetzung dieser Kolloide Bestimmtes zu ermitteln. Nach E. Ramann sind die Humusstoffe „Kolloidkomplexe“ wahrscheinlich sehr verschiedener Zusammensetzung, die aus unveränderten Kolloiden der ursprünglichen Pflanzensubstanz gemischt mit kohlenstoffreichen Zersetzungserzeugnissen bestehen. Durch diese Auffassung wird die Verschiedenheit des Humus nach der Natur der Pflanzen, aus denen er sich bildet, verständlich, während nach der älteren Auffassung die Humussubstanzen als im wesentlichen chemisch gleichartig (Salze und Säuren von bestimmter, wenn auch nicht bekannter chemischer Zusammensetzung) aufgefaßt wurden.

Wie weit im Humus organische Gebilde enthalten sind, die mit anorganischen Stoffen chemische Verbindungen eingehen können, steht noch nicht fest; jedenfalls aber besitzt ihre Hauptmasse als Kolloide die Fähigkeit, aus Lösungen anorganische Stoffe zu adsorbieren. Die Humuskolloide bewirken somit ebenso wie die anorganischen Kolloide den Basenaustausch im Boden (siehe oben S. 120); andererseits kann auch bei verhältnismäßig geringer Humusbildung infolge Fehlens ausreichender Mengen von löslichen Salzen der schädliche „ungefättigte“ Humus entstehen.

Adsorptiv ungefättigte Humusstoffe entsprechen dem sogenannten „sauren Humus“, gefättigte dem „milden neutralen Humus“.

Der ungefättigte Humus quillt mit Wasser auf, zerfällt sich nur langsam, ist im Wasser löslich und färbt dieses dunkel (Schwarzwasser), hat das Bestreben, sich adsorptiv zu fättigen und entzieht den Bodenwässern daher in ihnen gelöste Pflanzennährstoffe, die er fest bindet; seine wässrigen Lösungen wirken lösend auf die Minerale und vermögen gelöste Stoffe, besonders Eisen, durch Bildung von „Schutzkolloiden“ vor dem Ausfällen zu schützen.

Der gefättigte (neutrale) Humus nimmt viel Wasser auf, quillt aber nicht, ist schwer löslich, leichter zerfällig und daher eine Quelle für Pflanzennährstoffe, besonders auch für Stickstoffverbindungen; er wirkt wesentlich mit beim Basenaustausch.

Neben der chemischen Wirkung der Humusstoffe im Boden ist ihr Einfluß auf die physikalische Bodenbeschaffenheit sehr wichtig. Humus vergrößert in Sandböden die Wasserhaltung, vermindert

die Menge der Sickerwässer und verlangsamt somit die Auswaschung des Bodens, gleichzeitig macht er den Boden bindiger und begünstigt, wahrscheinlich durch Verbesserung der Lebensbedingungen für die Fadenpilze, die Krümelung der Sandböden. Auch in schweren Böden (Tonböden) befördert Humus die Krümelung, hier aber durch Auflockerung des Bodens, also durch einen entgegengesetzten Vorgang: Ton und Humus fällen sich gegenseitig aus, und ihr Gemisch ist lockerer als reiner Ton, der Boden läßt sich mithin leichter bearbeiten und ist für Wasser besser zugänglich. In gemäßigten und kalten Gebieten ist daher ein Beimischung von Humus bis zu einer gewissen Grenze, bei deren Überschreitung der Boden zum Humusboden wird, entschieden vorteilhaft — die Grenzen liegen für schwere Böden über 15%, für leichte über 8%; der günstige Einfluß tritt besonders deutlich hervor bei den als Schwarzerde (Tschernosem) bezeichneten fruchtbaren Steppenböden Südrußlands, die sich weit nach Westen erstrecken und sich in Deutschland in Ostpreußen und Schlesiens, besonders in der Umgegend von Liegnitz, in der Magdeburger Börde und in Braunschweig finden.

Diese Fruchtbarkeit humusreicher Böden beruht somit auf sehr verschiedenen Ursachen, die sich teils chemisch, teils physikalisch auswirken. Bei der Verwesung der Pflanzen kehren die von verschiedenen Generationen von Pflanzen angesammelten anorganischen Nährstoffe in leicht löslicher Form in den Boden zurück, sodann bildet sich durch Verwesung Kohlenäure und Ammoniak, andererseits wird von physikalischen Eigenschaften bei leichten Böden die das Wasser zurückhaltende Kraft des Bodens vermehrt und Krümelung begünstigt, bei schweren Böden eine Auflockerung des Bodens erreicht, und schließlich vergrößert die dunkle Färbung, die der Humus dem Boden verleiht, dessen Fähigkeit, strahlende Wärme zu absorbieren. Ganz allgemein ist dunkle bis schwarze Färbung der Verwitterungsböden (ebenso wie der obersten Sandschichten) wohl immer auf die Anwesenheit von Humussubstanzen zurückzuführen, da die wichtigsten eigentlichen Verwitterungsprodukte der Minerale helle (weiße bis graue), rötliche und grünliche oder bräunliche Farben besitzen.

2) Humusböden.

Humusböden entstehen, wenn Verringerung oder Aufhebung der Verwesungsvorgänge eine ständige Zunahme von Humusstoffen bewirken; nach dem Humusgehalt unterscheidet man humusüberreiche und moder-

haltige Böden beim Vorwalten anorganischer Bestandteile, und eigentliche Humusböden, durch starke Vorherrschaft der Fäulnisreste gekennzeichnet, die schließlich in Torf übergehen. Bildungen dieser Art spielen, besonders in höheren Breiten, eine sehr bedeutende Rolle, sei es, daß sie in dünner Schicht aufliegend den unter ihnen liegenden Boden ungünstig beeinflussen, sei es, daß sie als Moore verschiedener Entstehung sehr erhebliche Teile der Erdoberfläche einnehmen.

Auf dem Trockenen bildet sich in Waldgebieten der kühleren und kalten Zonen im Fall ungünstiger Lebensbedingungen für die die Verwesung hervorrufenden Organismen, mithin auch bei Fehlen löslicher Salze und umgekehrt beim Vorhandensein zu reichlicher Mengen eine dichte Ablagerung humoser, wenig zersetzter organischer Reste, die man als Rohhumus oder Trockentorf bezeichnet. In ihr unterscheidet man gewöhnlich eine obere, durch gut erhaltene Pflanzenstruktur torfartige (Trockentorf im engeren Sinne) und eine untere dunklere, faserige moderartige Ablagerung (Moder); Rohhumusbildner sind neben den Waldbäumen (am stärksten Buche und Fichte) Heidekraut, Preiselbeere, Heidelbeere, Farnkräuter und dichte Polster bildende Moosarten. Die Ablagerung des Rohhumus kann, wie unten gezeigt wird, bis zur Versumpfung und Bildung von Hochmooren führen, aber auch bei geringerer Anhäufung wirkt er auf die in ihm liegenden Mineralkörner und die unter ihm liegenden anorganischen Böden sehr stark verändernd ein; in Betracht kommt besonders die starke Auslaugung, die von ihm aus in die Bodentwässer gelangende saure Humusbestandteile auf die bodenbildenden Silikate und die Silikatgele ausüben. Die Folge dieser Einwirkung ist die Entstehung von „Bleicherden“ (Podsol), der anorganischen Nährstoffe hochgradig beraubter Böden, die hell erscheinen, da auch die eisenhaltigen Bestandteile zersetzt und die Eisen salze fortgeführt sind; eine weitere unerwünschte Folge dieser Vorgänge ist die Bildung von Ortstein und verwandter Bodenarten im Untergrunde der Bleicherden.

3) Ortstein.

Ortstein ist in der Hauptsache ein durch Humusstoffe und ausgefällte anorganische Kolloide vermittelter Sand, im wesentlichen also ein Sandstein mit humusreichem Zement, ein Humusandstein. Er entsteht an der Grenze des durch die sauren Humuslösungen ausgelaugten Bleichsand es gegen die diesen unterlagernde, noch in Verwitterung begriffenen Lagen als Folge der Ausfällung der Humusstoffe durch die in die

Lösung eintretenden, bei der Verwitterung sich bildenden löslichen Salze; seine starke Gelb- oder Braunfärbung verdankt er der Ausscheidung eines Teiles des aus der Bleicherde fortgeführten Eisens, schwarz kann er durch entsprechende Manganausscheidungen aussehen. Zunächst überziehen die kolloidal ausgefallten Humusstoffe die einzelnen Körner, weiteres Fortschreiten der Humuszuführung verkittet die Sande zu einem zunächst noch zerreiblichen Gebilde (Orterde) und später zu einem festen, harten, braunen bis schwarzen Sandstein, dem Ortstein, der natürlich für den Pflanzenwuchs aus physikalischen und chemischen Gründen sehr ungünstige Eigenschaften besitzt.

4) Moore.

Auf Landoberflächen, die bei genügender Feuchtigkeit als Folge ausreichender Niederschläge, bei geringer Durchlässigkeit des Untergrundes oder bei verhindertem Abfluß nur wenig anorganische Pflanzennährstoffe zur Verfügung stellen, siedeln sich die anspruchslosen Sphagneen (Wassermoose oder Torfmoose) in großer Menge an; sie sammeln in ihren Wasserzellen schwammartig atmosphärisches oder Quellwasser auf, geben es an die Umgebung ab, wirken daher auch oberhalb des Grundwassers vernässend und begünstigen somit die Ausbildung von mächtigen Sphagnumpolstern auf weite Strecken. Andere Pflanzen, Wollgras (*Eriophorum vaginatum*), Sumpfbirse (*Scirpus caespitosus*) beteiligen sich, Decken von Heide bilden sich aus und pressen Wasser aus dem Sphagnumkissen heraus, so daß die Vernässung dauernd fortschreitet und immer neue Zonen von Sphagneen sich nach außen ansiedeln können; die abgestorbenen Pflanzen vertorfen durch Masse und Luftabschluß. Durch neue angesiedelte Pflanzen wächst der Komplex immer höher, in der Mitte am stärksten, so daß er eine uhrglasförmige Oberfläche bekommt; wegen dieser Gestalt (nicht etwa wegen einer bestimmten Höhenlage) werden derartige Bildungen als Hochmoore bezeichnet.

Der Trockentorf der Wälder (siehe oben S. 191) bietet gleichfalls der Ansiedlung der Sphagneen günstige Bedingungen, da er einen undurchlässigen, nährstoffarmen Boden darstellt; die von den Sphagneen herbeigeführte Versumpfung des Waldes bewirkt den Untergang der Bäume, es bildet sich eine Torfschicht von Moosen, Sumpfpflanzen und Baumresten, und schließlich kann auch hier ein Hochmoor entstehen.

Diese Hochmoorbildungen, die gewaltige Bodenstrecken bedecken können, sind scharf zu unterscheiden von den Humusbildungen unter Wasser,

unter denen die Flachmoore (Wiesenmoore oder Grünlandmoore) die wichtigsten sind. Ihren Namen haben sie von der flachen Gestalt ihrer Oberfläche im Gegensatz zu den Hochmooren erhalten; ihre Pflanzen stellen größere Ansprüche an die Anwesenheit anorganischer Nährsalze. Im allgemeinen sind Verlandungsvorgänge in Wasserflächen die Ursache der Entstehung von Flachmooren: die Verlandung beginnt am Grunde gewöhnlich mit Schlammbildungen, aufgebaut aus sehr feinkörnigen anorganischen, in das Wasserbecken hineingeführten Detritus, stark zeretzten Pflanzenresten, besonders von schwebenden oder untergetauchten Pflanzen, Tierkot und den Resten mikroskopischer Organismen, von denen die kieselhaltigen Diatomeen bei starker Beteiligung Übergänge zu der bei den organischen Sedimenten erwähnten Infusorienerde (Kieselgur) hervorgerufen können; auch die Seekreide gehört zu den Schlammbildungen. Dringen nun, begünstigt durch die Aufhöhung des Bodens infolge der Schlammabfälle, unter Wasser wurzelnde, aber in die Luft hineinragende Pflanzen, besonders die Rohrarten (Phragmites) und am Rande wachsende Gräser, in der Hauptsache Carexarten (Seggen), weiter nach innen vor, so bilden sich aus ihren abgestorbenen Resten Torfarten, unter sich verschieden, je nach der Beschaffenheit der vorwaltenden Pflanzen, vermischt mit chemisch ausgeschiedenen Humusstoffen, und das ganze Wasserbecken kann schließlich verlanden. Auf trockeneren Stellen können sich Bäume ansiedeln und den Übergang zu Brüchern vermitteln, die sich sonst mit Vorliebe auf zeitweilig überschwemmten Flächen bilden und in Europa besonders Erlen- und Weidenbestände enthalten. Auf andere Entstehungsweisen von Flachmooren, die von geringer Bedeutung sind, kann hier nicht eingegangen werden; nur auf ihre Beziehungen zu nassen sauren Wiesen soll kurz hingewiesen werden.

Häufig siedeln sich auf Flachmooren, deren Gehalt an anorganischen Pflanzennährstoffen mit zunehmendem Wachstum in den höheren Lagen naturgemäß abnimmt und auf denen durch die Ansiedlung von Waldbäumen eine Art Trockentorf sich absetzen kann, die Pflanzen der Hochmoore, besonders die Sphagneen an, so daß sich auf einem Flachmoor als Unterlage häufig Hochmoore aufbauen.

Klimatische Bedingungen, die die Entwicklung von Hochmooren begünstigen, finden sich ganz allgemein in den höheren Breiten, ferner in Gebirgen und an Küsten unter Einwirkung der Seen; Flachmoore bilden sich naturgemäß auch in wärmeren Gebieten der Erde und sind sogar in den Tropen nachgewiesen. Moore spielen demgemäß in Europa im skandi-

navischen Norden, in Finnland und dem nördlichen Rußland eine große Rolle; sehr bedeutend ist ihre Entwicklung in der norddeutschen Tiefebene, in Ostpreußen, Westpreußen, Pommern, besonders im Westen des norddeutschen Flachlandes, im Gebiet der Lüneburger Heide und in den westlich sich anschließenden Niederungen bis Holland (Gebiet der regionalen Hochmoorbildung). Die Bedeutung der Frage der Moorkulturen für Deutschland bedarf daher auf Grund der sehr erheblichen, noch jetzt von Mooren eingenommenen Fläche keines besonderen Hinweises; sie bedeutet eine Fortsetzung der Bemühungen, durch die Deutschland seit Beginn unserer Zeitrechnung überhaupt zu einem dicht bevölkerten Lande geworden ist: man nimmt an, daß zur Römerzeit ungefähr ein Zwölftel der Bodenfläche Norddeutschlands von Moor bedeckt war.

Von zahlreichen anderen mannigfaltigen Humusbildungen seien kurz erwähnt: der Faulschlamm (Sapropel), dessen Entstehung unter starker Beteiligung der Tierwelt schon bei der beginnenden Verlandung als erstes Stadium der Flachmoorbildung in ruhendem Süßwasser erwähnt wurde und der bisweilen bedeutende Ausdehnung und Mächtigkeit erreicht; der Schlick der Watten oder Marschschlick, der am Strande der Nordsee als Gemisch feinkörniger mineralischer Bestandteile mit den Resten und dem Kot von Krustaceen und Schnecken sowie aus Algen und anderen Bestandteilen des Planktons sich aufbaut, die von den Flüssen zeitweilig überschwemmten Auen und besonders die Brücher, die durch Baumwuchs auf feuchtem Boden gekennzeichnet sind und schon oben erwähnt wurden.

5) Torf und Kohlengesteine.

Das in den Mooren durch Vermoderung und Fäulnis sich bildende Produkt der Pflanzenwelt, der Torf, besteht (nach Gümbel) „in der Hauptsache — abgesehen von den eingeschwemmten sandig tonigen oder durch Quellenabsatz erzeugten kalkigen (Alm) Beimengungen — aus nur teilweise umgewandelten, aber der Umbildung noch fähigen Bestandteilen in Form von zerfallenen Pflanzenteilchen, an welchen sich die organische Textur, wenn auch oft bis zu einem gewissen Grade verwischt, noch bestimmt erkennen läßt, dann aus deutlichen, mehr oder weniger gut erhaltenen Pflanzenresten und aus einer in und zwischen denselben abgelagerten humusartigen amorphen Masse Die deutlich kohligen Beimengungen sind diesen Hauptbestandteilen gegenüber nur von sehr geringer Bedeutung.“ Neben diesen Hauptbestandteilen enthält der Torf in geringen Mengen auch *S* *r* *a* *z* *e*,

Paraffine und von anorganischen Auscheidungen Eisenkies, Gips und Eisenphosphat (Bivianit); nach der Natur der ihn wesentlich zusammensetzenden Pflanzen unterscheidet man Moostorf, Heidetorf, Graustorf, Blättertorf (bestehend aus Koniferennadeln oder Blättern von Laubbäumen, nach den Bäumen, die zu seiner Entstehung Veranlassung geben, weiter unterschieden), nach seiner Beschaffenheit Staubtorf, Pechtorf, Baggertorf, Torfpechkohle (Dopplerit).

Wenn in Vertorfung begriffene Massen durch Auflagerung jüngerer Abläge von der Erdoberfläche entfernt werden, beginnen als Inkohlung bezeichnete chemische Veränderungen, die die organischen Reste in Kohlengesteine umwandeln: es bilden sich Methan (CH_4), Kohlendioxyd, Wasser, so daß die Masse mehr H und O als C abgibt und somit immer kohlenstoffreicher werden muß, je länger der Prozeß fortschreitet, je älter also im allgemeinen die Humusablagerung ist.

Eine Entwicklungsreihe der Humusgesteine, die die verschiedenen Umwandlungsstadien von den in Betracht kommenden Teilen der lebenden Pflanze über Torf, Braunkohle, Steinkohle und Anthrazit bis zu einem nur aus Kohlenstoff bestehenden Gebilde, dem Graphit, zeigt, wird hier nach R. Andrée wiedergegeben; zu bemerken ist, daß von einigen Forschern neben Zellulose auch das Lignin der Pflanze als kohlenbildend angesehen wird, daß der Graphitoid des Algonkium eine seltene Form ist, und daß nur ein Teil des Graphit organischer Herkunft ist.

Name	Geologisches Alter	Gehalt an				
		C	H	O	N	Asche
Zellulose	Rezent	50%	6%	43%	1%	1—3%
Torf	Diluvial bis rezent	60%	6%	32%	2%	5—10% und mehr
Braunkohle	(Obercretazisch bis tertiär)	70%	5%	24%	1%	5—15%
Steinkohle	Karbonisch bis unter- cretazisch	82%	5%	12%	1%	—7% und mehr
Anthrazit	Karbonisch	94%	3%	3%	Spur	desgl.
Graphitoid (Schungit)	Algonkisch	98·3%	0·5%	—	—	>1%
(Graphit z. L.)	Archaisch	100%	—	—	—	—

Da die Kohlengesteine nicht bodenbildend auftreten, kann hier trotz ihrer hohen technischen Bedeutung nur das Wichtigste über ihre Eigenschaften und ihr Vorkommen kurz angedeutet werden.

In den Kohlengesteinen liegen fossile Moore wesentlich von Flachmoorcharakter vor, die auf Grund der starken Beteiligung baumartiger Pflanzen als Waldsumpfmoores aufgefaßt werden müssen; sie entsprechen unseren Brüchern, besonders auch den ausgedehnten Sumpfhypressenmooren (*Taxodium distichum*) Nordamerikas, beispielsweise dem sogenannten Dismail Swamp in Virginia und Nord-Karolina mit einer Ausdehnung von 64 km zu 40 km (und einem 11 km langen seichten See in der Mitte). Derartige Waldsumpfmoores, teils in der Nähe der Küste (paralisch), teils in Küstenferne gelegen (limnisch) lieferten besonders in der Tertiärzeit und in der Karbonperiode gewaltige Humusmassen, aus denen nach ihrer Überdeckung durch jüngeres Gesteinsmaterial infolge von zunehmender Inkohlung die Braunkohlenflöze des Tertiär und die Steinkohlenflöze der älteren Formationen hervorgegangen sind; hierbei ist die stärkere Inkohlung der älteren Kohlen im wesentlichen durch die längere Zeitdauer herbeigeführt, doch haben zweifellos bei den älteren Gebilden, die durch mächtige aufgelagerte Schichten weiter von der Erdoberfläche entfernt und in Gebiete höherer Temperatur und höheren Druckes innerhalb der oberen Erdschale gelangt waren, diese Faktoren zur stärkeren Kohlenstoffanreicherung beigetragen.

Die ungeheuren Mengen von Humus, aus denen mächtige Kohlenflöze entstanden sind, sind nur verständlich, wenn man ein langsames epirogenetisches Sinken der Waldsümpfe annimmt, so daß auf den vermoderten Pflanzen jeder vorangegangenen Generation immer neue Bäume wachsen konnten; die Tatsache, daß zeitlich aufeinander folgende Flöze durch Konglomerate, Sandsteine, Schiefertone getrennt sind, zeigt, daß wiederkehrende Überflutungen mechanische Sedimente zum Absatz brachten, auf denen sich dann wieder Waldmoore entwickeln konnten. Obwohl die den Humusliefernden Pflanzen zur Braunkohlenzeit selbstverständlich völlig anderen, viel höher organisierten Gruppen angehörten als die Kohlebildner der Karbonzeit — im Tertiär Koniferen, besonders Sumpfhypressen und Mammutbäume (*Sequoia*) sowie Laubbäume, die den heute lebenden Arten sehr nahe stehen oder teilweise mit ihnen übereinstimmen, im Karbon wesentlich Farne und riesige Bärlappgewächse, *Hyphodiaceen*, besonders die Siegelbäume (*Sigillarien*) und die Schuppenbäume (*Lepidodendron*) —, so besteht doch zwischen Braunkohle und

Steinkohle, wie oben ausgeführt, kein wesentlicher Unterschied der Art, sondern sie stellen in der Hauptsache nur verschiedene Stadien des gleichen Inkohlungsprozesses dar.

Stoffliche Unterschiede machen sich vielmehr bei den aus Faulschlamm und den aus Humus entstandenen Kohlen geltend: die aus Faulschlamm entstandenen Sapropelite enthalten im Vergleich mit den Humuskohlen viel Wasserstoff und sind somit im Gegensatz zu den Humuskohlen gasreich; unter den Steinkohlen unterscheidet man daher die weniger verbreitete, aus Pollen, Plankton und Wasserpflanzen entstandene harzreiche Mattkohle von der überwiegenden, wesentlich aus Holz, Blättern, Früchten hervorgegangenen Glanzkohle — die streifige Struktur sehr zahlreicher Steinkohlen beruht auf einem Wechsel dieser beiden Kohlearten, mithin auf einem primär abwechselnden Absatz von Humus (Glanzkohle) und Faulschlamm (Mattkohle).

Neben den vorherrschenden Kohlebildungen, bei denen die Inkohlung an dem Orte des Pflanzenwachstums stattgefunden hat (autochthone Kohlenlager), kennt man auch Anzeichen für Entstehung von Kohlen aus zusammengeschwemmten Pflanzen und Stämmen (allochthone Bildungen), für deren Entstehung in der Gegenwart die Zusammenschwemmungen am Delta des Mississippi und die gewaltigen Treibholzmassen an der grönländischen Küste und bei Nowaja Semlja eine Vorstellung vermitteln. Die wichtigsten europäischen Steinkohlenbecken sind autochthon und parautochthon (von den deutschen Gebieten Westfalen, Oberschlesien), ein kleiner Teil limnisch und teilweise allochthon (Saarbrücken, Niederschlesien); auch bei den Braunkohlen kann man die entsprechenden genetischen Verschiedenheiten nachweisen.

V. Metamorphe Gesteine und kristalline Schiefer.

Die Lehre von der Verwitterung der Erstarrungsgesteine sowie von der Bildungsweise und der Verfestigung mechanischer Sedimente hat gezeigt, daß „Bildung“ und „Umbildung“ in der Gesteinswelt vollständig in einander übergehen; trotzdem ist die Zusammenfassung der „metamorphen Gesteine“ als einer besonderen Gruppe nicht nur in der Entwicklung der Wissenschaft verständlich, sondern auch durch die Natur dieser Gesteine gerechtfertigt. Tatsächlich entstehen durch bestimmte Umwandlungen

mineralogisch und strukturell scheinbar völlig neue Gesteine, die in den bisher besprochenen Gruppen keinen Platz finden können; die Hauptgruppe dieser Gesteine, die kristallinen Schiefer, die für sich große Teile der Erdoberfläche zusammensetzen, lassen durch ihr geologisches Auftreten erkennen, daß sie die tieferen Lagen der obersten Erdschale bis in unzugängliche und unbekannte Tiefen hinab fast allein bilden.

Ganz allgemein ist die Ursache jeder Gesteinsumwandlung stets die Veränderung der physikalischen und chemischen Bedingungen; dies gilt für Zersetzung, Verfestigung und Diagenese ganz ebenso wie für die als „metamorph“ im engeren Sinne zusammengefaßten Vorgänge — letztere kann man vielleicht von den bisher besprochenen am besten dadurch trennen, daß man als „metamorph“ diejenigen Gesteinsumwandlungen bezeichnet, die sich bei bedeutend erhöhter Temperatur und somit niemals an der Erdoberfläche und an der Grenze von Lithosphäre und Hydrosphäre, sondern innerhalb der Lithosphäre abgespielt haben.

Eine derartige Erhöhung der Temperatur, die zu Ummineralisationen in älteren Gesteinen Veranlassung gibt, findet statt durch Eindringen von Magma in Gesteine in nicht zu großer Entfernung von der Erdoberfläche (sogenannte Kontaktmetamorphose) und durch Gesteinsumwandlungen in Gebieten höherer Temperatur und höheren Druckes, wie sie in erheblicher Entfernung von der Erdoberfläche (Entstehung der kristallinen Schiefer) herrschen; Kontaktmetamorphose ist daher ein mehr örtlicher, Entstehung der kristallinen Schiefer ein allgemeiner Vorgang. Demgemäß spielen kontaktmetamorphe Gesteine in der Erdrinde eine der Menge nach geringe Rolle, während den kristallinen Schiefen eine ungeheure Verbreitung zukommt — die ersteren können hier daher nur kurz behandelt werden. Strenge Grenzen bestehen übrigens weder zwischen kontaktmetamorphen Gesteinen und kristallinen Schiefen, noch zwischen diesen und durch Diagenese veränderten Gesteinen.

A. Kontaktmetamorphe Gesteine.

Die Bedeutung der kontaktmetamorphen Gesteine liegt einmal darin, daß sie den Beweis für die Tiefengesteinsnatur der körnigen Erstarrungsgesteine erbracht haben, sodann spielen ihrer Bildung entsprechende Vorgänge auch bei der Entstehung der kristallinen Schiefer eine erhebliche Rolle.

Aufsteigende Magmen, die sich unterhalb der Erdoberfläche als Tiefengesteine verfestigen, bringen höhere Temperaturen in Gebiete, die an sich niedrigere Wärme aufweisen; sie wandeln in dem von ihnen durchbrochenen Nebengestein enthaltenes Wasser, das infolge des auf den Gesteinen lastenden Druckes nicht in Dampfform übergehen kann, in überhitztes Wasser um, entsenden selbst Wasserdampf und andere Gase in das Nebengestein und regen in diesem somit eine durchgreifende Umkristallisation und Mineralneubildung an. In vielen Fällen findet in dem metamorphosierten Gestein ausschließlich oder wesentlich eine Umkristallisation und Ummineralisation des vorhandenen Materials statt, in anderen dringt Material aus dem Magma in das Nebengestein ein, und schließlich kann eine vollständige Vermischung von dem durchbrochenen Gestein und dem Magma stattfinden. Vorkommen dieser Art, Metamorphose mit Stoffzuführung und Bildung von Mischgesteinen spielen in größerer Tiefe der Erdrinde im Gebiet der kristallinen Schiefer eine große Rolle (Injektionsgneise, siehe unten).

Die eigentlichen Kontakthöfe erreichen eine Ausdehnung von höchstens einigen Kilometern rund um das Tiefengestein; am stärksten ist die Veränderung natürlich in der unmittelbaren Umgebung des Tiefengesteins, weiter nach außen klingt die Wirkung ab und verliert sich allmählich. Die Stärke der Umwandlung ist in hohem Maße von der Beschaffenheit des Nebengesteins abhängig: am deutlichsten ist die Kontaktwirkung bei Ton-schiefern und Kalksteinen.

Einer wegen der geringen Ausdehnung der Kontakthöfe möglichst abgekürzten kurzen Beschreibung soll eine Erwähnung der in Kontakthöfen neben zahlreichen anderen bereits früher besprochenen Gesteinsgemengteilen (Quarz, Feldspate, Biotit, Muskovit, Pyroxene, Amphibole, Epidot und andere) auftretenden, bisher noch nicht erwähnten Minerale vorangehen, die zum größten Teil auch in den kristallinen Schiefen eine wichtige Rolle spielen.

1. Minerale der Kontakthöfe.

1). Andalusit.

Andalusit Al_2SiO_5 rhombisch, in dicken, nahezu rechtwinkligen Säulen, in Stengeln und Körnern, Spaltbarkeit mäßig, Härte 7–7½, spezifisches Gewicht 3.7, grau in verschiedenen Tönen, im Schliff je nach der Dicke mehr oder weniger deutlich pleochroitisch in rötlichen und grünlichen Tönen. Andalusit schließt oft gesetzmäßig angeordnete kohlige Substanz ein, die im Querschnitt die Gestalt eines Kreuzes aufweist: Chiasolith.

2). Granatgruppe.

Die Granaten bilden eine große, sehr mannigfaltig nach dem Schema
 II III
 $R_3 R_2 (SiO_4)_3$ gebaute Gruppe, in der als wichtigste zweiwertige Metalle Ca, Mg, Fe, auch Mn, als wichtigste dreiwertige Al und Fe enthalten sind. Sie kristallisieren kubisch, gewöhnlich als Rhombendodokaëder oder als Ikositetraëder (vgl. S. 26). Auch Kombinationen beider sind häufig. Spaltbarkeit bei allem sehr unvollkommen, Bruch muschelig bis splittrig, Härte um 7 schwankend, spezifisches Gewicht nach der chemischen Zusammensetzung zwischen 3.5 und 4.6; gewöhnlich rot oder braun, auch schwarz, seltener grün, gelegentlich farblos.

In Erstarrungsgesteinen finden sich untergeordnet, bisweilen auch in etwas größeren Mengen Eisentongranat (Almandin) und Mangantongranat in Graniten, Magnesiatongranat (Pyrop) in Kieselsäurearmen magnesiumeisenreichen Gesteinen, Kalkeisengranat (Melanit) in basischen Alkaligesteinen; in metamorphen Gesteinen (Kontaktzonen und kristalline Schiefer) sind Kalktongranat (wesentlich als Kontaktmineral, auch grünlich und farblos), Eisentongranat (Almandin, besonders in Gneisen und Glimmerschiefeln) und hauptsächlich gemetner Granat, Mischungen von Kalktongranat, Eisentongranat und Kalkeisengranat, sehr weit verbreitete Gemengteile.

3). Cordierit.

Cordierit, ein etwas verwickelt zusammengesetztes Magnesium-Lonerdesilikat, kristallisiert rhombisch in Formen, die oft hexagonal erscheinen, Spaltbarkeit nicht besonders deutlich, Härte 7 und etwas höher. Farbe bläulich bis schwarzblau. In Kontaktgesteinen und kristallinen Schiefeln häufig. Sehr oft in feinblättrige Gemenge umgewandelt, besonders in Kaliglimmer (Pinit) oder Chlorit. Im frischen Zustande im Dünnschliff dem Quarz sehr ähnlich, stets aber durch seine optische Zweiachsigkeit von ihm unterschieden.

4). Wollastonit und 5). Vesuvian.

Hauptsächlich auf Kontaktmetamorphe Kalk beschränkt, doch auch gelegentlich Gemengteile anderer metamorpher Gesteine sind Wollastonit $CaSiO_3$, monoklin, tafelige Kristalle und strahlige bis faserige Aggregate, spaltbar nach drei in einer Zone liegenden Flächen, weiß und grau. Härte 4.5, spezifisches Gewicht 2.8.

Resubian, ein verwickelt zusammengesetztes Kalktonerde-silikat, tetragonal, oft in schönen deutlichen Kristallen von gewöhnlich brauner oder grüner Farbe. Härte 6·5, spezifisches Gewicht 3·3—3·6.

2. Kontakthöfe.

Bei Tonschiefern zeigt sich der Beginn der Umwandlung in größter Entfernung vom Kontakt durch das Auftreten dunkler Flecken und Knötchen, die sich von dem normalen Gestein nur durch Anreicherung des organischen Pigments unterscheiden (Zone der Knotentonschiefer, auch nach der Gestalt der Knötchen als Fleckschiefer bezeichnet); näher am Erstarrungsgestein macht sich eine beginnende Umkristallisation geltend: das sehr feinkörnige Gemenge von Quarz und hellem Glimmer des Tonschiefers geht in ein bedeutend grobkörnigeres Aggregat über, und es bilden sich rundliche und zackige Blätter von braunem Biotit. Die Knoten werden zunächst von dieser Umkristallisation weniger berührt (Zone der Knotenglimmerschiefer); in den dem Erstarrungsgestein näher liegenden Partien werden aber auch sie von der Umwandlung erfaßt und verschwinden, während gleichzeitig die Umkristallisation vorschreitet und neue Minerale, besonders Andalusit und Feldspate sowie Granat und Cordierit, sich einstellen. Je nachdem hierbei die Schiefer-
tektur mehr oder weniger erhalten bleibt oder verschwindet, nennt man diesen innersten Teil des Kontakthofes Zone der Schieferhornfelse oder Zone der Hornfelse. Nicht immer sind alle drei Zonen deutlich entwickelt; oft fehlen einzelne, und manche Kontakthöfe enthalten überhaupt nur die innerste Zone. Bisweilen machen sich auch neben oder statt der Knoten im Knotentonschiefer Mineralneubildungen geltend, die eigene Kristallgestalt oder Knoten-, Flecken- und Garbenform aufweisen; (Knotenschiefer, Frucht-schiefer, Garbenschiefer): die Neubildungen sind größere Andalusite, sehr oft als Chiasolithen entwickelt, seltener Cordierite.

Charakteristisch für die Struktur der Hornfelse ist das Fehlen jeder Altersreihenfolge der Gemengteile; alle wesentlichen Gemengteile haben rundlich-eckige oder gelappte und gezackte Umrisse und greifen eigentümlich verzahnt ineinander oder liegen wie Bienenzellen oder Pflastersteine nebeneinander.

Einfacher gebaut sind die Kontakthöfe in Kalksteinen. Das Korn des Kalksteins vergrößert sich und der Kalkstein wird hierdurch zu sogenanntem Marmor, ein Vorgang, bei dem wohl überhitztes Wasser entscheidend mitwirkt, der aber auch künstlich durch Erhitzen (unter Kohlen-säure-
druck, um

Dissoziation zu verhindern) hervorgebracht werden kann; der oft mißfarbige Kalkstein wird bei der Marmorisierung hell bis weiß. Im Kalkstein und dolomitischen Kalkstein häufige Beimischungen von Ton und Quarzsand sowie von Eisenhydroxyd geben hierbei Veranlassung zur Bildung zahlreicher Silikate (Wollastonit, Kalk-Ton-Silikate und Magnesia-Ton-Silikate, wie Granat, Vesuvian, Epidot, Pyroxen und viele andere), die in umgewandelten Mergeln vorwalten und schließlich in feinkörnigem Gemenge von Hornfelsstruktur das Kontaktgestein allein zusammensetzen können: Kalksilikathornfelse. Entsprechende Silikate finden sich nicht selten auch in kontaktmetamorphen Kalken, die im unveränderten Zustand ausschließlich aus CaCO_3 bestehen; in diese müssen mithin Substanzen in Verbindung mit der Intrusion des Magmas eingebracht sein.

Auf die Einwirkung der Magmen auf andere Gesteine (Sandsteine, Erstarrungsgesteine), die zwar erheblich schwächer, aber immer deutlich ist und theoretisch den geschilderten Kontaktthöfen nahesteht, kann hier nicht weiter eingegangen werden; ihrer Menge und geologischen Bedeutung nach treten die rein kontaktmetamorphen Gebilde gegenüber jeder anderen Art der Gesteinsentstehung sehr stark zurück. Um so nachdrücklicher muß die große Rolle hervorgehoben werden, die Magmen in größerer Tiefe der Erdrinde durch Injektion und durch kontaktmetamorphe Vorgänge bei der Herausbildung der kristallinen Schiefer neben den rein regionalmetamorphen Vorgängen spielen.

B. Die kristallinen Schiefer.

Da die kontaktmetamorphen Gesteine ihrer Entstehung nach immer auf das engste mit nicht metamorphen Gesteinen, aus denen sie hervorgegangen sind, verknüpft sein müssen, mithin keine geologische Selbständigkeit besitzen, so wird die letzte Hauptgruppe der Gesteine ausschließlich von den kristallinen Schiefen im weitesten Sinne des Wortes gebildet.

Die kristallinen Schiefer sind zunächst, wie ihr Name besagt, gekennzeichnet durch eine ganz allgemein als schieferig zu bezeichnende Textur, d. h. durch das Vorhandensein von Trennungsebenen, die nicht wie die Schichtfugen der Sedimente durch Änderung der Bedingungen des Absatzes entstanden sind und demgemäß nicht mit dem Gesteinswechsel zusammenzufallen brauchen, sodann durch ihr kristallines Gefüge, d. h. ihren Aufbau aus Komponenten, die in ihrer Begrenzung von einander abhängig sind und keines Bindemittels bedürfen, wie die mechanischen Sedimente, um ein festes Gestein zu bilden. Von der entsprechenden Struktur der

typischen Erstarrungsgesteine unterscheidet sich diese Anordnung durch das Fehlen einer in der größeren oder geringeren Idiomorphie der Begrenzung zum Ausdruck kommenden, auf chemischen Gesetzen beruhenden Auscheidungsreihenfolge der Komponenten, ganz ähnlich, wie dies oben von der Hornfelsstruktur ausgeführt wurde, von der Struktur der chemischen Abfäße dadurch, daß in derselben Ebene chemisch durchaus verschiedene Minerale nebeneinander liegen.

1). Entstehungsweise der „Gneise“.

Während man früher die durch die geschilderten Textureigenschaften ausgezeichneten Gesteine als eine nach ihrer Entstehungsart einheitliche Gruppe zusammenfaßte und jeweils durch eine einzige Annahme zu erklären versuchte, wobei sich bei den verschiedenen Forschern die schärfsten Gegensätze herausbildeten, hat sich jetzt gezeigt, daß in der Gruppe der kristallinen Schiefer Gebilde verschiedener Entstehung zusammengefaßt wurden und auch heute noch zusammengefaßt werden müssen. Das läßt sich am besten an der wichtigsten und verbreitetsten Gesteinsart der kristallinen Schiefer, der Gruppe der Gneise zeigen.

Als Gneise werden von altersher kristallinisch-körnige Gesteine, aus Feldspaten und Quarz mit farbigen Gemengteilen, vorwiegend Biotit (doch auch viel hellen Glimmer enthaltend) bezeichnet, fast immer so großkörnig, daß man die einzelnen Gemengteile mit dem unbewaffneten Auge erkennen kann; von den mineralogisch ähnlich zusammengesetzten Graniten und Quarzdioriten unterscheiden sie sich vielfach nur durch die mehr oder weniger deutliche Paralleltexur, die durch die Anordnung der Glimmer und einen verschieden stark ausgeprägten Aufbau aus Lagen zum Ausdruck kommt, in denen abwechselnd die farbigen (bei Glimmergneisen die blätterigen) und die farblosen körnigen Gemengteile vorwiegen. Derartige Texturen können in Erstarrungsgesteinen durch Fließbewegungen im Magma zustande kommen, sind allerdings bei Tiefengesteinen vielfach auf die randlichen Partien beschränkt und erfassen gewöhnlich die farbigen Gemengteile, seltener auch tafelig ausgebildete Feldspate — sie lassen sich im allgemeinen als Erstarrungsgesteine mit Fluidaltexur von „Gneisen“ unschwer unterscheiden.

Lagentexturen in magmatischen Gesteinen können sich ferner durch seitlichen Druck (Streß) während der Verfestigung des Magmas in solcher Vollkommenheit ausbilden, teilweise begleitet von Zertümmereerscheinungen an den einzelnen Kristallen, daß die Gesteine vollkommene

Gneistextur aufweisen; da der Aufstieg der Magmen in höhere Teile der äußeren Erdschale besonders leicht dort erfolgt, wo diese gebirgsbildenden Vorgängen unterworfen sind, so ist es verständlich, daß zwischen richtungslos körnigen Tiefengesteinen und „Gneisen“ mit ausgesprochener Lagertextur alle möglichen Übergänge vorhanden sind. Im Einzelfall kann es daher zweifelhaft sein, ob entsprechend beschaffene Gesteine als „Eruptivgneise“ oder Glieder der kristallinen Schiefer im engeren Sinne aufgefaßt werden müssen; sobald ihre Entstehung durch Kristallisation unter Streß sicher nachgewiesen ist, gehören sie zu den Erstarrungsgesteinen.

Eine andere Gruppe von Gneisen sind „Injektionsgneise“; bei ihrer Entstehung wird ein älteres Gestein innerhalb der Erdrinde durch eindringende Stoffe, die entweder als schmelzflüssige oder als überhitzte wässerige Lösungen oder als Gase emporsteigen (vielfach vereinigt), chemisch verändert, und gleichzeitig findet eine Umkristallisation des älteren Materials den Vorgängen der Kontaktmetamorphose entsprechend statt. Hierdurch entstehen „Mischgneise“: ein lagerartiger Wechsel des älteren sedimentären und des eindringenden Eruptivmaterials, besonders bei Tonchiefern und verwandten Gesteinen, die an sich eine schieferige oder blätterige Textur besitzen, führt zur Entstehung von gebänderten Gneisen; andere Formen mit mehr unregelmäßigem, aderartigem Verlauf der eindringenden Gesteinsteile sind die Abergneise und Mezgneise.

Die Hauptmenge der Gneise wie der kristallinen Schiefer überhaupt sind, wie schon bei der Einteilung der Gesteine ausgeführt wurde (S. 6), metamorphe Gesteine, d. h. Gesteine, die ihre gegenwärtige Beschaffenheit ganz oder in erheblichen Teilen Vorgängen verdanken, die in keiner unmittelbaren Beziehung zu ihrer primären Bildungsweise stehen. Gesteine von primär sehr verschiedener Entstehung (grundsätzlich kommen Gesteine von jeder Entstehungsweise in Betracht) haben durch Vorgänge und Verhältnisse innerhalb der festen Erdrinde Veränderungen erfahren, die den Mineralbestand und das Gefüge in charakteristischer Weise verändern und somit Gesteine verschiedenartiger Entstehung zu kristallinen Schiefern umwandeln (metamorphosieren); Injektion und der Kontaktmetamorphose nahestehende Vorgänge wirken hierbei mit und machen eine scharfe Trennung ihrer Wirkung unmöglich.

Die Ursachen der Metamorphose sind mannigfaltig und in ihrer Gesamtheit wohl kaum bekannt; auch über die Bedeutung und den Einfluß der bekannten Ursachen gehen die Ansichten noch weit auseinander.

Alle Minerale und Mineralbergesellschaften sind nur innerhalb eines bestimmten Temperatur- und Druckintervalles bestandfähig (stabil); Änderungen dieser Bedingungen bewirken Umbildungen, auf die jedoch die Trägheit der Reaktion verzögernd oder hindernd einwirken kann.

Gesteinsmassen, die sich an der Erdoberfläche gebildet haben, werden durch auflagernde jüngere Gesteine von der Oberfläche entfernt und gelangen innerhalb der Erdrinde in Gebiete höherer Temperatur; gleichzeitig wirkt der Druck der überlagernden Gesteinsmassen auf sie ein. Wasser, das in geringen Mengen auch in tiefere Teile der obersten Erdschale hinabsinkt, teilweise in Mineralen als chemischer Bestandteil enthalten ist und bei Umbildungen frei wird, befindet sich schon in verhältnismäßig geringer Tiefe unter der Erdoberfläche (3–4 km) im Zustande der Überhitzung, d. h. geht auch bei Temperaturen über 100° infolge des Druckes nicht in Dampfform über und erweist sich in diesem Zustand als ein sehr kräftiges Lösungsmittel für Silikate und andere Gesteinsgemengteile — aus diesen Lösungen scheiden sich Neubildungen aus, und das abgeschiedene Material bewirkt ein Weiterwachsen vorhandener größerer Kristalle auf Kosten der kleineren, die sich infolge ihrer verhältnismäßig größeren Oberfläche leichter lösen, so daß beispielsweise ein dichter Kalkstein auf diesem Wege ganz ähnlich, wie es oben bei der Kontaktmetamorphose ausgeführt wurde, in Marmor umgewandelt wird. Bei diesen und allen entsprechenden Vorgängen ist zu jedem Zeitpunkt stets nur ein verschwindend kleiner Teil des Gesteins in Lösung begriffen und gibt zu Auscheidungen Veranlassung, so daß das Gestein als solches während der ganzen Metamorphose fest ist.

Der Druck wirkt seiner Natur nach auf feste Massen verschieden ein, je nachdem er allseitig als hydrostatischer Druck oder als gerichteter Druck (Streß) zur Geltung kommt. Innerhalb der Erdrinde werden stets beide Arten des Druckes nebeneinander bestehen; in den oberen Teilen wird überall dort, wo durch seitlichen Schub sich geltend machende, oberflächlich zur Aufstürmung der Gebirge führende Kräfte herrschen, der Streß zusammen mit der Überhitzung des in den Gesteinen enthaltenen Wassers eine Umwandlung der Gesteine verschiedenster Herkunft zu kristallinen Schiefem bewirken: Dislokationsmetamorphose im engeren Sinne*),

*) Den hierfür zuerst gebrauchten, später vielfach falsch aufgefaßten und falsch angewendeten Ausdruck Dynamometamorphose vermeidet man besser, um weiteren Mißverständnissen vorzubeugen.

während in größerer Tiefe der hydrostatische Druck vorwalten muß und zusammen mit dem überhitzten Wasser Belastungsmetamorphose bedingt. In den oberen Gebieten, in denen Dislokationsmetamorphose herrscht, wird die Schieferung herbeigeführt durch Zerbrechen und plastische Umformung der älteren Bestandteile, durch Neubildung blättriger („schieferholder“) Minerale wie Glimmer, Chlorite, die sich mit ihrer Tafelfläche senkrecht zur Druckrichtung stellen, und durch Ausbildung von Kristallisationschieferung überhaupt, d. h. Wachstum der Kristalle in einer die schieferige Teilbarkeit begünstigenden Weise ohne Rücksicht auf die sicher sehr verschiedenen theoretischen Ursachen dieses Wachstums. Hat man Anlaß, in Gesteinen, die dem Streß unterworfen waren und durch ihn verändert sind, außerdem eine Temperaturerhöhung durch emporsteigende Magmen und Eindringen von flüchtigen, aus dem Magma in das Nebengestein in entweichenden Stoffen als weitere Ursache der Gesteinsumwandlung anzunehmen, wie es von mancher Seite für die Schieferhüllen der alpinen Zentralmassive geltend gemacht wird, so spricht man von Piezokontaktmetamorphose, die sich von der gewöhnlichen Kontaktmetamorphose (vgl. S. 198) durch Ausdehnung auf viel größere Entfernungen und gleichzeitige, mineralogisch und textuell zum Ausdruck kommende Streßwirkung unterscheidet.

Bestimmend für die Art der Umwandlung (ohne Mitwirkung fremder Stoffe) ist die für die Temperatur maßgebende Tiefe, in der sich die Umwandlung vollzieht, und, gleichfalls von der Tiefe abhängig, Grad und Art des Druckes; man unterscheidet demgemäß von oben nach unten drei Tiefenzonen, die selbstverständlich durch alle Übergänge miteinander verknüpft sind, die Epizone, Mesozone und Katazone. Die Verhältnisse verwickeln sich noch dadurch, daß mit zunehmender Tiefe Injektionen, die auch in den oberen Zonen stattfinden, häufiger werden müssen, und daß Entgasungsvorgänge, von Magmen oder allgemein von tieferen Teilen der Erdrinde ausgehend, in der Tiefe in zunehmender Häufigkeit bei der Umwandlung mitwirken, wie sie es in höheren Gebieten bei der Piezokontaktmetamorphose tun.

Das Gesteinsmaterial, das durch Metamorphose zu einem kristallinen Schiefer umgestaltet wird, ist primär zum Teil eruptiver, zum Teil sedimentärer Entstehung; wenn man die Herkunft sicher nachweisen kann, nennt man die aus umgewandelten Erstarrungsgesteinen entstandenen Gebilde Orthogesteine, die aus Sedimentmaterial hervorgegangenen Paragesteine.

2). Mineralbestand der kristallinen Schiefer.

Da für die Mineralumbildung und -neubildung die Druck- und Temperaturverhältnisse maßgebend sind, werden die einzelnen Zonen durch bestimmte Minerale gekennzeichnet, während andere Minerale in allen Zonen vorkommen: sogenannte „Durchläufer“.

Die wichtigsten Durchläufer sind: Quarz, Albit, Kalkspat, Rutil, Titanit, Magnetit, auch Glieder der Granatfamilie finden sich in allen Zonen; für die Epizone sind wasserhaltige Silikate charakteristisch, besonders in feinschuppiger Anordnung: Kaliglimmer (besonders feinschuppiger Serizit), Chlorite, Talk, ferner Epidot und Zoisit; Epidot, Zoisit, Muskovit (aber nicht mehr als Serizit) finden sich auch in der Mesozone, doch treten neben ihnen Biotit, verschiedene Arten der Amphibole, Disthen, natronreicher Plagioklas und auch schon Kalifeldspat bedeutungsvoll hervor. In der Katazone spielen ähnlich wie in den Erstarrungsgesteinen Kalifeldspat, Plagioklase, Biotit, Amphibole, Pyroxene, Olivin die Hauptrolle, zu denen sich noch den Erstarrungsgesteinen fremde, wohl aber in den Kontaktzonen auftretende Silikate, Andalusit, Wollastonit, Cordierit, Vesuvian und andere mehr, sowie auch den Kontaktzonen fremde wie Disthen und Sillimanit gesellen.

Disthen und Sillimanit.

Disthen und Sillimanit haben die gleiche empirische Zusammensetzung wie der Andalusit Al_2SiO_5 ; Sillimanit kristallisiert wie dieser im rhombischen System und tritt gewöhnlich in langen dünnen Säulchen und Fasern von hellgrauer Farbe auf; häufig in Quarz eingewachsen, rufen sie durch ihre Parallelanordnung einen eigentümlich seidigen Eindruck hervor (Fibrolith). Der Disthen kristallisiert im triklinen System und findet sich gewöhnlich in mäßig dicken, in einer Richtung gestreckten Tafeln; nach der Tafelfläche ist er sehr gut spaltbar. Un sich farblos erscheint er oft schön blau (Gyanit), oft auch grau und blau gefleckt. Spezifisches Gewicht 3.6; die Härte ist in verschiedenen Richtungen auffallend stark verschieden, in zwei aufeinander senkrecht stehenden Richtungen in der Tafelebene 5 beziehungsweise 7. [Verschiedenheit der Härte in kristallographisch verschiedenen Richtungen ist theoretisch bei allen Kristallen vorhanden, aber gewöhnlich nur durch physikalische Untersuchungen nachweisbar; Disthen zeigt diese Unterschiede am stärksten von allen Mineralen, so daß sie schon beim Mißversuch auffällig zur Wahrnehmung kommen.]

3). Systematik der kristallinen Schiefer.

Eine systematische Einteilung der kristallinen Schiefer, die allen Gesichtspunkten Rechnung trägt, ist nach Lage der Sache unmöglich, da sie so verschiedene Vorgänge und Eigenschaften, wie primäre, chemische und mineralogische Beschaffenheit des Ausgangsmaterials und dessen Entstehung, andererseits die verschiedene Art der Umwandlung sowie deren größere oder geringere Durchführung gleichzeitig berücksichtigen müßte. Da primär gleiche Gesteine infolge verschiedener Art der Umwandlung mineralogisch und strukturell-texturell sehr verschiedene Gebilde liefern können, und da umgekehrt aus genetisch durchaus verschiedenem Ausgangsmaterial gleiche „kristalline Schiefer“ entstehen können, so legt man einer Systematik am besten, besonders auch unter Berücksichtigung der hier angestrebten Ziele, den gegenwärtigen Zustand des Gesteins zugrunde.

Die ältere Geologie unterschied unter den kristallinen Schiefen drei große Gruppen nach ihrem makroskopischen Habitus und ihrem geologischen Auftreten: die im allgemeinen tiefsten Glieder, gewöhnlich schon für das unbewaffnete Auge kristalline schieferige Gesteine, aufgebaut aus Gliedern der Feldspatfamilie, Quarz und vorwiegend Glimmermineralen, werden schon sehr lange als Gneise bezeichnet; deutlich schieferige Gesteine aus Quarz und Glimmer, die das unbewaffnete Auge in der Regel noch bequem unterscheiden kann, heißen Glimmerschiefer. Die dritte Gruppe, die Phyllite, sind nicht so deutlich gekennzeichnet: es sind dünn-schieferige, auf dem Hauptbruch seidig glänzende Gesteine von der Zusammensetzung der Glimmerschiefer, aber durch mikroskopische Kleinheit der Gemengteile von ihnen unterschieden; sie sind weit verbreitet in den höchsten Teilen des Grundgebirges und durch alle Übergänge mit den schwächer „kristallinen“ Tonschiefern verknüpft. Als Zwischenglieder zwischen Tonschiefer und Glimmerschiefer und mit beiden unlöslich verbunden, bilden sie mithin petrographisch keine selbständige Gruppe und werden daher hier teils den Glimmerschiefern, teils den Tonschiefern zugeordnet, so daß sich die Systematik am besten auf Gneise, Glimmerschiefer und mit ihnen zusammen auftretende, abweichende Gesteine, sogenannte Einlagerungen, beschränkt.

a) Gneise.

Unter den Gneisen werden auf Grund der charakteristischen, zu Feldspaten und Quarz hinzutretenden Gemengteile, besonders häufig Biotit, Muskovit, Hornblende, aber auch Glieder der Phroxyengruppe

und der oben erwähnten Tonerdasilikate, unterschieden: Glimmergneise: Biotitgneis [grauer Gneis des Erzgebirges], Muskovitgneis [roter Gneis des Erzgebirges], Zweiglimmergneis, ferner Hornblendegneis, Pyroxengneis, Granatgneis, Sillimanitgneis und viele andere.

Die Textur der Gneise ist kristallinisch-schieferig in der oben angegebenen Weise; im einzelnen unterscheidet man:

1. Schieferige Textur (im engeren Sinne): aus Quarz und Feldspat bestehende Lagen wechseln mit anderen, die sich ausschließlich aus Glimmern bzw. den farbigen Gemengteilen aufbauen; die einzelnen Lagen sind dünn.

2. Lagentextur: die miteinander wechselnden Lagen bestehen nicht ausschließlich, sondern nur vorwiegend aus den farblosen bzw. farbigen Gemengteilen.

3. Flaserige Textur: linsenförmige, wesentlich aus den farblosen Gemengteilen bestehende Massen werden von Lagen, die vorwiegend die blätterigen und farbigen Gemengteile enthalten, umhüllt.

Bei Glimmergneisen häufige Unterarten dieser Texturen: wenn die Glimmerblätter nicht zusammenhängende Lagen bilden, sondern als unter sich parallele, aber isolierte Blätter und Lamellen auftreten, nennt man die Textur körnig-schuppig (gemeiner Gneis), bzw. körnig-flaserig; Augengneise heißen Gneise mit rundlichen Feldspat-, seltener Quarz-Augen, die von den Lagen der blätterigen und der kleineren Komponenten flaserig umzogen werden.

Die Gneise sind die weitest verbreiteten Gesteine der oberen Erdschale; man ist zu der Annahme berechtigt, daß sie allenthalben in der Erdrinde vorhanden sind, da sie bis jetzt überall, wo die Grundlage der Sedimente der Beobachtung zugänglich wurde, nachgewiesen werden konnten. Infolge der Verschiebungen in der Erdrinde, der Auffaltung der Gebirge und der infolge der entstandenen Höhenunterschiede wirksamen Abtragung durch die Atmosphären, die die jüngeren, über den Gesteinen des Grundgebirges liegenden Schichten entfernt und die tiefer liegenden entblößt haben, liegen Gneise auf weite Strecken hin an der Erdoberfläche; unter ihnen spielen Glimmergneise die weitaus größte Rolle.

Gneise finden sich in gewaltiger Ausdehnung auf der skandinavischen Halbinsel, im nördlichen Nordamerika, in Brasilien sowie in allen Hochgebirgen der Erde; in Mitteleuropa nehmen sie, um nur einige Beispiele anzuführen, an dem Aufbau der Sudeten, des sächsischen Erzgebirges, des

Fichtelgebirges, des böhmisch-bayerischen Waldgebirges, der ganzen südlichen Hälfte von Böhmen, des Schwarzwaldes und Spessarts, ferner der Alpen, des französischen Zentralplateaus einen sehr bedeutenden Anteil.

b) Glimmerschiefer.

Die Glimmerschiefer unterscheiden sich von dem Gneis durch das (Zurücktreten oder) Fehlen der Feldspate; nach der Natur der Glimmerminerale werden sie ähnlich wie beim Gneis in Biotitschiefer, Muskovit-schiefer und Muskovit-Biotitschiefer zerlegt. Die wesentlich Muskovit enthaltenden Glimmerschiefer gehen in die Phyllite (vgl. S. 155) über, von denen sie sich, wie erwähnt, in der Hauptsache nur durch die Korngröße unterscheiden.

Neben den wesentlichen Gemengteilen stellen sich auch hier, wie beim Gneis, zahlreiche Minerale ein, deren Menge so steigen kann, daß sie einen erheblichen Anteil am Aufbau des Gesteins nehmen; die wichtigsten sind Feldspate (Gneisglimmerschiefer), Granat (Granatglimmerschiefer), Hornblende, Graphit und andere mehr. Durch Zunahme des Feldspates bilden sich Übergänge in Gneise, durch völliges Überwiegen des Quarzes über den Glimmer solche in Quarzite.

Glimmerschiefer sind nicht selten in großer Ausdehnung in zahlreichen Gebieten der kristallinen Schiefer entwickelt, in anderen, z. B. im Schwarzwald, fehlen sie; überhaupt kommt ihnen die allgemeine Verbreitung, die eine der hervorragendsten Eigenschaften des Gneises ist, nicht zu. Wo sie mit Gneis zusammen auftreten, nehmen sie in dem gemeinsamen Gebiet gewöhnlich die oberen Teile ein; nicht selten, aber durchaus nicht etwa immer, liegen über ihnen die Phyllite oder Urtonschiefer (Erzgebirge).

c) Einlagerungen.

Kristalline Schiefer, die ihrer mineralogischen Zusammensetzung nach von den Gneisen und Glimmerschiefern merklich abweichen, werden vielfach als Einlagerungen bezeichnet. Die wichtigsten unter diesen sehr mannigfaltigen Gebilden sind:

Chloritschiefer, in denen Quarz zurücktritt, Hornblendeschiefer, die wesentlich aus verschiedenen Gliedern der Amphibolfamilie bestehen*), Amphibolite, die sich nach ihrer chemischen Zusammensetzung teils

*) Zu den Hornblendeschiefern gehören auch die kulturhistorisch wichtigen Nephrite, die wesentlich aus feinem, wirt verfilztem Aktinolith in Nadeln und Fasern besteht.

auf basische Erstarrungsgesteine, teils auf Mergel und andere kalkreiche Sedimente zurückführen lassen, aus Kalkstein hervorgegangene Marmore sowie Gesteine, die hauptsächlich aus magnesia- und kalkreichen Silikaten bestehen, somit den Kalksilikathornfelsen unter den kontaktmetamorphen Gesteinen entsprechen, besonders Granatfelse und Augitfelse.

4). Einteilung der kristallinen Schiefer nach ihrem Chemismus und der Natur ihrer Ausgangsgesteine.

Nach ihrem mineralogischen Aufbau und ihrer chemischen Zusammensetzung lassen sich unter den kristallinen Schiefen, besonders deutlich bei den Gneisen, zwei Gruppen unterscheiden, von denen die eine chemisch weitgehende Ähnlichkeit mit Erstarrungsgesteinen aufweist (Orthogesteine), während die andere, in der alkalifreie Tonerdesilikate (Granat, Sillimanit, Disthen usw.) eine erhebliche Rolle spielen und in der dementsprechend die Tonerde im Vergleich zu der vorhandenen Menge der Alkalien hohe Werte aufweist, sich an tonige Sandsteine und Tongesteine anschließt, somit wesentlich Paragesteine umfaßt, an deren Spitze die Tonerdesilikatgneise stehen. Will man die kristallinen Schiefer nach der chemischen Ähnlichkeit mit Erstarrungsgesteinen einerseits, mit Sedimentgesteinen andererseits weitergliedern, ohne daß deshalb, wie ausdrücklich hervorgehoben werden soll, die ersteren sämtlich von Erstarrungsgesteinen abstammen, die zweiten durchaus „sedimentogen“ sein müssen, so entstehen zwei Reihen, die getrennt besprochen werden sollen.

Die erste Reihe beginnt mit den chemisch und größtenteils auch mineralogisch den Graniten und Syeniten ähnlichen Orthoklasgneisen und den entsprechenden biotitarmen bis -freien, häufig Granat führenden, deutlich schieferigen Granuliten; auf sie folgen die wesentlich den Quarzdioriten und Dioriten nahestehenden Plagioklasgneise, sowie Gesteine, die trotz gewöhnlich fehlender Schieferung zu den Gneisen gestellt werden: die aus kalkreichem Plagioklas und Augit aufgebauten Plagioklas-Augitfelse oder -Erlane und die meist grobkörnigen, aus rotem Granat und grünem Augit bestehenden Eklogite, chemisch teilweise als Orthogesteine den Gabbros, teilweise als Paragesteine den dolomitischen Mergeln verwandt. Diesen stehen wieder in jeder Hinsicht die überaus verbreiteten Amphibolite nahe, graugrüne bis dunkelgrüne, texturell sehr wechselnde, massige bis feinschieferige Gesteine, die sich wesentlich aus Hornblende und Kaltnatronfeldspat aufbauen. Noch reicher an Eisen und besonders an Magnesium, ärmer an SiO_2 , fast frei von Alkalien

und gewöhnlich auch arm an Tonerde sind die als Magnesiumsilikat-schiefer zusammengefaßten Olivinschiefer und Augitschiefer, Amphibolschiefer, Chloritschiefer, Talk-schiefer und Serpentin-schiefer, für die mineralogisch die unbedingte Vorherrschaft des im Namen angegebenen Minerals charakteristisch ist, zu dem sich gewöhnlich nur Granat, bisweilen Magnetit gesellt. Auch sie sind vorwiegend Orthogesteine, aus den basischsten Erstarrungsgesteinen hervorgegangen, doch liefern auch magnesiumpreiche, tonige Gesteine hierher gehörige Schiefer. [Auf die sehr interessanten, an Menge aber stark zurücktretenden, innerhalb der Erstarrungsgesteine den Gliedern der Alkalreihe entsprechenden, vielfach durch Albit und blaue Hornblende (Glaucophan) ausgezeichneten Alkaligneise und Alkalischiefer kann hier nur kurz hingewiesen werden.]

Ähnlich wie man an die Orthoklasgneise eine Reihe chemisch den Erstarrungsgesteinen nahestehender und vielfach auch aus diesen hervorgegangener kristalliner Schiefer anschließen kann, gelangt man von den Tonerdesilikat-Gneisen aus zu kristallinen Schiefen, die chemisch mit Sedimentgesteinen übereinstimmen und auch überwiegend aus entsprechenden Gesteinen hervorgegangen sind.

In dieser Reihe weist schon das erste Glied, die Gesteine von der chemischen Zusammensetzung der Tonerdesilikat-Gneise mineralogisch sehr verschiedenartigen Aufbau auf: die gleiche chemische Eigentümlichkeit, Überschuß von Tonerde über Alkalien und Kalk bei wechselndem, aber gewöhnlich sehr niedrigem Kalkgehalt, die die nach dem charakteristischen Tonerdesilikat gegliederten hierher gehörigen Gneise (Sillimanitgneise, Cordieritgneise, Granatgneise, Disthengneise und andere) kennzeichnet, besitzt auch die große Gruppe der Glimmerschiefer, die wieder nach ihrem Gehalt an den oben genannten Tonerdesilikaten, häufig in großen Kristallen, als Granatglimmerschiefer usw. unterschieden werden. Durch feineres Korn, das die quarzigen Lagen dicht, die ausschließlich aus Muskovit bestehenden Glimmerhäute oft seidenglänzend (Serizit) erscheinen läßt, unterscheiden sich, wie oben erwähnt, die Phyllite von den Glimmerschiefen, in die sie unmerklich übergehen und mit denen sie dann gelegentlich größere Kristalle von Granat und Disthen teilen; für Phyllite charakteristisch ist das häufigere Auftreten von Chlorit (an Stelle des Biotits) und von eigentümlichen glimmerähnlichen Mineralen, die nach ihrem physikalischen Verhalten als Sprödglimmer bezeichnet werden. Spielt in derartigen Gesteinen der Natronfeldspat (Albit) eine etwas größere Rolle, so spricht man von Serizit-Albit-Gneisen.

Diese chemisch und mineralogisch sehr mannigfaltige Gruppe der Tonerdegneise, Glimmerschiefer und Phyllite entspricht den sedimentären Tongesteinen und tonigen Sandsteinen und ist, wie die oben behandelte Reihe Ton = Schiefertone = Ton-schiefer = Phyllit (vgl. S. 153 ff.) zeigt, durch eine lückenlose Reihe mit dem Ausgangsmaterial verbunden.

Treten in Gesteinen von der Zusammensetzung und der Struktur und Textur der Tonerdesilikat-Gneise, der Glimmerschiefer und der Phyllite die übrigen Gemengteile zugunsten des Quarzes zurück, entsprechend dem Vorwiegen des Quarzes in den Sanden und Sandsteinen, so entsteht die aus Sandsteinen hervorgegangene Gruppe der Quarzitgesteine, die Gneisquarzite, Glimmerquarzite und Serizitquarzite, chemisch gekennzeichnet durch Überwiegen des SiO_2 über alle anderen Bestandteile.

Eine andere Gruppe geht von Mergeln (Tongesteinen mit einem erheblichen Gehalt an kohlen-saurem Kalk) und von tonigen Kalken aus, wobei neben CaCO_3 in beträchtlicher Menge MgCO_3 im Gestein enthalten sein kann; aus ihnen entwickeln sich, wenn das Kalziumkarbonat bei der Umkristallisation wieder Kalkspat bildet, Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllite, im anderen Falle, wenn entsprechend den Vorgängen bei der Kontaktmetamorphose die Kohlen-säure durch Kieselsäure verdrängt wird und sich Kalksilikate (Granat, Epidot, Vesuvian, Augit, Hornblende, basischer Plagioklas) bilden, Kalksilikatschiefer (Granatschiefer, Epidotschiefer) und bei Fehlen der schieferigen Textur Kalksilikatfelse (Augitfelse, durch Gehalt an basischem Plagioklas in Para-Augitgneis, durch Zunahme des Quarzes in Augitgneis übergehend, ferner Granatfels, Vesuvianfels). Kalksteine liefern infolge von Umwandlung durch Lösungsumsatz und Sammelkristallisation bei erhöhter Temperatur und unter hohem Druck die Gruppe der Marmore; wird in ihnen die Kohlen-säure durch Kieselsäure verdrängt, so können sich auch aus ihnen Kalksilikatfelse bilden, ebenso wie aus dolomitischen Kalken und Dolomiten Chloritschiefer, Talk-schiefer und verwandte Gesteine aus der Gruppe der oben besprochenen, sonst wesentlich aus Abkömmlingen von Tiefengesteinen bestehenden Gruppe der Magnesiumsilikatschiefer hervorgehen können.

Auch wesentlich aus Eisen-oxid bestehende Gesteine können als Glieder der kristallinen Schiefer durch die Metamorphose verändert werden; sie liefern dann Magnetitgesteine und aus dünn-tafeligem Eisenglanz, sogenanntem Eisenglimmer, bestehende Eisenglimmerschiefer oder Stabirite.

Dritter Hauptteil:

Beziehungen zwischen der Beschaffenheit der Böden und der Natur ihrer Muttergesteine.

I. Allgemeines.

Die Herleitung der Böden als Verwitterungsschicht der Erde aus den die äußerste Erdschale zusammensetzenden Gesteinen gab mehrfach, besonders in den Abschnitten über Verwitterung und Zersetzung, Anlaß zur Besprechung wichtiger chemischer und physikalischer Eigenschaften der Böden; sie ist aber keineswegs berufen und befähigt, etwa alle chemischen und physikalischen Eigenschaften der Böden, ihre Struktur und Kohäsion, ihr Verhältnis zur atmosphärischen Luft, zum Wasser, zur Wärme, um nur die wichtigsten zu nennen, in den Bereich der von ihr zu erörternden Aufgaben hineinzuziehen. Die Gesamtheit dieser Einwirkungen im Hinblick auf die für das organische Leben grundlegenden Eigenschaften der Böden und auf alle durch sie bedingten Vorgänge in den Böden zu verfolgen, ist Aufgabe der Bodenkunde und wird von ihr in grundlegenden Werken behandelt; hier kommen nur noch zwei Fragen in Betracht:

Inwieweit ist die Beschaffenheit der Böden von der Beschaffenheit ihrer Muttergesteine abhängig?

In welchem Sinne werden Gesteine bei ihrer Umwandlung zu Böden verändert?

Beide Fragen, die teilweise schon in dem Abschnitt über Verwitterung und Zersetzung erörtert werden mußten und die sich auch gegeneinander nicht scharf abgrenzen, sollen hier kurz im Zusammenhange besprochen werden, wobei zunächst klimatische Verhältnisse der mittleren Breiten angenommen werden.

A. Bodenprofil.

Die Betrachtung eines vollausgebildeten Bodenprofils, eines Einschnittes, der von der Bodenfläche bis zum anstehenden Gestein reicht, aus

dem der Boden entstanden ist (beispielsweise einem Granit oder Gneis), zeigt mehrere deutlich von einander unterschiedene, aber in einander übergehende Zonen, und zwar (von oben nach unten) den wesentlich aus feinkörnigem Material bestehenden, durch Humus dunkel gefärbten Oberboden, durch Zurücktreten des Humus in den meist braunen Unterboden übergehend, der in seinen unteren Teilen reichlich Brocken des Ausgangsgesteins enthält, und schließlich den Rohboden, wesentlich aus Brocken des nur sehr wenig veränderten Ausgangsmaterials bestehend, auf dem er aufliegt.

Die drei Bodenzonen unterscheiden sich physikalisch und chemisch trotz häufiger Übergänge sehr deutlich von einander: für die auf der Korngröße beruhenden physikalischen Eigenschaften ergibt sich dies ohne weiteres, da der Rohboden ein Steinboden, der Oberboden jedenfalls ein feinkörniger Boden, vielfach ein Lehmboden ist; aber auch die chemischen Unterschiede sind groß. Der Oberboden ist arm an löslichen Bestandteilen, die der Unterboden in erheblicher Menge enthält und die dem Rohboden wieder fast ganz fehlen; die Gesamtanalyse jeder der drei Zonen zeigt ferner, daß in dem Oberboden Alkalien, Kalk, Eisen, Magnesia gegenüber dem entsprechenden Gehalt des unveränderten Gesteins stark zurücktreten, im Unterboden aber in erheblicher Menge, annähernd wie im Rohboden und im unveränderten Gestein vorhanden sind. Dementsprechend lehrt die mineralogische Untersuchung, daß im Oberboden eine sehr starke Ummineralisation begleitet von starker chemischer Abwanderung in dem Sinne stattgehabt hat, daß an die Stelle der Feldspate Tonsubstanzen, an die der farbigen Minerale Zwischenglieder und Endglieder der Zersetzung getreten sind, daß der Unterboden sehr zahlreiche, in verschiedenen Stadien der Umwandlung befindliche primäre Silikate enthält, die durch ihren Zerfall die löslichen Bestandteile liefern, während im Rohboden die Ummineralisation jedenfalls noch nicht weit genug vorgeschritten ist, um den Zusammenhang der primären Gemengteile zu stören oder nennenswerte Beträge in eine lösliche Form überzuführen.

Diese verschiedenen Grade der Verwitterung, die das Profil räumlich getrennt zeigt, stehen auch in einem zeitlichen Zusammenhange: im allgemeinen hat jedes stärker verwitterte Gebilde die Stadien der schwächeren Verwitterung durchlaufen, und jedes weniger verwitterte Glied wird in der Zukunft bei gleichbleibenden klimatischen und geologischen Verhältnissen stärkerer Zersetzung unterliegen. Es ergibt sich somit für jedes Gestein (unter der Annahme gleichbleibender klimatischer Bedingungen) nicht ein einziger

bestimmter Boden, sondern eine Reihe verschiedener Stadien mit einer bestimmten Tendenz, die von der Natur des Muttergesteins abhängt; innerhalb dieser Reihe ist für die Beschaffenheit des Bodens der Grad der Verwitterung maßgebend.

B. Abhängigkeit des Zerfalls von Struktur und Textur des Gesteins.

Für die Wirkung der rein physikalischen Verwitterung sind Strukturflächen und Klüfte, auf denen Wasser eindringen kann, von ausschlaggebender Bedeutung: auf ihnen sammelt sich das Wasser und längs dieser Flächen vollzieht sich das Zersfrieren. Wenn daher das Erstarrungsgestein zu plattiger Absonderung neigt oder in einem Sediment die einzelnen, nicht zu dicken Schichten von scharf ausgeprägten Schichtfugen getrennt werden, oder wenn ein Gestein deutlich entwickelte Schieferung besitzt, so werden die Bruchstücke des Gesteins mehr oder weniger plattenförmig sein und je nach der Entfernung der parallelen Flächen geringeren Widerstandes dicke Platten, dünne Scherben oder Blätter bilden; schneiden sich mehrere Luftsysteme oder wirkt Klüftung und Paralleltexur zusammen, so werden die Bruchstücke auf mehreren Seiten regelmäßig begrenzt erscheinen. Liegen derartige Trennungsflächen in einem Gestein weit auseinander, so kommen sie vielfach nur im großen zur Geltung, ohne beim Zerfall des Gesteins wegen ihrer beschränkten Zahl die Gestalt der Bruchstücke zu bestimmen; den Gegensatz zwischen den von Strukturflächen beherrschten Großformen der Verwitterung vieler Granite (Wollfackerverwitterung im Riesengebirge, Harz und bei vielen anderen Granitmassiven) und den kleinen unregelmäßigen Brocken, die sich beim Zerfall des Gesteins bilden, zeigt dieses Verhalten deutlich, und ähnlich verhalten sich auch dickbankige Sandsteine.

Eine eigentümliche, vielleicht nicht ausschließlich, aber doch wesentlich auf physikalischen Ursachen beruhende Art des Gesteinszerfalls ist die Grusbildung, eine Auflösung des Gesteins in seine mineralischen Komponenten, ohne daß diese etwa besonders stark zersetzt wären. Grusbildung ist beschränkt auf quarzreiche, grobkörnige Erstarrungsgesteine, besonders Granite, und ihnen mineralogisch nahestehende grobkörnige Gneise. Bei Vergrufung kann das Gebilde das Aussehen des frischen festen Gesteins behalten, so daß auf eine gewisse Entfernung hin die Veränderung nicht zu sehen ist, obwohl die Auflockerung so stark ist, daß man einen Stock tief in das vergrufte Gestein hineinstoßen kann.

Der Zerfall eines Gesteins wird weiterhin begünstigt, wenn Komponenten von sehr verschiedener Größenordnung auch ihrer Entstehung nach verschieden sind, wie bei Konglomeraten und Sandsteinen, vorausgesetzt, daß nicht gerade das Zement, der „Kitt“, ein besonders widerstandsfähiges Gebilde geschaffen hat, wie bei Gesteinen mit kieseligem oder limonitischem Zement.

C. Abhängigkeit des Zerfalls von der mineralogisch-chemischen Zusammensetzung der Gesteine.

In allen Fällen, in denen keine feinstblättrigen Komponenten in ursprünglich lockerem Gefüge vorhanden waren, wird der weitere Zerfall des Gesteins, besonders die Bildung von „Feinerde“ verursacht und begünstigt durch die chemische Zersetzung. Finden chemische Einflüsse infolge der schweren Angreifbarkeit des Gesamtgesteins kein Wirkungsfeld, wie besonders bei ausschließlich aus Quarz bestehenden kompakten Gesteinen (Quarziten, Sandsteinen mit kieseligem Zement), so entstehen, soweit überhaupt Bodenbildung statt hat, die Gesteine mithin nicht als „Härtlinge“ aus der Umgebung felsartig herausragen, und sofern nicht etwa Humusablagerungen das Bild verändern, auch unter sonst der Zersetzung und Bildung von Feinerde günstigen klimatischen Bedingungen wesentlich aus eckigem Schutt bestehende Böden, wie sie sonst für Bildungen des Hochgebirges und hoher Breiten charakteristisch sind — doch sind derartige Gesteine im allgemeinen nicht in großer Ausdehnung entwickelt.

Der durch chemische Einwirkung der Atmosphären auf die Gesteinskomponenten in lösliche Form übergeführte Teil ihrer Bestandteile bedingt die als „mineralische Kraft des Bodens“ zusammengefaßten Eigenschaften; diese mineralische Kraft ist, immer unter Annahme von klimatischen Verhältnissen, wie sie in Mitteleuropa herrschen, nach ihrer Art von der mineralogisch-chemischen Zusammensetzung des den Boden bildenden Gesteins unmittelbar abhängig, und ihr Grad wird von dem Maße der erreichten Verwitterung, der Stellung des Bodens innerhalb der von dem Gestein ausgehenden Verwitterungsreihe bestimmt.

Die Kenntnis von der Natur der Gesteinsart, aus der der Boden hervorgegangen ist, lehrt unmittelbar nur, welche anorganischen Pflanzennährstoffe in ihm enthalten sein können und ob andere unter allen Umständen in Böden, die aus dieser Gesteinsart hervorgegangen sind, fehlen müssen (oder im günstigsten Fall in unzureichender Menge zu erwarten sind). Ein Gestein, das Kali oder Kalk gar nicht oder nur in sehr

geringer Menge enthält, kann diese Stoffe in seinem Boden der Pflanze natürlich nicht zur Verfügung stellen; in welcher Menge jedoch ein im Gestein vorhandener Bestandteil in löslicher der Pflanze zugänglicher Form im Boden zu erwarten ist, darüber erlaubt nur die Feststellung des Grades der Verwitterung eine annähernd zuverlässige Aussage.

II. Böden der verschiedenen Gesteinsklassen.

A. Verwitterung der Erstarrungsgesteine.

Für die Verwitterung der Erstarrungsgesteine (und auch für die später zu besprechenden, ihnen mineralogisch und chemisch nahestehenden Glieder der kristallinen Schiefer, die Gneise, Amphibolite und andere mehr) gilt wohl, daß die Verwitterungsreihen in der Regel mit steinigcn Böden von geringer mineralischer Kraft beginnen werden — für grobkörnige, an Quarz reiche Gesteine kann das erste Stadium, wie erwähnt, auch ein Grus sein. In den späteren Stadien steigt der Betrag der Feinerde infolge der Einwirkung der Ummineralisation und Zersetzung, und gelöste Stoffe befinden sich in den Böden, die jetzt wesentlich aus Zersetzungsprodukten (in der Feinerde), ferner aus mehr oder weniger angegriffenen, aber noch zersetzungs-fähigen und aus frischen Körnern sowie aus größeren Bruchstücken (Steinen) des Gesteins bestehen. So lange noch derartige zersetzungs-fähige Bestandteile vorhanden sind, ist der Boden „nachschaffend“, d. h. er bietet für aus ihm hervorgegangene Pflanzennährstoffe, die verbraucht oder von den Bodenwässern fortgeführt sind, durch weitere Verwitterung dem Boden selbsttätig Ersatz; ist aber der Vorrat völlig verbraucht, alles Zersetzbare zersetzt, so ist ein Endstadium erreicht, in dem jedes Gestein im chemischen Sinne arm und unkräftig, mithin (ohne künstlichen Zusatz) unfruchtbar sein muß. Am Schluß der Bodenbildung kommen mithin nur noch wenige Eigenschaften des Gesteins in der Beschaffenheit des Bodens zum Ausdruck, besonders ein primärer Gehalt an Quarz und an eisenreichen Gemengteilen: aus quarzreichen Erstarrungsgesteinen gehen lehmige, aus quarzfreien mehr tonige, bei reichlichem Kalkgehalt auch mergelige Böden hervor; eisenarme Gesteine werden, natürlich soweit nicht Humusstoffe auf die Färbung bestimmend einwirken, mehr helle gelbe, eisenreiche mehr dunkle braune Endprodukte aufweisen. Man kann daher nur in einem beschränkten Sinne, indem man wesentlich die mittleren Stadien der Reihen in das Auge faßt, die genügend zersetzt, aber noch „nachschaffend“ sind, sagen, daß Granite (und Quarzporphyre) eine Tendenz zur

Bildung hellfarbiger sandig-lehmiger, oft ausreichend kalihaltiger, gewöhnlich kalkarmer Böden haben, und wird dabei berücksichtigen, daß die Quarzporphyre infolge ihrer Feinkörnigkeit und Kompaktheit Neigung zu längerer Erhaltung kleinerer und größerer Brocken erkennen lassen, während die Glieder der Gabbrofamilie und ihre Ergußäquivalente (Diabas, Melaphyr, Plagioklasbasalt) in früheren Stadien durch Chlorite und ihre Verwandten oft schmutziggrüne, in späteren tiefbraune tonig-mergelige Böden aus sich hervorgehen lassen, die oft beträchtliche Mengen löslicher Phosphorsäure (infolge des größeren Apatitgehaltes) aufweisen können, unter allen Umständen aber arm an Alkalien sein werden. In den äußerlich den Plagioklasbasalten überaus ähnlichen basischen Alkaligesteinen werden in den entsprechenden Bildungen Alkalien in reicher Menge, in Leuzitbasalten ein beträchtlicher Kaligehalt zu erwarten sein, sofern die Feldspatvertreter bzw. die aus ihnen hervorgegangenen Zeolithe noch nicht völlig in Tonsubstanzen übergeführt sind.

Für Bodenreihen, die aus Erstarrungsgesteinen von mittlerer Zusammensetzung hervorgehen, lassen sich die Verhältnisse nach den für die Endglieder geltenden Darlegungen leicht aus der mineralogischen und chemischen Zusammensetzung herleiten, so daß hier für sie wenige Bemerkungen genügen.

Shenitböden werden sich von den entsprechenden Stadien der Granitböden wesentlich, den frischen Gesteinen entsprechend, durch starkes Zurücktreten des Quarzes unterscheiden, mithin geringere Neigung zur Ausbildung von sandigen Lehmen bekunden; im frischen Zustande enthalten sie in der Regel mehr Alkali als die Granite, was sich natürlich bei der Bodenbildung, von den Anfangs- und Endstadien abgesehen, auch geltend machen wird — ein deutlicher Unterschied zwischen Alkali-Kalk-Sheniten und Alkalisheniten wird im allgemeinen nur zum Ausdruck kommen, wenn der Alkali-Kalk-Shenit verhältnismäßig reich an Plagioklas und farbigen Gemengteilen ist, also schon zu den Dioriten hinüberführt. Quarzdiorite werden die Ausbildung von sandigen Lehmen mit weniger Kali, aber mehr Kalk erstreben, als die entsprechenden Granitstadien aufweisen, Diorite eine Mittelstellung zwischen dem Verhalten der basischeren Alkali-Kalk-Shenite und der Gabbros einnehmen. Entsprechende Unterschiede müssen sich in dem Verhalten der Mittelglieder zwischen den kieselsäurereichsten Ergußgesteinen und den Feldspatbasalten (Melaphyren) in der Alkali-Kalk-Reihe, den Alkalibasalten (im weitesten Sinne des Wortes) in der Alkalireihe geltend machen.

Die Ausführungen über die Verwitterungstendenz der Erstarrungsgesteine, besonders der Tiefengesteine gelten, wie schon hier bemerkt werden soll, im allgemeinen auch für entsprechend zusammengesetzte Glieder der kristallinen Schiefer: ganz allgemein ist der Weg vorgeschieden durch das Ziel der Verwitterung, das, oft auf Umwegen über Chlorit, Serpentin, Zeolithe, in der Herausbildung eines Gemenges von widerstandsfähigen wasserhaltigen Tonerdesilikaten, hellem Glimmer, Eisenhydroxyd und Erhaltung (bzw. Neubildung) von Quarz besteht und dementsprechend chemisch schwächer oder stärker vorgeschrittene Fortführung der Alkalien, des Kaltes, der Magnesia, teilweise auch des Eisens zur Folge hat. Selbstverständlich wird bei den Lösungsvorgängen, vielfach wohl in höherem Maße als man früher anzunehmen geneigt war, auch SiO_2 und Al_2O_3 in die Lösung aufgenommen. Während aber Ummineralisation schon in den Frühstadien der Verwitterung, in denen noch keine Lösung des Zusammenhanges statt hat, die mineralische Zusammensetzung stark verändert, ohne erhebliche chemische Veränderungen zu veranlassen — nur Kalk wird in den basischen Gesteinen schnell beweglich gemacht, und von den Alkalien tritt Natron merklich zurück — setzen chemische Änderungen energisch wohl erst bei der Auflösung des Gesteins zum Boden ein.

B. Verwitterung der mechanischen Sedimente.

Die charakteristischen Eigentümlichkeiten der mechanischen Sedimente, ihr Aufbau aus Komponenten, die eine vorangegangene Verwitterung erfahren haben und durch eine nachträgliche, von der Bildung der Komponenten unabhängige Verfestigung zu einem kompakten Gestein geworden sind, kommen naturgemäß auch bei der Bodenbildung zum Ausdruck.

1. Verwitterung der Konglomerate und Sandsteine.

Für den Zerfall des Gesteins wird bei den gröber körnigen Sedimenten, den Konglomeraten und Sandsteinen, im allgemeinen eine Neigung zur Auflösung in Geröll und Sand einerseits, Bestandteile des feinkörnigen Zements andererseits vorhanden sein; daneben wird selbstverständlich der Boden besonders in nicht zu späten Stadien größere und kleinere Brocken des Sedimentgesteins enthalten. Abweichend verhalten sich die nicht weit verbreiteten Sedimente, bei denen ein kieseliges oder

wesentlich aus Brauneisen bestehendes, seiner Zusammensetzung nach überaus widerstandsfähiges Zement eine Auflösung des Gesteines in die einzelnen Komponenten verhindert, so daß eine Zerkleinerung überhaupt nur auf mechanischem Wege statthaben kann; bei allen übrigen Konglomeraten und Sandsteinen hängt das Verhältnis von größeren und kleineren Bodenbestandteilen demgemäß nicht nur von dem Grade des Gesteinszerfalls im Verlauf der Bodenbildung, sondern in besonders hohem Grade von dem ursprünglichen Verhältnis zwischen Geröllen und Körnern einerseits, feinkörnigem Zement andererseits ab, und dieses ursprüngliche Verhältnis wird mit zunehmendem Zerfall für den mechanischen Aufbau des Verwitterungsprodukts immer wichtiger.

Diese Erwägungen gelten besonders für Gesteine mit tonigem oder tonig-sandigem Zement, das die weiteste Verbreitung besitzt, und für die sich anschließenden Gebilde mit mergeligem und glaukonitischem Zement, bei denen allerdings schon chemische Einwirkungen bedeutungsvoll werden; der Einfluß chemischer Vorgänge für die Auflösung mechanischer Sedimente in die einzelnen Körner steigt mit zunehmendem Gehalt an Kalk und Glaukonit im Zement und beherrscht die Vorgänge bei Gesteinen mit kalkigem Zement.

Für die chemische Verwitterung mechanischer Sedimente ist bestimmend ihr Aufbau aus Komponenten, die durch Zerstörung älterer Gesteine aus ihrem bisherigen Verbandsverbande entfernt worden sind, mithin mehr oder weniger den eine chemische Zersetzung bewirkenden Kräften ausgesetzt waren, bevor sie in den gegenwärtigen Gesteinsverband eintraten. Wenn sich aus dieser Entstehungsweise durch natürliche Auslese ein Vorwiegen der chemisch und mechanisch widerstandsfähigsten primären Minerale und entsprechender Umwandlungsprodukte weniger widerstandsfähiger Gesteinsgemengteile ergibt, so besagt das natürlich nicht, daß alle mechanischen Sedimente ausschließlich aus derartigen Komponenten bestehen müssen, und nicht einmal, daß sie unter allen Umständen vorherrschen müssen: ein durch kurzen Transport umgelagerter Granitgrus wird sich bei der Bodenbildung wie ein in situ verwitternder Granit verhalten, ihm schließen sich petrographisch und als Bodenbildner viele Arkosen an, größere Kollstücke, wie sie die Konglomerate kennzeichnen, werden stets mehr oder weniger frisch sein, und durch Gletscher entstandene Gesteine bestehen wesentlich aus zerriebenem, frischem Material. Für die verbreitetsten mechanischen Sedimente, für die von den Konglomeraten bis zu den Tongesteinen reichende große Reihe der grobkörnigen bis feinkörnigen Sand-

steine ist jedoch unter den Körnern eine Vorherrschaft des Quarzes und unter den größeren blätterigen Mineralen eine starke Entwicklung von hellem Glimmer sowie ein Zurücktreten, aber nicht etwa völliges Fehlen, der Feldspate und farbigen Gemengteile fast die Regel. Die Beschaffenheit und Menge des Zements ist somit wie für den mechanischen Aufbau des Bodens so auch für seine stoffliche Zusammensetzung von besonderer Bedeutung, da das Zement zuerst und in den meisten Fällen fast allein die Feinerde liefert.

Ganz allgemein wird (von den Fällen des kieseligen und rein limonitischen Zements abgesehen) die Neigung zum Zerfall bei mechanischen Sedimenten größer sein als bei Erstarrungsgesteinen; es muß daher das Verhältnis der Feinerde zu den größeren Bodenbestandteilen mehr von dem primären Mengenverhältnis der Körner zum Zement als von dem Grade der chemischen Zersetzung abhängig sein. Auch für die „mineralische Kraft“ der Böden wird die Beschaffenheit des Zements stets eine sehr erhebliche Rolle spielen und vielfach ausschlaggebend sein: nennenswerter Kalkgehalt wird wesentlich bei mergeligem und kalkreichem Zement zu erwarten sein, und Anwesenheit des verhältnismäßig leicht zersetzlichen Glaukonits, der allerdings auch in Körnern vorkommt, auch dann aber wohl seiner Entstehung nach als chemische Neubildung mit den mechanisch transportierten Mineralkörnern genetisch nicht auf einer Stufe steht, wird in den Böden sogar auf reichlichen Kalkgehalt schließen lassen. Wie weit die körnigen Bestandteile des Sandes Feinerde und Nährstoffe liefern können, hängt von der Menge der zersetzbaren Stoffe und von deren Verwitterungszustand ab: ganz frei von Feldspaten und anderen zersetzbaren Mineralien sind nur wenige mechanische Sedimente, auch Apatitkörnchen finden sich in ihnen, und manche Erscheinungen lassen in den Tonsubstanzen des Zements die Anwesenheit durch Adsorption festgelegter löslicher Salze möglich erscheinen.

2. Verwitterung der Glazialablagerungen.

Obwohl die norddeutschen Glazialablagerungen, die den weitaus größten Teil des norddeutschen Ackerbodens bilden, sehr reich an feinerdigen Bestandteilen sind und daher vielfach den Charakter toniger Gesteine besitzen, nehmen sie doch infolge der großen Menge der für sie charakteristischen Blöcke, Gerölle und Körner eine besondere Stellung ein, so daß sie am besten für sich behandelt werden. Für ihre Beeinflussung durch die Atmosphärenluft ist nach der kurzen zusammenfassenden Darstellung, die

einer der besten Kenner des norddeutschen Diluviums, R. Reilhack gegeben hat (Lehrbuch der praktischen Geologie, 1921, S. 38 ff.), „die Entkalkung der ursprünglich bis an die Oberfläche mit schwankendem Kalkgehalt versehenen Gebilde die am meisten in die Augen springende Verwitterungserrscheinung. Dieser Vorgang greift umsomehr in die Tiefe, je durchlässiger sich das Gestein gegenüber den Tageswässern verhält. So kommt es, daß die von Natur kalkarmen Diluvialsande oftmals in Tiefen von 5—6 m noch kalkfrei erscheinen. Weniger tief pflegt die Entkalkung in den gröbereren Kiesen in die Tiefe zu gehen, da diese von vornherein durch einen größeren Kalkreichtum sich auszeichnen.

Die feinkörnigen Mergel-sande und die Tonmergel des Diluviums sind gewöhnlich nur in den obersten Dezimetern entkalkt, und das unverwitterte Gestein beginnt selten in größerer Tiefe als 2 m.

Die Grundmoränen des norddeutschen Glazialgebietes, die Geschiebemergel, zeigen infolge ihrer verwickelten Zusammensetzung eine große Fülle von Verwitterungsercheinungen. Die am weitesten in die Tiefe reichende ist die Oxidation der Eisenverbindungen. Während der ursprüngliche Geschiebemergel eine wohl durch Eisenoxydulfalze bedingte dunkelgraue Färbung besitzt, sind die obersten 4—7 m durch deren Oxidation zu Eisenhydroxyd gelblich gefärbt. In geringere Tiefen reicht der Entkalkungsvorgang, durch welchen der Geschiebemergel in einen dunkler gefärbten gelb- bis rotbraunen Geschiebelehm umgewandelt wird. Aus diesem wieder entsteht durch Zersetzung der Feldspate und anderer Silikate, sowie durch Fortführung der entstandenen tonigen Produkte durch das Wasser und durch den Wind ein lehmiger Sand, der in weiten Gebieten Norddeutschlands den Ackerboden bildet. Diese verschiedenen, übereinander folgenden Verwitterungsbildungen reichen durchaus nicht gleichmäßig weit in die Tiefe, sondern erscheinen in Aufschlüssen durch wellig auf- und absteigende Linien begrenzt, wobei oft genug sackartige Einstülpungen der oberen Schicht in die untere sich beobachten lassen. Außerdem ist bei allen Diluvialbildungen die Mächtigkeit der Verwitterungsrinde regional außerordentlich verschieden. Während beispielsweise in der Mark die Verwitterung der Geschiebemergel, abgesehen von der Oxidation der Eisenverbindungen, nur die oberen 1—2 m der Schicht beeinflusst hat, schwillt z. B. in vielen Teilen Hinterpommerns diese Verwitterungsrinde auf 4—5 m an und sinkt andererseits in manchen Gegenden, beispielsweise in der Uckermark und in manchen Teilen Ost- und Westpreußens, auf weniger als $\frac{1}{2}$ m, und in gleichen Verhältnissen schwankt sie in den genannten Gebieten auch bei den geschichteten sandigen und tonigen Ablagerungen.“

3. Verhalten von Löß und Lehmgesteinen.

Durch entsprechende Vorgänge verliert der Löß, dem man bis zu einem gewissen Grade eine Mittelstellung zuschreiben kann, seinen Kalkgehalt und wird somit, nicht selten bis in bedeutende Tiefen hinab, zu einem Lehm (Lößlehm oder Leimen); gleichzeitig wandelt sich seine Farbe durch Oxidation seines geringen Eisengehalts aus Hellgelb in ein Bräunlichgelb bis Rotbraun, die allerdings in den obersten Lagen nicht selten durch schwarzfärbende Humussubstanzen gedeckt wird.

Wie Sande und Tone durch Lehme verknüpft sind und entsprechend die aus ihnen hervorgegangenen Sandsteine und Tongesteine durch zementreiche Sandsteine und sandreiche Tongesteine eine ununterbrochene Reihe bilden, sind auch die aus ihnen entstehenden Böden zwar in den Endgliedern (Sandboden und Tonboden) durchgreifend verschieden, aber die scheinbaren Gegensätze sind durch alle Übergänge verknüpft. Im Sprachgebrauch der Praxis tritt dies nicht so deutlich hervor, da die zwischen beide geschobene Gruppe der Lehmböden auch die Zerfallsprodukte zementreicher toniger Sandsteine und sandreicher Tongesteine, also die Mittelglieder der Reihe umfaßt. Dies gilt besonders für Gesteine, die keine diagenetische Verfestigung erfahren haben; unter den als Schiefertone und besonders als Ton-schiefer zusammengefaßten, mehr oder weniger ummineralisierten Tongesteinen (im weiteren, petrographischen Sinne) finden sich jedoch auch primär sandreichere, und daher auch als Schiefer an Quarzkörnern reichere Gesteine.

4. Verwitterung der Tongesteine.

Sandarme Tone und entsprechende Tonmergel weisen als Böden wesentlich physikalische Beeinflussungen auf, die von Temperatur und Niederschlagsmenge abhängen und somit schon im Wechsel der Jahreszeiten durchaus verschiedenen Charakter tragen können: im nassen Zustand bilden sie einen zähen Ton, beim Austrocknen werden sie von Rissen durchsetzt und zerfallen in feste Stücke, durch Winterkälte zerfrieren sie in ein Haufwerk loser kleiner Stüchchen. Chemische Vorgänge spielen in Tonen keine große Rolle, doch wirken chemische Verhältnisse entscheidend mit für den Grad der Krümelung des Bodens, die für den Pflanzenwuchs auf Tonböden maßgebend ist; Besprechung dieser Verhältnisse würde jedoch aus dem hier gesteckten Rahmen herausfallen.

Anders liegen die Verhältnisse bei den Tonstiefeln, da in ihnen Schieferung und sie begleitende Ammineralisierung stärkeren Zusammenhalt des Gesteins verbunden mit leichter Teilbarkeit in einer bestimmten Ebene hervorgerufen hat; daß zu den Tonstiefeln auch Gesteine mit nicht unerheblichen Mengen von primären Sandkörnern und somit beträchtlichem Gehalt an SiO_2 gestellt werden, wurde schon oben erwähnt. Mechanisch findet somit bei der Bodenbildung ein Zerbröckeln in Schieferstückchen statt, die sich bei fortschreitender Zersetzung in tonige Feinerde auflösen; enthält der Schiefer erhebliche Mengen von Quarzkörnchen, so kann der Boden Anflänge an einen lehmigen Habitus annehmen. Obwohl daher das Ende der Verwitterung ein toniger, gelegentlich etwas lehmiger Boden ist, können doch die ersten Stadien infolge Vorherrschaft der Schieferscherben feinen Charakter tragen; derartige Scherben sind noch in späteren Stadien, wenn auch an Menge stetig abnehmend im Boden enthalten, bis schließlich das tonige Endstadium erreicht ist. Quarzreiche Einlagerungen, die vielfach in den Tonstiefeln enthalten sind, bleiben natürlich als Steine im Boden erhalten.

Für die „mineralische Kraft“ der aus Tongesteinen hervorgegangenen Böden ist bedeutungsvoll, daß tonige Sedimente nicht ausschließlich aus Tonsubstanzen und Quarz, sondern ganz allgemein aus dem feinsten Gesteinsdetritus sich aufbauen und somit auch in wechselnder Menge zersetzbare Minerale enthalten, die Pflanzennährstoffe liefern können. Tatsächlich ergeben die Analysen der meisten Tongesteine neben Eisen, Magnesium und Kalzium auch Alkalien und Phosphorsäure in wechselnden, teilweise recht erheblichen Mengen, oft 0.2–0.3% P_2O_5 und 4% und mehr K_2O , (sehr zahlreiche Tonstiefer, ähnlich auch zahlreiche Proben von Tiefseeschlamm und terrigenen Ablagerungen in den Meeren der Gegenwart), während andere Tongesteine, beispielsweise viele tertiäre Tone Deutschlands, bedeutend weniger nährstoffpendende Bestandteile enthalten, die in ausschließlich aus Tonsubstanzen aufgebauten Anhäufungen, wie in der Porzellanerde, bis auf Spuren zurückgehen können.

C. Verwitterung der chemischen Sedimente.

Von den durch chemische Vorgänge gebildeten Sedimenten sind am weitesten die Kalksteine verbreitet; Dolomite schließen sich im allgemeinen in ihrem Verhalten an die Kalksteine an, spielen aber eine viel untergeordnetere Rolle, und ähnlich verhalten sich auch Gips und Anhydrit,

die nur selten auf weitere Erstreckung hin an der Erdoberfläche aufgeschlossen sind. Humusgesteine treten als Böden nur in der Gestalt von Torf und Moor auf, mithin ausschließlich als Bildungen der geologischen Gegenwart; sie sind Produkte der Verwitterung und Zersetzung, erfahren also an der Erdoberfläche keine grundsätzlichen Veränderungen — alte zu Gesteinen gewordene Humusbildungen, die Kohlengesteine, sind oberflächlich höchst selten aufgeschlossen und dann örtlich auf ganz kleine Gebiete beschränkt, kommen mithin für die Bodenbildung überhaupt nicht in Betracht.

Kalksteine und ganz entsprechend Dolomite, Gips und Anhydrit sind in ihrer Verwitterung dadurch gekennzeichnet, daß die sie hauptsächlich zusammensetzenden Bestandteile durch die Atmosphären nicht ummineralisiert werden*); die einzige Beeinflussung, die sie erfahren, ist Auflösung durch Wasser. Physikalische Einwirkung an der Oberfläche macht sich daher nur als ein Zerbrechen in größere Brocken geltend und wird durch Lösungsvorgänge längs Sprüngen und Klüften unterstützt, kann daher niemals einen Zerfall in Feinerde zur Folge haben; chemische Einwirkung bedingt Auflösung der Hauptmenge des Gesteins, und nur die tonigen und sandigen Beimengungen (oder „Verunreinigungen“) liefern einen „Boden“. Derartige Rückstandsböden von Kalkstein tragen gewöhnlich Toncharakter, oft eisenrötlich und daher rot gefärbt, vielfach von Kalksteinstücken durchsetzt, oft aber auch durch völlige Lösung des Kalkes geradezu kalkarm. Diese Abhängigkeit der Kalksteinböden von dem Gehalt an tonigen Beimischungen zeigt sich sehr deutlich in dem deutschen Muschelkalk, der in seinen verschiedenen Horizonten bald nur einen flachgründigen Boden liefert (Wellenkalk des unteren Muschelkalkes), bald sehr fruchtbare Böden (Mergel des mittleren Muschelkalkes), bald bei Herrschaft eines reinen Kalkes überhaupt keinen für Pflanzentwuchs geeigneten Boden aus sich hervorgehen läßt (sogenannter Trochitenkalk des oberen Muschelkalkes).

Ganz ähnlich liegen die Verhältnisse bei den viel spärlicheren Gips- und Anhydritböden; Dolomitgesteine können, soweit sie aus Kalkspat- und Dolomitkörnern bestehen, sich insofern abweichend verhalten, als bei ihnen infolge der leichteren Löslichkeit des Kalkspats die Möglichkeit eines Zerfalls des Gesteins und die Bildung eines aus Dolomitkörnchen bestehenden lockeren, grußigen bis sandigen Bodens gegeben ist.

*) Der Übergang von Anhydrit durch Wasseraufnahme in Gips kommt für die Bodenbildung nicht in Betracht.

D. Verwitterung der kristallinen Schiefer.

Kristalline Schiefer bestehen im wesentlichen, wie oben ausgeführt, herrschend aus Gliedern der gleichen Mineralgruppen wie die Erstarrungsgesteine, denen sie auch darin ähneln, daß die Gemengteile ihre gegenwärtige Gestalt an Ort und Stelle erlangt haben, das Gestein mithin keinen Gegensatz zwischen Korn und Zement aufweist — sie unterscheiden sich von ihnen durch die die Textur beherrschende Schieferung. In der Korngröße stimmen sie gewöhnlich mit den Tiefengesteinen überein; nur sehr selten werden sie so feinkörnig wie Ergußgesteine.

Diese Ähnlichkeiten und Unterschiede machen sich bei der mechanischen Einwirkung der Verwitterung geltend. Bei schwach entwickelter Teilbarkeit zeigen die Gesteine das Verhalten der Tiefengesteine — quarzreiche Gneise erfahren nicht selten die gleiche Vergroßung, wie sie bei den Graniten erwähnt wurde; mit zunehmender Deutlichkeit der Schieferung kommt ihre Richtung beim Zerfall zu steigender Wirkung, bis sie in den feinschieferigen Gesteinen, den Glimmerschiefern und ihren Verwandten (Serizitschiefer, Chloritschiefer) die gleiche Bedeutung wie bei den Ton-schiefern erreicht, mit denen sie durch die Phyllite verknüpft sind: bei der mechanischen Trennung wird die Schieferungsebene, der „Hauptbruch“ entschieden bevorzugt.

Für die chemischen Tendenzen der aus den kristallinen Schiefen sich entwickelnden Böden kann, soweit die stofflich-mineralogische Zusammensetzung sich an die der Tiefengesteine anschließt oder sich ihr nähert (ohne daß die Gesteine deswegen etwa sämtlich aus Tiefengesteinen hervorgegangen wären), auf die entsprechenden, für die Erstarrungsgesteine geltenden Ausführungen verwiesen werden; besonders häufig sind unter den Gneisen und somit unter den Gneisböden Glieder von der Zusammensetzung der Granite und der von diesen zu den Quarzdioriten führenden Reihe entwickelt, bei denen auch, wie erwähnt, Vergroßung nicht selten ist. Böden von hornblende- und augitreichen Gneisen nähern sich mehr dem Verhalten der Verwitterungsbildungen basischerer Erstarrungsgesteine; Vertreter der Alkaligesteinsreihe unter den Gneisen kommen als Bodenbildner nicht in Betracht.

Für Gesteine vom Charakter der Glimmerschiefergruppe, in der eigentliche Tonbildner fehlen oder doch stark zurücktreten, ändern sich die Tendenzen der Bodenbildung durchgreifend, ohne zunächst mit denen der

mechanischen Sedimente, besonders der Sandsteine, übereinzustimmen, obwohl die meisten Glimmerschiefer aus entsprechenden Bildungen hervorgegangen sind. Die Gesteine haben infolge der Umkristallisation den Gegensatz zwischen Korn und feinkörnigem Zement verloren, die Gemengteile sind in dem kristallinen Schiefer strukturell gleichwertig, die einzelnen Komponenten miteinander fest verknüpft, es gibt mithin kein gröberes Material und keinen Kitt mehr, und so kann auch im Gegensatz zu den Sandsteinen keine Auflösung des Gesteins mit der Tendenz zur Zurückbildung in das ursprüngliche lockere Hauswerk von Sandkörnern und Schlamm stattfinden; der Glimmerschiefer kann nur zu Brocken und Scherben von Glimmerschiefer zerfallen, die bei fortschreitender Verwitterung immer kleiner werden.

Für die weitere Entwicklung des Bodens ist die Natur und die Menge der Glimmerminerale bedeutungsvoll: herrscht Biotit oder ist er wenigstens in erheblicher Menge vorhanden, so findet eine eigentliche Zersetzung statt, die lösliche Salze und Tonsubstanzen liefert; ist wesentlich nur Muskovit vorhanden, so sind an sich keine Nährstoffe in nennenswerter Menge zu erwarten, doch hat Brianischnikoff in seinen bekannten Vegetationsversuchen mit Beigaben von pulverisiertem Muskovitschiefer überraschend gute Erfolge erzielt, die auf eine Kalientnahme der Pflanze aus den hellen Glimmermineralen schließen lassen. Für die Feinerde kommt ausschließlich der Glimmer in Betracht: bei bedeutenden Mengen wird der Boden lehmig, bei geringen sandig sein, und schließlich bei ganzlichem Zurücktreten der blättrigen Bestandteile quarzitischen Charakter annehmen.

Für die wichtigsten Einlagerungen der kristallinen Schiefer, die als Bodenbildner keine große Rolle spielen, die Chloritschiefer, Hornblende- und Augitgesteine, Marmore und Kalksilikatgesteine, lassen sich die Tendenzen der Böden aus dem bisher Gesagten ableiten.

III. Beeinflussung der Böden durch bewegende Kräfte.

Die im Vorstehenden aus der Natur der Muttergesteine für die Beschaffenheit der Böden unter der Annahme eines Klimas der mittleren gemäßigten Zone hergeleiteten, allgemeinen Beziehungen gelten namentlich in Bezug auf den mechanischen Aufbau unter der stillschweigenden Voraussetzung, daß die Zerfallprodukte sämtlich oder doch zum größten Teil an dem Orte ihrer Entstehung liegen bleiben. Daß dies keineswegs immer der Fall ist, zeigen schon die Ausführungen über die Entstehung der mechanischen Sedimente, die sich im wesentlichen aus fortgeführtem Material, entstanden durch Gesteinszerfall, einen

an sich zur Bodenbildung führenden Vorgang aufbauen. Als wirksam bei geneigter Lage des verwitternden Gesteins wurde der Schwerkraft gedacht, die die gesamten Zerfallprodukte vom Ursprungsort entfernen und unterhalb wieder ablagern kann, Regenwässer können örtlich entsprechend wirken, regelmäßig aber feineres und feinstes Material mit sich zur Tiefe führen und an Stelle eines an Feinerde reichen Bodens einen sandigen oder wesentlich aus Gesteinsbrocken und Trümmern bestehenden Boden zurücklassen, auch wenn das Gestein selbst zur Bildung von Feinerde neigt; der Wind kann sandige Bestandteile als Flugsand mitnehmen und erst recht die feinsten Bestandteile unmittelbar nach der Entstehung und später dem Boden entführen — in allen diesen Fällen wird die mechanische und mit ihr auch die chemische Zusammensetzung des Bodens in einem ganz bestimmten Sinne geändert. Schließlich kann sich ein ganzer Boden in Bewegung setzen; es sind dies die als Erdfließen (Gekriech und Solifluktion) bezeichneten Erscheinungen, eine langsame Bewegung lockerer Schuttmassen, hervorgerufen durch die Schwerkraft, die auch im gemäßigten Klima an steilen Hängen und bei ausreichender Durchfeuchtung 3—5 cm im Jahre erreichen kann und somit auf unsere heutigen Bodenformen einen erheblichen Einfluß zu üben vermag.

Sogenannte „eluviale“ und „kolluviale“ Böden.

Schon die Veränderungen, die „gewachsene“ Böden durch bewegende Kräfte erfahren, beweisen, daß die angeblich geologisch=petrographische Einteilung der Böden in „Eluvialböden“ (oder Verwitterungsböden) und „Kolluvialböden“ (oder umgelagerte Böden) nicht zu Recht besteht; gerade vom geologisch=petrographischen Standpunkte ist sie mit aller Bestimmtheit zu verwerfen. Gegen eine derartige Zweiteilung spricht entscheidend die geologisch=genetische Einreihung der aus mechanischen Sedimenten hervorgehenden Böden: die Geröllanhäufungen, die Sande und die Schlammbildungen entsprechen durchaus Kolluvialböden, und wenn sich nach ihrer Verfestigung durch Diagenese oder Metamorphose aus anstehenden Konglomeraten, Sandsteinen und Tongesteinen (bis zu Glimmerschiefern) wieder Verwitterungsböden entwickeln, müßten die aus verfestigten Kolluvialböden hervorgegangenen Gebilde als Eluvialböden bezeichnet werden! Und selbst ohne vorangegangene Verfestigung kolluvialer Böden gelangt man zu ähnlichen Widersprüchen: die oben geschilderten Lehm Böden der norddeutschen Tiefebene müßten als Eluvialböden des ausgesprochen kolluvialen Geschiebemergels des Diluviums bezeichnet werden.

Offenbar liegt der Einteilung in Eluvialböden und Kolluvialböden zunächst die gefühlsmäßige Unterscheidung zugrunde, ob der Boden sich aus festem Gestein oder lockerem Material entwickelt hat — welche tatsächlichen Unterschiede dies bei mineralogisch gleicher Zusammensetzung in bestimmten Stadien der Verwitterung bedeuten kann, wurde oben bei der Besprechung der Sandsteinböden und Tonchieferböden auseinandergesetzt, aber keinesfalls sind sie groß genug, um eine derartige grundsätzliche Zweiteilung zu begründen. Aber auch ein mehr im Wesen beruhender Unterschied, die ursprüngliche Gleichheit der einzelnen Lagen des Profils bei Eluvialböden, die Auflagerung der Kolluvialböden auf einem fremden Untergrund, fällt nicht so schwer in das Gewicht, wie es den Anschein haben könnte: in Betracht kommen höchstens die obersten 2 m, und diese Mächtigkeit erreichen Kolluvialböden sehr oft, während auch bei gewachsenen Böden ein Gesteinswechsel innerhalb der gleichen Mächtigkeit vorhanden sein kann und tatsächlich bei Sedimenten (Wechsel zwischen Sandsteinen, Tonchiefern und Kalken) oft festzustellen ist. Durch diese Ausführungen soll keineswegs etwa primäre Gleichheit oder Verschiedenheit des Bodens und seines Untergrundes als unerheblich bezeichnet werden; es soll nur dargetan werden, daß ein petrographisch-geologischer Unterschied zwischen Boden und Untergrund weder bei Kolluvialböden stets vorhanden sein muß noch bei Eluvialböden immer ausgeschlossen ist.

IV. Klimatische Bodenzone.

Während für die klimatischen Verhältnisse Mitteleuropas enge gesetzmäßige Beziehungen zwischen Muttergestein und Böden festzustellen sind, wobei allerdings in höherem Maße als es vielfach geschieht, der Grad der Verwitterung und die örtlichen Verhältnisse berücksichtigt werden müssen, haben die Untersuchungen der letzten Jahrzehnte für die größten Teile der Erdoberfläche ganz allgemein das Klima als besonders wichtigen Faktor für die Beschaffenheit der Böden kennen gelehrt. Diese Erkenntnis hat zur Aufstellung klimatischer Bodenzone geführt, die in klimatisch gleichen Gebieten ihrem Wesen nach sehr ähnliche Böden zusammenfassen, auch wenn diese aus petrographisch durchaus verschiedenen Gesteinen hervorgegangen sind — nur unter der Herrschaft eines gemäßigten Klimas behält die primäre Gesteinsbeschaffenheit ihre größere Bedeutung.

Am längsten in ihrer Abhängigkeit vom Klima bekannt sind die im wesentlichen auf die Tropen beschränkten, gewöhnlich ziegelroten bis violettroten Lateritböden, charakterisiert durch Fehlen von primären

zerfälligen Gesteinskomponenten, durch starke Anhäufung von Tonerdehydrat, teils amorph, teils als kristallisierter Hydrargillit in glimmerähnlichen sechsseitigen Blättchen, und durch reichliche Anwesenheit von Eisenorydhydraten; bei der hochgradigen Zerlegung der Silikate ist SiO_2 für sich ausgeschieden und vielfach weitgehend in Lösung fortgeführt worden. Der wesentliche Unterschied gegenüber den Verwitterungsvorgängen der bisher besprochenen „Braunerden“ der gemäßigten Gebiete, die vorherrschende Zerlegung der Feldspate und ihrer Verwandten in kolloidale Tonerdehydrate und in SiO_2 an Stelle von amorphen oder kristallisierten Tonerdesilikaten ist offenbar an die Einwirkung ausreichender, aber nicht zu großer Mengen atmosphärischen Wassers bei hohen Temperaturen und bei Abwesenheit von Humusstoffen gebunden; sehr starke Zerfegung bewirkt, daß Lateritböden, die von durchaus verschiedenen Gesteinen stammen, gleiche Eigenschaften besitzen können*). Später erkannte man, daß unter den vorherrschend durch chemische Verwitterung entstandenen Böden (also abgesehen von den fast ausschließlich durch physikalischen Gesteinszerfall entstandenen Böden des nivalen Klimas, den arktischen Fließböden, den borealen Tundraböden und den Böden des Hochgebirges), die eine Klasse für sich bilden, ganz allgemein nach dem Verhältnis von Niederschlägen und Verdunstung zwei Hauptgruppen, Böden der ariden und der humiden Gebiete, unterschieden werden müssen.

In ariden Gebieten, in denen Niederschlag und Verdunstung etwa im Gleichgewicht stehen oder die Verdunstung überwiegt, sammeln sich die löslichen Verwitterungsprodukte im Boden an; in humiden Gebieten überwiegen die Niederschläge, die Böden werden ausgewaschen und die löslichen Stoffe mit den Sickerwässern weggeführt. In ariden Gebieten schreitet die Zerfegung langsam fort, in humiden viel schneller und führt bald zu den schwer angreifbaren Endprodukten der Zerfegung;

*) Daß klimatische Verhältnisse, wie sie die Tropen in der Gegenwart aufweisen, nicht allein die Lateritbildung bedingen, beweist die Bildung von Braunerden und Schwarzerden in regenreichen tropischen Gebieten; andererseits geht der bestimmende Einfluß der Temperatur aus den Angaben H. Langs hervor, nach denen Lateritbildung an Durchschnittstemperaturen von über 20°C gebunden ist — unter 20°C entstehen bei sonst gleichen Bedingungen die weniger leuchtend gefärbten Roterden, bei ungefähr 12°C „geht die rote Färbung durch weitere Wasseraufnahme des Eisenoryds in Orange- bis Ocker gelb und Fahlgelb über... es werden die Gelberden gebildet“.

in Verbindung mit der Einwirkung der Bodenlösung auf den Zusammenhalt der kleinsten Bodenteilchen erscheinen humide Böden häufiger plastisch im Gegensatz zu den feinsandigen Böden der ariden Gebiete. Besonders stark macht sich der Gegensatz arider und humider Böden bei der Zersetzung der organischen Reste, der Humusbildung, geltend: aride Gebiete sind durch rasche Verwesung gekennzeichnet und ihnen fehlt daher in der Regel der Humus, in humiden Gebieten verläuft die Zersetzung langsam und Humus ist in größerer Menge im Boden vorhanden. Moore bilden sich mithin im wesentlichen nur in humiden Gebieten, doch können humusreiche Böden in ariden, besonders in den semiariden Gebieten entstehen, wenn die Menge der Niederschläge reichlichen Pflanzenwuchs gestattet und andererseits Trockenheit während der warmen Jahreszeit und strenger Winter die Zersetzung der organischen Substanz hemmen; entsprechende, zu den Steppenböden gehörige Bildungen werden als Schwarzerden (Tschernosem) bezeichnet.

In Europa spielen in den humiden Gebieten der kühlen gemäßigten Zone die stark ausgelaugten, nordischen Grauerden, die Podsolböden und Bleicherdeböden, entstanden durch weit vorgeschrittene Auswaschung und durch Einwirkung saurer ungesättigter Humusstoffe, eine große Rolle; wie die E. Ramann's Bodenkunde entnommene schematische Karte der klimatischen Bodenzonen Europas (Fig. 26) zeigt*), zerfallen die Grauböden wieder in eine Anzahl durch das Klima bedingter Untergruppen, auf deren Unterschiede hier nicht eingegangen werden kann. Ein zweites sehr großes Gebiet nehmen die Braunerden ein, charakteristisch für Gebiete mit gemäßigtem Klima, unrein gefärbt durch das Zusammenwirken mäßigen Humusgehalts und gelbbrauner bis rotbrauner Eisenverbindungen. Bei diesen Bodenarten, deren Verhältnisse hier vorwiegend behandelt wurden, kommt die Beschaffenheit des Muttergesteins verhältnismäßig stark zur Geltung, wenn auch natürlich der Grad der Verwitterung sich sehr erheblich geltend macht. Die semihumiden Gebiete der warmen gemäßigten Zone sind durch Roterden (so genannte Randroterden) charakterisiert, die arm an Humus sind und daher die Farben der Eisenoxydhydrate rein zur Geltung kommen lassen; sie nähern sich den semiariden Roterden der Subtropen, die schon zu den ariden Böden gehören. Unter den ariden Böden Europas spielen die semiariden Böden der Gebiete mit kaltem Winter eine besondere

*) Die Bezeichnungen sind abweichend vom Original E. Ramann's „Bodenbildung und Bodeneinteilung“ (System der Böden) von 1919 entnommen.

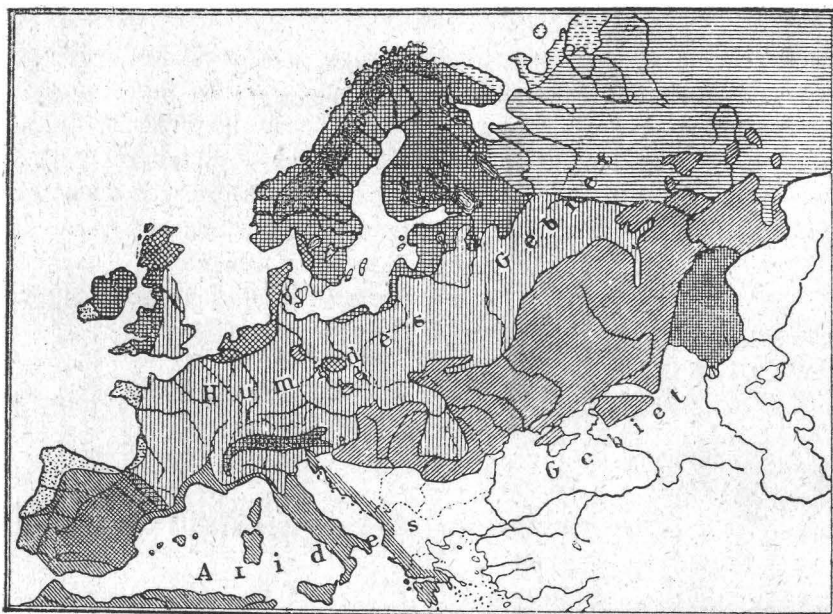



Fig. 26. Karte (schematisch) der klimatischen Bodenzone in Europa. (Nach E. Hamann).

Zeichenerklärung.

I. Gebiete der physikalischen Verwitterung (Böden kalter Zonen).

 Hochgebirge.


 Tundren.


II. Gebiete mit vorherrschend chemischer Verwitterung.

A. Humide Böden.

a) Böden der kühlen gemäßigten Zone (stark ausgelaugt):

Nordische Grauerden: Podsol, Bleicherde-Waldböden.


 Nord. germ. skand. Gebiet.

 Nordrussisches Gebiet.


 Feiden.

 Atlantisches Gebiet.

b) Böden der gemäßigten Zone (mäßig ausgelaugt):


 Braunerde.


c) Böden der warmen gemäßigten Zone (semihumide Böden):

 Roterde.


B. Aride Böden (feucht-trockene = semiaride Böden).

a) Mit kaltem Winter:

 Schwarzerde (Tschernosem) und (trockenere) Kastanienbraune Böden.

 Steppenbleicherden und Salzböden.

b) Mit warmem Winter:

 Spanische Steppe (graue Steppenböden).

Rolle; hierhin gehört das ganze Südosteuropa als das westliche Grenzgebiet des ariden Zentralasiens, mit seinen Ausläufern sich bis Norddeutschland (Schwarzerden bei Magdeburg und Braunschweig) erstreckend. Dieses Gebiet ist wesentlich charakterisiert durch die Schwarzerden des russischen Steppengebietes, die in dem stärker trockenen Klima des Südens ärmer an Humus werden, rotbraune Färbung annehmen und als kastanienfarbige Böden bezeichnet werden; weiter nach Osten und Südosten finden sich an leicht löslichen Verbindungen (besonders an schwefelsaurem Natrium und schwefelsaurem Magnesium) reiche sogenannte Salzböden. Zu den ariden Gebieten mit warmem Winter gehört die spanische Steppe mit ihrem grauen Steppenboden.

Für die Abhängigkeit der Böden vom Klima hat R. Lang einen zahlenmäßigen Ausdruck durch Einführung des Regenfaktors gesucht. Der Regenfaktor ist das Verhältnis der Regenmenge in Millimetern, dividiert durch die mittlere Jahrestemperatur (berechnet unter Fortlassung der unter 0° C liegenden Tagestemperaturen):

$$\text{Regenfaktor} = \frac{\text{Regenmenge in Millimetern}}{\text{Mittlere Temperatur in } ^\circ\text{C}}$$

wobei Gebiete mit einem Faktor < 40 als arid, solche mit einem Werte > 160 als perhumid bezeichnet werden. Den Zusammenhang zwischen Bodenart und Regenfaktor nach R. Lang zeigt das Schema Fig. 27.

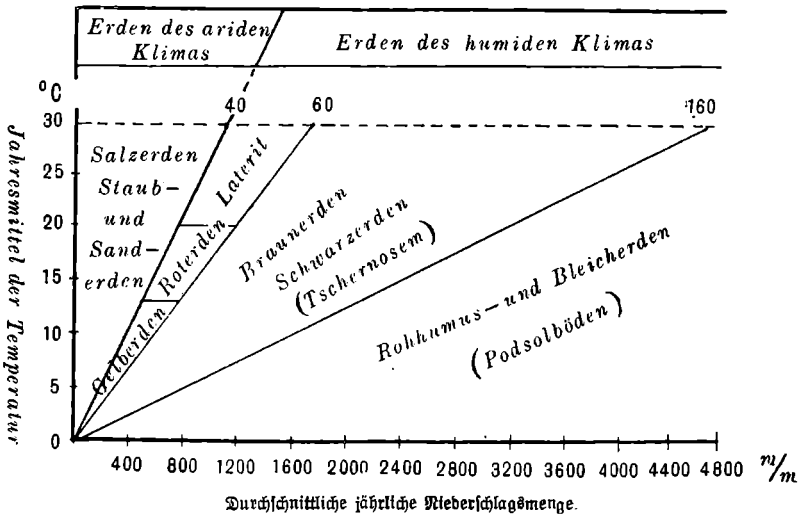


Fig. 27. Die Abhängigkeit der Böden vom Regenfaktor, nach R. Lang (aus Niggli, Lehrbuch der Mineralogie, 1920).

Ortsböden, Reliktenböden und fossile Böden.

Erhebliche Abweichungen von der grundsätzlichen Einteilung nach Klimazonen kommen sowohl durch örtliche Ursachen wie durch Klimawechsel zustande.

Als örtliche Ursachen wirken in erster Linie klimatische Verhältnisse, die trotz sachlich erheblicher Verschiedenheiten zahlenmäßig denselben Regenfaktor ergeben: es muß im Klima und demgemäß im Boden zum Ausdruck kommen, ob die Niederschläge über das ganze Jahr gleichmäßig verteilt sind, oder ob Regenzeiten und Trockenzeiten abwechseln, und entsprechend wirkt auch der jährliche Temperaturlauf, je nachdem er geringe oder starke Extreme aufweist. Unterschiede werden ferner bedingt durch die Lage des Bodens, durch durchlässigen oder undurchlässigen Untergrund, Gehalt der Bodenwässer an Salzen, Menge und Zustand des Humus und andere Verhältnisse mehr (sogenannte Ortsböden).

Auf weitere Strecken macht sich der Einfluß des Klimawechsels geltend: so erstreckte sich das Gebiet der für die Steppe charakteristischen Schwarzerden früher in Rußland weiter nach Norden, bis sich durch das Vordringen der Wälder nach der Glazialzeit im Norden des eigentlichen Schwarzerdegebietes eine breite Zone von sogenannter „degradierter“ Schwarzerde, der „graue Waldboden“ als Übergang zum Podsol gebildet hat. Ist die Beeinflussung durch das Klima der folgenden Zeit noch nicht weit fortgeschritten, so spricht man von „Reliktenböden“; bekannte Vertreter sind die wenig veränderten Glazialablagerungen Norddeutschlands und der fast unveränderte Löß, eine Bildung der in Mitteleuropa auf die Glazialzeit folgenden Steppenzeit. Auch für die typischen Laterite der Tropen nimmt R. Lang eine Entstehung während eines vorangegangenen warmen, aber trockeneren Klimas an, als jetzt in den laterisierten Gebieten herrscht; bestimmend ist für ihn die Tatsache, daß in weiten regenreichen Gebieten der Laterit unter dunkelgefärbtem Boden von der Natur der Braunerden oder Schwarzerden auftritt, und daß in den aus jungen vulkanischen Ablagerungen Javas hervorgegangenen Böden nirgends Laterit festgestellt werden kann.

Nach dieser Auffassung gehört der Laterit zu den sogenannten „fossilen Böden“, Bodenbildungen vergangener Zeiten, die von jüngeren Ablagerungen bedeckt wurden und dadurch erhalten blieben, bis erneuter Abtrag sie teilweise wieder an die Erdoberfläche gelangen ließ. Ein wesentlicher Unterschied gegenüber den Reliktenböden be-

steht mithin nicht; wie nach R. Lang die von Braunerde- und Humusbildungen bedeckten Laterite auf Java und der Malanischen Halbinsel als fossil zu bezeichnen sind, kann man von Dünen sand überwehte und wieder frei gelegte Diluvialböden der norddeutschen Tiefebene auch hierher stellen. Im allgemeinen ist eine weite Verbreitung derartiger Böden kaum zu erwarten: gerade die lockeren Teile der Erdoberfläche bieten dem Abtrag besonders günstige Bedingungen, und die fossilen Böden waren diesem Abtrag sogar zweimal, als alte und als neue Landoberfläche, ausgesetzt. Trotzdem kennt man einige Beispiele alter Landoberflächen mit Verwitterungsrinde, so die Kaolinerde von Halle, die aus dem alten Porphyrt entstanden ist und sich nur dort findet, wo auf dem Porphyrt die Absätze der unteroligocänen Braunkohlenformation, einer ausgesprochenen Festlandsbildung aufliegen; vielfach werden auch eisenreiche, rot gefärbte Sedimente auf Verwitterungsböden nach Art von Roterden zurückgeführt und zu Schlüssen auf das Klima der Zeit, in der sich die jetzt wieder zu festen Gesteinen diagenetisch veränderten Böden gebildet haben, benützt.

Auf Relikterscheinungen ist schließlich ein großer Teil der auch in den deutschen Mittelgebirgen weit verbreiteten Blockanhäufungen, der Blockfelder oder Felsenmeere zurückzuführen. Sie galten früher in der Hauptsache für Bildungen der geologischen Gegenwart, an Ort und Stelle aus festem Gestein durch Verwitterung, und zwar vielfach unter erheblicher Mitwirkung der chemischen Zersetzung entstanden — das feinere Verwitterungsmaterial der chemisch angegriffenen Gesteinsteile wurde nach dieser Auffassung mechanisch fortgeführt und nur die größeren Blöcke blieben zurück; andere Blockfelder, die auf diesem Wege nicht erklärt werden konnten, wurden als Moränenbildungen der diluvialen örtlichen Gletscher aufgefaßt. Für einige dieser Blockhalden haben diese Auffassungen noch heute ihre Gültigkeit behalten, die meisten und bekanntesten haben sich aber jetzt als ältere Gebilde herausgestellt, entstanden durch Zerstören des anstehenden Gesteins während der diluvialen Eiszeit und vielfach stromartig auch bei nicht sehr steilem Gehänge durch Solifluktion abwärts bewegt; sie entsprechen den großen Blockströmen der polaren und subpolaren Gebiete, die mit erheblicher Geschwindigkeit (bis zu einigen Metern im Jahre) über den gefrorenen Untergrund, „den Eisboden“ oder die „Tjäle“ fließen, wohl infolge des geringen Zusammenhanges, der zwischen der beweglichen, häufigem Auftauen und Gefrieren ausgesetzten Oberhaut des Bodens und dem unbeweglich bleibenden, gefrorenen Untergrund besteht.

Ein Überblick über die Verwitterungsprodukte der Gesteine, wie sie besonders die Betrachtung der klimatischen Bodenzonen vermittelt, zeigt vom bodenkundlichen Standpunkt aus eine sehr große Mannigfaltigkeit, wenn auch eine ganz andere, als sie für die frischen Gesteine besteht. Betrachtet man jedoch die Tendenzen der Verwitterung und deren Endprodukte, so ergibt sich mineralogisch eine große Einförmigkeit, hervorgerufen durch die Bildung weniger, unter den Verhältnissen der Erdoberfläche schwerst zersetzlicher Bestandteile, die das anorganische Gerüst aller Böden zusammensetzen. Im letzten Grunde kann man hier ähnlich wie bei den kristallinen Schiefen eine ausgesprochene Konvergenzbildung feststellen: aus dem verschiedensten Material und auf verschiedenen Wegen entwickeln sich unter den gleichen physikalischen und chemischen Bedingungen in ihren Endgliedern mineralogisch überaus nahestehende Gebilde; die für die Beschaffenheit der Böden grundlegenden Verschiedenheiten, die teils von der Natur des Ausgangsmaterials, teils von dem durch das Klima bedingten Weg der Verwitterung abhängen, treten wesentlich in den früheren Stadien der einzelnen Bodenreihen hervor.

Sachverzeichnis.

	Seite		Seite
Ablagerungen, fluvio-glaziale	159	Allotriomorph	79, 80
Absonderungsformen, plattenförmig	102	Alluvium	137
—, säulenförmig	102	Almandin	200
Adsorption	120	Altersfolge	80
Abtrag	140	Aluminium	13
Abhängige Gesteine	78	Aluminiumhydroxydieselsäuregele	119
Ächse, optische	42	Ametyst	33
Ächsenbilder	52ff.	Amorph	17
Äckererde	3	Amphibole 70, 74 ff., 149, 207, 208, 210	210, 211
Ädergneise	204	Amphibolit	210, 211
Ägirin	72 , 100	Amphibolperidotit	98
Aggregatpolarisation	47	Amphibolschiefer	212
Aggregatzustand	9	Analysator	43
Äktinolith	75	Analzim	123, 131
Äbit	65, 207	Anamazit	108
Älgen	188	Andalusit	199 , 201, 207
Älgier-Ähosphat	184	Ändesin	65
Älgonitum	138	Ändesit	106
Älkaliamphibole	87	Änhydrit	164 , 169
Älkaliaplite	100	Änhydritregion	169
Älkaliäasalt	108	Änisotrop	17
Älkaliägranite	89ff.	Änorthit	65
Älkaliägesteine, starke	87	Änorthoit	88, 97
—, schwache	87	Änthrazit	195
Älkalkägranite	89ff.	Äpatit	75 ff., 149, 183
Älkalkäreihe	87	Äpatit, Ämwandlung	134
Älkalkäphenite	88, 91 , 92	Äplite	100
Älkaliäphrogene	87	Äragonit	174
Älkaliäreihe	87	Ärchäitum	138
Älkaliächiefer	212	Ärid	231, 234
Älkaliähenite	88, 91, 92	Ärfoje	152
Älkaliätrachyt	106	Äsche, vulkaniähe	83, 84, 110
Äloächromatiä	33	Ä-Strahlen	12, 13
Älophänoide	119	Älantiiähe Sippe	87
Älothigen	7	Ätmosphäritien	7

	Seite		Seite
Atoll	176	Wiesherde	191
Atome	12	Wiesherdeböden	232
Atomgewichte	13	Wieschung	117
Atomkern	12	Wiesfelder	236
Auelehme	147	Wiesströme	144
Auffschüttungskegel	79	Woden	
Augit	72	arider Gebiete	231
Augit, basaltischer	73	Anhydrit-	226
Augitfels	211, 213	anorganische Bestandteile	3
Augitit	110	Beziehung zum Muttergestein	214
Augitischiefer	212	Definition	2, 3
Auslösungsrichtung	47	Diabas-	219
Auscheidung nach abnehmender		Diorit-	219
Basizität	81	Dolomit-	226
Auscheidung nach dem Eutektikum	81, 82	eluvialer	229, 230
Auscheidungsreihenfolge	6, 79	Erstarrungsgesteins-	218
der Eruptivgesteine	80	fossilier	235
der kristallinen Schiefer	203	Gabbro-	219
Austauschzeolithe (kolloidale)	121	Geröllablagerungs-	148
Aufternbänke	178	Gips-	226
Auswurfsmassen, vulkanische	110 ff.	Glazialablagerungs-	222, 235
Authigen	5, 7	Glimmerschiefer-	227
		Gneis-	227
		Granit-	218
		grauer Steppen-	234
		humider Gebiete	231, 232
		Humus-	190
		Kalkstein-	226
		kastanienfarbiger	234
		kolluvialer	229, 230
		Konglomerat-	220
		kristalliner Schiefer-	227
		Laterit-	230, 235
		Leuzitbasalt-	219
		Löß-	161, 224, 235
		Melaphyr-	219
		organische Bestandteile	3
		Oris-	235
		Plagioklasbasalt-	219
		Quarzdiorit-	219
		Quarzporphyr-	218
		Resikten-	235
		Salz-	234
		Sandstein-	220
		Sediment-, chemischer	225
		Sediment-, mechanischer	220
Bakterien	188		
Bakterien, anaerobe	188		
Barium	13		
Bartholinus	41		
Basenaustausch	120		
Baurit	130		
Bedesche Lichtlinie	40, 41		
Bergkristall	33		
Bergstürze	145		
Bergschlippe	145		
Bekinkinit	88, 97		
Belastungsmetamorphose	206		
Biegsam	33		
Bildungsperioden	80		
Biotit	69 ff., 149, 207, 208		
-, Wieschung	133		
-, Löslichkeit im Woden	228		
-, Beziehung	132		
Biotitischiefer	210		
Bipyramiden	26		

	Seite	Seite
Boden		Chemische Formel 14
Ehemit=	219	Chemische Präzipitate 5, 161 ff.
Longesteins=	224	Chemische Sedimente 5, 161 ff.
Lonschiefer=	225	Chemische Verwitterung 115
Trümmergesteins=	145	Chiaistolith 199
Bodenbildner	58 ff.	Eisefalpete 185
Bodenfärbung	35	Chlor 13
Bodenkunde	3	Chlornatrium im Meerwasser 163
Bodenprofil	214	Chlorit . . . 121, 124, 132, 133, 207, 212
Bodenzeolithe	121	Chloritisierung 133
Bodenzonen, klimatische	230, 232, 233	Chloritschiefer 210, 212, 213
Bomben	82, 84, 110	Citrin 33
Boreal	231	Comentit 105
Brachiopoden	183	Cordierit 200, 201, 207
Brandung, Wirkung der	149	Crinoiden 178
Braunerden	231, 232	Cyonit 207
Brauneisenerz	15, 121, 126, 132, 133	
Brauner Glaszopf	126	Dazit 106
Braunkohle	195	Declagen 23
Braunkohlenflöze	196	Decken 79, 82
Breccien, monogene	150	Deckfallen 140
—, polygene	150	Dehtabildung 149
Brechungsgesetz	37	Defizient 170
Brechungsindex	37	Devon 137
Brechungsquotient	37	Diabas 107
Breschen	150	Diagenese 143, 150
Brennster	42	Diallag 72, 73
Bronzit	71	Diamant 32
Bruch	31	Diamantglanz 35
Bruchstücke	142	Diatomeen 181
Brücher	193, 194, 196	Diatomeenerde 173
Brhozoen als Riffbildner	178	Dituvium 137
β-Strahlen	13	Diopsid 72
Buntsandstein	137	Diorite 88, 94, 211
Bytownit	65	Dioritaplite 100
		Dislokationen 140
Caliche	185	Dislokationsmetamorphose 205, 206
Calzit, siehe Kalkspat.		Disthen 207
Camptonit	101	Dogger 137
Canallit	164, 166, 172	Dolomit 108, 180, 213
Canallitregion	169	Dolomitajche 181
Cellulose	188, 195	Dolomitische Kalke 181
Genoman	137	Dolomitspat 180
Chalcedon	126	Dome 79
Charakteristische Gemengteile	58	Doppelbrechung 41 ff., 46, 49, 50

	Seite		Seite
Doppelit	195	Enstatit	71
Druck	205	Eozän	137
—, gericht.	205	Eozoikum	138
—, hydrostatisch	205	Epidot.	121, 124, 130, 134, 202, 207
Dunit	98	Epidotischiefer.	213
Düne	160	Epirogenetische Vorgänge	136
Dünnschliffe, Herstellung der	29	Epizone	206, 207
Durchgreifende Lagerung	78	Erdbebenwellen, Laufzeitkurven der	10
Durchläufer	207	Erde, spez. Gew.	10
Durchsichtigkeit	36	Erdfleßen	144, 229
Dyaz	137	Erdinneres	8, 9
Dynamometamorphose.	205	Erdkern	10, 11
Edelsteinhärte.	32	Erdmantel	11
Eigenfarbe	33	Erbrinde	1
Eigenchaften, optische	33 ff.	Erdschale	11
—, skalare	17 ff.	Erdschale, chemische Zusammensetzung	14
—, vektorielle :	19 ff.	Ergußgesteine	78, 84, 85, 101 ff.
Einfachbrechend	46 ff.	—, Färbung	104
Einlagerungen	208, 210	—, Systematik	105 ff.
Einjünglinge	80, 84	Erlon	211
Eisen	13	Eriophorum	192
Eisenerze	77	Erscheinungsform, geologische	82
Eisenerze, Umwandlung	133	Ertarrungsgesteine	6
Eisenglanz	77	—, Bildungsweise	83
Eisenglimmerchiefer	213	—, Böden	218
Eisenhydroxide	126	—, Durchschnittszusammensetzung	93
Eisenkies	77, 195	Ertarrungsstufe	8
—, Bildung von H ₂ SO ₄	134	Ertarrungsstufe, Mächtigkeit	9
—, Verwitterung	134	Eruptivgesteine	6
Eisenkiesel	33	—, Einteilung	86 ff.
Eisenmeteoriten	11	Eruptivgneise	7, 204
Eisenphosphat	195	Erze	34
Eisentongranat	200	Erzmikroskopie	77
Eflogit	211	Efferit	88, 96
Elaolith	67	Efferitaphite	100
Elastisch	33	Efferitdiabas	108
Elastische Vollkommenheit	33	Eutektikum	81
Elektronen	12	Eutektische Mischung.	81
Elemente	12	Eutektischer Punkt	81
—, Häufigkeit in der Erdschale	14	Explosionsröhren	79
—, radioaktive.	12	Fadenpilze	188
Eluviale Böden.	229, 230	Faltengebirge.	140
Endmoräne	157, 158	Faltungen	140
Entgasungsvorgänge	206	Farbe	33
Entfaltung	223	Farbenänderung	116

	Seite		Seite
Farbig	34	Ganggesteine	
Farbige Gemengteile, Umwandlung	132	lamprophyrische	100
Faulschlamm	194	pegmatitische	100
Fäulnis	3, 188	Garbenchiefer	201
Feinerde	217	Gault	137
Feinsand	143	Gefärbt	33
Feldspate	149, 201	Gebänderte Gneise	204
Feldspatgruppe	60 ff.	Gekriech	144, 229
Feldspatvertreter	66 ff., 81	Geirarden	231
Feldspatvertreter, Umwandlung in		Gelse	2, 11, 15
Glimmer	131	Gemengsalz, Karnallitisch	170
Lonsdaleiten	131	Gemengteile	80
Zeolithe	132	farbige	80
Fergujit	88, 97	farbloße	81
Felsenmeere	144, 236	feldspatige	81
Fettglanz	35	kieselsäurearme	80
Feuerstein	182	kieselsäurefreie	80
Fibrolith	207	primäre der Erstarrungsgesteine 59 ff.	
Fladen	110	Geothermische Tiefenstufe	9
Flachmoor	193	Gerichteter Druck	205
Flachchiefer	201	Gerölle	142, 143, 147
Fledermausguano	182	Geschmeidig	33
Fließböden, arktische	231	Geschiebe	142
Flint	182	gekritzte	156
Flugsand	160, 229	-lehm	157, 158, 223
Fluidaltertur	203	-mergel	157, 158, 223
Flußwasser	162, 163	-sand	157, 158
Flüssigkeiten, schwere	18	Gesteine	1
Fluvioglaziale Ablagerungen	159	abhyssische	78
— Kiese	157	bajische	86
— Sande	157	Bildungstweije	3
— Schotter	157	Erguß-	78, 79
— Tone	157	Erstarrungs-	6, 78 ff.
Foyaitapfite	100	Eruptiv-	6, 78 ff.
Foraminiferen	174	hypabyssische	78, 86
Formationstabelle	136 ff.	klastische	3 ff.
Fruchtchiefer	201	körnige	80
		massige	6, 78
		neutrale	86
		organogene	5, 173
Gabbro	1, 88, 95, 211	Ortho-	206
Gang	79	Para-	206
Gangfolge	99	saure	86
Ganggesteine	100 ff.	Tiefen-	78
aplitische	100	Gesteinsbildner	58
ajchiste	100	-broden	142
diachiste	100		

	Seite		Seite
Gesteinsfärbung	34	Gneis	
=mehl	142	Muskovit=	209
=zerfall	112	Neß=	204
Gewicht, spez.	17 ff.	Orthoklas=	211
Gips 5, 164, 165, 195		Plagioklas=	211
Gipskeil	51	Pyroxen=	209
Gitterstruktur	19	Serizit-Albit=	212
Glanz	35 ff.	Sillimanit=	209, 212
—, Art des	35	Tonerdeffilifat=	211, 212
—, Grad des	35	Zweiglimmer=	209
Glanzhöhle	197	Gneisglimmerchiefer	210
Glas (Gesteinsglas) 2, 80, 83		Gneisquarzit	213
— (vulkanisches)	15	Goethit	126
Glasglanz	35	Granatfels	211, 213
Glasopptextur	126	Granat, gemeiner	200
Glaufonit 143, 222		Granatglimmerchiefer	210, 212
=mergel	179	Granatgruppe . 200, 201, 203, 207, 210	210
=sandstein	153	Granatchiefer	213
Glaufophan	212	Grand	142
Glazialablagerungen, Böden aus	222	Granit	88 ff.
Glazialzeiten	157	Alkali=	88, 89
Gletcher	156	Alkalikal=	88, 89
Glimmergruppe	68 ff.	Übergänge	91
Glimmerperidotit	98	Vorkommen	90, 91
Glimmerquarzit	213	Granitporphyr	100
Glimmerchiefer 1, 2, 7, 208, 210		Graphit	195, 210
Globigerinenschliff	5	Graphitoid	195
Globigerinenschlamm	175	Graphitchiefer	155
Gneis 7, 208		Grauerden	232
Ader=	204	Grauwade	151
Alkali=	212	Grauwadentonglomerate	151
Augen=	209	Grenzwinkel	38
Biotit=	209	Grobsand	143
Cordierit=	212	Grundmasse 80, 84, 101	
Disthen=	212	—, holokristallin	102
Entstehungsweise	203	—, hypokristallin	102
Eruptiv=	204	—, glasig	102
Flaser=	209	Grundmoräne	156
gebänderter	204	Grünlandsmoor	193
gemeiner	209	Grusbildung	216
Glimmer=	209	Guano	182, 183
Granit=	209, 212	Haematit	126
Hornblende=	209	Hangende, das 4, 85	
Injektions=	199, 204	Hard-Rock-Phosphat	183
Lagen=	209	Hart	33
Misch=	204		

	Seite		Seite
Härte	31 ff.	Hyphabhyssische Gesteine	78
— bestimmung	32	Hyperit	95
— grad	31	Hypersthen	71
— skala	31, 32		
Hartfalsz	166, 170	Ibidchromatisch	33
Harzburgin	98	Ibidmorph	79
Harze	194	Iolith	88, 97
Hauptgemengteile	58	Iositetraeder	26
Hauptfalsz	166	Insuforienerde	182, 193
Hauptsymmetrieachse	24	Injektionsgneise	199, 204
Hauh	21	Inkohlung	197
Hauhn	68, 131	Innenmoräne	156
Hedenbergit	72	Interferenzfarben	48 ff.
Helium	13	Bestimmung der	51
Hemiedrisch	24	Höhe der	49
Hochmoor	192	Ordnungen der	49
Holoedriscb	24	Interglazialzeiten	157
Holoedristallin	83	Intrusivlager	78
Homogenität, chem. u. phhj.	2	Isomorphe Mischung	15
Hornblende	74	Isotope	13
basaltische	75	Istotrop	17
gemeine	75	Itabirit	213
Hornblende-schiefer	210		
Hornblendit	98	Jura	137
Hornfels	201	brauner	137
Hornstein	182	schwarzer	137
Humid	231	weißer	137
Humid	189		
Huminsäure	189	Kainit	164, 166
Humus	187	Kainitbildung	170
ablagerungen	173	Kalifeldspate	61 ff., 207, 208
böden	190	Kalifeldspate, Umwandlung in	
gesteine, Entwicklungsreihe	195	Aluminiumhydroxyde	128
kolloide	189	Aluminiumhydroxydieselsäure-	
-, milder	189	gele	128
-, neutraler	189	amorphe Tonersilikate	128
-, saurer	189	Epidot	130
Humusstoffe	188	Hydrargillit	128
-, gesättigte	189	Kaliglimmer (Muskovit)	129
-, ungesättigte	189	Kaolin	127
Humus, Wirkung auf Boden	190	Tonsubstanz	127
Huhghens	36, 41	Zeolithe	130
Hydrargillit	128, 130, 231	Kaliglimmer	69, 70, 207
Hydronephelit	123, 132	Kalilager, Entstehung	167
Hydrostatiscber Druck	205		
Hyphabhyssiscb	86		

	Seite		Seite
Kaliumaluminiumfeldspate	87	Kettengebirge	140
Kalifalze, deutsche	171	Keuper	137
—, Kalusz	172	Kies	142, 143, 147
—, Ober-Elß	171	Kiese, fluvioglaziale	157
—, Salzkammergut	172	Kieselguhr	173, 182, 193
—, Spanien	172	Kieselgesteine, marine	181
Kalium	13	—, Süßwasserbildungen	182
Kalkalgen	174, 178	Kieselschiefer	182
Kalke, dolomitische	181	Kieselschwämme	181
—, marine	176	Kieselsinter	172
—, sandige	179	Kieserit	166
—, tonige	179	Kieseritregion	169
Kalkfengranat	200	Kimberlit	98
Kalkgesteine	173	Klastische Gesteine	3ff., 141ff.
Kalkgesteine, Entstehung durch Or-		Kleinische Lösung	18
ganismen	173, 174	Knotenglimmerschiefer	201
Kalkglimmerschiefer	213	Knotenschiefer	201
Kalkoolithe	173, 175	Knotentonschiefer	201
Kalkphyllit	155, 213	Kohäsionsmaxima	30
Kalkschlamm	178	Kohäsionsminima	30
Kalksilikatfelse	213	Kohlenäure	14
Kalksilikatthornfels	202, 211	Kohlenstoff	13
Kalksilikatschiefer	213	Kohlengesteine	173, 187, 196
Kalksinter	172	Kohlenlager, allochtone	197
Kalkspat	121, 123, 207	—, autochtone	197
Kalkstein	173, 213	—, finnische	197
—, dichter	175	—, parafische	197
—, körniger	180	Koalkolithen	174
—, sandiger	152	Kolloidale Neubildungen	116
Kalkongranat	200	Kolloide	15
Kalkonschiefer	155	Kolloidton	143
Kalktuff	5, 172, 174	Kolluviale Böden	229, 230
Kälteverminderung	114	Konglomerate	150
Kalzium	13	—, monogene	151
Kalziumphosphate	183	—, polygene	151
Kambrium	137	Konkretionen, basische	99
Känozoikum	137	Konoiskop	52
Kaolin	121, 122, 127, 149	Konstanz der Kristallwinkel	21
Kaolinisierung	127	Kontakthöfe	84, 199, 201
Kaolinit	122	Kontakmetamorphe Gesteine	198
Karbon	137	Kontakmetamorphose	83, 84, 198
Karlsbader Sprudelstein	5	Kontraktionstheorie	136
Kastanienfarbige Böden	234	Koprolithen	183
Katzone	206, 207	Korallenriffe	5, 177
Keratophyr	106	Korallen als Stockbildner	176
Kerfantit	101	Körnige Gesteine	80, 82, 87

	Seite		Seite
Röhrige Struktur	84	Leimen	224
Rorund	32	Leithafalk	178
Reide	137, 174	Lepidodendron	196
Kreislauf anorganischer Stoffe	7	Lepidomelan	69
Kristall	20 ff.	Letten	154
= Achsen	21	Leuzit	67, 131
= Definition	21	Leuzitbasalt	109
= Form	23, 25	Leuzitbasanit	109
= Formenreihe	21	Leuzitit	109
= Kombination	23	Leuzitophyr	106
= Konstanz der Winkel	21	Leuzitphenite	88, 93
= Morphologie	20	Leuzittrachyt	109
= Systeme	22	Leuzittrachyt	106
hexagonales	22, 25	Leuzolith	98
triklines	22, 25	Lias	137
monoklines	22, 24	Lichtbrechung	36 ff.
(reguläres).	22, 24	—, Einbettungsmethode	39
tetragonales	22, 25	—, schwach	38
trigonales	22, 25	—, stark	38
triklines	22, 24	Lichtgeschwindigkeit	37
= Tracht	21	Liegende, das	4
Kristallin	20	Lignin	188, 195
Kristalline Schiefer	6, 197, 202	Limburgit	110
Einteilung nach Ausgangsgestein	211	Limnisch	196
— — Chemismus	211	Limonit	121, 126
Entstehung	203	Lingula	183
Mineralbestand	207	Liparit	105
Systematik	208	Lithosphäre	11
Textur	202	Lithothamnion	178
Kristallisationsgeschwindigkeit	82	Löfung	5
Kristallisationschieferung	206	Löfung, Kleinsche	18
Kristallisiert	17, 20	—, Thoulstische	18
Kristallkombination	23	Löß	160
Krümelung	224	Lößboden	224
		Lößlehm	161, 224
		Lößmännchen	161
		Lößpuppen	161
		Lycopodiaceen	196
Labradorit	65		
Lagerertextur	203	Magma	6
Lagergänge	86	—, Gehalt an flüchtigen Bestand-	
Lakkolithen	79, 86	teilen	82
Lapilli	82, 84, 110	—, Zähflüssigkeit	82
Laterit	128, 130	Magnesiaeienglimmer	69 ff.
Lateritböden	230	Magnesiatongranat	200
Laumontit	123		
Lehme	150, 154		
Lehmige Sande	223		

	Seite		Seite
Magnesium	13	Mischgesteine	199
Magnesiumsilikatchiefer	212, 213	Mischgneise	204
Magnetit	77, 207	Missourit	88, 97
Magnetitgestein	213	Mittelmoräne	156
Malakolith	72, 73	Moder	191
Malm	137	Mohs'sche Härteskala	31, 32
Malus	43	Monchiquit	101
Mandelsteine	102, 104	Monzonite	92, 96
Mangan	13	Moore	5, 192
Mangantongranat	200	—, Verbreitung der	193
Marmor	174, 180, 201, 211, 213	Motion	33
Marzschlied	194	Muren	145, 146
Massive	78, 82	Murbrücke	145, 146
Matthole	197	Muschelbänke	178
Mechanische Sedimente	3, 141	Muschelkalk	137
Meeresablagerungen	150	Muskovit 69, 70, 117, 121, 129, 149, 207, 208, 210	210
Meerwasser	162, 163	—, Löslichkeit im Boden	228
—, Ausscheidungen aus	163	Muskovitbiotitchiefer	210
Melanit	200	Muskovitchiefer	210
Melaphyr	108		
Melilith	68	Regelfluß, diluviale	151
Melilithbasalt	110	—, tertiäre	151
Mergel	175, 179, 213	Natrium	13
—, sandige	152, 223	Natrolith	123, 132
Meroedritsch	24	Natronlimmer	131
Mesofidrite	11	Natronjaspeter	185
Mesozoikum	137	Nebengemengteile	58
Mesozone	206, 207	Neokom	137
Metakieselsäure	14	Neovulkanisch	103
Metallgang	35	Nephelein	67, 132
Metamorphe Gesteine	197ff.	Nepheleinbasalt	109, 110
Metamorphose der Gesteine	7	Nepheleinbasanit	109
Meteoriten	10, 11	Nepheleinit	109, 110
Mikroclin	61ff.	Nepheleinsphenite	88, 93
Mikroskop, Polarisations-	44	Nepheleintephrit	109
Milchquarz	33	Neubildungen aus tonerdehaltigen Silikaten	119
Milch	33	—, durch Verwitterung	118ff.
Minerale	1	Nicol	43
—Bestimmung im Dünnschliff	55ff.	Nicol'sches Prisma	43
—Bestimmung im Gestein	54ff.	Nicol's, gekreuzt	44
—Homogenität	2	Nise	11
Mineralisatoren	82	Novit	95
Mineralische Kraft	217, 222, 225	Novjan	68, 131
Mineralquelle	161		
Minette	101		
Miozän	137		

	Seite		Seite
Oberboden	215	Phonolith	106
Obolus	183	Phosphate	
Oftaeder	26	Nord-Afrika	184
Oligoklas	65	Belgien	185
Oligozän	137	Deutschland	185
Olitin	75, 207	Süd-Karolina	184
Olitringabbro	88, 95	Florida	184
Olivinnorit	95	Nordost-Frankreich	184
Olivinfhiefer	212	Hard-Rock	183
Olitin, Serpentinisierung	133	Knollen-	184
—, Verfehlung	133	volkisch	185
Opal	15, 125	Pebble	185
Optisch anisotrop	46 ff.	Russisch Podolien	185
Optische Achse	42	Soft	184
Optische Eigenschaften	33 ff.	Tennessee	185
Optisch einachsig	42	amerikanische Weststaaten	185
—, isotrop	46 ff.	Phosphor	13
—, zweiaxig	42	Phosphorsäure	14
Ordnungszahl der Elemente	12	—, im Granit	90
Organismen, gesteinsbildende	5	Phyllite	155, 208, 212
Orogenetische Vorgänge	136	Physikalische Vermittlung	112
Orterde	192	Piezofontakmetamorphose	206
Orthogesteine	206, 211	Bitrit	110
Orthokieselsäure	14	Bitritporphyrin	110
Orthoklas	61 ff.	Pinakoid	25
Ortsböden	235	Pinit	200
Ortsteine	191	Plagioklasbasalt	108
Oryde	14	Plagioklase	64, 81, 207
		—, basische	66
		—, saure	66
		—, Umwandlung in	
Paläovulkanisch	103	Aluminiumhydroxyde	130
Paläozoikum	137	Epidot	131
Pantellerit	105	Hydrargillit	130
Paraffine	195	Muskovit	131
Paragesteine	206, 211	Natonglimmer	131
Paragonit	131	Paragonit	131
Paralisch	196	Saufurit	131
Paralleltexur	203	Tonsubstanz	130
Pazifische Sippe	87	Zoisit	131
Pechhöhle	195	Plejade	13
Pegmatit	99	Pleochromismus	45
Pentagonoedraeder	26	Pliozän	137
Perhumid	234	Plutonitischjolite	100
Peridotit	88, 98	Podsol	191, 232
Perlmutterglanz	35	Polarisation	42 ff.
Permutit	120		

	Seite		Seite
Polarisationsmikroskop	44	Rauchquarz	33
Polarisator	43	Rauchwade	181
Polierschiefer	173, 182	Regenfaktor	234
Polylhalit	169	Restone	119
Polylhalitregion	169	Rhomboederaeder	26
Polylkieselsäuren	14	Rhomboeder	26
Porphyrische Gesteine	80	Richtungsofe Struktur	79
Porphyrische Struktur	84, 85	Riesengebirge	1, 2
Porphyrit	106	Rogensteine	173, 175
Porzellanerde	122, 154	Rohboden	215
Posthum	171	Rohhumus	191
Präzipitate, chemische	5, 161	Rohton	143
Prismen	25	Rosenbusch'sche Regel	81
Provinz, petrogr.	87	Rosenquarz	33
Pseudoleuzit	132	Roterden	231, 232
Pulverfarbe	34	Roter Glastopf	126
Pyknometer	18	Rotliegendes*.	137
Pyrit	77	Rutil	77, 207
Pyrop	200		
Pyrogene 70, 71ff., 149, 202, 207, 208			
—, monotline	72ff.	Sal	11
—, rhombische	71, 72	Salzsäure	14
—, Verfeinerung	133	Salzton	168
Pyrogenit	88, 98	Sammeltrifkallisation	180
		Sand	142, 147, 213
Quartär	137	—, fein	142, 143
Quarz 58ff., 81, 117, 132, 149, 207,		—, fluvioglazialer	157
208, 210		—, grob	142, 143
Quarzdiorit	88, 94, 211	—, lehmiger	154
Quarzreicher Porphyr	105	—, mittel	142
Quarzit	210, 213	—, sehr grob	142
Quarzteil	51	—, vulkanischer	82, 84, 110
Quarzkeratopphyr	105	Sandbänke	147
Quarzporphyr	105	Sander	158
Quarzporphyr	105	Sandige Kalksteine	152, 179
Quarzporphyr	106	Sandige Mergel	152
Quellen	5	Sandmergel	179
Quellstuppen	79	Sandsteine	150, 151, 213
Quellwasser	161	— mit eisenschüssigem Zement	152
Quellschwefelsäure	189	— mit glaukonitischem Zement	153
Quellsäure	189	— mit kalkigem Zement	152
		— mit kieseligem Zement	153
Radiolarien	181	— mit mergeligem Zement	152
— mergel	182	— mit tonigem Zement	152
— schlamm	182	Sapropel	194
Raseneijenerz	186	Sapropelite	197

	Seite		Seite
Sauerstoff	13	Semiarid	232
Säuren	14	Semihumid	232
Saussurit	131	Senon.	137
Schichten	4	Sequoia	196
Schichtfläche	4	Serizit	207
Schichtfuge	4, 150	Serizitschiefer.	156
Schieferhornfels	201	Serpentin 1, 98, 121, 125, 132, 133	133
Schiefer, kristalline	202	Serpentinisierung	212
Schieferton.	155, 213	Serpentinschiefer	178
Schieferung	7	Serpulit	88, 97
Schlamm	142, 147	Shonkinit	196
Schlid.	194	Sigillaria	13
Schlieren, aplittische	99	Sillimanit	207
—, dunkle	99	Sitt.	147
Schluff	143	Situr	137
Schneefoppe	1, 2	Sima	11
Schotter	142	Sippe, atlantische	87
—, fluvioglazialer	157	—, pazifische	87
Schreibkreide	175	Skalar.	15 ff.
Schrumpfung des Erdbinneren	136	Skalare Eigenschaften	17 ff.
Schungit.	195	Skalenoeder	26
Schutt.	142	Sodalith.	68
— =halden	145	Soft-Phosphat	184
— =tegel	145	Solifluktion	144, 229
Schupfollolite	189	Sombretit	183
Schwarzerden	190, 231, 232, 234	Spaltbarkeit	27 ff.
Schwarzwässer	189	—, Art der	28
Schwefel.	13	—, Grad der	28
Schwefelkies	77	Spaltenausfüllungen	79
Schwefelsäure	14	Spaltenrost	112
Schwere Flüssigkeiten	18	Spaltungsfäche.	28
Scirpus	192	Spaltungsriffe	29
Sedimente	3 ff., 141	Spatsand	159
—, chemische	5, 161 ff.	Speßartit	101
—, glaziale	156	Spezifisches Gewicht	17 ff.
—, mechanische	3 ff., 141	—, Tabelle	18
Sedimentgesteine	135	Sphagneen.	192
Bildung durch bewegte Luft 142, 145, 160		Spreuflitein	132
„ durch Eis.	142, 145	Spröde	32, 33
„ durch Schwerkraft	142, 145	Sprödglimmer	212
„ durch Wasser	142, 145, 146	Sprudelstein	172
Systematik	141	Staßfurter Typus	169
Seekreide	175, 193	Steinkohlen	195
Seerz	186, 187	— =flöze	196
Seidenglanz	35	— =formation	137
Seitenmoräne	156		

	Seite		Seite
Steinmeteoriten	11	Talk	207
Steinsalz	5, 164, 165	Talkschiefer	212, 213
—, Entstehung	167, 168	Talsand	159
—, gesättigte Lösung von	163	Taxodium	196
—-lager, deutsche	168	Teilsfächig	24
Steinschlag	144	Tertiär	137
Steno	21	Tetartoedrisch	24
Stickstoff	13	Textur	
Stirnmoräne	157	der kristallinen Schiefer	202
Stöde	78, 82	—, flaserige	209
Stofftransport durch Flüsse	148, 149	—, körnig-flaserige	209
Strahl, gewöhnlicher	41	—, körnig-schuppige	209
—, ungewöhnlicher	41	—, Lagen-	209
Strahlenbezugsfläche	41	—, schieferige	209
Streifenkohle	197	Theralith	88, 97
Streß	203, 205	Thermometamorphose	170
Strichfarbe	34	Thomsonit	123
Ströme	79, 82	Thoulet'sche Lösung	18
Struktur, angenähert körnige	102	Tiefengesteine	78ff., 87ff.
—, glasige	102	—, Tabelle	88
—, holokristallin-porphyrisch	102	Tiefenstufe, geothermische	9
—, hypokristallin-porphyrisch	102	Tiefenzonen	206
—, körnige	84	Tiefseeschlamm, weißer	175
—, porphyrische	84, 85	Tinguaite	100
—, richtungslose	79	Titan	13
—, spilitische	102	Titanate	78
—, vitrophyrische	102	Titanit	78, 207
Subkrustale Gesteine	78	Tjäle	236
Sulfide	14	Ton	150, 213
Sumpterz	186, 187	Tone, fluvioglaziale	157
Suprakrustale Gesteine	78	—, milde	154
Süßwasserkalke	174, 175	—, physikalische Eigenschaften	154
Sphenit	88, 91 ff.	—, sandige	154
Alkali-	88, 91	—, strenge	154
Alkalikalk-	88, 91	Tonerdehydrate	119, 231
Vorkommen	92	Longimmerschiefer	155
Zusammensetzung, Chem.	91	Lonige Kalke	179, 213
— mineralische	93	Tommergel	223, 224
Sphenitaplite	100	Tonschiefer	155 , 213
Sylvin	164, 166 , 172	Tonsubstanzen 119, 127, 131, 132, 149	
Symmetrieachsen	23	—, leicht zersetzlich	119
— =ebenen	24	—, schwer zersetzlich	119
— =gesetz	23	Topas	32
— =klassen	24	Tüpferton	154
— =zentrum	23	Torf	5, 194 .

	Seite		Seite
Torf		Verwerfungen	140
Bagger=	195	Verwesung	3, 188
Blätter=	195	Verwitterung	
Gras=	195	—, Allgemeines	111
Heide=	195	— durch Atmosphärien	115
Moos=	195	—, Auflösung	116
Pech=	195	— durch Auslaugung	116
Staub=	195	—, chemische	115
Torfmoose	192	—, einfache	116
Totalreflexion	38	— durch Humusstoffe	116
Trachandesit	108	— durch Kohlensäure	116
Trachbasalt	108	—, komplizierte	116, 118
Trachyolerit	108	— durch Pflanzen	114
Trachyt	105	—, physikalische	112
Travertin	172, 174	— durch Sauerstoff	116
Tremolit	75	— durch Schwefelsäure	116
Trias	137	— durch Temperaturwechsel	112
Tripel	173, 182	— durch Tiere	114
Trochitenkalk	178	— durch Wasser	116
Trodentorf	191, 192	— durch Zerstören	113, 115
Trümmer	142	Verwitterungsreihe der Böden	217, 237
Tschernojem	190, 232	Resuvian	201, 202, 207
Tuffe	82, 110 ff.	Resubianfels	213
Tuffschichten	79	Rivianit	195
Tundraboden	231	Rogesit	101
Turon	137	Rollflächig	24
		Rulkane	6
		Rulkanische Auswurfsmassen	110 ff.
Übergemengteile	58	Waldsumpfmoor	196
Ufmin	189	Wasser	
Ufminjäure	189	—, hartes	161
Umkristallisation	199	—, Lösungsfähigkeit	117
Ufmineralisation	199	Wassermoose	192
Unstetigkeitsflächen	10	Wasserstoff	13
Unterboden	215	Wehrlit	98
Unterkühlung	82	Weich	33
Urstromtäler	159	Wesentliche Gemengteile	58
Urtit	97	Wiefenerz	186, 187
Vektorieil	16, 17	— =kalk	175
Vektorielle Eigenschaften	19 ff.	— =moor	193
Verlandung	193	—, saure	193
Vereisung	157	Wollastonit	200, 202, 207
Versteinerungen	135	Würfel	26
Vertorfung	192		

	Seite		Seite
Bachstein	137	Zerlegung durch Dissoziation, elektro-	
Zeitrechnung, geologische	138	lytische	117
Zement	143 , 221	— durch chemisch reines Wasser	117
eisenhaltiges	143	— durch Säuren	118
glaukonitische	143	Zirkon	77
kalkiges	143	Zobtengebirge	1
kieseliges	143	Zoisit	124 , 130, 131, 207
mergeliges	143	Zwillinge	27
toniges	143	Zwillingsebene	27
Zeolithe	102, 121, 122 , 132	Zwillingstiefung	27
Zerfallsreihen	13	Zwillingstretung	27
Zerfrieren	113, 115, 216	Zwillinge zwischen gekreuzten Nicols	47
