

Fritsch, 1888: **Allgemeine Geologie** **Teil II**

Digital von:
Wolfgang Griem, 2019
Copiapó, Chile
Digital-Bibliothek - www.geovirtual2.cl
<http://www.geovirtual2.cl>

Geochemie oder chemische Geologie.

1. Beschreibender Teil: Petrographie oder Lithologie oder Gesteinslehre.

1. Einleitung.

Gestein, Gebirgsart oder Felsart heisst jedwedes Material, welches in räumlich so grosser Ausdehnung und Verbreitung vorkommt, dass es als wesentlicher Bestandteil der festen Erdrinde gelten darf.

Oft sind die Grenzen einer geotektonischen Einzelmasse gegen eine andere zugleich Grenzen zweier Gesteine. Zuweilen aber bestehen mehrere benachbarte Einzelmassen aus demselben Gestein — z. B. übereinander gelagerte Kalksteinschichten — ja es kann vorkommen, dass aneinander grenzende, sehr verschiedenen Gruppen von Einzelmassen angehörige Gebirgsglieder dieselbe Gebirgsart zeigen, wie z. B. bei Dörlau¹⁾ unfern Halle a. S. weisse Gyps führende Thone des Buntsandsteins von weissen Gyps führenden Oligocänthonen überlagert sind. Anderseits ist nicht selten eine geotektonische Einzelmasse aus mehreren Felsarten zugleich zusammengesetzt, z. B. im Ausgehenden aus Gyps, im Kerne aus Anhydrit, — oder innen aus Porphyr, aussen aus dem Verwitterungsprodukte desselben: aus Thon.

Die Naturkunde der Gesteine heisst Gesteinslehre (Petrographie, Lithologie).

¹⁾ Laspeyres in d. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1872, S. 274 (Bd. 24).



Obwohl der grösste Teil mancher Felsarten durch Aufhäufung der Reste organischer Wesen gebildet ist, kommen doch nur mineralisierte oder mineralische Stoffe der Organismen in der Substanz der Gesteine zur Geltung: wir dürfen alle Teilchen der Gebirgsarten als Mineralien betrachten.

Die Gesteine sind als Mineralanhäufungen ähnlich aufzufassen wie die Gruppierungen von Pflanzen, welche man als Charakterformen der Landschaft: als Wälder, Wiesen, Heiden etc. bezeichnet. Es gibt weder unter den Vegetationsformen noch unter den Gesteinen „Arten“ im Sinne der beschreibenden Naturwissenschaften, nur Typen, welche mit grösserer oder geringerer Gleichförmigkeit auftreten, dabei aber doch durch Uebergänge in der mannigfaltigsten Weise untereinander zusammenhängen. Die Typen haben einen gewissen lokalen Charakter, wir kommen z. B. selten in die Versuchung, skandinavischen Granit eines erratischen Blockes für einen mitteldeutschen Granit zu halten, obwohl manche Gesteine entfernter Gegenden ebenso untereinander gleich sind, wie ein Roggenfeld in Australien einem deutschen gleicht. — Wie bei den Vegetationsformen eine Pflanze durch eine ähnliche ersetzt werden kann — z. B. die Fichte durch die Tanne, so vertreten einander oft Mineralien in den Gesteinen: der Augit die Hornblende, der Eisenglanz das Magneteisen etc. Wie in den Wäldern die Unterholzarten, Kräuter, Gräser, Moos etc. eine untergeordnete, zuweilen aber doch beachtenswerte Rolle spielen, so ist das gelegentliche Vorkommen mancher Mineralien ein untergeordnetes, wiewohl hier und da charakteristisches.

Auffallend wenige Mineralkörper sind es, die als eigentliche Felsbildner auftreten: wir kennen etwa 1000 Substanzen als Mineralien und davon werden kaum 50 als häufige Felsbildner genannt, auch in den ausführlichsten petrographischen Lehrbüchern höchstens 70 bis 80 namhaft gemacht.

In den Felsgemengteilen sind von den Grundstoffen oder Elementen hauptsächlich enthalten:

Sauerstoff (Aeq. 16), Wasserstoff (Aeq. 1), Kohlenstoff (Aeq. 12), Schwefel (Aeq. 32), Phosphor (Aeq. 31), Fluor (Aeq. 19), Chlor (Aeq. 35,5), Silicium (Aeq. 28); auch Titan (Aeq. 48) und Zirkonium (Aeq. 90) mögen hier erwähnt werden. Kalium (Aeq. 39), Natrium (Aeq. 23), Lithium (Aeq. 7), Calcium (Aeq. 40), Magnesium (Aeq. 24), Eisen (Aeq. 56), Mangan (Aeq. 53), Aluminium (Aeq. 27,4), Bor (Aeq. 11).

Die Mineralformeln, welche wir anführen, sind nur die empirischen, wir haben durchweg für die sechswertigen Radicale von Al, Fe, Mn, B vermieden, die übliche Bezeichnung des Doppeläquivalentes zu geben, sondern drücken stets die Mehrheit von Äquivalenten durch Exponentziffern aus.

2. Felsbildende Mineralien.

Die wichtigsten Felsbildner unter den Mineralien sind:

1) Graphit = Kohlenstoff vom sp. G. 2,0 und der Härte 0,5—1, metallglänzende schwarze, leicht monotom spaltbare, oft sechsseitige Blätter bildend, welche sich fettig anfühlen und abfärben.

2) Schwefel = Schwefel vom sp. G. 2,0, H. 2,0 und rhombischer Krystallisation.

3) Steinsalz oder Kochsalz = Chlornatrium vom sp. G. 2,15, H. 2 und tesseraler Krystallisation mit vorwiegender Bildung würfelförmiger Krystalle und Spaltkörper.

4) Schwefelkies oder Pyrit = Doppelschwefel-eisen FeS^2 (46% Eisen auf 54 Schwefel) vom norm. sp. G. 5,1, H. 6—6,5 und parallelfächig hemitesseraler Krystallisation mit vorwiegender Bildung von Würfel und dem Pentagon-Dodekaeder $\frac{1}{2}$ (∞ 02). Die Krystalle sind frisch goldgelb, metallglänzend; feinverteilter Schwefelkies erscheint als schwärzlichgrünes Pigment. Oft in Brauneisen, seltener in Roteisen sich verwandelnd.

5) Wasserkies oder Markasit = Doppeltschwefel-eisen FeS^2 vom sp. G. 4,8, der Härte 6,5—6 und von rhombischer Krystallisation, der Oxydation gewöhnlich viel stärker ausgesetzt als der ebenso zusammengesetzte Schwefelkies, dem er in vielen Vorkommnissen sehr ähnlich erscheint.

6) Brauneisen oder Limonit = Eisenoxydhydrat, bez. Eisenhydroxyd von der empirischen Formel $H^6 Fe^4 O^9$ (gibt beim Glühen 14,4 % Wasser) mit einem um 3,7 schwankenden spec. G. und einer $H. = 5 - 5,5$; erscheint krystallinisch ¹⁾, tritt sehr oft als braun färbender oder gelb färbender Körper auf, gewöhnlich infolge des „Verrostens“ eisenhaltiger Mineralien.

7) Eisenglanz oder Roteisen = Eisensesquioxyd Fe^2O^3 oft titanhaltig, vom sp. G. 5,0 und einer Härte von 6,5 (welche jedoch in losen Aggregaten scheinbar auf 4,5 sinken kann), rhomboedrisch-hemihexagonal krystallisierend, wobei in den Gesteinen am häufigsten tafelförmige Krystalle und Blättchen auftreten, auch feine scheinbar erdige Massen. Während sich grössere Krystalle, besonders der titanreichen, allmählich zum Titaneisen hinüber leitenden Abarten metallisch glänzend und undurchsichtig zeigen, lassen feine Blätter und Pulver rotes Licht hindurch und spiegeln solches. Die feineren Theilen dieses Erzes färben oft Gesteine und Mineralien rot bis rotbraun, wie es auch der (rhombisch krystallisierte) Göthit $H^2 Fe^2 O^4$ in Form von „Rubinglimmer“ bisweilen thut.

8) Magneteisen (Magnetit). — Wird als Eisenoxyduloxyd $feFe^2O^4 = FeO + Fe^2O^3$, daher als Glied ^{II VI} der Spinellreihe RR^2O^4 betrachtet, oft titanhaltig. Spec. G. $5,1 \pm$, H 6; oder $H = 6$; holotesserales, meist in Oktaedern und Oktaederzwillingen krystallisierendes (hier und da auch dodekaedrisches) magnetisches Erz, welches schwarz ist und metallisch bis halbm metallisch glänzt. Ausser

¹⁾ Faseriges Brauneisenerz zeigt die Auslöschung des polarisierten Lichtes parallel den Fasern und sieht überhaupt unter dem Mikroskop dem rhombischen Lepidokrokot sehr ähnlich. Bei Raseneisenstein etc. ist die Auslöschungsrichtung unklar, das Bild aber dem des faserigen L. ähnlich.

den bestimmt hierher zu rechnenden Krystallen und Körnern kommt das Erz in Gesteinen anscheinend noch oft in Form von undurchsichtigen Krystallskeletten, als Trichit und Trichitengruppen, vor. Analoge Körper, die ein wenig seprienbraunes Licht durchschimmern lassen, werden zuweilen wahrgenommen.

9. 10. Wasser und Eis = H^2O — bedürfen keiner Beschreibung.

11. Quarz = tetarto-hexagonales Siliciumbioxyd SiO^2 vom sp. G. 2,66 und $H = 7$ — Krystalle zeigen oft das Hauptrhomboeder R und das zugehörige Gegenrhomboeder — R im Gleichgewichte ausgebildet (Dihexaeder); häufig tritt die Säule ∞R (horizontal gestreift durch oscillatorische Kombination mit $-7 R$, schwächer auch durch $+4 R$ oder $+3 R$) mit den beiden genannten Rhomboedern auf. — Cirkularpolarisation; sehr schwach $+$ doppelbrechend, $\alpha = 1,558$; $\varepsilon = 1,558$, intensive farbige Polarisation. — Chalcedon, Feuerstein, Hornstein, Jaspis stimmen im wesentlichen mit dem Quarz im spezifischen Gewichte und der Härte überein, weichen davon aber ab, indem sie Aggregatpolarisation zeigen und — ähnlich wie andere hexagonale Körper es auch thun — kugelige bis nierenförmige etc. Oberflächen bilden. Während typischer Quarz der Einwirkung kochender Kalilauge trotzt, fand Rammelsberg, dass die gedachten Varietäten daran bis zu 90 % ihrer — oft verunreinigten — Masse abgeben.

(In geringer Massenhaftigkeit nimmt auch das trikline Siliciumbioxyd Tridymit (sp. G. 2,3) an dem Aufbau einzelner Gesteine Teil).

12. Opal heissen amorphe Substanzen, bei deren Analyse man 72 % bis 99 % Siliciumbioxyd mit 0,10 bis 13 $^{0}_{10}$) Wasser und oft noch mit einer Anzahl basischer Oxyde findet, welche ein sp. G. von 1,9—2,3, gewöhnlich 2,2, — eine Härte 5,5 bis 6,5 besitzen. Opal gilt für eingetrocknete natürliche Kieselgallert, welche sehr veränderliche Mengen Wasser einschliesst, wie es auch bei

1) Im Kieselguhr von Mauritius nach Klaproth bis 21 %.
v. Fritsch, Geologie.

künstlich erzeugter Kieselgallert der Fall ist, ausserdem Rückstände von der Zersetzung von Silikaten enthält. Petrographisch sind Kieselsinter (Thermenabsätze) und die organogenen Massen des Tripel, Kieselguhr etc. besonders wichtig.

Die tetragonalen Bioxyde: Zirkon = $Zr SiO_4$ und Rutil = TiO_2 mögen hier genannt werden.

13. Kaolinit = Aluminiumhydrosilicat, das der empirischen Formel H^4, Al^2, Si^2, O^9 (analytisch $46,4 SiO_2 + 39,7 Al_2O_3 + 13,9 H_2O$) entspricht. Der Kaolinit wird erst bei längerem Glühen unter allmählicher Abscheidung von Wasserdampf von dem Wasserstoffe gänzlich befreit, indes entweicht Wasser schon bei Erhitzung unter 360° . Er ist unschmelzbar, schwillt aber in der Hitze an und erhärtet dabei. Er besteht aus krystallinischen, anscheinend rhombisch krystallisierten, oft mit sechsseitigem Umriss auftretenden Blättchen von einer bis 1 steigenden Härte und einem sp. G. von 2,63—2,64, das jedoch erst gefunden wird, wenn reiner Kaolinit von absorbierten Gasen etc. befreit ist, die das sp. G. oft auf 2,2 herabdrücken, und die den bekannten Thongeruch verursachen, wenn ein Teil derselben durch Wasser oder Wasserdampf ersetzt wird. — Wasser wird mit grosser Begierde vom Kaolinit angesogen und bewirkt die eigentümlichen Aggregateigenschaften desselben und vieler damit vermengter Substanzen:

1) das Aufschwellen bei Befeuchtung (und das Schwinden oder Sprüngigwerden beim Trocknen).

2) Die Plasticität feuchten Kaolinites.

3) Die Undurchlässigkeit nassen Kaolinites für darüber stehendes Wasser.

Ausser dem eigentlichen Kaolinit sind noch eine grössere Zahl von Aluminiumhydrosilikaten in der Natur verbreitet. Manche von diesen haben dem Kaolinit sehr ähnliche Eigenschaften, aber etwas andere Mischung, andere besitzen grössere Härte und ermangeln der Fähigkeit beim Befeuchten plastisch zu werden: einige sind sogar, wie z. B. der Allophan (empir. $H^{10} Al^2 Si O^{10}$) opalähnlich aussehende amorphe Substanzen. In dem

sog. Steinmark, von welchem einige Vorkommnisse chemisch mit Kaolinit übereinstimmen, sind oft mehrere dieser Mineralien als miteinander verwachsen, zu erkennen.

Die plastisch werdenden, zur Porzellanbereitung etc. brauchbaren, dem Kaolinit mehr oder minder ähnlichen Mineralien und Gemenge fasst man nach Johnstons und Blakes Vorschläge als Kaolin zusammen, mit anderen Mineralien, mit Kohlenwasserstoffen etc. gemengt bilden diese die Thone.

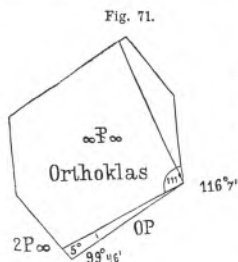
14. Disthen (Hauy) oder Cyanit bzw. Rhäticit ist das Aluminiumsilikat $Al^2 Si O^5$ ($37 Si O^2 + 63 Al^2 O^3$) in trikliner Krystallisation, mit sp. G. 3,6 und einer H. 5 nach der Längsrichtung der Hauptspaltfläche, H. 7 der Breite derselben nach. Das Mineral ist sehr oft blau gefärbt, meist allerdings nicht gleichmässig, sondern stellen- oder strichweise.

15. Silimanit heisst dasselbe Silikat $Al^2 Si O^5$, wenn es rhombisch (in makrodiagonal deutlich spaltbaren Prismen von 111^0) mit sp. G. 3,23 und Härte 6—7 krystallisiert.

16. Andalusit nannte Lametherie ebendasselbe Silikat $Al^2 Si O^5$, wenn es rhombisch (in meist mit der Basis begrenzten Säulen von $90^0 50'$) mit sp. G. 3,14 und Härte 7—7,5 krystallisiert. Eine eigentümliche Abart des Andalusites ist der Hohlspat oder Chiasolith, dessen sonst weissliche Prismen eine regelmässig ausgebildete schwarze Achse, oft auch schwarze Kanten besitzen.

17. Orthoklas (monokliner Kaliumfeldspat). — Das Kalium-Aluminiumsilikat K^2, Al^2, Si^6, O^{16} ($65 Si O^2, 18 Al^2 O^3, 17 K^2 O$) heisst bei monokliner Krystallisation Orthoklas, weil die beiden Spaltflächen (Basis und Längsfläche = Klinopinakoid einen rechten Winkel bilden. Das normale spezifische Gewicht dieses Feldspates scheint 2,56 wenig zu überschreiten, doch findet man die oft unreinen natürlichen Vorkommnisse 2,53 bis 2,60 schwer, poröse Abarten sind leichter. Die Härte ist = 6. Reiner Orthoklas ist wasserhell, glasglänzend, negativ doppeltbrechend, und zeigt stets die drei rechtwinkelig zu

einander gestellten optischen Elasticitätsachsen derart angeordnet, dass eine davon mit der Orthodiagonale zu-



zusammenfällt, während die Achse grösster optischer Elasticität 111° bis 112° gegen die stumpfe Kante des Grundprismas, $4-5^{\circ}$ gegen die Klinodiagonale (d. h. gegen die Kante zwischen Basis und Längsfläche geneigt ist. Ein Parallelschliff durch den Krystall oder ein Spaltblättchen zeigt zwischen gekreuzten Nicols das Helligkeitsminimum (die Auslöschung), wenn der optische Hauptschnitt des Polarisators mit

einer Elasticitätsachse gleich liegt, es tritt also die Auslöschung auf der Basis parallelen Schliffen ein, wenn eine der Polarisations Ebenen der Kante $OP: \infty \mathcal{R} \infty$ gleichläuft, — auf Schliffen parallel der Längsfläche in der obenstehenden Stellung (Fig. 71).

Orthoklas bildet oft Zwillinge, namentlich nach $\infty \bar{P} \infty$ („Karlsbader Gesetz“).

Beim Analysieren vieler Orthoklase findet man einen Teil des Kalium durch Natrium ersetzt, welches bis zur Menge von 10 % steigend angegeben worden ist. Zwar hat in manchen Fällen dieser Gehalt sich auf eingewachsenen Natriumfeldspat zurückführen lassen, aber es gibt nachweisbar auch einheitlichen Orthoklas, der Natrium, und zwar oft $\frac{1}{3}$ bis $\frac{2}{5}$ des gesamten Alkaliäquivalentes enthält. — Baryum findet sich auch zuweilen im Orthoklas, wiewohl der Baryum reichere Feldspat: Hyalophan als solcher nicht von petrographischer Bedeutung zu sein scheint.

Man unterscheidet den glasigen „Sanidin“ von dem gemeinen Feldspat oder gemeinen Orthoklas, welcher letzterer an Zersetzungsprodukten reicher zu sein pflegt, und trüber, unreiner erscheint.

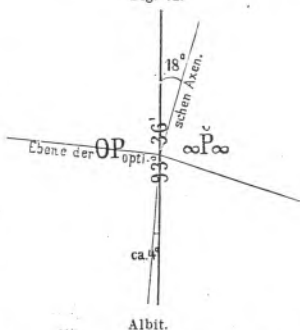
18. Mikroklin = Trikliner Kaliumfeldspat von

gleicher Zusammensetzung wie Orthoklas, mit sp. G. 2,54 und H. 6.

19. Albit. = Trikliner Natriumfeldspat. Na^2, Al^2, Si^6, O^{16} (SiO^2 68,6; Al^2O^3 19,6; Na^2O 11,8) bisweilen etwas Kalium haltend, mit normalem sp. G. 2,63, H. 6. Die triklinen Krystalle neigen sehr zur Bildung von Viellingen oder zu polysynthetischem Wachstum besonders nach dem „Albit-Gesetz“ (Zwillings-ebene $\infty \tilde{P} \infty$, auf den Spaltflächen OP tritt Zwillingsstreifung, bez. einspringende Winkel hervor). Die bei reiner Substanz wasserhellen glasglänzenden Krystalle spalten nach Basis und Längsfläche, welche einen Winkel von $93^\circ 36'$ einschliessen, und sind unter dem Polarisationsmikroskop daran erkennbar, dass bei basischen Spaltblättchen oder Schliften die Auslöschung mit der stumpfen Kante zwischen Basis und Längsfläche einen nach vorn offenen Winkel von $3^\circ 50' - 4^\circ 50'$ bildet, während auf Spaltblättern nach der Längsfläche die Auslöschung mit derselben Kante einen nach hinten zu offenen Winkel von 18° bildet.

20. Anorthit = trikliner Calciumfeldspat Ca, Al^2, Si^2, O^8 (43 SiO^2 ; 37 Al^2O^3 ; 20 CaO) sp. G. $2,72 \pm$, H. 6. Die triklinen Krystalle sind denen des Albit sehr ähnlich (Winkel der beiden Spaltflächen $94^\circ 10'$) und bilden ebenso häufig Viellinge, besonders nach dem Albitgesetz. Die bei reiner Substanz wasserhellen glasglänzenden Krystalle zeigen auf basischen Spaltblättchen oder Schliften eine Auslöschung, welche mit der stumpfen Kante zwischen Basis und Längsfläche einen nach hinten offenen Winkel

Fig. 72.

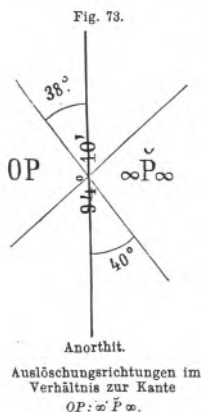


Auslöschungsrichtungen im Verhältnis zur Kante $OP: \infty \tilde{P} \infty$.

von 38° macht; auf brachypinakoidalen Blättern bildet die Auslöschung mit derselben Kante einen nach vorn offenen Winkel von 40° . Anorthit besitzt viel lebhaftere Polarisationsfarben als die anderen Feldspäte.

Albit und Anorthit sind die beiden Endglieder der Reihe trikliner, Natrium und Calcium haltender Feldspäte,

welche man als Plagioklasse zusammenfasst, weil sie in schiefer Winkel spalten. Als isomorphe Mischungen dieser beiden Endglieder gelten nach Tschermaks Theorie die zahlreichen, in den Gesteinen häufiger als der reine Albit und der unvermischte Anorthit auftretenden Plagioklasse. Man gebraucht für die dem Albit näherstehenden, saueren und natriumreicheren triklinen Feldspäte den Namen Oligoklas, für die kieselärmeren, kalkreicheren die Bezeichnung Labradorit. Plagioklasse, welche zwei Moleküle Anorthitsubstanz auf 1—3 Moleküle Albitsubstanz enthalten, werden Andesine genannt, und auf Zwischenglieder zwischen Labradorit (der 2—6 Mol. Anorthit auf 1 Mol. Albit haben soll) und Anorthit will Tschermak den Namen Bytownit angewandt sehen. — Das spezifische Gewicht steigt ziemlich gleichförmig vom Albit zum Anorthit und in gleichem Masse scheint die Widerstandsfähigkeit der Plagioklasse gegen die Löslichkeit in Säuren und in Wasser abzunehmen, bezüglich der Schmelzbarkeit aber stellt sich der eigentümliche Umstand heraus, dass die Mittelglieder der Plagioklasreihe (Andesine) weit leichter schmelzen als die Oligoklasse und Labradorite, welche selbst schmelzbarer als die Endglieder sind; Albit ist dabei ein wenig schwerer schmelzbar, als Anorthit. — In optischer Beziehung besonders bezüglich der Lage der Elasticitätsachsen, welche die Auslöschungsrichtungen bestimmen, sollte nach Schusters Untersuchungen ein regelmässiger



gesetzmässiger Uebergang von Albit zum Anorthit vorhanden sein, der bei mikroskopischen Gesteinsstudien Anhalt zu gewähren vermöchte. Die französischen Mineralogen und Petrographen verteidigen die Selbständigkeit der Plagioklasarten und betonen, dass die Lage der Elasticitätsachsen (Auslöschungsrichtungen) nicht durchweg den einfachen, der Theorie entsprechenden Gesetzen folgt.

21. Leucit ist tetragonales Kalium-Aluminiumsilicat K^2, Al^2, Si^4, O^{12} ($55 SiO^2, 23,5 Al^2O^3, 21,5 K^2O$, also das kaliumreichste bisher bekannte Silikat, oft auch etwas Natrium statt des Kalium — bis zu 8% Na^2O sogar in scheinbar frischem Material — enthaltend), sp. G. 2,45 bis 2,5, H. 5,5—6,0, im reinsten Zustande glasglänzend und wasserhell, meist aber nur fettglänzend und weisslich, durchscheinend. Die Krystalle sind auffallend dem tesserale Ikositetraeder 202 gleichende Kombinationen einer achtseitigen und einer vierseitigen Pyramide.

22. Nephelin. Ein Natriumaluminiumsilikat Na^2, Al^2, Si^2, O^8 scheint in 4 Molekülen mit einem Moleküle des entsprechenden Kaliumsilicates verbunden (also $41 SiO^2, 35 Al^2O^3, 17 Na^2O, 7 K^2O$) die Hauptmasse des Nephelins zu bilden, der aber auch kleine Mengen eines Calciumsilicats und einer Chlorverbindung zu enthalten pflegt und dessen Kalium nach anderer Annahme Leucitartigen Molekülen angehört. Leicht unter Kieselgallertbildung in Säuren löslich. Sp. G. $2,6 \pm$ H. 5,5—6. Hexagonale holoedrische, meist von Prisma und Basis begrenzte, nur unvollkommen spaltbare, schwach negativ doppelbrechende Krystalle. Eine unreine, oft gefärbte Abart heisst Eläolith.

23. Unter den Namen Nosean oder Spinellan und Hauyn ist ein eigentümlich zusammengesetztes, in Rhombendodekaedern tesserale krystallisierendes Mineral, welches fettartigen Glasglanz zeigt und durchsichtig bis durchscheinend ist, vom spec. G. 2,25 bis 2,5 und einer Härte von 5—5,5 bekannt, das als ein verhältnismässig leicht zerstörbarer — also kurzlebiger — Felsgemengteil auftritt. Das beim Nephelin erwähnte Silikat Na^2 ,

Al^2 , Si^2O^8 liegt diesem Minerale hauptsächlich zum Grunde; besonders in den häufig blaugefärbten „Hauynen“ macht sich daneben das Silicat $CaAl^2Si^2O^8$ geltend, stets aber ein Sulfat: vorwiegend Na^2SO^4 im „Nosean“, der oft grau erscheint, hauptsächlich $CaSO^4$ im „Hauyn“. Chlor und Wasserstoff werden analytisch noch nachgewiesen und zwar zeigen die — in der Regel geologisch etwas älteren — Noseane mehr Wasserstoff (als Wasser in den Analysen berechnet). Sieht man von beiden letztgenannten Stoffen ab, so zeigt das Mineral ungefähr 11% SO^3 , 34% SiO^2 29% Al^2O^3 , die weiteren 26 Teile entfallen zu 14–22% auf Na^2O , zu 11–4% auf CaO .

24. Isomorph mit dem Hauyn ist der Sodalith, die Verbindung des Natrium - Aluminium - Halbsilikates $Na^2Al^2Si^2O^8$ mit Chlornatrium, wobei drei bis neun Moleküle des Silikates auf zwei Mol. Chlorid kommen. Sp. G. 2,16, H. 5,5 häufiger in farbloser Varietät auftretend als der Hauyn.

25. Im Melilith scheint ein Calcium-Aluminium-Silikat $Ca^{12}Al^4Si^9O^{36}$ und Calcium-Eisensilikat $Ca^{12}Fe^{VI}Si^9O^{36}$ mit analogen Magnesiumsalzen und kleinen Anteilen eines Natriumsilikates $Na^{24}Al^4Si^9O^{36}$ und des entsprechenden Kaliumsalzes verbunden zu sein. Das Mineral ergibt 38–44 SiO^2 , 31–33 CaO , 6–11 Al^2O^3 , 3–10 Fe^2O^3 , 4–7 MgO , 1–4 Na^2O^4 und bis zu 2% K^2O ; es krystallisiert in tetragonalen kurzsäulenförmigen bis tafelartigen Krystallen vom sp. G. 2,93 $\pm$ und H. 5,5–5, welche wasserhell bis lichtbräunlich sind. „Pflöckstruktur“.

26. Unter dem Namen Glimmer werden eine grosse Menge sehr komplizierter Silikate verstanden, welche eine sehr charakteristische dünnblättrige Spaltbarkeit besitzen, elastische Lamellen liefern, deren Dicke auf 0,00004 mm herabsinken kann, auf den Spaltblättern Perlmutterglanz bis halbmatalischen Glanz zeigen, weiss bis braun und olivengrün aussehen, in unzersetztem Zustande meist H. 2–2,5, sp. G. 2,7 bis 3,2 zeigen und beim Glühen höchstens 6% Wasser liefern, welches in der Regel erst spät entweicht. Manche Glimmer erscheinen

frei von Wasserstoff. Ein Fluorgehalt ist meist vorhanden. Die Unterscheidung der Glimmerarten ist oft eine der schwierigsten Aufgaben für den Mineralogen und Petrographen, bisweilen ist es sogar schwer, Chlorite oder Talk und Kaolinit (Nakrit) von den Glimmern zu sondern. — Die petrographisch wichtigsten Glimmerarten pflegt man Kaliumglimmer (Muskowit oder Phengit, Sericit), Natriumglimmer (Paragonit) und Magnesiumglimmer (meist Biotit¹⁾, Phlogopit und Lepidomelan) zu nennen.

Muskowit ist gewöhnlich ein silberweisser Glimmer, nur in eisenreichen Abarten dunkel, in welchem das Silikat $HK, Al^2Si^2O^8$ ($43 SiO^2$, $37 Al^2O^3$, $17 K^2O$, $3 H^2O$) nach Rammelsberg und Roth überwiegt, aber mit einem entsprechenden Magnesium-, Eisen- und Mangansalze verbunden ist, so dass selten über 10% Kali bei Analysen angegeben sind. Optisch gilt der grosse Winkel der optischen Achsen und die geringere Absorption für das Kennzeichen des Muskowites.

Sericit ist eine derbe, in dünnen Teilchen nicht elastisch biegsame, seidenglänzende Abart des Muskowites.

Im Paragonit scheint das Silicat $HNaAl^2Si^2O^8$ ($46 SiO^2$, $39 Al^2O^3$, $12 Na^2O$, $3 H^2O$) mit dem analogen Kaliumsalze und zuweilen mit entsprechenden Magnesium- und Calciumsalzen verknüpft zu sein, Fluor aber zu fehlen. Das Mineral ist nur in Form sehr zarter lebhaft polarisierender Schuppen bekannt.

Biotit werden die dunkleren, meist braunen magnesiumreicheren Glimmer genannt, deren optische Achsen, einen sehr spitzen Winkel bildend, beinahe zusammenfallen, so dass Biot diese Glimmer einachsige nannte. Sie zeigen starken Pleochroismus und kräftige Absorptionsunterschiede. Rammelsberg nimmt darin die Halb-

silikate $m \overset{I}{R}^4 SiO^4 + n \overset{II}{R}^2 SiO^4 + o \overset{VI}{R}^4 Si^3O^2$ an. Die Analysen ergeben gewöhnlich an 40% $Si O^2$, einen von 6% bis fast 34% steigenden Gehalt an Al^2O^3 ; Fe^2O^3 ,

¹⁾ Was man Biotit genannt hat, wird jetzt oft in „Meroxen“ und „Anomit“ nach Tschermaks Vorgang getrennt. — Die lithionhaltigen Kaliumglimmer (sog. Lithionglimmer) sind selten petrographisch wichtig.

bisweilen nur spurenweise vorhanden, steigt bis über 37% ; FeO von 0 bis über 23%. Magnesia wird bis zu mehr als 30%, K_2O bis fast 11%, Na_2O bis über 5%, H_2O bis fast 4,5% gefunden. Der Fluorgehalt kann über 4% steigen.

27. Schörl (dunkler Turmalin) Rhomboedrische, hemimorph krystallisierende, meist in Gestalt 3-, 6- und 9seitiger Säulen von H. 7 und sp. G. 3—3,2 auftretende Silikate (36—39% SiO_2), welche neben Aluminium (30 bis 35% Al_2O_3) und Bor (8—13% B_2O_3) noch Magnesium (bis 15% MgO), Eisen (bis über 17% FeO), Alkalimetalle, Wasserstoff (bis 4% H_2O), und gewöhnlich etwas Fluor (meist unter 1%) enthalten. Nach Rammelsberg liegen die Moleküle $\overset{I}{R}^6 Al^4 B^2 Si^4 O^{20}$ und $\overset{II}{R}^3 Al^4 B^2 Si^4 O^{20}$ zu Grunde. Der Turmalin ist optisch negativ, stark doppelbrechend, dichroitisch und namentlich an der sehr starken Absorption des ordinären Lichtstrahls optisch erkennbar.

28. Granat. Tesserale, gewöhnlich in roten bis braunen oder schwärzlichen Rhombendodekaedern oder im Ikositetraeder 202 auftretende, die H. 7—7,5 zeigende Silikate von der allgemeinen Formel $\overset{II}{R}^3 \overset{VI}{R}^2 Si^3 O^{12}$. Das spezifische Gewicht ist am kleinsten (3,5—3,6) bei den Granaten mit vorwiegendem $Ca^3 Al^2 Si^3 O^{12}$, erreicht und übersteigt aber 4,1 in solchen mit vorwiegendem $Fe^3 Al^2 Si^3 O^{12}$.

29. Epidot. Monokline Körper vom sp. G. 3,36 bis 3,5 und H. 6—7, in welchen ein schwach wasserstoffhaltiges Aluminium-Calciumsilikat $H^2 Ca^4 Al^6 Si^6 O^{26}$ von dem entsprechenden Eisen-Calciumsalze $H^2 Ca^4 Fe^6 Si^6 O^{26}$ begleitet ist. Sie enthalten Spuren von Chlor und von Bor und zuweilen noch basische Elemente, z. B. Alkalien. Der Epidot ist gewöhnlich grüngefärbt (sehr oft pistazgrün), er zeigt starken Pleochroismus.

30. Zoisit ist vorwiegend das Silikat $H^2 Ca^4 Al^6 Si^6 O^{26}$ mit geringem Zusatz von $H^2 Mg^4 Fe^6 Si^6 O^{26}$ und von $H^2 Ca^4 Fe^6 Si^6 O^{26}$ in rhombischer Krystallisation. Das sp. G. des Zoisit wird nur wenig niedriger als das des

Epidotes angegeben = 3,25—3,36, seine Härte ist = 6. Die Farbe ist meist weisslich bis grau. Der grösste Teil des früher Saussurit genannten Felsgemengtheils ist Zoisit.

31. Dichroit oder Cordierit ist ein gewöhnlich eisenhaltiges Magnesium-Aluminium-Silikat, etwa $Mg^3Al^6Si^8O^{28}$ (51 SiO^2 35 Al^2O^3 14 MgO) mit entsprechendem Kalk- und Eisensalz. Er bildet rhombische, glasglänzende bis fettglänzende, meist von Basis, beiden vertikalen Pinakoiden und einem oder 2 Prismen begrenzte, muschelig brechende Krystalle von H. 7—7,5, sp. G. 2,60—2,66. Diese können, wenn sie nur schwach gefärbt sind, also den Pleochroismus nicht zeigen, leicht mit Quarz verwechselt werden, zumal da der Dichroit von Säuren sehr langsam angegriffen wird. Er ist aber, wiewohl schwierig, schmelzbar und die natürlichen Vorkommnisse zeigen fast sämtlich sehr bedeutende Umwandlungserscheinungen, da das Mineral, wie die deutliche alkalische Reaktion zeigt, in Wasser angreifbar ist.

32. Pinit = wasserstoffhaltige Kalium-Eisen-Aluminiumsilicate, welche gewöhnlich als Pseudomorphosen nach Dichroit, nach Feldspäten etc. auftreten, sp. G. 2,74 bis 2,85 und H. 2—3 besitzen, in Dünnschliffen mit grünen Farbentönen durchscheinend sind und meist Aggregatpolarisation zeigen. Man findet 45—56 SiO^2 , 25—34 Al^2O^3 , 4—12 Fe^2O^3 , 6—12 K^2O , 4—8 H^2O , bisweilen auch MgO , FeO etc. in kleinen Mengen.

33. Glaukonit = wasserstoffhaltige Kalium-Eisen-silikate mit untergeordnetem Aluminiumgehalt etc. Schiesspulverähnliche, oft auch in Gestalt von Foraminiferen-Steinkernen auftretende, schwarzgrüne bis grasgrüne Körner und erdige Flecken bildend, von einer um 2 schwankenden Härte und einem 2,29—2,35 betragenden specifischen Gewicht. Man findet 43—55 SiO^2 , 1—9 Al^2O^3 , 20—32 Fe^2O^3 , 3—7 FeO , 4—15 K^2O , 4—14 H^2O . Die gründurchscheinenden Teilchen zeigen sich durch Einwirkung auf polarisiertes Licht krystallinisch, doch ist eine genauere Untersuchung der Gestaltungsverhältnisse noch unausführbar.

34. Grünerde oder Seladonit werden weiche (H. 1—2) ziemlich schwere (sp. G. 2,₈—2,₉) Hydrosilicate genannt, welche mit 40—51% SiO^2 und 3—10% Al^2O^3 , 7—19% Wasser bei den Analysen noch über 20% FeO , auch oft etwas Magnesia, Kalkerde und meist Alkalien zeigen. Die Mineralien sind grüngefärbt und mit grüner Farbe durchscheinend, sie zeigen oft Aggregatpolarisation, doch scheinen auch amorphe Grünerden zu existieren. — Oft in Pseudomorphosen nach Augit etc. auftretend.

35. Chlorite. Wenn die Mineralogie nach Krystallsystem und chemischem Bestande auch genötigt ist, mindestens drei Chlorite (Klinochlor, Pennin und Ripidolith) zu trennen, so sind diese Substanzen doch petrographisch so ähnlich, dass wir unterlassen, sie gesondert zu besprechen. Es sind wasserstoffhaltige Silicate von Magnesium und Eisen, die zugleich Aluminium enthalten — etwa Molekularverbindungen von Magnesium- (Eisen) Halbsilikat und Aluminiumhydroxyd. Im monoklinen Klinochlor und im hexagonalen Pennin ist oft die Normalzusammensetzung 32 SiO^2 , 18 Al^2O^3 , 4 FeO , 33 MgO , 13 H^2O , im Ripidolith 26 SiO^2 , 21 Al^2O^3 , 24 FeO , 17 MgO , 12 H^2O . Deutliche Spaltbarkeit in dünne, perlmutterglänzende, biegsame, doch meist nicht elastische Blättchen von sechsseitigem Umrisse, grüne bis schwärzliche Farbe, ein sp. G. 2,₆—3 (erheblich geringer als bei Glimmern), H. 1,₅—3, kräftige Einwirkung auf polarisiertes Licht, oft auch starker Pleochroismus, und beträchtliche Absorption kennzeichnen die Chlorite, welche oft als Umbildungsprodukte anderer Mineralien (Granaten, Augite, Hornblenden etc.), bisweilen sogar als Pseudomorphosen auftreten. — Der Delessit ist ein in Mandelsteinen häufiger Chlorit.

36. Hornblenden (Amphibole). — Die Stoffgruppen $mR^{\text{II}}SiO^3 + nR^{\text{VI}}Si^3O^9 + oR^{\text{I}}SiO^3$ bilden im rhombischen, monoklinen und triklinen System isopleomorphe Substanzen, welche mehr oder minder intensiv gefärbt, glasglänzend, vom 5. bis 6. Grade hart sind, und welche

man als Augit-Hornblendereihe zusammenfasst. Kürzer ist der Ausdruck: „Erebennitreihe“, die betr. Mineralien pflegen ja die Gesteine dunkel (ἐρεβεννος) zu machen. Hornblenden sind diejenigen Glieder der Reihe, welche in ihren Grundformen ein Prisma von 124° — $124\frac{1}{2}^{\circ}$ hervortreten lassen, ein sp. G. 2,9—3,3 besitzen, und gewöhnlich Fluor und Titan enthalten. Unter den zweitwertigen Radikalen spielt bei den Hornblenden das Magnesium eine grosse Rolle, so dass oft das Calcium zu Eisen und Magnesium nur im Verhältnisse 1:3 vorhanden ist. Dabei zeigen die Hornblenden in der Regel starken Pleochroismus und bedeutende Absorptionsunterschiede. Die petrographisch wichtigen Hornblende-Abarten sind sämtlich monoklin, haben ihre optischen Achsen in der Längsfläche (Symmetrieebene) und sind bei allem Wechsel der Grösse des Achsenwinkels und der Lage der Elasticitätsachsen zu den krystallographischen dadurch ausgezeichnet, dass die eine der Elasticitätsachsen mit der krystallographischen Hauptachse nur zwischen 1 und 18° wechselnde Winkel bildet. Also ist nur geringe Auslöschungsschiefe vorhanden. Am häufigsten findet man:

a. basaltische Hornblende. Meist braun durchscheinende, auf den Spaltflächen nach ∞P lebhaft glasglänzende Krystalle, selten mehr als 5mal so lang als breit, oft rundkantig, doch mit deutlichen Endflächen ($OP. + P.$ etc.).

b. Gemeine Hornblende. Meist dunkelgrün durchscheinend; auf den Spaltflächen nach ∞P oft wegen faseriger Beschaffenheit seidenglänzend; kurze Prismen und tafelähnliche Krystalle ohne deutliche Endflächen oder mit „ausgefranzten Enden“ sind häufig.

c. Strahlstein (Aktinolith), langstrahlige, oft eigentümlich gruppierte Krystalle, dunkelgrün bis lichtgrün, dann in den fast eisenfreien Tremolit übergehend.

d. Glaukophan. Blau durchscheinende, natriumreichere Hornblende.

37. Augite oder Pyroxene heissen jene Ereb-

nite, welche auf ein Prisma von ca. 87° ¹⁾ zurückführbare, meist das sp. G. 3,2—3,5 zeigende, gewöhnlich kalkreiche und fluorfreie Krystalle bilden.

Petrographisch wichtig sind:

A. Monokline Augite. Gewöhnlich durch das Fehlen der deutlichen Spaltbarkeit nach dem Prisma und durch muscheligen Bruch, durch die Gestaltung der Umrisse, durch geringen Pleochroismus und schwache Absorption, sowie dadurch ausgezeichnet, dass die eine der optischen Elasticitätsachsen mit der Hauptachse des Krystalles in der Symmetrieebene einen Winkel von $38^{\circ} 44'$ bis $54'$ bildet, dass also eine bedeutende Auslöschungsschiefe vorhanden ist. Die Mineralien haben starke positive Doppelbrechung und bekommen im polarisierten Lichte sehr leuchtende Interferenzfarben, die natürlich von der Dicke der Schiffe und der Lage der Krystalle abhängen.

a. Gemeiner Augit: makroskopisch mehr oder minder undurchsichtig scheinend, wird derselbe doch in Dünnschliffen sehr pellucid. Eisenreichtum und Gegenwart von Aluminium pflegt die Farben zu verdunkeln. Spaltbarkeit kommt nur selten zur Geltung.

b. Salit: weisse bis wasserhelle aluminiumfreie und sehr eisenarme Augite der sog. Diopsidreihe.

c. Diallag. Vollkommen spaltbar nach dem Orthopinakoid, die Spaltfläche meist vertikal gestreift oder gefasert, metallartig perlmutterglänzend, oft schillernd. Nach dem Orthopinakoid ist zugleich eine schalige Zusammensetzung vorhanden. Die Härte soll nur 4 betragen.

B. Rhombische Augite. Das Krystallsystem ist optisch nachweisbar; gegen die Art anderer Augite fehlt diesen Mineralien der Kalk.

d. Enstatit fast reines $MgSiO_3$ (60 SiO_2 40 MgO) meist weisslich. In Meteoriten häufig; auch in irdischen Gesteinen, besonders Serpentin und Olivinfels.

¹⁾ Augit und Hornblende sind krystallographisch in ähnlichem Verhältnis wie die Humittypen. Das Quer-Achsenverhältnis eines Prismas von 87° und eines von $124^{\circ} 26'$ ist = 1:2 (tan $43^{\circ} 30' = 0,9491$. — $2 \cdot 0,9491 = 1,8982$. $1,8807 = \tan 62^{\circ}$).

e. Hypersthen, neben $Mg^3Fe^2Si^5O^{15}$ oft Aluminium und sechswertiges Eisen enthaltend, mit vollkommener Spaltbarkeit und metallartig schillernder Spaltfläche.

38. Olivin (Peridot). Die isomorphe Mischung der Substanzen Mg^2SiO^4 (44 SiO^2 56 MgO) mit Fe^2SiO^4 (29 SiO^2 71 FeO), rhombisch krystallisierend in Gestalt rechteckiger Tafeln etc. mit sp. G. 3,2—3,5 und H. 7, gewöhnlich glasglänzend, olivengrün, durchsichtig bis durchscheinend, den Zersetzungen in hohem Masse unterworfen. Meist lebhaft chromatisch polarisierend.

39. Serpentin. Hydrosilicat von Magnesium und oft von Eisen $m(H^4Mg^3Si^2O^9) + n(H^4Fe^3Si^2O^9)$, in eisenfreier Varietät 44 SiO^2 , 43 MgO , 13 H^2O , gewöhnlich nur bis 13% FeO enthaltend, von sp. G. 2,5—2,7, H. 3—4 (schneidbar), wenig glänzend bis matt, durchscheinend bis undurchsichtig, grün und weiterhin meist düster gefärbt durch Einmengungen. — Man vermag bei mikroskopischer Beobachtung zu erkennen, dass der Serpentin zweiachsig doppelbrechend ist, obwohl er meist nur Aggregatpolarisation zeigt.

40. Talk (in derben Vorkommnissen Steatit) = Hydrosilikat von Magnesium ($H^2Mg^3Si^4O^{12}$) mit 63,5 SiO^2 31,7 MgO und 4,8 H^2O ist ein fettig anzufühlender weicher Körper, H. 1—1,5, von 2,6—2,8 sp. G., welcher gewöhnlich mit grünlich silberweisser Farbe auftritt, in der krystallinischen Abart sehr dünne, glimmerähnliche, doch nicht elastische und unschmelzbare Spaltblättchen liefert und als dem rhombischen System angehörig sich bei optischer Untersuchung zeigt.

42. Titanit (Sphen). Kieseltitansaures Calcium $CaSiTiO^5$, vom sp. G. 3,4—3,6 und H. 5—5,5, diamantglänzende monokline Krystalle bildend, ist ein nicht seltener „Uebergemengteíl“ vieler Gesteine.

43. Kalkspat (Calcit) = Rhomboedrisch krystallisiertes Calciumcarbonat $CaCO^3$ vom sp. G. $2,72 \pm$, und H. = 3, im reinen Zustande wasserhell, stark negativ doppelbrechend; häufig mit wiederholter Zwillingsbildung nach der Basisfläche, und dann auf den rhomboedrischen Spaltblättern in der Richtung der grossen Diagonale

Zwillingsstreifung zeigend, seltener nach anderen Flächen hemitrop. Der Kalkspat ist eines der häufigsten Mineralien, er kommt in den Gesteinen sehr oft mit isomorphen Beimengungen anderer Carbonate vor, sehr gewöhnlich auch mit vielerlei mechanischen Verunreinigungen.

44. Der Dolomit, z. T. Bitterspat etc. CaMgC^2O^3 ist durch eine grosse Anzahl isomorpher Zwischenglieder mit dem Kalkspat verknüpft (durch dolomitische Kalkspäte und kalkhaltige Dolomite), durch andere mit dem Magnesit MgCO^3 . Er ist härter (H. 3,5—4,5) und schwerer (sp. G. 2,85) als der Kalkspat, wird auch nur durch Einwirkung heisser Säuren dahin gebracht, seine Kohlensäure (unter Aufbrausen) abzugeben.

45. Eisenspat, Spateisenstein, Siderit heisst das Eisencarbonat, welches ebenfalls zu der isomorphen rhomboedrischen Reihe gehört, FeCO^3 vom sp. G. 2,8, H. 3,5—4,5.

46. Geringere petrographische Verbreitung hat der gleichfalls zugehörige Zinkspat oder Galmei z. T.

47. Rhombisches Calciumcarbonat CaCO^3 bildet den Aragonit, der in der Natur minder häufig als die erstgenannte dimorphe Substanz (der Kalkspat) vorkommt. Der Aragonit hat H. 3,5—4,5, sp. G. 2,9 $\pm$. Er ist oft in gefärbten, namentlich gelblichen und rötlichen Abarten vorhanden, zeigt glasglänzenden muscheligen Bruch und ist negativ doppeltbrechend. Beim Erhitzen geht er zuerst in Kalkspat über, bevor er zu Aetzkalk wird.

Sehr oft weist die Analyse ein wenig Strontium, auch Baryum und Blei nach.

In wärmeren Gegenden spielen auch Natriumcarbonate eine geologische und petrographische Rolle; in Fezzan soll Trona (Urao) = Na, H, C, O^4 als Baustein dienen.

48. Gyps, Hydratisiertes Calciumsulfat $\text{H}^4, \text{Ca, S, O}^6$ 21 H^2O , 33 CaO , 46 SO^3 , vom sp. G. 2,3 und H. 2 (stark verschieden in verschiedenen Richtungen). Monoklin krystallisiert, leicht nach 3 verschiedenen Flächen in rautenförmige dünne Blätter spaltbar.

49. Anhydrit, Calciumsulfat $CaSO^4$ mit 41 Ca, 49 SO^3 , vom sp. G. 2,8—3 und der Härte 3,5—3 krystallisiert rhombisch und spaltet nach den drei rechtwinkelig zueinander stehenden Pinakoiden.

50. Apatit ist chlor-, bez. fluorhaltiges Calciumphosphat $m(Ca^{10}P^6O^{18}Cl^2) \pm nCa^{10}P^6O^{18}F^2$, ein hexagonal, gewöhnlich in langgestreckten, quergespaltenen Prismen mit Geradendfläche krystallisiertes Mineral vom sp. G. 3,2 $\pm$ und H. 5.

Zu den soeben kurz aufgezählten Mineralien kommen noch Kohlenwasserstoffe (Erdöle etc.) und oxydierte Kohlenwasserstoffe wie Asphalt, sog. Braunkohle, Schwarzkohle und Anthracit hinzu, welche Substanzen jedoch als eigentliche Mineralien nicht wohl gelten können, weil sie weder eine ganz bestimmte chemische Zusammensetzung, noch weniger aber charakteristische Formeneigenschaften haben.

In vielen Silikatgesteinen treten ferner glasartige amorphe Körper (vulkanische Gläser) in grösserer oder geringerer Verbreitung auf, die ebensowenig als Mineralien gelten dürfen. Mit diesen zugleich sind auch Krystalliten (d. h. embryonale Krystalle) und Krystallitengruppen vorhanden, so gewisse Sphaerolithen, deren Substanz nicht eine feste, gleichbleibende chemische Zusammensetzung hat.

3. Auftreten der felsbildenden Mineralien.

Ist es überhaupt selten, dass man feste Substanzen in ganz reiner Masse, ohne Einlagerung anderer Körper findet oder künstlich herstellt, so gilt besonders von den gesteinsbildenden Mineralien, dass dieselben Einschlüsse mancher Art umfassen und oft den Raum unvollkommen erfüllt haben, also Lücken, Poren und Höhlungen (z. T. als „negative Krystalle“) zeigen. In vielen Fällen sind die Interpositionen so gewöhnlich und so charakteristisch, dass ihr Auftreten das umschliessende Mineral (den Wirt) bezeichnet und in Zweifelsfällen dessen Erkennung erleichtert. (Nosean, Leucit, Hypersthen etc.) Die Ein-

schlüsse sind oft auch von grosser Bedeutung für die Ermittlung der Entstehung der umschliessenden Mineralien: Einschlüsse zweifellosen Gesteinsglases zeigen z. B., dass der Wirt sich in einer glutflüssigen Masse befunden haben muss.

Einschlüsse flüssiger Kohlensäure, welche durch mikroskopische Untersuchung als sehr verbreitet nachgewiesen worden sind, und durch die ungemein starke Expansion¹⁾ der Flüssigkeit erkannt werden, beweisen, dass bei Entstehung des Wirtes ein Druck von mindestens 60—70 Atmosphären geherrscht haben muss — also entsprechend der Pressung einer Wassersäule von 600—700 m, oder einer Gesteinssäule von 200—250 m Höhe.

Flüssigkeitseinschlüsse anderer Art geben Zeugnis, dass beim Eintritte des Fluidums in den betr. Hohlraum die Flüssigkeit als tropfbare vorhanden war, z. B. als Wasser oder als wässrige Salzlösung. Schwimmen Krystalle in der Salzlösung, so muss diese eine übersättigte gewesen sein, als sie vom Wirt umschlossen wurde, ein Umstand, der zur Annahme einer ansehnlichen Temperatur bei der Bildung des Wirtes nötigt.

Von ursprünglichen Einschlüssen sind die auf Kosten der Mineralien in denselben entstehenden Umwandlungsgebilde sorgfältig zu unterscheiden.

Die vollkommenste Ausbildung erlangen die Mineralsubstanzen als Krystalle mit ringsum ausgebildeter polyedrischer Umgrenzung und scharfen Kanten. In dieser Form finden wir „ingesprengte Krystalle“ in vielen Gesteinen. Solche Krystalle müssen, als sie sich bildeten, nach allen Richtungen hin zu wachsen fähig gewesen sein. Erfahrungsmässig setzt eine solche Ausbildung ein nachgiebiges umgebendes Medium von ähnlicher Dichtigkeit wie die entstehenden Krystalle voraus. (Konzentrierte Salzlösungen, schlammartige Massen oder Schmelzflüsse.) — Wachstums-Unterbrechungen oder Veränderungen der

¹⁾ Die für gewöhnlich durch dampfförmige Kohlensäure erfüllte „Libelle“ in den die flüssige Kohlensäure einschliessenden blasenähnlichen kleinen Hohlräumen verschwindet bei Erwärmung des Dünnschliffes schon bei 30°.

chemischen Beschaffenheit der Umgebung machen sich durch zonalen Bau der entstehenden Krystalle bemerkbar.

Ringsum gleichmässig ausgebildete eingesprengte Krystalle können vor der Entstehung der sie umgebenden Gesteinsmasse, gleichzeitig mit dieser, und nach der Zusammenführung derselben entstanden sein, aber vor der Erstarrung des Muttergesteines müssen sie ihren Platz eingenommen haben. Die Albitkrystalle im Kalkstein vom Col du Bonhomme, die Granatkrystalle etc. in Glimmerschiefern u. dergl. können nicht entstanden sein, nachdem die Gesteine ihre jetzige Festigkeit erlangt haben. Praeexistente eingesprengte Krystalle enthalten in geschlossenen Höhlungen etc. gewöhnlich anders geartete oder anders gestaltete Einschlüsse als die umgebende Gesteinsmasse, man wird z. B. in den praexistierenden grossen Hornblendekrystallen vieler Laven ansehnlich grosse, wohl ausgebildete Apatitkrystalle beobachten, die in solcher Form im übrigen Gestein nicht vorkommen. — Coaetane eingesprengte Krystalle zeigen besonders an Stellen, wo eine etwas unvollkommene Krystallisation stattfand, z. B. an den „ausgefranst“ erscheinenden Krystallenden, eine Verflechtung mit dem umschliessenden Gestein, bei mikroskopischer Untersuchung erweisen sie durch Lage und Stellung, dass sie an allen Stellen ihres Auftretens unter gleichen Verhältnissen stehen. — Krystalleinsprengungen nachträglicher Entstehung umschliessen nicht selten wie die Gypse vieler Thonlager oder wie die Quarze mancher Thonmergel und vieler Lignite axial und radial gestellte, der umgebenden Gesteinsmasse entstammende, Einschlüsse, sie haben oft deutliche Spuren der Druckwirkung des wachsenden Krystalles auf die umgebende Masse hinterlassen.

Die kleinsten wirklichen Krystalle, welche man in Gesteinen bei mikroskopischer Untersuchung meistens in unerwarteter Menge wahrnimmt, sind Mikrolithen; diese haben schon bestimmte optische Eigenschaften, während Krystalliten jene Körper genannt werden, welche das Licht nicht polarisieren und keine bestimmte Differenzierung der Elasticität wahrnehmen lassen.

Den Krystallen ganz ähnlich verhalten sich Krystallgruppen in den Gesteinen; sie unterscheiden sich von den Einzelkrystallen, Zwillingen etc. oft nur durch die mehr oder minder regellose Verknüpfung der Individuen und durch die Störungen, welche ein Krystall im Wachstum und der Entwicklung seines Nachbars hervorgeufen hat. Wir haben nur darauf hinzuweisen, dass solche Gruppen zuweilen gleichzeitig aus mehrerlei Krystallen gebildet sind.

Auch Krystalliten häufen sich zu Gruppen, die unter Umständen erhebliche Grösse¹⁾ erreichen, z. B. als Sphärolithen, welche vermöge ihrer radial faserigen Struktur und Zusammensetzung auf polarisiertes Licht wirksam werden, oft in Gesteinsdünnschliffen mit bei Drehung des Präparates feststehenden kreuzähnlichen Interferenzfiguren hervortreten. Meistens bleiben aber die Krystalliten und Krystallitengruppen mikroskopisch klein.

Sehr häufig erscheinen die Mineralien in Gesteinen als Krystalloide und Körner, d. h. als Körper, welche nach Spaltung etc. die Krystallisation bekunden, aber keine scharfen Kanten, oft nur gerundete Umrisse zeigen (z. B. Feldspatagen im Augengneiss). Man kann nicht in jedem Falle erkennen, ob die Krystalloide unfertige Krystalle sind, welche durch benachbarte Mineralien an allseitiger Ausbildung gehindert wurden, oder ob sie allseitig vollkommen ausgebildet waren und durch äussere Einflüsse (Schmelzung, teilweise Auflösung in dem umgebenden Gesteinsmedium, oder chemisch umwandelnde Einwirkung desselben, Abrollung) verändert wurden. Namentlich Hornblende und Feldspat zeigen Verhältnisse, welche bald dieser bald jener von solchen Deutungen entsprechend scheinen.

Aufgewachsene Krystalle, d. h. solche, welche in ihrem ganzen Bau bekunden, dass die freie Ausbildung von vornherein nur nach bestimmten Richtungen erfolgte, nach anderen aber durch feste Mineralsubstanz gehemmt

¹⁾ Im Porphyr des Langenberges bei Wieda am Harz kommen hühnereigrosse Sphärolithe vor. Sphärolithenschalen in Thüringer Kugelporphyrten deuten noch grössere an.

war, kommen in den Gesteinen sehr oft vor. Es ist freilich nicht immer leicht, diese Verhältnisse noch später zu erkennen, wenn ein ursprünglich freier Raum vollständig durch die Krystallisation erfüllt wurde; leicht dagegen ist der Nachweis, wo entweder noch freier Raum (in Drusen, Mandeln, Klüften etc.) vorhanden, oder wo dieser durch jüngere Mineralbildungen ähnlicher Art eingenommen ist, oder endlich, wo das „aufgewachsene“ Mineral Afterkrystalle von klar erkennbarer Form bildet.

Krystallbruchstücke, Spaltstücke, Splitter etc. werden sehr oft in Gesteinen wahrgenommen. Liegen dabei öfters zusammengehörige Bruchstücke so nahe aneinander, dass man im Handstücke oder gar im Schlicke dieselben als Teile eines Krystalles erkennt, so deuten diese Trümmer auf Vorgänge bei der Gesteinsbildung oder auf Umwandlungsvorgänge und Bewegungsphänomene späteren Datums, welche geologisch von grosser Bedeutung sind. Ursprüngliche Zerreissung und Zerberstung ist anscheinend sehr häufig bei manchen vulkanischen Gesteinsbildungen; die spätere oder nachträgliche Verschiebung von Krystallteilen entspricht der gleichen Erscheinung, welche sehr oft bei organischen Resten mancher Gesteine wahrgenommen werden kann.

Sandartige, abgeriebene und mit Spuren von Reibung und Druck mehr oder minder stark behaftete Krystallbruchstücke finden sich in einigen Felsarten in überwiegend grosser Menge. Die zusammengehörigen Bruchstücke liegen dann selten nahe aneinander; sie sind kaum als zusammengehörig erkennbar, der Abreibung wegen. Grössere und kleinere Bruchstücke sind gewöhnlich der Schwere nach gesondert; nur zuweilen finden sich in den Zwischenräumen grösserer die kleineren Trümmer.

Wichtig ist das nicht selten beim Quarz von Sandsteinen etc., weniger oft auch bei anderen Mineralien wahrgenommene Verhalten „ausgeheilte“ Roll- und Bruchstücke. Klare Substanz desselben Minerals bildet über dem Sandkorn eine mit Krystallflächen begrenzte Deckschicht, die sich wie ein „aufgewachsenes“ Mineral

verhält, aber oft krystallographisch nach der Stellung des Kornes orientiert ist.

In gewissen Gesteinen findet sich ein einzelnes Mineral in so überwiegender Menge, dass man dasselbe als den Bestandteil der betr. „einfachen“ Felsart allein für massgebend hält, z. B. Kalkspat in den meisten Kalksteinen; in anderen Gesteinen aber finden wir regelmässig mehrere Mineralien zusammen: sie sind die „Gemengteile“ des Gesteines. Es gilt von diesen „gemengten Felsarten“, was Agricola ¹⁾ als Kennzeichen der „genera mista fossilium“ auführte: dieselben bestehen aus mehreren allseitig miteinander gemengten Mineralien; ein kleiner Teil des Gemenges ermangelt keiner der Substanzen, welche im ganzen Gesteine sich befinden; durch Feuer-gewalt vermag man kaum einen der Gemengteile von den andern zu sondern.

Vielfach kann man Altersunterschiede der Mineralien in den Gesteinen feststellen. Oft ist eine Unterscheidung nur möglich zwischen sekundären und primären Mineralien, wobei man alle jene Substanzen, welche durch Infiltration oder durch Veränderung vormaliger Mineralelemente der Felsart als Sekretionen entstanden sind, sekundäre nennt. Diese sekundären Mineralien fallen zum grössten Teile zusammen mit den oben von uns „aufgewachsene“ genannten; nur in einigen wenigen Fällen sehen wir aufgewachsene Mineralien für primär an, wenn sie nämlich der Art und den Wachstumsverhältnissen nach übereinstimmen mit Substanzen, welche sonst das Gestein zusammensetzen (Quarz und Orthoklas in manchen Graniten, Augite, Feldspäte etc. in gewissen Blasenräumen vulkanischer Gesteine, analog den Krystallen in manchen Höhlungen künstlich erzeugter Schlacken, z. B. denen der Eisenfrischschlacken).

Nicht selten aber lassen sich Altersunterschiede unter den primären Mineralien nachweisen, wie wir oben schon angedeutet haben.

Infiltrationen nennen wir alle von aussen, ohne Veränderung der gesteinsbildenden Mineralien in das Gestein

¹⁾ De natura fossilium Liber I. S. 575 der Baseler Ausgabe von 1557.

gelangten Substanzen. Von Spalten und Klüften aus pflügen sich diese Infiltrationen zu verbreiten. Abgesehen von etwaiger technischer Wichtigkeit besitzen viele der Infiltrationen grosse geologische Bedeutung. Zuweilen mag der Eintritt fremder Mineralien durch aufsteigende Quellen und Gasexhalationen vermittelt worden sein; doch stammt der grösste Teil der infiltrierten Substanzen von oben und wird durch in die Tiefe sinkendes Wasser zugeführt. Es muss darauf hingewiesen werden, dass die Infiltrationen in zahlreichen Fällen von Gesteinen herrühren, die nicht mehr über jener Stelle vorhanden sind, wo wir in Gängen etc. die Einsickerungsprodukte antreffen. Immer muss man sich erinnern, dass auf Festlandsgebieten die Abtragung schon ungeheure Massen von Gesteinen hinweggeführt hat.

Sekretionen heissen die Mineralien, welche unter Mitwirkung hinzutretender Substanzen, Wasser, Kohlensäure, Schwefelwasserstoff etc. aus den Mineralkörpern des Gesteins sich gebildet haben. Oft geben sie einen vortrefflichen Anhalt zur Erkennung der Gesteinszusammensetzung oder zur genaueren Bestimmung wichtiger Felsgemengteile: sie stellen gewissermassen makroskopische Reaktionsprodukte der in der Natur verbreiteten Lösungsmittel auf die ursprünglichen Felsgemengteile dar: Die Sekretion von Analcim und Natrolith deutet z. B. auf Gesteine, in denen ein Natrium-Aluminiumsilikat, etwa Nephelin, eine erhebliche Rolle gespielt hat, die Sekretion von Kalkspat und von Calciumzeolithen auf ein an Kalkfeldspat reiches Gestein etc.

Konkretionen sind Stoffanhäufungen, welche an kleinen Teilen des Bildungsraumes eines Gesteines zusammengeführt werden. Meistens hat ein Vorgang unvollkommener Kristallisation dabei stattgefunden und einen im Gesamtgestein sonst verteilten und zerstreuten Stoff örtlich in grösserer Menge gesammelt und ausgeschieden, wobei rundliche oder nierenförmige Körper entstanden sind (Geoden, Lösskindchen, Phosphoritknollen etc.). Septarien sind solche Konkretionen (Geoden), welche im Innern klaffende Spalten häufig in gewissermassen sternförmiger Anordnung zeigen.

Viele Gesteine enthalten Bruchstücke von fremden Felsarten, die z. T. in fast unverändertem, zum anderen Teile in erheblich modifiziertem Zustande eingeschlossen worden sind. Während es zweckmässig ist, jene Gebirgsarten, bei denen das Auftreten fremder Gesteinsstücke wesentlich ist und den Charakter bestimmt, für sich zu betrachten, sind die Felsarteneinschlüsse, deren Vorhandensein auf besonderen örtlichen Bedingungen beruht, an dieser Stelle zu erwähnen.

Hierher gehören u. a. vereinzelte Trümmer älterer Gesteine in gewissen Kalksteinen, ferner die isolierten Einschlüsse in Laven älterer und neuerer Zeit, die Schiefer-einschlüsse in Graniten etc.

Es gibt Fälle, in welchen fremdartige Mineralge-menge in einem Gesteine zwar häufig vorkommen, aber doch nicht leicht ihren Ursprung verraten; man hat z. B. betreffs der oft über kopfgrossen Olivinkugeln in Basalten gestritten, ob es sich um ausgeschiedene Krystallgruppen, also gewissermassen um Konkretionsgebilde, oder um eingeschlossene Felsarten handle — hinsichtlich gewisser granitähnlicher Massen, ob man es mit Sekretionen oder mit gangförmig eingedrungenen Gesteinen zu thun habe etc. — In solchen Zweifelsfällen empfiehlt es sich, einen Ausdruck zu gebrauchen, welcher Konkretionen, Sekretionen und Einschlüsse zusammenzufassen vermag: man bezeichnet diese verschiedenartigen Dinge als „acces-sorische Bestandmassen“. Mit diesem Ausdrucke kann man auch in den Fällen des Vorkommens petrographisch verschiedener Gesteine in einer geotektonischen Einzel-masse (Lavenströme mit Glasrinde etc.) die untergeord-neten und die durch Umwandlung erzeugten Massenteile bezeichnen.

Gefüge, Gewebe und Absonderung der Gesteine.

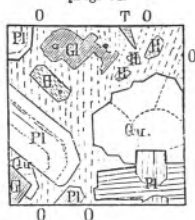
Die Anordnung der Mineralien im Gestein bedingt das Gefüge oder die Struktur. Wir unterscheiden ein-fache Strukturen, welche durch grössere Gesteinsmassen gleichmässig erscheinen von zusammengesetzten, welche

im Gefüge voneinander abweichendes Material innig verbunden zeigen. Zu den einfachen Strukturen rechnen wir: das krystallinische Gefüge. Dieses unterscheidet man in phanokrystallinisches, d. h. mit unbewaffnetem

Fig. 74.

- $\frac{5}{1}$ Phanero-krystallinisch-körniges Gefüge.
Granit von Zella bei Suhl.

Grosse Krystalloide von Orthoklas: O, grenzen unregelmässig aneinander; darin liegen Plagioklas-krystalle: Pl, z. T. mit zonalem Bau; — dunkle Glimmer: Gl und Hornblende: H (beide mit Apatiteinschlüssen und Magnetisenpünktchen), sowie Titanit: T. Die Umrisse der Quarzkörner: Qu sind durch Orthoklas-, Plagioklas- und Glimmerflächen bestimmt.

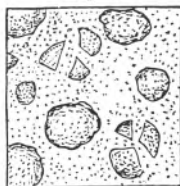


Auge als krystallinisch erkennbares, und kryptokrystallinisches. — Der Art der krystallinischen Teile nach kann

Fig. 75.

- $\frac{2}{1}$ Pisolitischer Porphyrituff von Mehliß
Schliffoberfläche.

Die z. T. zerbrochenen Kügelchen bestehen aus Tuff, der an ihrem Rande dichter gefügt und dunkler als anderwärts ist; sie fallen beim Verwittern leicht heraus.

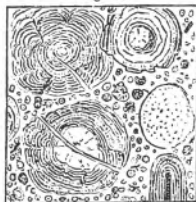


das Gefüge stengelig, blätterig oder körnig sein. Letzteres wieder zerfällt in grobkörniges, mittelkörniges, klein-

Fig. 76.

- $\frac{4}{1}$ Rogenstein (Oolith) des unteren Buntsandsteines von Latdorf bei Bernburg.

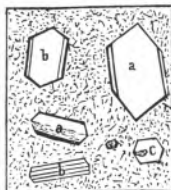
Grosse und kleine bis kleinste Oolithkugeln in einer feinkörnig krystallinischen Kalkspatmasse, welche in Sprünge einiger grossen Kugeln eindringt. Die strahlige Beschaffenheit der Kugeln und der „nagelkalk“-artigen Kugelteile ist nur schwach in der Zeichnung angedeutet.



körniges und feinkörniges. Zwischen feinkörnigem und kryptokrystallinischem Gefüge sind ebenso vollkommene

Uebergänge vorhanden, wie zwischen letzterem und dem dichten und zwischen diesem und dem glasigen.

Fig. 77.

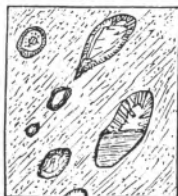


Porphyr-Struktur. Schema.

- a. gewöhnliches Aussehen von Orthoklas.
- b. desgl. von Plagioklasen.
- c. desgl. von Quarz, mit sackförmig eingreifender Grundmasse.

Gewissermassen Uebergänge zu den zusammengesetzten Strukturen bilden die Pisolithstruktur und die Oolith-

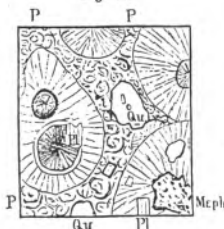
Fig. 78.



Mandelsteingefüge. (Schema.)

struktur, oder Rogensteingefüge, welche bei dichten und kryptokrystallinen Gesteinen vorkommen und auch

Fig. 79.



$\frac{5}{1}$ Sphaerolithische Struktur. Porphyr vom Pannthal bei Oberhof.

- P: Perlitische Basis, jetzt mit Aggregatpolarisation.
- Msph.: Haufen kleinster Sphaerolithen.
- Pl.: Plagioklas. Qu.: Quarz.

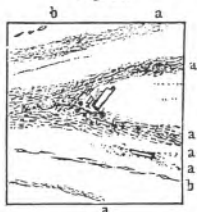
Aehnlichkeit mit dem Sandsteingefüge haben können. — Noch mehr zu den zusammengesetzten Strukturen gehörig ist das auf einem Gegensatze einer „Grundmasse“ gegen eingesprengte Krystalle beruhende Porphyrgefüge,

mit dem das porphyrähnliche durch Uebergänge verknüpft ist. Das variolithische und das Mandelsteingefüge

Fig. 80.

$\frac{10}{1}$ Fluidalstruktur. Obsidian vom Teyde.

- a. Schwärme von Mikroliten und Krystalliten (z. T. kleinen Sphärolithen), ausweichend vor Krystallen von Feldspat, Magneteisen etc.
- b. Lagen von Gasblasen, die meist langgestreckt sind.

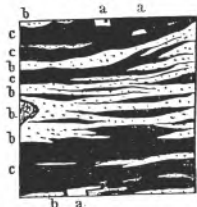


können damit unter Umständen auch oberflächliche Aehnlichkeit gewinnen; die sphärolithische Struktur dagegen

Fig. 81.

$\frac{1}{1}$ Eutaxit von Guajara.

- a. Feldspatkrystalle.
- b. Steinartige (krystallinische) Lagen.
- c. Obsidianstreifen.

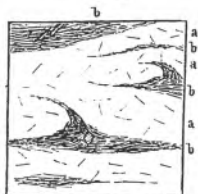


ähnelt zuweilen der oolithischen, zuweilen der porphyrähnlichen. Die Fluidal- oder Fluktuationstruktur gibt

Fig. 82.

$\frac{1}{1}$ Flaseriges Gefüge. Knauerbildung im Gneiss von der Bocchetta di Val Maggia.

- a. Glimmerarmes Gemenge von Quarz und Feldspat.
- b. Glimmernester mit Stauungsspuren.



von Massenbewegungen vor Erstarrung der Gesteinsmasse Zeugnis; man bemerkt dieses Gefüge viel häufiger mikroskopisch als makroskopisch.

Noch stärker treten die Gegensätze in denjenigen zusammengesetzten Strukturen hervor, welche man die

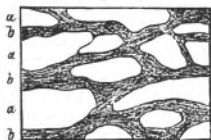
Fig. 83.



$\frac{1}{1}$ Gebänderter (lithoiditischer) Porphyr vom Ebersbachgrunde bei Schmalkalden.

lithoiditische, die eutaxitische, die flaserig verwebte, die durchflochtene nennt. Auch bei durchtrümpertem Gefüge, bei Breccienstruktur, Konglomeratstruktur, Granit- oder Kiesstruktur finden wir mehrerlei Gefüge in einem Gestein.

Fig. 84.



$\frac{1}{1}$ Durchflochtene Struktur. Oberdevonisches Kalk- und Schiefergestein (Kramenzelschiefer von Saalfeld).

a. Kalkknollen (Konkretionen).
b. Schiefer.

Viele der einfachen, wie der zusammengesetzten Strukturen lassen sich als Parallelstrukturen (zum Teil Schieferung, z. T. Bänderung etc.) bezeichnen, und in manchen Fällen treffen wir ungleichförmiges Parallelgefüge.

Fig. 85.



$\frac{4}{1}$ Perlittische Absonderung. Veränderter (jetzt weicher, lichtgrünlicher, durch Aggregatpolarisation ausgezeichneter) Porphyry-Pechstein vom Beerberg i. Th.

Runde Quarzkörner sind durch gegitterte Schraffur kenntlich gemacht.

Je nach der Raumerfüllung unterscheiden wir das Gewebe oder die Textur der Gesteine als derb oder porös (löcherig, zellig, blasig, schaumig, schlackig, klüftig,

sprünig, rissig etc.). Nach der Trennbarkeit der Teile und den Formen der Bruchstücke bezeichnet man die Absonderungen der Gesteine als massig, quaderförmig, blockartig, säulig, prismatoidisch, schalig, kugelig, kokolithisch, perlitisch, erdig, stengelig, geknickt schieferig, gefältelt schieferig, wellig schieferig, schieferig, blätterig, plattenförmig etc. Die Verwitterungsformen schliessen sich nicht selten den Absonderungsformen innig an, doch werden auch Abweichungen beobachtet, z. B. kugelige und schalige Verwitterung bei säuligen Absonderungen.

Klassifikation der Gesteine.

Die Felsarten können ebensowenig als die Vegetationsformen (Wiese, Wald etc.) in „Arten“ im Sinne der beschreibenden Naturwissenschaften zerlegt werden. Also ist ein strenges System für die Aufzählung der Gebirgsarten nicht aufstellbar, die Typen gehen ineinander über und sind auf mannigfaltige Weise miteinander verbunden. Ebenso folgt aus den besprochenen Verhältnissen, dass verschiedene Gesichtspunkte für die Aufzählung der Felsarten geltend gemacht werden mussten, d. h. dass es verschiedene Systeme der Aneinanderreihung derselben gibt.

Einige Gesteinsnamen sind uns aus dem Altertum überliefert, z. B. Marmor, Porphyrites etc. Einen wissenschaftlichen Begriff verbanden aber anscheinend die Alten nicht mit jenen Namen; eine greifbare Unterlage gewinnen dieselben erst, seit in der Mitte des sechzehnten Jahrhunderts unserer Zeitrechnung das Interesse an den Naturkörpern in Mittel- und Südeuropa erwachte.

Georg Agricola (eigentlich G. Bauer), geb. 1494, gest. 1555, Arzt in Chemnitz, auch als Philologe bekannt, war einer der ersten, welche auf Grund ausgedehnter Sammlungen und eingehender Studien in seinem 1546 erschienenen — nach Art der Schriften des klassischen Altertums in 10 Bücher abgetheilten — Werke „De natura fossilium“ Mineralien und Gesteine klassifizierte. Er war der Begründer und der erste wissenschaftliche

Anwender vieler bis auf die Gegenwart erhaltener Namen, die er, wie den eigenen Familiennamen, ins Lateinische übersetzte. Im wesentlichen erhielt sich sein System: die Einteilung in „terrae“ (Erden), Succi concreti (Salze, bituminöse Substanzen etc.), „Lapides“ (Mineralien, Gesteine und oxydische Eisenerze, welche keiner guten Politur fähig sind), „Gemmae“ (Edelsteine), Marmora (politurfähige Gesteine), „Saxa“ (als Bausteine verwendbare Felsarten), „Metalla“ (Erze, besonders Schwefelmetalle und gediegene Metalle) und „Res fossiles mistae“ (Erzgemeinge etc.), bis zur Mitte des achtzehnten Jahrhunderts. Linnés Zeitgenosse und Landsmann Wallerius wird von ersterem selbst als Autorität in der Mineralogie und Gesteinslehre gepriesen; er zählte in seiner 1750 von Denso verdeutschten Mineralogie noch immer, ähnlich wie Agricola, sowohl unter den „Erdarten“ als unter den „Steinarten“ zugleich Gesteine und Mineralien auf. Axel von Cronstedt trennte in seiner 1758 in schwedischer Sprache herausgegebenen Mineralogie schärfer die Felsgesteine (Saxa) von den Mineralien und unterschied bei ersteren die „Saxa composita“ mit gleichem Entstehungszeitalter der Mineralteile von den saxis conglutinatis (Sandsteinen, Breccien etc.), deren Konstituenten ungleichzeitiger Entstehung sind. Linné selbst schloss sich seinen beiden Landsleuten in manchen Stücken an, bewahrte aber eine gewisse Selbständigkeit und führte viele Lokalnamen für Gebirgsarten ein.

Die Jahre 1785—1786 brachten neue Klassifikationen und schärfere Bestimmungen der Gesteine von Voigt (Drei Briefe über Gebirgslehre 1. Aufl. 1785, 2. 1786), von Werner (Abhandl. d. böhm. Ges. d. Wissenschaften in Prag auf d. Jahr 1786) und von K. Haidinger (Wien 1786). Voigt und Werner teilten beide die Gesteine in solche des Grund- oder Urgebirges, solche des Flötzgebirges, in vulkanische Gebirgsarten (denen Werner noch pseudovulkanische, nämlich gebrannte Thone etc. anreichte) und in „aufgeschwemmte Gebirgsarten“. Wesentlich abweichend waren freilich die Auffassungen mehrerer Hauptglieder. Voigt nannte Basalt und Phonolith („Horn-

schiefer“) Laven, während Werner beide unter den Urgebirgsarten aufführte und die Irrlehre aufstellte, dass für die echt vulkanischen Gebirge „die ganz oder doch zum Teil noch auf ihnen vorhandenen trichterförmigen Schlünde (Krater)“ besonders charakteristisch seien. Je grösser auf anderen Gebieten Werners Verdienste waren, um so verhängnisvoller wurden für Geologie und Petrographie seine Irrtümer. Es war ein Hemmnis für die gesunde Entwicklung der Petrographie, dass in dieselbe die Principien des geologischen Alters der Gesteine und der angenommenen Entstehungsweise eingeführt wurden. Denn während die mineralogischen und chemischen Charaktere sicher festgestellt werden können, ist die Altersbestimmung nur ausführbar, wenn geotektonische Einzelmassen gründlich in ihren sämtlichen Verhältnissen studiert werden; nicht für losgelöste Stücke, welche die Natur uns in Konglomeraten etc. so zahlreich darbietet, oder welche in Gebieten von ungenügend erkanntem geologischem Bau gesammelt worden sind. Auch für Ganggesteine ist es in sehr zahlreichen Fällen unmöglich, zu sagen, ob dieselben dem Urgebirge, dem Flötzgebirge oder der späteren Zeit angehören.

Die Aufstellung einer Gruppe „vulkanischer Gesteine“ hat, weil von vornherein die Porphyre etc. davon ausgeschlossen waren, noch schädlicher auf den Entwicklungsgang der Petrographie und der Geologie gewirkt. Statt gründlicherer Studien über die Zusammensetzung der Gesteine vulkanischen Ursprunges, wurden von zahlreichen Gelehrten Spekulationen über die Möglichkeiten der Bildung von Basalt etc. auf wässerigem Wege oder doch auf andere Weise als auf vulkanische angestellt.

Cordier erwarb sich das Verdienst, innerhalb der Gesteine, welche er massige vulkanische nannte, eine Gliederung je nach dem Vorherrschen der Feldspatbestandteile oder der pyroxenischen Mineralien vorzunehmen. Al. Brongniart gab (Journ. des mines Bd. 34) eine Gruppierung der gemengten Gesteine nach mineralogischen Grundsätzen, Haüy (Traité de minéralogie 1819, das System war jedoch schon 1812 im wesentlichen bekannt)

160 K. C. von Leonhard. Petrographie um das Jahr 1860.

ein vollständiges petrographisches System nach vorzugsweise mineralogischen Charakteren, dessen Inkonsequenz jedoch in der Aufstellung einer Klasse auf feurigem Wege gebildeter Gesteine bestand und das an der Ungleichwertigkeit der drei ersten Klassen (I. steinige und salzige Substanzen, II. brennbare, nicht metallische Substanzen, III. Erzgesteine) krankte.

1823 trat K. C. von Leonhard mit einer neuen mineralogischen „Charakteristik der Felsarten“ hervor, die lange Zeit ihre Bedeutung behielt.

Indessen bereiteten die Fortschritte der beschreibenden und der chemischen Mineralogie, sowie die ersten (wie es scheint, von Cordier ausgehenden) Versuche, die innig miteinander in vielen Felsarten verwebten Mineralteilchen voneinander mechanisch zu sondern und mikroskopisch weiter zu untersuchen, eine neue Zeit für die Petrographie. Besonders wichtig wurden die langsamen Fortschritte in der Kenntniss der für viele Gesteine so wichtigen Feldspäte. Namentlich die an G. Rose sich anschliessenden Forscher strebten nach dem Vorbilde des Meisters danach, in diesen Mineralien Kriterien zur Unterscheidung vieler Gesteine zu gewinnen. Man ging dabei von der Meinung aus, dass in der Regel nur ein Plagioklas in einem Gestein enthalten sein könne und dass in allen porphyrischen oder auch nur durch einzelne eingesprengte Krystalle ausgezeichneten Gesteinen das nicht makroskopisch auflösbare Mineralgemenge aus denselben Mineralien bestehen müsse, welche in grösseren Partikeln erkennbar sind. Auch glaubte man petrographische Gesetze der Mineralassoziationen erkannt zu haben.

Eingehendere Klassifikationen und ausführlichere Lehrbücher der Petrographie gaben Naumann im Lehrbuche der Geognosie 1. Aufl. 1851, 2. 1858 u. f. J. Cotta: Gesteinslehre (mit petrogenetischer Grundeinteilung) 1. Aufl. 1855, 2. 1862. — Senft: Klassifikation und Beschreibung der Felsarten 1857. — Coquand: *Traité des roches* 1857. — Blum: Handbuch der Lithologie 1860.

Eine Reihe hochwertiger Publikationen begann J. Roth 1861 mit der Zusammenstellung der „Gesteins-

analysen“. Es waren besonders die von Bunsen geschul-
ten Chemiker gewesen, welche die Methoden analytischer
Gesteinsuntersuchung geübt und ausgebildet hatten.

Das mikroskopische Studium anorganischer Objekte
bürgerte sich nur langsam ein, teils der Schwierigkeiten
wegen, welche sich der Beschaffung geeigneten Unter-
suchungsmaterials entgegenstellten, teils auch wegen der
Unvollkommenheit und des Preises der Mikroskope, nicht
zum wenigsten aber, weil die optischen Erscheinungen
der Mineralien nicht einmal in der Mineralogie besonders
berücksichtigt wurden. In Hausmanns für seine Zeit so
ausgezeichnetem, noch heute in vielen Stücken muster-
haften Handbuche der Mineralogie vom Jahre 1847 ist
ebensowenig als in dem gleichzeitig erschienenen äusserst
inhaltsreichen Breithauptschen Handbuche das optische
Verhalten regelmässig angegeben, gelegentlich sind ein-
zelne optische Erscheinungen in beiden Werken möglichst
populär besprochen; aus kürzeren Lehrbüchern war noch
weniger in dieser Richtung zu entnehmen.

Hatten auch Henry Clifton Sorbys für die Einfüh-
rung der mikroskopischen Untersuchung von Dünnschliffen
bahnbrechende Untersuchungen (seit 1850) namentlich
bei G. Rose und seinen Schülern lebhaftes Interesse er-
regt, so dass Oschatz eine Menge von Präparaten her-
stellte und verteilte und dass andere in gleicher Richtung
arbeiteten, so bedurfte es noch einer Reihe von Jahren,
bis die neue Methode fruchtbringende Resultate, nament-
lich durch Ferd. Zirkels rastlose Arbeiten ergab. Dieses
ausgezeichneten Forschers Lehrbuch der Petrographie,
1866, gibt eine umfassende Darstellung des umfangreichen
Gebietes. Seitdem ist die mikroskopische Methode durch
Zirkel selbst, durch Rosenbusch, durch Fouqué und viele
andere sehr vervollkommenet worden, die mechanische
Sonderung der Gesteinsgemengteile hat namentlich durch
Fouqué erhebliche Fortschritte gemacht und auch che-
mische, z. T. mikrochemische Untersuchungsweisen sind
sehr verbessert worden. Eine grosse Menge von Gesteins-
vorkommnissen sind untersucht worden, noch zahlreichere
sind zu untersuchen oder wiederholt zu studieren, nach-

dem frühere, nicht ausreichende Beobachtungen daran gemacht worden sind.

Dass die eifrige, rastlose Arbeit, welche auf petrographischem Gebiete in den letzten Jahren geleistet worden ist, manche ungenügend begründete Auffassungen früherer Zeiten beseitigt hat, und dass manche Gesteine sich wesentlich anders zusammengesetzt gezeigt haben, als man früher glaubte, liegt auf der Hand. Bei den Fortschritten der Petrographie haben aber doch sehr viele uralte Erfahrungen nur ihre Bestätigung gefunden und in auffallend wenigen Fällen hat sich die Notwendigkeit der Einführung von allgemein bedeutsamen Gesteinstypen herausgestellt, welche den älteren Petrographen entgangen waren. Es ist also hauptsächlich der Umfang der einzelnen Typen verändert oder die schärfere Präcisierung derselben gewonnen worden. Gewöhnlich hat sich herausgestellt, dass gewisse unter besonders günstigen Verhältnissen makroskopisch wahrgenommene Erscheinungen verbreiteter sind, als man angenommen hatte. Unendlich viel bedeutsamer sind die Resultate hinsichtlich der für die Gesteinsentstehung wichtigen Wahrnehmungen, auf die wir schon oben hingedeutet haben und auf die wir unten zurückkommen.

Sehr hinderlich für das Studium ist, dass in der Gesteinslehre in viel häufigeren Fällen als sonst derselbe Name von verschiedenen Autoren in verschiedenem Sinne gebraucht wird; zuweilen hat man den Begriff eingeschränkt, aber oft sind die Bezeichnungen wie herrenloses Gut betrachtet worden und einfach auf Gesteine übertragen, welche ganz heterogen den früher ebenso genannten sind. Weichen in solchen Fällen die Definitionen der verschiedenen Autoren voneinander ab, so sind sehr häufig auch auf ungenügende Bestimmungen hin Namen übertragen worden auf Gesteine, welchen sie nicht zukommen, die aber dann doch wieder von späteren Autoren als Typen des betr. Gesteines angesehen worden sind. Freigebig war man mit den Bezeichnungen Trapp, Grünstein, Diabas, Melaphyr, Basalt etc. Noch hat die Petrographie mit der Herstellung einer Einigung eine grosse

Aufgabe vor sich. Bevor diese hergestellt ist, dürfte es zweckmässig sein, in knappen Darstellungen der Geologie nur einige wenige hauptsächliche Gesteinstypen kurz zu bezeichnen.

Aufzählung der hauptsächlichsten Felsarten.

I. Oryktomere Gesteine: die Mineralelemente sind gleichförmig als solche im Gestein verteilt, nicht darin zu kleineren oder grösseren Brocken von Gebirgsarten gruppiert.

A. Silikatgesteine: Mindestens die Hälfte der Masse besteht aus Silikaten.

a. Feldspäte oder Felsitoide, welche jedoch zuweilen vollständig oder zu grösserem bis kleinerem Teile von verglasten Alkali-Aluminium- und Calcium-Aluminium-Silikaten ersetzt sind, bedingen den Gesteinscharakter¹⁾.

α. Quarz oder saures Glas sind in erheblicher Quantität anwesend, der Kieselgehalt des Gesteines übersteigt also meist den der Feldspäte, und gewöhnlich sind die einwertigen Elemente (Alkalien) fast im einfachen Äquivalentverhältnisse zum Aluminiumgehalte vorhanden, während zweiwertige Elemente und das Eisen auch in der sechswertigen Form zurücktreten. — Also etwa SiO_2 66—80%, Al_2O_3 10—16%, Alkalien 8—14%.

1. Granit. Gleichmässig körniges Gemenge von Feldspäten mit Quarz und mit Glimmerarten. Letztere sind zuweilen durch Hornblende ersetzt. Unter den Feldspäten ist der Orthoklas meistens herrschend, als Krystalle oder Krystalloide entwickelt und nur sehr selten in glasier Form vorhanden, meist als gemeiner Feldspat. Des cloiseaux findet Mikroklin in Graniten sehr verbreitet. Die Plagioklase der Granite sind meist verwitterbarer als deren Orthoklas; auf der Kaolinisierung der Feldspäte und dem Zersplittern des oft von Flüssigkeitseinschlüssen

¹⁾ In der ganzen Reihe der feldspatreicheren Gesteine gibt es wohl kein Glied, welches frei von Apatit wäre; dieses Gemengteil wird seltener makroskopisch als mikroskopisch beobachtet. — Auch ist entweder Magneteisen oder Eisenglanz bez. Titaneisen überall verbreitet. — Im folgenden sind diese Gemengteile nicht bei jedem Gestein besonders aufgeführt.

(z. T. liquide Kohlensäure) strotzenden Quarzes, dessen Umrisse von den umgebenden Mineralien bedingt zu sein pflegen, beruht das äusserst charakteristische Zerfallen verwitternden Granites zu Grus (*Arena fossicia* bei Agricola, der den Granit selbst noch nicht aufführt¹⁾). Ebenere Landstriche von Granitgebieten neigen wegen der Kaolinisierung der Feldspäte zur Sumpf- und Seebildung; an Berghängen bleiben oft der Verwitterung trotzende wilde klüftige Granitfelsen stehen, auf Bergen sind dem Zerfallen entgangene wollsackförmige Granitblöcke oft massenweise vorhanden, denen u. a. der Brocken am Harz seinen Namen verdankt; anderwärts sind Felsmeere oder Felslabyrinth auf diese Weise gebildet. — Die Absonderung ist meist eine massige, auch eine dicktafelförmige kommt vor. Der Granit bildet grössere stockförmige Gebirgsmassen, man erwähnt oft auch Granitgänge, deren Material jedoch selten mit dem Massengranit übereinstimmt.

Zahlreiche Abarten werden mit besonderen Namen belegt, auch sind gewisse häufig beobachtete accessorische Bestandmassen als Pegmatite, Haplite (oder Aplite etc.) unter den Felsarten aufgezählt worden. Uebergänge bestehen nach dem Gneiss, nach dem Syenit, dem Diorit und nach dem Porphyir hin.

Den Namen Granit finden wir zuerst im Munde italienischer Kunstfreunde und Archäologen des 16. Jahrhunderts. Guettard (1715—1786) war der erste Geolog, welcher das Granito genannte Gestein gewisser aus Oberägypten stammender Kunstwerke genauer untersuchte²⁾ und mit französischen Vorkommnissen verglich.

2. Gneiss. Krystallinisch körnige Gemenge von Feldspäten und Quarz, in Parallelstruktur verbunden mit Lagen oder Flasern zusammengehäufter Schuppen von Glimmerarten. Letztere werden oft begleitet und teilweise ersetzt durch Granat, Turmalin, Dichroit, Hornblende, selten Augit (Salit) etc. Apatit ist nicht selten

¹⁾ Wenn er nicht unter dem „saxum, quod e scabie nomen invenit“ (Gründstein) de nat. foss. lib. VII. S. 638 d. Baseler Ausgabe von 1557 Granit meint.

²⁾ Mém. sur les Granites de France comparés à ceux d'Egypte. Mém. de l'Ac. franc. 1761, vergl. auch Wad, Foss. Egypt. musei Bergiani 1794 und die daran anknüpfenden Autoren, welche Guettards Arbeiten wohl übersehen hatten.

makroskopisch wahrnehmbar („Moroxit“); Schwefelkies, Magneteisen und andere Erze sind verbreiteter als in Graniten, Graphit ist zuweilen beigemengt.

Zahlreiche Gneissabänderungen werden durch verschiedene Grösse, Gestalt, Verteilung und Menge der Hauptgemengteile, durch das Auftreten von Nebengemengteilen, stellvertretenden Mineralien, Uebergemengteilen etc. hervorgebracht. Diese Abänderungen wechsellagern schichtförmig miteinander und mit Glimmerschiefern, Hornblende-, Olivin-, Serpentinegesteinen, mit Marmor, mit Quarzit, mit Hälleflinta etc. Uebergänge in Granit, in Glimmerschiefer, in Granulit, und durch Dioritgneisse in Diorit.

Nester, Adern und Gänge von den beim Granit erwähnten Pegmatiten, Hapliten etc. bilden häufig accessorische Bestandmassen.

Gewöhnlich in aufgerichteten Schichten vorkommend, bildet der Gneiss ausgedehnte Gebirge, bei welchen zackige Grate und Bergkämme, sowie scharf eingeschnittene felsige Thäler oft wahrgenommen werden; wo eine mehr sölhliche Lagerung vorkommt, findet man auch wellige Bergrücken und Hochebenen, sowie sanftere Thalformen. Gneiss bricht in mehr oder minder regelmässige Platten und liefert einen steinigen Boden, der jedoch öfters Sümpfe und Seen zeigt, wenn die Feldspäte kaolinisiert sind.

Agricola und Kentmann (1565) benutzen den Ausdruck Gneiss für harte unbrauchbare Mineralkonkretionen in den Erzgängen; der Torgauer Sammler K. identifiziert dabei Gneiss und „Missbickel“. Des Wallerius (1750) „Kneis“ ist wohl ein Teil von anderer Skandinavien Hälleflinta. Erst durch Ferber (Beitr. z. Mineralgeschichte von Böhmen) und durch Charpentier (Min. Geogr. der Chursächs. Lande 1778) bekam der Name „Gneuss“ petrographische und geognostische Bedeutung, während Werner sich rühmte, der erste Entdecker vom Feldspat im Gneiss gewesen zu sein.

3. Granulit. Mit diesem im Anfange unseres Jahrhunderts aufgestellten Namen bezeichnen die deutschen Petrographen ein dem Gneiss nahestehendes, mehr oder

minder deutlich schieferiges und geschichtetes Gestein, in welchem Feldspäte, vorwiegend Orthoklas, mit Quarzkörnchen und kleinen roten Granaten ein feinkörniges, mit kleinen Quarzplatten oder Quarzlagen in Parallelstruktur verbundenes Gemenge darstellen. Cyanit und Glimmer nebst mikroskopischen Uebergemengteilen treten häufig hinzu; der Glimmergehalt, in Lagen verteilt, nimmt zu, wenn die Granaten zurücktreten. Das orographische Verhalten ist das der Gneisse.

4. Porphyroid (Lossen 1869). Dünne Lagen oder Plättchen von Glimmerschuppen (öfters Paragonit oder Sericit) oder von Strahlsteinanhäufungen bringen eine Parallelstruktur in einer durch Feldspäte (Krystalle oder Krystalloide von Orthoklas, Mikroklin, Albit etc.) und durch Quarze (mit Flüssigkeitseinschlüssen doch ohne Glasporen) porphyrischen, gewöhnlich splitterigen und häufig licht rötlichen Masse hervor. Diese ist von Glasteilchen stets frei, mikroskopisch gewöhnlich in kleinste krystallinische Teilchen auflösbar, in verschiedenen Fällen aber verschieden zusammengesetzt. Die Porphyroide bilden meist kleine schichtähnliche Einzelmassen und kleine Stöcke.

5. Hälleflinta. Linné hat diesen schwedischen volkstümlichen Ausdruck für der Grundmasse der Porphyroide entsprechende Gesteine eingeführt, welche meist hell und dunkel gebändert sind, in den hellen Lagen fast nur ein mikroskopisches Haufwerk kleinster Orthoklase und Quarze, in den dunkeln dagegen ausserdem noch Glimmer und Chloritschüppchen u. dergl. zeigen.

Elvan, Kornubianit, Felsitschiefer (Naumann), Adinole (Beudant; durch leichte Schmelzbarkeit und relativ hohen Natriumgehalt ausgezeichnet, etwa Quarz-Albitgemenge) sind der Hälleflinta nahestehende, z. T. damit identische Gesteine. Auch sind die Namen Eurit (d'Aubuisson 1819) und Felsit (Gehrhard 1815), sowie der Ausdruck Hornschiefer bisweilen auf ähnliche Felsarten angewandt worden, nachdem der Phonolith und der Kieselschiefer nicht mehr so bezeichnet wurden. Auch der Hornfels (Wallerius bez. Hausmann) ist in vielen Fällen der Hälleflinta, bez. den dunklen Lagen darin, sehr ähnlich.

Die eben aufgezählten sauren Feldspatgesteine vereinigen wir zur „Granitgruppe“. — Wegen der Anwesenheit von Glimmern, von Erebenniten, oft von Granat, Turmalin etc. neben Quarz und wegen des Fehlens von spezifisch leichten verglasten Silicaten ist das spezifische Gewicht der Regel nach über dem des Quarzes, etwa im Mittel 2,69—2,75.

6. Porphyr. (Quarzporphyr. Quarzführender Felsitporphyr, einschliesslich der als Pechstein entwickelten Vorkommnisse.) Alkalireichere Feldspäte (besonders oft gemeiner Orthoklas und sog. Oligoklas) und Quarz, gewöhnlich von einem in den verschiedenen Teilen einer und derselben geotektonischen Einzelmasse in wechselnden Mengen vorhandenen sauren Glase und häufig auch von Sphärolithen (i. w. S.) begleitet, bilden eine Grundmasse, die sehr oft Fluidalstruktur zeigt, auch wohl, lithoiditisch ausgebildet, gebändert oder geflammt aussieht und örtlich zu „Porphyrkugeln“ oder Lithophysen aufschwillt. Eingesprengt sind Krystalle und Krystallfragmente oder auch Krystalloide von Quarz (gewöhnlich mit Einbuchtungen und Einschlüssen der Grundmasse), von Feldspäten, die sehr oft in Kaolin und in Pinit sich umwandeln, sparsamer auch mehr oder minder zersetzte (z. T. chloritisierte) Glimmer, Hornblenden, seltener Augite etc. — Makroskopisch sichtbare Sphärolithe sind nicht selten. Die oft rote bis rotbraune Färbung rührt von kleinen Erzteilchen (bisweilen Roteisenerzblättchen, öfter von göthitähnlichem Eisenhydroxyd) her, welche in geringer Menge vorhanden sind. Magneteisen ist nicht häufig wahrnehmbar, zuweilen Anatas.

Die Porphyrgrundmasse sowohl, als die kugeligen Gebilde darin sind von den neueren Petrographen vielfach studiert worden und es hat sich für die Beschreibung der einzelnen Handstücke bez. Schiffe eine ziemlich beträchtliche Anzahl von Bezeichnungen entwickelt. Mit dieser Terminologie den Leser bekannt zu machen, unterlassen wir jedoch, weil sich vielfach beobachten lässt, wie innerhalb einer und derselben Porphyrergussmasse die Beschaffenheit der Grundmasse und der Sphärolithen

wechselt. Die Rindenteile vieler Porphyrvorkommnisse sind oder waren reicher an glasigen Massen als die inneren Partien. Sphärolithe und Porphyrkugeln gehören gleichfalls vorwiegend den Aussenteilen von Porphyrvorkommnissen an. Es ist anscheinend noch nicht genug beachtet worden, dass die Obsidiane und Pechsteine der Porphyre nicht selten in eine, Aggregatpolarisation zeigende und eingestreute Quarzkörnchen, eingelagerte Chalcedonschalen, sowie kaolinitartige Blättchen aufweisende weiche Masse umgewandelt sind. — Manche anscheinend unveränderte Gläser der Porphyre sind gerade im Innern der Porphyreinzelmassen erhalten geblieben, wie es das Vorkommen der Pechsteine bei Zwickau etc. deutlich zeigt.

Der Porphyr besitzt zahlreiche Varietäten, von welchen technisch die (bald ursprünglich, bald durch Verwitterung der grösseren Feldspäte) porösen Mühlsteinporphyre wichtig sind. Geologisch macht sich in mehreren Regionen ein Gegensatz von lithoiditischen (gebänderten und zur Bildung von Kugelporphyren geneigten) gegen mehr massige Porphyre geltend. Für deutlich körnige (meist an Glimmern etc. gegenüber typischen Porphyren reichere) Gesteine, welche Uebergänge zum Granit bilden, von diesem indes durch ringsum auskrystallisierte Quarze abweichen, ist die Bezeichnung Granitporphyr in Gebrauch.

Manche Porphyre zeichnen sich durch massige Felsbildungen aus, die Felsen sind oft von ausgedehnten Trümmerhalden umgeben. An Gehängen steilere Wände bildend und einen gewöhnlich sehr steinigen Boden erzeugend, tragen die Porphyre auf ebenerem Boden vermöge der Verthonung ihrer Massen häufig Sümpfe und Moore. Die Felsen zeigen zuweilen massige Sonderung, oft sind sie durch porösere Lagen (Schlieren) in Bänke geteilt; ausgezeichnete Säulenbildung und in anderen Fällen dünnplattige, fast schieferige Absonderung kommen manchmal vor.

Die Form von mehr oder minder lagerähnlichen — nur selten bis zu 200 m oder mehr mächtigen, bisweilen über Flächen von mehr als 100 Quadratkilometer verbreiteten Stöcken, ist bei Porphyren die gewöhnlichste,

Porphyrgänge und Porphyrinjektionen werden auch oft beobachtet, selten sinkt deren Mächtigkeit unter 2 m herab, steigt aber ebensoselten auf mehr als 20 m.

Nachdem Wallerius den alten Namen Porphyrites zu Porphyr verkürzt hatte, wurde letzterer durch Voigt und Werner auf Gesteine aus dem Thüringerwalde und aus Sachsen etc. übertragen. Werner rechnete schon 1786 den sächsischen Pechstein als Abart zum Porphyr.

7. Rhyolith von Richthofen 1861 (Liparit Roth 1861, non Arppe nec v. Kobell). Alkalireichere Feldspäte (besonders oft Sanidin und glasiger Oligoklas) bilden mit sehr saurem Glase, oft auch mit Quarz, mit Sphärolithen (i. w. S.) und häufig mit kleinen Mengen von Magnesiaglimmer, Hornblende und Augit, auch Magnet-eisen etc., selten mit Dichroit, Gesteine, deren Grundmasse meist Fluidalstruktur, bisweilen lithoiditische Beschaffenheit und Lithophysen zeigt, und welches porphyrische Einschlüsse der genannten Mineralien enthalten kann.

Petrographisch besteht ein vollkommener Uebergang von den Rhyolithen zum Porphyr, der Unterschied besteht lithologisch in dem frischeren Zustande der Rhyolithen, sowie ihrer Krystalleinschlüsse, die z. B. meist Sanidin, nicht gemeinen Feldspat zeigen, und in dem häufigeren Auftreten selbständigerer Glasmassen, welche oft Pechsteine, d. h. wasserstoffreichere Gläser, oft Obsidiane, d. h. wasserstofffreie, mehr glasartig glänzende sind. Besonders die Pechsteine zeigen oft die sog. perlitische Absonderung; manche Obsidiane teils den Oberflächen der Gesteinseinzelmassen, teils losen Stücken angehörend, sind schaumig, als seidenglänzende Bimssteine entwickelt.

Die Rhyolithen wurden zuerst in Niederrhein beobachtet und 1775 durch v. Born unter „saxum metalliferum“ begriffen. Werner rechnete 1786 dies „saxum metalliferum“ zum Porphyr, später wurde dasselbe mit einer Reihe anderer oberflächlich ähnlicher Gesteine zu Hauys Trachyt gezählt, auch als der Porphyr des Trachytgebirges Trachytporphyr¹⁾ genannt (1820 durch Beudant)

¹⁾ Der Name Trachytporphyr ist auch als Abkürzung für „porphyrisch ausgebildeter Trachyt“ gebraucht worden, z. T. für porphyrische Andesite.

oder Quarztrachyt. Den Granitporphyren ähnliche Rhyolithe scheinen von Richthofens Nevadite zu sein.

8. Dacit (v. Hauer und Stache). Quarz und mehr oder minder glasige Plagioklase bilden die charakteristischen Einsprenglinge und mit grösseren oder kleineren Mengen von saurem Glas auch die Grundmasse eines gewöhnlich noch Hornblende, gelegentlich Glimmer und seltener Augite, etwas Magnetit etc. einschliessenden Gesteines, welches den Rhyolithen sehr nahe verwandt, von diesen wesentlich durch zurücktretenden Kaliumgehalt, steigende Mengen von Calcium, Magnesium und Natrium abweicht, auch gewöhnlich weniger glasförmig ausgebildete Rindenteile der Stöcke und Gänge zeigt. Von deren Formen und Dimensionen gilt wesentlich das beim Porphyre Gesagte für Rhyolith und Dacit.

Die Porphyre und Rhyolithe, denen sich als Uebergang zu minder sauren Gesteinen die Dacite anschliessen, bilden eine Gesteinsgruppe, welche sich durch die Art des Auftretens der Gesteine sehr gut charakterisiert zeigt. Das häufige Auftreten glasiger Gesteinsteile erniedrigt das spezifische Gewicht der Massen, in welchen ohnehin schwere Silicate und die Eisenerze nur eine kleine Rolle spielen, so dass es zwischen 2,4 und 2,7 zu betragen pflegt.

β. Quarz, Tridymit oder saures Glas sind höchstens als untergeordnete Massenteile vorhanden; Aluminium und Alkalien stehen nahezu im Aequivalentverhältnisse 10:6 bis 10:8, der Kieselgehalt entspricht ungefähr dem der sauren Feldspäte (Albit, Orthoklas und sog. Oligoklas), welche Mineralien in den hier zu betrachtenden Gesteinen gewöhnlich herrschen. Es sind also in typischen Vorkommnissen ungefähr vorhanden: SiO_2 62—68%, Al_2O_3 14—20%, Alkalien 6—14%, der Eisengehalt kann (als Metall berechnet) auf 6—8% steigen, bleibt aber meist auf $\frac{1}{3}$ bis $\frac{1}{4}$ jener Menge beschränkt. Der chemischen Zusammensetzung nach schliessen sich viele sog. graue Gneisse und Granatgneisse, mehrere Dacite der hier besprochenen Kategorie an. Neben den typischen Gesteinen sind aber in unserer Aufzählung eine Anzahl Felsarten

mit nur 56—62% Kieselsäure und mit steigendem Gehalte an zweiwertigen Radikalen berücksichtigt, welche dieselben Mineralien wie die anderen enthalten, und denselben aufs innigste sich anreihen.

9. Syenit. Krystallinisches Gemenge von vorwaltendem Orthoklas und Hornblende liefert den Haupttypus des Gesteines, auf welches 1788 Werner den von Plinius überkommenen, von Agricola u. a. gebrauchten Namen Syenit übertrug, nachdem er zwei Jahre früher für die bekannte Abart aus dem Plauenschen Grunde und für ähnliche den Namen „Grünstein“ vorgeschlagen hatte. Plagioklas schiebt sich in der Regel in wechselnden Mengen ein; Glimmer vertritt oft, selten aber Augit die Hornblende ganz oder zum Teil; Quarz kommt bisweilen hinzu und eine Reihe von Uebergemengteilen. Da die Grösse der Krystalloide des Gemenges wechselt, deren relative Menge schwankt und ausser den in Mitteleuropa gewöhnlichen derben Syeniten auch krystallinisch poröse vorkommen, sind auch diese Gesteine varietätenreich. Geotektonisch schliessen sich viele Syenite an den Granit auf das innigste an und spielen orographisch und hinsichtlich der Bodenbildung mit demselben eine gemeinsame Rolle. Die räumliche Verbreitung typischer Syenite ist gering.

10. Quarzfreier Orthoklasporphyr und sog. Syenitporphyr. Gesteine, welche neben Orthoklas, der oft in Verwitterung übergeht, eine mehr oder minder entwickelte amorphe Basis und etwas wenig von Hornblende oder Glimmer führen. Nebengemengteile und Uebergemengteile sind mannigfaltig.

Anscheinend eine nicht sehr häufig entwickelte Gesteinsreihe, welche eine ähnliche untergeordnete Stellung zu den Porphyren einnimmt, wie der Syenit zum Granit. Als glimmerreicherer Glied reiht sich hier die Minette (Voltz) an.

11. Porphyrit (Plinius sp. G. Rose def.). Nach der Abtrennung des Porphyrs und des quarzfreien Orthoklasporphyrs ist der alte von Plinius überlieferte Name auf eine Reihe von Gesteinen mit meist trüb oder dunkel-

braun erscheinender Grundmasse übergegangen, in welcher gewöhnlich Plagioklaskrystalle von Oligoklas ähnlicher Zusammensetzung eingesprengt sind, ausserdem oft dunkle Glimmer in sechsseitigen Blättchen, und Hornblendekrystalle von mehr oder minder frischer Erhaltung. Gewöhnlich kann erst durch mikroskopische Untersuchung die Bedeutung erkannt werden, welche zu grünerdeähnlichen Silicaten zersetzte Augite für viele Abarten dieses Gesteines haben. Gelegentlich mengen sich zersetzter Olivin, auch wohl wechselnde Mengen von Orthoklas, hier und da Granat, selten auch Quarz bei. Die grösseren Krystalle beherbergen zuweilen etwas Glas, das aber in der Grundmasse doch nur spärlich aufzutreten pflegt. Die Porphyrit-Einzelmassen sind ähnlich, aber in der Regel wesentlich kleiner, als die des Porphyrs; sie liefern einen meist steinigen, hier und da auch felsigen Boden und verwittern zu dunkelrotbrauner Erde. Den Porphyriten rechnet man auch eine Anzahl kieselärmerer, an Kalk und Magnesia reicherer Gesteine bei, deren chemische Zusammensetzung sie den Dioriten näher stellt, als den normalen Porphyriten.

12. Trachyt (Haüy sp.). Eine Grundmasse mit mehr oder minder reichlichen Glasteilen, ausserdem wesentlich aus Feldspäten mit wenigen hinzutretenden, der Regel nach frischen Erebnit-Mineralien oder Glimmer, mit sehr spärlichem Magneteisen und Apatit bestehend, umschliesst gewöhnlich Krystalle und Krystalloide von Sanidin, zuweilen auch von Hornblende, von Augit etc. Quarz und Tridymit treten zuweilen accessorisch in kleinen aufgewachsenen Krystallen hervor. — Lagerungsformen den Porphyren etc. sehr ähnlich.

13. Hornblende-Andesit (mit Glimmerandesit). Gesteine vom Typus der früher in Ungarn „graue Trachyte“ genannten Felsarten sind anscheinend sehr verbreitet. Die an Glasteilen meist arme feldspatreiche Grundmasse enthält neben etwas Magneteisen sehr oft augitische Mikrolithen, zuweilen auch mikroskopische Hornblenden; als grössere Krystalle sind Plagioklase von meist oligoklasähnlicher Zusammensetzung, Hornblenden,

auch wohl dunkler Glimmer ausgeschieden. An diese Haupttypen reihen sich noch eine Anzahl anderer, welche Uebergänge zum Dacit, zum Trachyt, zum Phonolith etc. bilden.

14. Augitandesit (Pyroxenandesit). Eine oft zu sehr bedeutendem Teil glasige, an Feldspatmikrolithen (Albit etc.) reiche, dagegen an Magneteisen und an Pyroxenteilchen weit ärmere Grundmasse umschliesst grössere Krystalle von Plagioklas (Labradorit und ähnl.), ferner sind Hypersthen, monokline Augite und in einigen Fällen Olivin eingemengt. Vorkommen in Stöcken, deren Masse gewöhnlich im Innern ärmer an Glasteilen ist als aussen, in dünneren, nur wenige Meter mächtigen Lavenströmen und in Gängen, die gewöhnlich 3 bis 0,5 m mächtig sind. Bimssteine des Augitandesites ähneln denen des Liparites, sind aber doch meist etwas matter. Die weniger glasigen Abänderungen kommen z. T. in dünnblättriger, lithoiditischer Entwicklung vor.

γ. Die alkalireichen Feldspate sind von den gleichfalls alkalireichen Felsitoiden (Leucit, häufiger noch Nephelin, Nosean, Hauyn etc.) begleitet, und bilden mit kleinen Mengen von Erebniten und noch kleineren von Magneteisen, bisweilen auch mit Glas, Gesteine, welche meist nur 55—60% SiO_2 , 16—22% Al_2O_3 , 7—15% Alkalien enthalten, deren Eisengehalt (als Metall berechnet) von 2,5 bis 5 und nur ausnahmsweise höher steigt. Quarz und Tridymit kommen in dieser Gesteinsreihe wohl ebensoselten vor, als Gläser von sehr saurer Beschaffenheit. Der Kaliumgehalt sammelt sich gewöhnlich in Feldspatform, seltener im Leucit; der Natriumgehalt hauptsächlich in Gestalt von Nephelin und von Nosean, seltener in Plagioklasen, doch tritt das Natrium oft in die Hornblenden und in die Augite ein (Arfvedsonit etc.). Titanit, Zirkon und eine grössere Reihe von Uebergangsteilen, z. T. sehr mannigfaltiger Art, werden oft bemerkt.

15. Eläolith-Syenit (Foyait, einschl. Miascit, Ditroit, Zirkonsyenit). Orthoklas mit Plagioklaseinlagerungen und meist auch begleitet von selbständig ent-

wickeltem Plagioklas (Oligoklas etc.), und Nephelin der Eläolith benannten Abart, oft auch noch Sodalith, bilden die Hauptmasse von Gesteinen, an deren Zusammensetzung besonders tief dunkle arfvedsonitartige Hornblenden, sehr dunkle Glimmer, selten auch Augit, wesentlichen Anteil haben.

16. Liebeneritporphyr. Von Zersetzungsprodukten sehr stark durchwachsene, quarzfreien roten Porphyren bei oberflächlicher Betrachtung ähnliche Gesteine, in welchen die Liebenerit und Gieseckit genannten Pseudomorphosen nach Nephelin und rote Orthoklase eingesprengt sind.

17. Phonolith (Wern. sp.). Gesteine mit einer derben dichten, oft schieferigen oder plattenförmigen Grundmasse, in welcher nach mikroskopischer Wahrnehmung Sanidin und Nephelin vorzuherrschen pflegen, und in welcher ausserdem meistens kleine Hauynkrystalle (öfters von der Varietät Nosean), ferner kleine nicht selten büschelartig verknüpfte Augitkryställchen, zuweilen Hornblenden und Glimmer mit etwas Magneteisen erkennbar sind. Eingesprengt kommen Sanidin, Plagioklas und Nosean am häufigsten vor, ferner Magnesiumglimmer, und in manchen Abarten Leucit. Der Zersetzung (oft Zeolithisierung zu Natrolith oder Analcim) fällt am leichtesten der Nosean anheim. Die Glasteile sind in einigen seltenen Fällen als Obsidiane, Bimssteine und Pechsteine in erheblicher Menge in selbständigen Rindenmassen der Ströme etc. oder in eutaxitischer Verbindung mit poröser Masse vorhanden, in vielen Vorkommnissen aber sind sie gar nicht aufgefunden worden. Phonolithe bilden gewöhnlich stockförmige Ergüsse, deren Ueberbleibsel oft glockenförmige und sog. sargförmige Berge sind. Dünnere Lavenströme sind seltener, die Gänge sind gewöhnlich von ansehnlicher Mächtigkeit, 20—2 m.

Hauy hat den von Werner für die Grundmasse der „Porphyrschiefer“ gebrauchten Namen: Klingstein übersetzt und angewandt. Aeltere Namen (Hornschiefer, Porphyrschiefer, Leukostin etc.) sind seitdem veraltet.

δ. Uebergangsgesteine zwischen den durch Vorwiegen

feldspatiger Gemengteile und den durch Ueberwiegen von Erebniten ausgezeichneten Felsarten. Letztere nehmen einen viel beträchtlicheren Anteil an der Gesteinszusammensetzung, wobei meist Armut an Quarz bemerkbar wird; die Feldspäte und Felsitoide nehmen an Menge ab, und besonders treten Orthoklas, Mikroklin und Albit in den Hintergrund, während die calciumreicheren Feldspäte (Labradorit, Anorthit etc.) sich stärker entwickeln. Der Alkaligehalt ist, wenn gering, wesentlich durch Plagioklase verkörpert. Magnesium und Eisen spielen eine bedeutende Rolle in manchen der hierhergehörigen Gesteine, ersteres in Hornblende oder Magnesiumglimmer vertreten; Eisen auf Silicate und auf Magneteisen verteilt. Calcium erscheint in verschiedenen Mineralien (Plagioklase, ev. Epidot, Augit, zu kleinem Teil auch in Hornblendens). Wir finden dem entsprechend 50—58% SiO_2 , 15—20 Al_2O_3 , 5—8 Fe , während Magnesia in 5—10%, Calcium in 4—11% und Alkalien in 1—6 Procenten auftreten.

18. Diorit. Hauy. Normale Diorite bestehen nur aus Plagioklasen und grüner gemeiner Hornblende in deutlicher Mischung. Gewöhnlich sind aber Umwandlungsprodukte eines Teiles der Feldspäte zu Epidot oder ähnlichen Verbindungen, ferner Beimengungen von Glimmer und von geringen Mengen Magneteisen, von Augit (Salit) zu beobachten, und häufig bemerkt man das Auftreten von Schwefelkies; auch kommt in manchen Abarten etwas Quarz vor. — Uebergänge bestehen zum Granit, zum Gneiss, zum Syenit, zum Amphibolit, zu gewissen Diabasen. Es treten nämlich ausser den schon genannten Mineralien noch Orthoklas, Albit, Augit in das Gemenge. Auch erscheint Granat, verschiedene Titanverbindungen und Eisenglanz bald massenhaft, bald untergeordnet. Ferner findet man, anscheinend infolge von Zersetzung, chloritartige Mineralien.

Sehr beachtenswert ist in gewissen, dem Diorit zugerechneten schieferigen Gesteinen das Auftreten von Kalkspat oder Dolomit in Krystallen, welche gleichen Alters mit den anderen Krystallen des Gemenges, ja

zum Teil älter als die Feldspäte und Hornblenden zu sein scheinen.

Diorite und die z. T. mit besonderen Namen (Epidiorit, Dioritporphyr, Kersantit, Kersanton, Ophit, Kinzigit etc.) belegten Abarten desselben bilden gewöhnlich eingelagerte kleinere Stöcke, stellenweise aber schichtförmige Einschaltungen in mehr oder minder krystallinischen Schiefern. [Der Entstehungsweise nach sind die hier besprochenen Gesteine in eruptive, einst als Laven ergossene und in sedimentäre zu sondern. Beide verhalten sich zu einander, wie die Porphyre zu den Porphyroiden, bei denen die Trennung leichter als bei den dioritischen Felsarten (und leichter als bei Gabbros etc.) durchzuführen ist.]

Diorite sind äusserst zähe Gesteine, welche gewöhnlich in kleinen Felsklippen ihre Umgebungen überragen.

Den Resultaten der chemischen Analyse nach reihen sich an den Diorit eine Anzahl von Porphyriten, meist jene Abarten, welche zuweilen Mandelsteinstruktur annehmen und als typische „Melaphyre“ angesehen worden waren. Ebenso finden wir den chemischen Bestand normaler Diorite bei manchen bald dem Augitandesit, bald dem Dolerit zugerechneten Gesteinen.

a. Felsarten, in welchen Erebnite herrschen, den Feldspäten und Felsitoiten aber höchstens die Hälfte des Gesteinsgewichtes zufällt. Dadurch ist das spezifische Gewicht dem aller Feldspäte überlegen, die Farbe in der Regel bei frischem Gestein eine schwärzliche. Der Kieselerdegehalt sinkt unter den der meisten Feldspäte herab und findet sich höchst selten als Quarz oder Tridymit verkörpert. Magnesium häuft sich besonders im Olivin, bisweilen auch in Hornblende und Glimmer; Calcium ist in den Plagioklasen, in Augit, seltener in Melilith vertreten. Magneteisen ist in grösserer Menge anwesend. Alkalien erscheinen namentlich im Leucit, im Nephelin und Hauyn, auch z. T. in Plagioklas.

19. Diabas (Namen 1815 von Brongniart für Hornblende-Feldspatgemenge aufgestellt). Sehr verschieden ist die Bedeutung, welche dem Namen Diabas bei den

verschiedenen Schriftstellern gegeben ist. Hat man sich auch seit Hausmanns Arbeiten über Diorit und Diabas am Harze 1842 gewöhnt, nur Augit und Plagioklas haltende Felsarten Diabas zu nennen, so ist doch der Umfang des Begriffes sehr verschieden aufgefasst worden. Es ist wohl am zweckmässigsten, mit diesem Namen jene kieselarmen Augit-Plagioklas-Gesteine zu verstehen, in welchen der Augit einer Umbildung in chloritartige Substanzen — seltener einer Umformung zu Hornblende — in deutlicher Weise unterworfen ist, die Feldspäte entweder ziemlich frisch oder unter Kalkspatbildung verändert, bisweilen in Saussurit, bez. Epidot übergehend sich zeigen, zuweilen auch zeolithisieren. Als Uebergemengteile erscheinen oft Olivine, die stark zu Serpentin umgewandelt zu sein pflegen, bisweilen Hornblenden, auch Diallag oder Hypersthen (welche in der Umwandlung etc. sich den gemeinen Augiten anschliessen), ferner Magnesiumglimmer; Quarz und Orthoklas sind zuweilen vorhanden; Magneteisen oder Eisenglanz finden sich, hier und da sogar reichlich, ein; Apatit fehlt nie ganz; Glas ist mikroskopisch innerhalb der Feldspäte oft, selten aber zwischen den Mineralien des Gemenges oder gar in selbständiger Ausbreitung sichtbar.

Eine grosse Menge Abarten von Diabas werden unter verschiedenen Namen aufgeführt¹⁾. Die Diabase treten gewöhnlich in der Form von Lavenströmen, eingelagert in Schiefern etc., auf, bilden in manchen Landschaften Felskuppen und Klippen, die durch kugelähnliche und schalige bei der Verwitterung auftretende Absonderung stellenweise auffallen, selten (wie bei Gräfenneck an der Lahn) regelmässig polygonale Säulen, sehr oft nur unregelmässige massige Zerklüftung zeigen.

Häufig sind auch Diabasgänge, bis zur geringen Mächtigkeit weniger Centimeter oder noch geringerer Stärke herabsinkend; grössere Stöcke sind dagegen verhältnismässig selten.

¹⁾ Körniger Diabas, Diabasporphyr, Olivindiabas, Proterobas, Leukophr etc. — Ein grosser Teil der früher Trapp, Spilit, Aphanit und Melaphyr genannten Gesteine gehört nach chemischer und mineralogischer Beschaffenheit zum Diabas.

20. Gabbro (1810 von L. v. Buch in eingeschränkter Bedeutung eingeführter Name = Euphotid Haüy 1812). Durch vielerlei Uebergänge mit den Diabasen verknüpfte Plagioklas-Diallag-Gesteine, in denen die freien Eisen-oxyde weniger hervortreten als in Diabasen, und welche eine Zoisitbildung (sog. Saussurit) auf Kosten der Feldspäte oder an Stelle dieser häufig, eine chloritische Zersetzung des Diallages und der ihn etwa begleitenden anderen Erzebennite aber sehr selten zeigen. Olivin kommt in mehreren hierher gehörigen Gesteinen vor. Zum Teil in grossen Stöcken, bisweilen indes nur in Form kleinerer nestartiger Einlagerungen in krystallinischen Schiefern auftretende, massige Felsen bildende, und bei Verwitterung grosse rundliche Blöcke zurücklassende Gesteine, welche bei erheblicherer Grösse der Einzelmassen gewöhnlich durch Korngrösse und durch Verteilung der Gemengteile und Uebergemengteile verschiedene Varietäten innerhalb eines Gesteinskörpers zeigen.

Dem Gabbro geognostisch nahe stehend sind die seltneren Gesteine (Hypersthenit, Protobastitfels etc.), welche Rosenbusch unter dem Namen „Norit“ vereinigt: Gemenge von rhombischen Pyroxenen (Hypersthen und Enstatit), mit Plagioklasen oder deren Zersetzungsprodukten, und mit oder ohne Olivin.

21. Dolerit Haüy (incl. Anamesit v. Leonhard, Basanit K. v. F. = Feldspatbasalt Zirkel, z. T. Hornblendebasalt aut. etc.). Augit mit etwas Magnet Eisen oder Titaneisen bildet in Verbindung mit triklinen Feldspäten die Hauptmasse eines Gesteines, in welchem noch untergeordnet kleine Mengen Apatit (wie in allen Feldspatgesteinen) vorkommen und ferner als mehr oder minder massenhaft vorhandene Uebergemengteile Olivin und andere Mineralien; vicariierend für Augit auch Hornblende und dunkler Glimmer. Die Korngrösse, nach welcher Dolerit, Anamesit, Basanit unterschieden wurden, wechselt oft auf kleinem Raume einer Einzelmasse verhältnismässig stark; rein glasige Abarten sind selten, oft sind nur Spuren von Glas erkennbar, besonders innerhalb etwaiger grösserer Krystalleinschlüsse, auch in einzelnen

Nestern etc. — Dolerite bilden gewöhnlich Ströme, bisweilen (wenn Stauung vorlag) schwoilen solche zu mächtigen Stöcken heran. Gänge kommen auch häufig vor, erreichen jedoch selten mehr als 2—3 m Mächtigkeit. Die Absonderung ist massig oder säulenförmig, selten plattenartig, selten auch kockolithisch. Oft bilden Dolerite Felsklippen und Felskuppen, daher sind, wo mehrere Doleritströme übereinander liegen, gewöhnlich treppenförmige Gehänge entwickelt, während die Reste eines einzelnen Doleritstromes sehr oft auf fremder Unterlage als höchst auffallende Bergkuppen erscheinen.

Mit mehreren anderen Gesteinen durch Uebergänge verknüpft, sind die in vielerlei, zum Teil mit besonderen Namen bezeichneten, Abarten vorkommenden Dolerite insbesondere von den auf gleiche Weise zusammengesetzten Diabasen und von den Augitandesiten nur mit gewisser Willkür zu trennen: in der Armut an Zersetzungsprodukten, besonders an chloritischen Substanzen, liegt der petrographische Unterschied gegen Diabase; im grösseren Reichtum an Augit und seinen Stellvertretern, und damit zusammenhängend in einem specifischen Gewichte, das wesentlich höher als das der Feldspäte ist, und in geringerem Kieselgehalte der Unterschied ¹⁾ gegen die Augitandesite.

22. Tephrit (K. v. F. 1865, jetzt in eingeschränkter Bedeutung). Neben Augit, der oft von Hornblende ganz oder teilweise ersetzt sein kann, und von Magneteisen oder Eisenglanz begleitet ist, erscheinen Plagioklase und Felsitoide (besonders Nephelin und Hauyn, auch Leucit) als wesentliche Gemengteile; Glas ist in wechselnden Mengen oft mikroskopisch, selten makroskopisch nachweisbar. Als Uebergemengteile (zu denen Rosenbusch auch den Hauyn rechnet) finden sich hier und da Sanidin,

¹⁾ Petrographische Systeme, welche, wie das von Rosenbusch in der „mikroskopischen Physiographie der massigen Gesteine“ eingehaltene, die Felsarten nach der Anwesenheit, nicht nach dem Mengenverhältnis von Hauptgemengteilen und nach geologischem Alter gruppieren, vereinigen Dolerit und Augitandesit, zumal viele Autoren die grobkörnige, gravitähnliche Ausbildung für das wichtigste Kennzeichen der „Dolerite“ angegeben haben, welches Merkmal nicht mehr für einen Hauptgrund der Einteilung gilt.

dunkler Glimmer, Titanit etc. Ist ein erheblicher Altersunterschied der vorhandenen Erbennite nachweisbar, so ist der Augit in der Grundmasse, die Hornblende in den grösseren krystallinischen Ausscheidungen vorhanden. — Die Gruppierung und Verteilung der Mineralien bringt vielerlei Tephrite hervor; deutlich körnige Varietäten heissen z. B. Teschenite, Buchonite etc. Die Tephrite treten vorzugsweise in Stromform und in Gangform auf unter ähnlichen Verhältnissen wie Dolerite, Basalte etc.

23. Basalt (von Agricola¹⁾ 1546 für das Gestein vom Schlossberge zu Stolpen eingeführter Name, der im Altertum für harte, eisenfarbige Gesteine gebraucht wurde, angeblich ein korrumpiertes ägyptisches Wort, das aber Plinius (lib. 36 cap. 7) etymologisch von βασανίζω, bez. von βασανος = Kieselschiefer oder Lydit ableitet. (S. Konr. Gesner de foss. fig. Blatt 20, ff. mit Kentmanns Brief 1565.) 1694 wurde durch Molineux der Name Basalt auf die Gesteine am Giants Causeway übertragen; 1765 durch Desmarest der Basalt als Lava erkannt. Durch Cordier wurde Basalt als Haupttypus der Gesteine, worin Augiteile herrschen, bezeichnet.

Gesteine von grösserer Basicität als die Dolerite, welche eine an Augit reiche, Olivin führende und Magnet-eisen oder Eisenglanz, auch wohl gediegen Eisen enthaltende, mit Plagioklas durchwachsene Masse darbieten, aus welcher zuweilen grössere Olivin- und Augitkrystalle oder Körner von diesen Mineralien, seltener von Hornblende, von titanhaltigem Magneteisen und von anderen Substanzen hervortreten. Glas findet sich häufig in Form ganz zarter, gewissermassen die Gemengteile umflechtender Häute, als Basis oder Magma, seltener in selbständiger Ausbildung; es tritt besonders in den Rindenteilen der Ströme und Gänge, sowie in ausgeschleuderten Schlacken und Bomben, in ausgesickerten Lavastalaktiten etc. hervor. Grössere Verbreitung hat man vom Basalt-

¹⁾ De natura fossilium Lib. VII, p. 631 und 633 der Baseler Ausgabe von 1557. — Der Schlossberg von Stolpen ist von Charpentier (Min. Geogr. der Chursächs. Lande 1778, S. 34 ff.), von Freiesleben (Oryktographie V. 40), von Naumann und Cotta Geogr. Beschreibung d. K. Sachsen V. 481 beschrieben; am ausführlichsten neuerdings durch E. Geinitz, Abh. d. naturf. Ges. Isis, 1882.

glas (Basaltobsidian oder Basaltvitrophyr) namentlich durch Cohen und Kruckenberg von Hawaii kennen gelernt. Im Auftreten und in der Absonderung verhalten sich die Basalte wie die Dolerite und Tephrite. Basaltsäulen galten lange für eine Art von Krystallen. Abarten oder Varietäten werden durch die Uebergänge in die genannten Gesteine, in Nephelinite etc. durch wechselnde Grösse des Kornes, durch Hervortreten von porphyrischem Gefüge, durch Unterschiede in der Menge und der Verteilung der Konstituenten hervorgerufen. Eukrit (G. Rose) sollte die Anorthit-Augitgesteine bezeichnen.

24. Nephelinit. Dass Nephelin sich an der Zusammensetzung basaltähnlicher Gesteine beteiligt, erkannten 1822 v. Leonhard und Gmelin durch Untersuchung des Gesteines vom Katzenbuckel am Odenwald; nachdem eine Reihe weiterer Studien auch anderwärts ähnliche Gesteine nachgewiesen hatten, kamen die Bezeichnungen Nephelindolerit, Nephelinfels, Nephelinit und Nephelinbasalt (Senft 1857) auf, von welchen zur Benennung des Typus die kürzeste und einheitlichste am meisten geeignet erscheint. Augit und Magneteisen mit Nephelin sind die wesentlichen Gemengteile, zu welchen ausser den in Silikategesteinen fast allgemein verbreiteten kleinen Mengen Apatit oft noch Plagioklas, Hauyn, Sanidin, Leucit, dunkler Glimmer, Granaten (besonders Melanit) und Olivin hinzutreten, sowie auch wechselnde Mengen von Glas. Je mehr das Gemenge ein dichtes wird, um so weniger pflegt das Gestein direkt erkennbar zu sein; die stärkere Verwitterbarkeit und das Heraustreten etwaigen porphyrisch eingesprengten Augites aus gebleichter Rinde, sowie die Wahrnehmung von Natriumzeolithen (Natrolith, Analcim etc.), helfen aber indirekt zur Unterscheidung von den ähnlich aussehenden Basalten, Doleriten etc. Durch die mikroskopischen Untersuchungen erst ist die weite Verbreitung der feldspatfreien Nephelinite erkannt worden, deren Vorkommen früher für ein beschränktes galt. — Vielerlei Abarten, von denen manche in einem Gesteinskörper verbunden sein können, werden durch Dimensionen und Mengenverhältnisse der wesent-

lichen und der accessorischen Gemengteile hervorgerufen, einige führen besondere Namen.

25. Leucitophyr. Die Vesuvlaven mit deutlichem Leucit wurden (? von wem zuerst) Leucitophyre, Leucitite (bez. durch Druckfehler? Leucilite) und mit dem Vulgärnamen Sperone benannt. Die Zusammensetzung dieser Gesteine ist wesentlich durch das Vorwalten von Leucit, Augit und Magneteisen bestimmt, indes kommen eine Menge accessorischer Bestandteile hinzu, die stellenweise sich anhäufen und in den Ergüssen verschiedener Ausbrüche ungleich verteilt sind: Sanidin, Plagioklas, Nephelin, Glimmer, Olivin, der allverbreitete Apatit etc. Ferner beobachtet man auf Drusenräumen Hornblende, Melanit, Sodalith etc. — Eine Anzahl dieser Gesteine zeigt bis fast 55% Kieselsäure, andere sind kieselärmer. — Den Vesuvischen Leucitophyren schliessen sich eine Menge anderer Vorkommnisse an, in denen Leucit und Augit Hauptgemengteile sind, von dem leucitreichsten dieser Gemenge, dem interessanten von Zirkel¹⁾ aus Wyoming beschriebenen, licht gelblichgrauen Gestein bis zu den schwarzen Leucitbasalten, auf deren Vorhandensein erst 1869²⁾ Zirkel auf Grund seiner mikroskopischen Studien hinwies. Die in Sammlungen verbreiteten, von Naumann 1860³⁾ beschriebenen Pseudomorphosen aus dem Basaltgebiete bei Oberwiesenthal hatten diese Vorkommnisse angedeutet. Auch in und mit den unter verschiedenen Namen aufgeführten Augit-Leucit- und Leucit-Augitgesteinen finden sich wechselnde Mengen von Glas.

26. Melilithbasalt, Stelzner 1882, 1883. In den Analysen einer beträchtlichen Anzahl basaltischer Gesteine erschien die geringe Menge Thonerde neben viel Kalk auffallend, ohne dass jedoch mehr als kurze Hindeutungen auf die Beobachtung von tetragonalen Mineralien gemacht worden wären, die bei mikroskopischen Untersuchungen bemerkt worden waren. Stelzner gebührt das Verdienst

1) Mikroskop. Petrogr. geol. expt. of the 40. Par. S. 259.

2) N. Jb. f. Min. 1880, S. 61.

3) Pogg. Annalen.

des Nachweises, dass oft unter dem Mikroskop Melilith bez. Humboldtilith mit Nephelin verwechselt worden ist. Es gibt aus Olivin, Melilith und in dritter Linie aus Augit bestehende, überdies Nephelin, Glimmer, Magnet-eisen, Perowskit, Chromit, spärlich Apatit und zuweilen Hauyn führende, sehr basische und mit mehr als 90 % in Salzsäure lösliche Felsarten vom Aussehen des Basaltes und von hohem specifischem Gewicht. Diese Gesteine sind durch melilithführende Zwischenglieder namentlich mit den Nephelinbasalten verknüpft. Es erscheint nicht überflüssig, darauf hinzudeuten, dass die von Rosenbusch mitgeteilte Analyse des „Limburgit“ von der Limburg im Kaiserstuhl trotz der bedeutenden Abweichung von den bekannten Analysen von Melilithbasalt doch der Vermutung Raum gibt, hier liege ein Gebilde vor, das sich zu einem melilithreichen Gemenge hätte gestalten können, wenn dasselbe nicht zum grossen Teile glasig geblieben wäre. (Limburgit enthält in amorpher Grund-masse Augit, Olivin der Abart Hyalosiderit, ein wenig Magneteisen und Infiltrations- oder Sekretionsprodukte.)

b. Feldspatfreie und feldspatarme Silikatgesteine.

α. Es herrschen Magnesiumsilikate und ev. auch Augit.

27. Pikrit (Tschermak 1867). Gemenge von serpentinähnlichen und von chloritartigen Silikaten mit etwas Magneteisen und Titaneisen, welche noch mehr oder minder deutliche Reste von Augit, von Olivin, von Amphibol, Magnesiaglimmer etc. zeigen, auch durch Zusammensetzung und Auftreten ihre nahe Verwandtschaft mit gewissen, namentlich olivinreicheren Diabasen bekunden.

28. Serpentin (erst durch Wallerius gegen 1750 scheint der von Plinius übernommene, von Agricola für das Zöblitzer Gestein, von Gesner 1565 ausser für dieses auch für den Topfstein von Chiavenna gebrauchte Namen Ophites in marmor serpentinum [Serpentinmarmor] latinisirt worden zu sein). Das Serpentin genannte, grossentheils durch Metamorphose aus Olivin entstandene Mineral herrscht und bildet, oft von Chrysotiladern durchzogen, ein Gestein, welchem Granat (z. T. chloritisiert), auch

Enstatit oder Diallag mit ihren Zersetzungsprodukten, ferner Chromeisen, Magneteisen, Chromspinell = Picotit etc. beigemengt sind. Olivinreste werden oft wahrgenommen. Sog. Bronzit (ein zwischen Enstatit und Hypersthen stehendes Normalsilikat) bildet zuweilen kleine lagen- oder nestartige accessorische Bestandmassen.

Schichten und Stöcke in Gebieten krystallinischer Schiefer, meist Felsen und Kuppen bildend, welche durch Kümmerlichkeit der Vegetation auffallen.

29. Olivinfels. Olivin ist der Bestandteil einer Felsart, in welcher die eben beim Serpentin aufgeführten Einmengungen und meist Erscheinungen der Umbildung zu Serpentin wahrgenommen werden. Die Vorkommnisse haben zum Teil auf Grund lokaler Ausbildungen eigene Namen (Lherzololith, Eulysit, Dunit etc.).

30. Ophit. Der alte Name, von Palassou auf gewisse Gesteine der Pyrenäen übertragen und von da nach andern Gegenden übernommen, bezeichnet Gesteine, in welchen verschiedene Augitarten (Augit, diallag-ähnlicher Augit, Diallag, Uralit) herrschen, teilweise mit Chloritisierung. Feldspäte verschiedener Art und Epidot (gewöhnlich als Umbildungsprodukt angesehen) kommen mit mancherlei weiteren Mineralien vor. Auch Abarten der Diorite sind Ophit genannt worden.

31. Amphibolit. Meist grobschieferiges bis plattenförmig brechendes, vorwiegend aus Hornblende oder Strahlstein, oder aus mehrerlei Hornblendens, bisweilen aus Hornblendens und Augit (zum Teil Salit) bestehendes Gestein, welches auf der einen Seite durch accessorische Feldspäte (und Epidot) in Diorite, andererseits durch Granataufnahme in Eklogit, auch durch Talkführung in Talkschiefer und in Topfstein übergeht, meist Schichten in krystallinischen Schiefen bildet. Häufig reich an Schwefelkies, Magneteisen etc.

32. Eklogit. Im reinsten Zustande aus schönen, durchscheinenden, lichtgrünen Erebniten (Omphacit und Smaragdit) mit lichtroten, gleichfalls durchscheinenden Granaten zusammengesetzt, oft mit accessorischen Mineralien, wie Epidot, Zoisit, Disthen, Quarz etc., geht der

Eklogit sehr oft in granatführende Amphibolite oder in Dioritschiefer über. Er kommt unter denselben Verhältnissen wie Amphibolit vor.

33. Topfstein (Ollaris Wallerius). Giltstein, Lavezstein. Inniges Gemenge von Serpentin, Talk und Chlorit, oft mit eingewachsenen Krystallen eisenarmen Strahlsteins und häufig mit eingesprengten Rhomboedern von Magnesit oder von Dolomit. Zwischenlagen in Glimmerschiefern und Gneisen etc.

34. Chloritschiefer. Schuppen chloritischer Mineralien sind teils allein, teils mit Talkblättchen und Glimmerlamellen zu einem dunkelgrünen, in der Regel dickschieferigen Gestein verknüpft, das sehr oft grössere Oktaeder von Magnet Eisen und Würfel von Schwefelkies, nicht selten auch Plagioklaskrystalle etc. accessorisch enthält. Anschliessend die „Chloropitschiefer“ Gumbels und die „Thuringitgesteine“ etc.

35. Trotz der sehr beschränkten, oft nur bestegartigen Verbreitung soll hier der aus Talkblättchen, in der Regel mit durchfilzenden Hornblende- (Strahlstein- oder Tremolit-) Nadelchen durchwachsene Talkschiefer und der dichte Talk oder Speckstein — bei Wunsiedel Umbildungsprodukt von Dolomit und von darin vorgekommenen Quarzen — erwähnt werden.

β. Es herrschen aluminiumhaltige Silikate.

36. Glimmerschiefer (Voigt 1785 und Werner 1786). Zarte Blätter und Schuppen von Glimmerarten bilden entweder fast ohne fremde Beimengung oder mit Quarz, oder mit Quarz und verschiedenen Silikaten ein Gestein, das im ganzen schieferiges Ansehen und Gefüge und meist weisse oder helle Farbe hat. Quarz bildet oft, ähnlich wie in Granuliten, feine Platten und Linsen, er mengt sich auch lagenweise ein. Von den Silikaten sind wohlausgebildete Granatkrystalle, Turmaline, Disthen, Staurolith und Feldspäte besonders häufig, seltener die (manchmal büschelförmig angeordneten) Hornblenden, der Talk und Chlorit etc. Eisenglanz, Magnet Eisen oder Schwefelkies finden sich oft ein, und (mehr mikroskopisch als makroskopisch) Rutil.

Zahlreiche Abarten, darunter die Muscowitschiefer, Biotitschiefer, zweiglimmerigen Glimmerschiefer, Paragonitschiefer, Sericitschiefer, Gneisglimmerschiefer etc.

Vorkommen schichtförmig und in einigen Fällen auch gangartig.

37. Phyllit (wohl als Uebertragung von Brongniarts Phyllade [1815] zu betrachten) = Thonglimmerschiefer oder Urthonschiefer. Feine Schüppchen von Glimmern oder ähnlichen Mineralien verleihen den parallelen und oft gefalteten Schichtflächen, seltener dazu irgendwie geneigten Schieferungsflächen einen seidenartigen Glanz. Es gelingt indes schwer, diese Blättchen zu isolieren. Selbst mikroskopische Untersuchung gibt über die vorhandenen und meist krystallinisch gebildeten Mineralteile meistens ungenügenden Aufschluss, weil die Substanzen zu fein krystallinisch oder zu dicht verfilzt sind. In vielen Phylliten des Fichtelgebirges scheint nach Gümbel etwa die Hälfte der Masse aus Quarz- und Feldspatteilen, etwa ein Drittel aus glimmerähnlichen Mineralien und fast ein Sechstel aus chloritischen Silikaten zu bestehen. In manchen Phylliten hat man eine vielleicht dem Allophan nahestehende Substanz als einen „opalähnlichen Gemengteil“ bezeichnet. Als Uebergemengteile beobachtet man Magneteisen, Schwefelkies, auch Graphit, deutliche Glimmereinmengungen, gelegentlich Aluminiumsilikate, wie Andalusit oder Chiastolith, auch Ottrelit, Schörl und Hornblende nebst einer Anzahl Umwandlungsprodukten. Augitartige Calciumsilikate spielen in manchen Phylliten eine erhebliche Rolle. — Kalkspat und Bitterspat werden in einigen wenigen Phylliten durch chemische Reaktion wahrgenommen und zeigen sich unter dem Mikroskop bald von Infiltration abhängig, bald auch als kleine, mit den Silikaten wahrscheinlich zugleich gebildete Rhomboeder und Krystallgruppen. Häufig sind mikroskopisch Rutil und Titanit (als Leukoxen oder Titanomorphit) wahrgenommen worden. — Zahlreiche Phyllitabarten werden zum Teil unter besonderen Namen aufgeführt. Phyllite sind nur in Schichtform bekannt und bilden oft in Wechsellagerung mit amphibolitischen,

mit porphyroidischen oder hälleflintaähnlichen, mit quarzitischen Felsarten und mit Marmor- oder Kalksteinlagern ausgedehnte Gebirgsmassen, die oft ebene oder wellige Höhen, aber schroffe, zum Teil felsige Thäler zeigen und einen steinigten Boden zu liefern pflegen.

38. Thonschiefer (Voigt 1785 und Werner 1786). Der Name Schiefer, welcher die leichte Trennbarkeit eines scheinbar homogenen Gesteines in tafelförmige Stücke ausdrückt (fissile oder lapis fissilis), bezeichnete bei Agricola und Kentmann, wie auch noch im 18. Jahrhundert hauptsächlich den Thonschiefer und Phyllit; als aber Glimmerschiefer, Hornblendeschiefer etc. unterschieden wurden, trat der Ausdruck Thonschiefer ein. Nach Abtrennung der Phyllite bleibt „Thonschiefer“ auf die oft durch falsche oder transversale Schieferung¹⁾ ausgezeichneten Gesteine beschränkt, welche auf den Schichtflächen nur geringen Glanz oder Schimmer zeigen, mehr erdigen bis splitterigen Bruch neben der Schieferung oder der stengeligen Absonderung wahrnehmen lassen und welche in sehr verschiedenen Farbentönen und in sehr zahlreichen Abarten auftreten. Gegenüber den Phylliten ist bei mikroskopischer Untersuchung der scheinbar einfachen Massen gewöhnlich durch die etwas reichlichere Einnengung von Bruchstücken, Splintern und gerollt erscheinenden Mineralteilen, besonders von Quarz und von Glimmer, ferner durch häufigeres Auftreten von Kohlenpartikelchen, Schwefelkies etc. ein Unterschied ausgeprägt. Man findet auch unter den Mineralien in Thonschiefern häufig eine Art Grundteig, welcher wohl einem oder mehreren amorphen Silikaten angehört und in welchem eine Menge von kleinen und kleinsten Krystallen neben Mineraltrümmern liegen. Rutilnadelchen sind u. a. nicht selten. Oft sind Glimmer und Faserquarz strahlenförmig um irgend welche Kerne angeordnet. Häufig erkennt man Kalkspatrhomboeder oder krystallinische Partien davon. Organische Reste sind häufig nur

¹⁾ Auf die Abweichung von Schieferung und Schichtung scheint Voigt zuerst aufmerksam gewesen zu sein. Praktische Gebirgskunde 1792, S. 39.

in Gestalt von verzerrten und verschobenen Abdrücken und Steinkernen vorhanden.

Die, stets in Schichtform auftretenden, Thonschiefer sind durch sehr mannigfaltige Uebergänge mit andern Gesteinen verbunden; eine interessante, oft wiederkehrende Erscheinung sind mit Thonschiefer durchflochtene Kalksteine, und Thonschiefer, welche an Kalkknollen sehr reich sind. Die schwefelkiesreichen und besonders die mit Markasit durchwachsenen Thonschiefer geben oft durch Oxydation zur Bildung von Alaunschiefern (Ampe-liten) Anlass.

Wetzsteine sind meist hellgrünlich oder grau gefärbte, in dickeren Platten brechende, bald den Hälleflinten und Adinolen, bald den Quarziten, bald den hellen Thonschiefervarietäten sich anschliessende Gesteine, welche untergeordnete Einlagerungen in Thonschiefern darstellen.

39. Schalstein (Oppermann 1836). Sehr mannigfaltige Gesteine, welche in manchen Vorkommnissen den Chloritschiefern und dunkelgrünen Thonschiefern gleichen, in andern durch rundliche, eingemengte Kalkspatkörner mandelsteinähnlich werden, auch in Breccien und Konglomerate übergehen und bisweilen organische Reste enthalten. Der chemische Bestand ist diabasähnlich, und Augit, Magneteisen oder titanhaltiger Eisenglanz, oder Titaneisen, sowie Plagioklase finden sich neben chloritartigen, zoisitähnlichen und epidotischen Umwandlungsprodukten, neben Kalkspat, Schwefelkies, bisweilen Quarz etc. häufig vor; öfters aber sind die erstgenannten (die ursprünglichen Diabasgemengteile) der Zersetzung ganz unterlegen.

40. Schieferthon (Voigt, Werner). Gewöhnlich graue oder schwärzliche Gesteine, welche durch starken Thongeruch beim Anhauchen und durch Kleben an der Zunge die Anwesenheit reichlicher Mengen kaolinitähnlicher Silikate in einem durch matteres Aussehen, minder klare tafelförmige Absonderung (die nie als falsche Schieferung auftritt) und durch die Bildung eines weniger steinigen Bodens sich von den durch Uebergänge damit verbundenen Thonschiefern unterscheiden. Zu-

weilen durchziehen fettig glänzende Quetschflächen die Schieferthone in verschiedenen Richtungen. Auf den Schichtflächen liegen häufig organische Reste in wenig oder nicht deformierter Gestalt. Dünablätterige Wechselagerung von Schieferthon und Kalkspat oder Eisenspat, Bedeckung der Schichtflächen mit Lagen feiner Glimmerschüppchen, Einmischung von solchen und von Quarzsplittern oder Quarzteilen sind häufig. Auch trifft man nicht selten ellipsoidische Geoden oder Nieren von Kalkstein oder Eisenstein, zuweilen als Septarien entwickelt. Von den Abarten ist der bituminöse Brandschiefer eine der am meisten genannten.

41. Thonstein (Werner). Massig bis dickplattig brechendes, mehr oder minder poröses und scheinbar einheitliches Gestein, welches wie der Schieferthon die reichliche Anwesenheit kaolinitartiger Bestandteile verrät, gewöhnlich hell, weisslichgrau bis ziegelrot gefärbt ist und nicht selten pisolithische Körner durch Färbung oder Ablösung erkennen lässt, welche ebenfalls aus Thonstein bestehen. — Unter dem Mikroskop stellt das Gestein sich als ein Umbildungsprodukt einer an mehr oder minder zersplitterten Feldspatkrystallen, oft auch an Quarzpulver reichen Masse dar. Von den ursprünglichen Feldspäten ist bald ein grösserer, bald nur ein sehr kleiner Teil erhalten, oft nur noch die Form bei vorgeschrittener Pseudomorphosierung erkennbar. Als Bindemittel erscheinen zwischen diesen Resten bald feinschuppige, bald grossblätterige, aber unregelmässig begrenzte Kaolinit-Aggregate, bald auch chalcedonartige Massen, bisweilen auch infiltrirter Flusspat etc.

42. Schieferletten (F. Hoffmann 1830). Bunt gefärbte bis graue, in kleine plattenförmige oder würfelähnliche Stücklein zerfallende, an kaolinitähnlichen Mineralien reiche, bisweilen durch eingeschwemmte Glimmerschuppen etwas glänzende, häufig durch Quarzkörner oder Quarzsplitter sandige Gesteine. Zuweilen kleine Mengen von Kalkspat oder von Dolomit enthaltend.

43. Steinmergel (? von wem zuerst gebrauchter Name). Feste und harte, meist in mehr oder minder

regelmässig würfelförmige Stücken zerfallende, gewöhnlich hell gefärbte Gesteine, welche aus schieferthonähnlicher (zuweilen von Chalcedon oder Hornstein durchzogener) und mit Kalkspat oder Dolomit durchwachsender Masse zusammengesetzt sind.

44. Mergelschiefer. Mehr oder minder harte, in der Schichtung parallele Platten brechende Gesteine von ähnlichem Bestande wie die Steinmergel. Ein von bituminösen Stoffen und Erzteilen durchdrungener Mergelschiefer ist der Eisleber Kupferschiefer, den Agricola schon auszeichnete.

45. Mergel (von Agricola eingeführtes Wort = Mergelthon). Weiche und gewöhnlich plastische Massen, welche vorzüglich aus kaolinitartigen Silikaten und aus Kalkspat (oder im Dolomitmergel Bitterspat) bestehen. Als Uebergemengteile kommen noch Quarz, Glaukonit, Schwefelkies oder Markasit (welche bei Oxydation zur Bildung von Gyps und Brauneisenstein Anlass geben) und sehr oft kleine mikroskopische Krystalle von Silikaten vor. Konkretionen als Geoden und als Septarien häufig.

46. Thon (1546 führte Agricola und 1565 Kentmann das Wort Than ein, welches seitdem in der Schreibweise [ob auch in der Aussprache?] verändert wurde). Kaolinit und ähnliche Silikate mit mancherlei Beimengungen, welche jedoch Plastizität und Undurchlässigkeit des zu Grunde liegenden Aluminiumsilikates nicht aufheben. Die Unschmelzbarkeit reiner Thone geht jenen verloren, welche reichlichere Beimengungen von Kalkspat oder von schmelzbaren Silikaten besitzen. Die Abarten des Thones werden meist nach der technischen Anwendbarkeit unterschieden (Porzellanthon, Pfeifenthon, Töpferthon, Walkererde etc.). Thon kommt hauptsächlich in Schichtform vor, bildet den Untergrund ebener Landstriche, die wasserreich zu sein pflegen. Lehm ist ein durch Eisenhydroxyd gefärbter, an eingemengten Körnern von Quarz etc. reicher, oft auch etwas mergeliger Thon.

47. Löss heisst eine gleichfalls dem Thon nahestehende, aber nicht oder kaum plastische Masse, welche unter dem Mikroskop vorwiegend ganz feine Mineral-

splitterchen (Quarz, mehrere durch Farbe, Form und optisches Verhalten unterschiedene Silikate) neben Kaolinitblättchen und mehr oder minder deutlich rhomboedrischen Kalkspattheilen zeigt. Die Färbung rührt von sehr untergeordneten Partikeln von Brauneisenerz her, welche, wie es scheint, die Kaolinitblättchen überziehen, denn nach Behandlung mit Säuren werden diese klarer. — Löss und Lehm umschliessen, wie es auch viele Thone thun, kalkige Geoden und Septarien (Lösskindel).

B. Kieselgesteine. Den Hauptteil der Felsart bilden Quarz und seine Varietäten oder Opal.

a. Quarz ist vorwiegender Gemengteil.

48. Quarzit. In krystallinischer Entwicklung bildet Quarz entweder allein oder mit sehr geringen Mengen von glimmerähnlichen oder anderen Silikaten ein Gestein, das durch seine Härte, sein nur mechanisches Zerfallen, wobei meist Blöcke von ansehnlichen Grössen entstehen, und durch die Unfruchtbarkeit des darauf sich bildenden Bodens auffällt. Echte Quarzite treten gewöhnlich nur als Schichten von nicht beträchtlicher Ausdehnung auf; man benennt aber nicht selten Mittelgesteine zwischen Thonschiefer bez. Wetzschiefer, Phyllit oder Glimmerschiefer und echten Quarziten auch noch mit letzterem Namen. Diese Mittelgesteine sind in manchen Regionen ziemlich verbreitet.

Quarzite, welche in Form schwächerer, selten über 3 m mächtiger Bänke zwischen losem Sande lagern und häufig nur in Gestalt von einzelnen konkretionären Blöcken — nicht selten mit rauher Oberfläche — auftreten, sind Knollensteine genannt worden.

49. Hornstein (und Feuerstein), d. h. Chalcedon und Quarz, die oft nur in Form von Konkretionen (Nester, Nieren, Schnüre etc.) oder als Verkieselungen (pseudomorph, zum Teil in Gestalt organischer Reste) innerhalb mancher Kalksteine auftreten, bilden stellenweise mächtige Bänke oder Felsen von 10 und mehr Meter Mächtigkeit.

50. Kieselschiefer (Werner). Lydit. Ausserordentlich dichte, gewöhnlich tief schwarze, aber von weissen Quarzadern durchtrümmerte Gesteine, welche bisweilen in

dünne Blätter spalten, oft aber nur eckige Stücken zeigen, rauhe, zackige Felsen bilden und den Untergrund sehr unfruchtbarer Distrikte darstellen. Die häufig eingemengten Schwefelkiese lassen bei der Verwitterung eigentümliche Hohlräume zurück. Kohlige, meist anthracitische Partikel bilden das Färbungsmittel, welches, wie das Mikroskop zeigt, zum Teil in auffallender Gruppierung das Gestein durchzieht. Körner oder Haufen von Quarz mit unbestimmten Umrissen werden oft wahrgenommen. Wasserhelle, chalcedonartige Substanz ist gewöhnlich die Grundmasse, welcher auch kleinere oder grössere Anteile von amorpher, in Kalilauge löslicher Kieselsäure angehören, wie Gümbel nachgewiesen hat. Mehr oder minder kugelige Reste kleinster Organismen (Sphärosomatiten) haben an der Zusammensetzung mancher Kieselschiefer erheblichen Anteil.

51. Grauwacke (von Trebra 1785). Körner und Splitter verschieden gefärbter Quarze und oft auch von Silikaten sind mehr oder minder dicht in einer dem Thonschiefer ähnlichen Masse eingelagert, welche unter dem Mikroskop eine Anzahl krystallinischer und auskrystallisierter Mineralteilchen zeigt. Gewöhnlich in scharfe, unregelmässige Stücke zerfallendes, bankartige Schichten bildendes Gestein, von dem viele Abarten — zum Teil Uebergänge in Thonschiefer, in Sandstein, in Konglomerate und Breccien bekannt sind. Organische Reste kommen bald in verkohltem Zustand, bald als Steinkerne vor.

52. Sandstein (eigentlich Quarzsandstein, von Agricola eingeführter Name). Quarz in Gestalt gerundeter, oder durch nachträgliche Krystallisation ausgeheilte Körner und Brocken, oder in Splitterform ist das bezeichnende, gewöhnlich bei weitem vorherrschende Mineral, dem sich in vielen Sandsteinen Feldspatkörnchen, Glimmerblätter, Glaukonitkörner und andere Silikatteilchen beimengen. — Zwischen den Körnern befindet sich ein sog. Bindemittel bald krystallinischer, bald mehr erdiger Natur, in letzterem Falle jedoch in der Regel wenigstens zum Teil Krystallausbildung von Silikaten zeigend. Als

Bindemittel erscheinen besonders häufig Kalkspat oder Dolomit, Thon bez. Schieferletten und Schieferthonen ähnliche Massen, seltener (bei Uebergängen in Quarzite) Quarz oder Hornstein.

Die Sandsteine bilden Schichten, innerhalb deren oft diskordante Parallelstruktur hervortritt und deren Oberflächen und Unterflächen häufig mancherlei eigentümliche Erscheinungen zeigen. Petrographisch unterscheidet man Abarten nach der Natur des Bindemittels und nach dem Hervortreten von Silikatkörnern (Arkose ist feldspatreicher Sandstein, Grünsandstein ein solcher mit viel Glaukonit). Auch die Absonderung gibt zu petrographischen Unterscheidungen Anlass. Mehr verbreitet sind Namen, welche auf das geologische Alter oder auf etwaige eingeschlossene Petrefakten Rücksicht nehmen (hauptsächlich oft Tierreste als Steinkerne und Abdrücke, vielfach Pflanzenreste).

Die Reliefformen des Bodens und die Verteilung der Gewässer ist, wie die Vegetation, auf den Sandsteinen in der Regel vom Bindemittel abhängig; ist dies thonig, so entstehen sanftere Formen, und stehende Gewässer sind häufig; in kieseligen Sandsteinen sehen wir schroffe Bergformen und trockene Landschaften.

53. Quarzsand. Lose Quarzkörner, selten lose Quarzkrystalle, bilden für sich oder mit eingemengten Körnern und Krystallen von Silikaten, von Kalkspat, von Eisenoxyden etc. Gesteine, welche, wenn frei an der Erdoberfläche liegend, oft zu neuer Anhäufung von Flugsand oder Tribsand Anlass geben.

b. Opal ist das herrschende Mineral.

54. Kieselsinter. Mehr oder minder poröse, schalig gebildete Opalmassen, welche durch ihre Formen und Absonderungen, sowie durch Inkrustation fremder unorganischer oder organischer Körper ihren Ursprung aus kieselreichen Quellen verraten.

55. Tripel. Opalmassen von erdigem Aussehen, welche fast ausschliesslich aus den Kieselshalen oder Kieselpanzern von Diatomeen oder Polycystinen gebildet sind. Nach diesen Organismen und nach der Art des

Zusammenhaltes unterscheidet man Abarten; so ist Polierschiefer ein feinblättriges helles Gestein dieser Art; Dysodil ein ebenfalls feinblättriges, aber von bituminösen Substanzen durchtränktes, dunkleres; Kieselgur ein mehrlartig-erdiges.

Dichte Opale mit muscheligem, mehr oder minder fettigglänzendem Bruche kommen als Opalschiefer, Menilite etc. ganz untergeordnet vor und erscheinen zuweilen als veränderte Tripel.

C. Kieselarme Gesteine. Silikate und Quarz treten in den Haupttypen nicht, oder nur als Uebergemengteile auf.

a. Kalksteingruppe.

56. Kalkstein (seit Agricola eingeführter volkstümlicher Name). Kalkspat bildet die Hauptmasse des Gesteines¹⁾. Dasselbe ist durchweg krystallinisch, denn selbst die vielbesprochenen Kalkkugeln und Kokkolithen üben meist auf das polarisierte Licht Wirkungen aus, wenngleich manche dieser Körperchen sich als embryonale Krystalle oder Krystalliten von Kalkspat betrachten lassen. Eine oder mehrere Generationen von Kalkspatkrystallen und Krystalloiden oder Krystallgruppen schliessen sich aneinander und sind mit mancherlei etwa vorhandenen Beimengungen verbunden. — Die Kalkspatgenerationen sind, wo mehrere vorhanden, gewöhnlich durch die Farbe ein wenig voneinander unterschieden, meistens aber hauptsächlich durch ihr verschiedenes Verhalten gegen die in vielen Kalksteinen reichlichen Spuren organischer Gewebe und Substanzen. Ringsum ausgebildete rhomboedrische Krystalle gehören meist zur ältesten Kalkspatgeneration, ausser in den Fällen, in welchen organische Reste eine noch frühere, lückig entwickelte Kalkmasse geliefert haben, welche gewissermassen den Ansatzpunkt für das Gestein, z. B. in Korallenkalken, geboten hat. Gleich alt mit den Kalkspatrhomboedern, oder doch gleichzeitig in das Gestein

¹⁾ Aragonit bildet gewisse Quellsinter, aber bei der geringen Verbreitung solcher Massen kommen sie für die Petrographie wenig in Betracht. In manchen Kalksteinen sind kleine Mengen Aragonit, zum Teil als organogen erkennbar, accessorisch vorhanden.

gelangt erscheinen gewöhnlich die darin enthaltenen Silikate, unter denen nicht selten rundum ausgebildete Krystalle vorkommen, und die kleineren, oft zertrümmerten Organismenreste. — Statt der Kalkspatrhomboeder haben sich in manchen Kalksteinen die bald mehr radiale, bald mehr konzentrische Krystallisationstendenz zeigenden Rogensteinkörner entwickelt, oft um einen Kernpunkt (einen organischen oder anorganischen Körper) herum.

Blieb, wie gewöhnlich, auch nach dem Absatze des die Kalkspatrhomboeder oder die Oolithkörner enthaltenden Materiales eine Anzahl von Hohlräumen — oder entstanden diese bei der Zerstörung der organischen Gewebe — so boten sich Räume, in welchen sich flüssige Kohlenwasserstoffe (jetzt meist anthracitähnliche Substanzen) Schwefelkies und eine neue Generation von Kalkspat absetzte. — Noch neuere Kalkspatgenerationen sind oft innerhalb der Kalksteine entstanden, wenn chemische Auflösung irgend welcher früher vorhandener Substanzen, z. B. der Muschelschalen etc. — oder wenn mechanische Zerquetschung neue Hohlräume geschaffen hatte. Die mikroskopische oder makroskopische Untersuchung, welche diese verschiedenalterigen Generationen von Kalkspat in vielen Kalksteinen nachweist, gibt uns keinen direkten Aufschluss über die schnellere oder langsamere Zeitfolge solcher Bildungen. Die Untersuchung recenter Korallen- oder Algenkalke lehrt aber, dass die Vorgänge in sehr schneller Folge eintreten können.

Durch die Beimengungen werden unterschieden reine Kalksteine, Quarz führende (Grobkalk), Glaukonit führende oder glaukonitische, mit Lagen von Glimmerblättern durchwachsene (Kalkglimmerschiefer) Mergelkalksteine, Kieselkalke oder Hornsteinkalke, dolomitische Kalke etc.

Nach der phanerokrystallinischen Beschaffenheit ist der Marmor (dessen krystallinische Körner meistens polysynthetische Zwillingsbildung aufweisen) dem dichten Kalkstein entgegengestellt, durch erdiges Gefüge die Kreide bezeichnet. — Unterbrochene Raumausfüllung, zellige Beschaffenheit kennzeichnet die Rauhkalke und die durch Lücken zwischen den (Pflanzenteile etc. in-

krustierenden) Kalkteilen porösen Kalktuffe oder Traver-tine. — Aus losen Körnchen bestehen die häufig als Flugsand auftretenden Kalksande. Rogensteine sind durch die Struktur, Kalksteinschiefer oder Kalkschiefer durch die Absonderung ausgezeichnet. Die genannten und viele andere Arten von Kalkstein werden nach den angeführten Principien unterschieden, weiter werden viele Kalksteine nach den darin enthaltenen Petrefakten, zahlreiche nach ihrer geologischen Stellung, bezüglich nach Fundorten benannt.

Kalksteine, immer durch die Flora im Gegensatze zu andern umgebenden Gesteinen, verhalten sich in Bezug auf die Gestaltung des Bodenreliefs nicht alle gleich.

57. Dolomit (Haüy 1819). Das Mineral Bitterspat oder Dolomit, dessen Grundrhomboeder im Gegensatz zu dem des Kalkspates gewöhnlich unebenflächig sich ausbildet und spaltet, auch, wie die mikroskopische Untersuchung zeigt, nicht ebenso oft als dieser in polysynthetischen Zwillingen gesteinsbildend ist, spielt in den Dolomiten genau dieselbe Rolle, wie der Kalkspat in den Kalksteinen. Nahezu ebenso varietätenreich als der Kalkstein ist der Dolomit vor diesem in der Regel durch eine mehr augenfällige krystallinische Ausbildung, durch mehr lockere, rauhe Beschaffenheit (weil die krummflächigen Rhomboeder weniger eng zusammenschliessen), durch den gewöhnlich in der Färbung hervortretenden reichlicheren Eisengehalt und durch Bildung schrofferer Felsen ausgezeichnet. Wir erinnern auch an die mineralogischen Unterschiede bezüglich der Härte, des specifischen Gewichtes und der Widerstandsfähigkeit gegen Säuren.

Eine Menge Zwischenglieder zwischen Dolomit und Kalkstein sind bekannt. Dolomitschichten sind häufig in der Nähe von Gyps und Salzstöcken gelagert.

b. Gruppe der Erzgesteine.

58. Galmei (Werner). Zinkspat, Kieselzinkerz, zuweilen auch Willemmit und andere Zinkerze, gewöhnlich durch hinzutretendes Brauneisenerz etwas gefärbt und mit Dolomit oder mit Kalkstein gewissermassen verflösst.

In den verschiedenen Teilen eines Stockes ist das Gestein gewöhnlich ungleichmässig ausgebildet, stellenweise mit Bleiglanz durchwachsen.

59. Spateisenstein. Eisenspat, gewöhnlich durch Umwandlung in Brauneisenerz mehr oder minder verfärbt, auch oft mit Kalkstein oder Dolomit innig verknüpft, bisweilen ein thoniges oder schieferähnliches Gestein nur imprägnierend. Schichten und Gänge bildend.

60. Brauneisenstein. Brauneisenerz mit mehr oder weniger massenhaften Beimengungen verschiedener Art, und daher in verschiedenen braunen Farbentönen auftretend, bildet ein bald derbes, bald poröses Gestein, dessen Abarten als Raseneisenstein, oolithischer, erdiger, dichter etc. Brauneisenstein bezeichnet werden. Nahestehend das oft mannigfach vermengte Bohnerz. Schichten, Nester und Gänge bildendes Gestein.

61. Roteisenstein. In der Regel bildet nur das derbe, mehr oder minder mit thonigen Teilen durchwachsene, oft stellenweise von Quarz imprägnierte, erdige Roteisenerz ein Gestein, das aufs innigste mit Kalksteinen und Dolomiten im Zusammenhange steht, auch oft dieselben Versteinerungen führt, wie benachbarte Kalksteine etc. Selten ist eine Anhäufung krystallinischen Eisenglanzes (Eisenglimmerschiefer, Itabirit etc.).

62. Magneteisenstein. Magnetit in dicht erscheinender oder auch körnig krystallinischer Ausbildung bildet ein in Schichtform oder in Stockform auftretendes Gestein, welches oft grössere Eisenglanztafeln und Schwefelkieskrystalle umschliesst. Es ist häufig lagenweise Anordnung innerhalb der schicht- oder stockförmig auftretenden Einzelmassen vorhanden, die stellenweise mit Flusspat, Kalkspat, Chlorit, Granat, Schwefelkies, Magnetkies etc. wechselagernde Magnetitbestege zeigt. Bald durch „Fahlbänder“, d. h. durch besonders erzeiche Schichten, in die umgebenden Dioritschiefer, Gneise, Glimmerschiefer etc. übergehend, bald auch ohne solche Grenzgebilde damit verbunden.

c. Gruppe des Gypses und des Steinsalzes.

63. Anhydrit. In meist grobkörnig krystallinischer Ausbildung, selten dichtem Gefüge bildet Anhydrit ein

Gestein, das besonders von den äusseren Teilen der stockartigen Vorkommnisse aus sich oft mit Gyps durchwachsen und verwachsen zeigt. Uebergemengteile, wie Quarz, Dolomit, Speckstein — Cyanit, Turmalin, Glimmer, Talk, Schwefelkies, oxydierte Eisenerze, Boracit etc., werden bald mikroskopisch, bald makroskopisch beobachtet, auch Thon und organische Substanzen sind oft im Gestein verteilt.

64. Gyps. In sehr wechselndem Gefüge, das oft innerhalb einer und derselben Schicht verschiedenartig ist, erscheint Gyps. Bituminöse Teile oder Thon machen ihn grau; Eisenglanz etc. rot, während der Gyps ursprünglich wasserhell und farblos, oder bei poröser Beschaffenheit weiss ist, wie der in Schichtungsklüften und Querklüften häufige Fasergyps. Beimengungen gleich denen des Anhydrites. In vielerlei Abarten vorkommend. Oft als kahle, eigentümlich zerfressen erscheinende Felsen.

65. Steinsalz. Chlornatrium in mehr oder minder grobkörnigem Gefüge wechsellagert in der Regel mit schmalen, der Schichtung gleichlaufenden Bestegen von kleinsten Anhydritkrystallen oder Gyps etc. Polyhalit, Kieserit, Carnallit etc. bilden mächtigere Zwischenlagen. Färbung verschieden, so auch das Gefüge. Zu Tage anstehendes Steinsalz wird nur in regenarmen und überhaupt trockenen Gegenden gefunden.

d. Gruppe der Phosphorite.

66. Phosphorit. Apatit in mehr oder minder inniger Vermengung mit Kalkstein, Dolomit etc. bildet bald nur einzelne Knollen, bald ganze Schichten oder auch kleinere Stöcke. Oefters voll Steinkerne und Abdrücke von tierischen Resten, z. B. von Muscheln, stellenweise mit Versteinerung von Weichteilen, häufig mit Knochenresten von Wirbeltieren, oft aber frei von organischen Körpern und nur in Drusen etc. mit Krystallen besetzt. — Stellenweise pechsteinähnlich mit muscheligen, glasähnlich glänzendem Bruche, oft aber matt, selten erdig; weiss bis braun.

67. Guano. Mehr oder minder erdiges Gemenge von Phosphaten des Calciums, des Magnesiums und des

Ammoniums mit Salzen organischer Säuren, mit Thon und mit kohlensauen Salzen.

e. Gruppe der Kohlengesteine.

68. Anthracit. Schwarze, meist metallähnlich glasglänzende, an Kohlenstoff reiche, nur wenige Prozente (zusammen bis 10 %) von Sauerstoff und Wasserstoff und einige anorganische Partikel, sog. Aschenbestandteile, enthaltende Substanz von H. 2–3, sp. G. 1,4–1,8, welche sich, ähnlich künstlich verkokten Brennstoffen, nur schwer bei starkem Luftzutritte entzündet. Anthracit brennt dann ohne Flamme, oder mit nur schwacher Flamme, und schmilzt dabei nicht.

69. Steinkohle (von Agricola und Kentmann eingeführte Bezeichnung). Schwarze, pechglänzende Substanz von H. 2,0–2,5, sp. G. 1,1–1,5, welche ausser in seltenen Fällen (bituminöse Steinkohlen) an Kalilauge keine braunen Huminsubstanzen abgibt, mit Flamme, Rauch und Geruch brennt, wobei sie sich meist etwas aufbläht und schmilzt oder zusammensintert. In abgeschlossenem Raume geglüht, entwickelt die Steinkohle Leuchtgas und hinterlässt Cokes. Gewöhnlich kann man einen lagen- oder blätterartigen Wechsel von Glanzkohle und Mattkohle, zuweilen auch noch Cannelkohle, unterscheiden. Zur mikroskopischen Untersuchung namentlich durch Behandlung mit Kalichlorat und Salpetersäure geeignet gemachte Kohlen haben gezeigt¹⁾, dass darin organisches Gewebe durch und durch und zwar meist sogar ohne besondere Verdrückung erhalten ist, aber eine erhebliche Menge von „Carbohumin“, d. h. durch Zersetzung entstandene Kohlenwasserstoffe etc., aufgenommen hat. Rinden- und Holzteile nebst Blättern sind die hauptsächlichen Erzeuger der Glanzkohle; Epidermalgebilde und weniger feste Pflanzenteile herrschen in der Mattkohle; eigentümliche Kügelchen und Häutchen (sog. Sporen) und algenähnliche Klümpchen in der Cannelkohle.

Die Technik unterscheidet verschiedene Arten von Steinkohle besonders nach der Flamme, die von der

¹⁾ Gumbel, Sitzungsber. d. bayer. Akademie 1883. 3. S. 111 ff.

Verteilung des vorhandenen „disponibeln Wasserstoffes“ abzuhängen pflegt.

70. Braunkohle (Voigt). Bräunlichschwarze bis lichtgelbliche, selten pechartig glänzende, oft erdige und matte, mit Flamme, Rauch und Geruch brennbare, dabei aber nicht sinternde oder schmelzende Substanz, welche von in Kalilauge löslichen Huminkörpern durchzogen, oft von Paraffin etc. imprägniert ist, in ihrer Härte 1,0—2,5, wie im sp. G. 0,5—1,7 hinter der Steinkohle zurückbleibt. Die Braunkohle zeigt oft Holzstruktur (Lignit) und wohlerhaltene Blattepidermis etc., aber auch die strukturlos scheinenden Braunkohlen lassen durch Behandlung mit Kalichlorat und Salpetersäure die Gewebe der sie bildenden Pflanzen hervortreten, welche nur wenig verdrückt zu sein pflegen.

71. Torf (Kentmann 1565). Poröses Aggregat von Pflanzenstoffen, welche von allerlei Kohlenwasserstoffverbindungen durchzogen und durchtränkt werden; beim Erhitzen Holzeßig, Holztheer etc., oft bis zur Hälfte seines Gewichtes liefernd. Mit der Porosität hängt zusammen, dass trockener oder von Gasen durchdrungener Torf auf Wasser schwimmt (schwimmende Torfinselfn, wie im Hautsee bei Marksuhl), und dass mit Wasser sich vollsaugender Torf anschwillt, was bei den Moorausbrüchen bedeutsam wird. Eintrocknender Torf schrumpft zusammen.

Flüssige bis feste Kohlenwasserstoffe, welche in den Kohlengesteinen den „Inkohlungsprocess“ bedingen, haben zum Teil auch ausserhalb der Mineralkohlen ihre Analoga, insbesondere bei den imprägnierend auftretenden Steinöl- und Erdpecharten. Zu letzteren gehört der Asphalt, der oft wegen seines Anteiles am Bau der Insel Trinidad als Felsart aufgeführt wird.

II. Petromere Gesteine.

Felsarten, welche die Mineralien zu Stücken von Gesteinen gruppiert enthalten, also aus Partikeln von Gebirgsarten zusammengesetzt sind, zwischen welchen auch Mineralteile sich häufig befinden.

1. Die Gesteinsstücke sind durchweg oder wenigstens zum grossen Teile von abgeriebenen und abgerollten Flächen begrenzte, rundliche Gerölle, stumpfkantige Geschiebe; bisweilen zeigen sich gefurchte und geschrammte oder glattgeriebene und „polierte“ Oberflächen derselben.

a. Die Trümmer sind lose, nicht verbunden (Seifengebirgsarten, Werner).

72. Gerölle. Meist stockförmige, bisweilen wallförmige, d. h. stromähnlich gestaltete Anhäufungen, fast ausschliesslich aus durch Abrollung gerundeten, ziemlich grossen Trümmern gebildet, von denen die kleinsten wallnussgross sind, während die grösseren mehrere Meter Umfang haben können.

73. Kiese und Grande. Grössere Geschiebe sind mit kleinsten Trümmern gemengt, im Kies mit Sandkörnern, welche vorwiegend aus einzelnen Mineralstücken bestehen, im Grand mit Körnern, welche meistens noch mehrere Mineralien der ursprünglichen Gesteine verwachsen zeigen.

b. Die Trümmer sind durch ein Bindemittel verbunden.

74. Geschiebelehm (Geschiebemergel, Till). Das Bindemittel ist ein mehr oder minder plastischer Lehm oder Lehmmergel, die Geschiebe berühren sich nur zuweilen unmittelbar, weil oft das Bindemittel in überwiegender Menge vorhanden ist.

75. Konglomerat (Voigt 1785, Puddingstein, Werner 1786). Die Gerölle werden durch ein festes Bindemittel (Kalkstein, Sandstein, Brauneisenerz, Hornstein oder Quarz etc.) verbunden. Gerölle mit Eindrücken von benachbarten Geröllen und zerbrochene, wieder zusammengefügte Gerölle haben hauptsächlich die Aufmerksamkeit in einzelnen Konglomeraten auf sich gezogen. Konglomerate mit hausgrossen Blöcken kennt Beyrich an den Hängen des Riesengebirges. Ähnliche Dimensionen erlangen die fast ohne Bindemittel zusammengefügtten Phyllitblöcke in Konglomeraten bei Schleusingen. — Konglomerate mit eigentümlichem Aussehen bei der

Verwitterung sind mit dem Namen „Nagelfluh“ belegt worden.

Die Konglomerate bilden Stöcke, oft kleine, stockförmig erscheinende Anhäufungen in Schichten (wohl vormalige Geröllwälle) und zuweilen weit verbreitete Schichten. Sehr oft bilden sie steile Felswände und im grossen quaderähnliche Felsköpfe.

Man unterscheidet die Abarten meist nach dem Bindemittel und nach der Natur der Gerölle, auch nach geologischer Stellung und örtlichem Auftreten.

2. Die Gesteinsstücke der petromeren Felsart sind von Bruchflächen begrenzte, oft scharfkantige Trümmer.

a. Die Trümmer liegen lose, unverbunden.

76. Gebirgsschutt oder Schotter. Stellenweise sind sehr mächtige Ablagerungen von Schotter wahrgenommen worden. Gewöhnlich sind dabei Bruchstücke gleichartigen Gesteines in grosser Menge verknüpft. Die Ablagerungen sind meist stockförmige (Schuttkegel), bisweilen stromartig gelagert (Bergsturm Massen und Guferlinien [Moränen] der Gletscher), seltener schichtähnlich, wenn z. B. Schichten bei allmählicher Auswaschung von darunter gelagerten Gypsbänken etc. nachgesunken und mit wiederholter Bildung von Erdfällen zusammengebrochen sind, wie man in einigen mitteldeutschen Gegenden beobachten kann.

b. Die Bruchstücke sind verkittet.

77. Breccie. Verschiedenheit der Trümmer und des verkittenden Materiales bringt eine grosse Mannigfaltigkeit von Breccien hervor, die zum Teil unter besonderen Namen aufgeführt werden. (Haselgebirge = Breccie von Steinsalz- und Kalksteinstücken etc. durch Thon verkittet — Knochenbreccie und „Bonebed“ = Knochenreste durch verschiedene Bindemittel verbunden etc.) Von besonderem Interesse sind diejenigen Breccien (zum Teil mit Annäherung zum Typus der Konglomerate), welche ein Feldspat- oder Felsitoidgestein als Bindemittel zeigen. Darin bestehen die Trümmer zuweilen aus demselben Gestein wie das Bindemittel, wie wir es an einer

grossen Spalte¹⁾ der Lava von 1707—1711 beim ehemaligen St. Georgshafen auf Neakameni (Santorin) beobachteten, und wie es in gewissen gangartig angeordneten Teilen grösserer Porphyrmassen etc. nicht selten ist (Liebecke bei Wettin, Sandfelsen bei Halle, Ueber dem Falkenstein bei Tambach etc.).

Oft aber sind die Trümmer sehr mannigfaltiger Gesteine in Feldspat- oder Felsitoidgesteinen eingebettet, deren Beschaffenheit mit jener der eingeschlossenen Fragmente keine nähere Beziehung hat. In verschiedenen Sammlungen findet man z. B. Handstücke einer vesuvischen Lava voll Kalksteinen und Dolomitstücken. Man hat derartige Vorkommnisse Reibungsbreccien genannt, indes erscheint dieser Name wenig zutreffend, da die betreffenden eingeschlossenen Stücke meistens keinerlei Spur von Reibung zeigen. Nicht selten scheinen Lavaströme von besonders dünnflüssiger Beschaffenheit als die Träger jener Fragmente aufzutreten, was namentlich dann gelten dürfte, wenn ein Pechstein, Obsidian oder auch nur ein Eutaxit die Brocken einschliesst.

3. Die Gesteinsfragmente der petromeren Felsart sind wenigstens zum grossen Teile Primärtrümmer, nämlich vor der Verfestigung des Materiales von anderen Teilen derselben Masse getrennte Partikel, deren Begrenzungen von der Art der Abtrennung und von Bewegungen nach diesem Vorgange abhängen. Wir erkennen also in der Begrenzung der Trümmer weder Abrollungs- und Abschleifungsspuren, noch deutliche Bruchflächen: die Fragmente sind sog. Bomben, d. h. tropfenförmige, durch Bewegung in der Luft und etwa noch durch das Aufschlagen im halbweichen Zustande in ihrer Gestalt bedingte Körper; sog. Schlacken und Lapilli, d. h. durch ganz unregelmässige, zackige und raue Oberflächenteile

¹⁾ Die Spalte muss sich geöffnet haben, ehe das Gestein erhärtet war; Trümmer der Erstarrungsrinde fielen in diese Spalte und wurden verkittet, indem die noch nicht fest gewordene Lava in der Tiefe der Kluft diese wieder schloss und die Fragmente umhüllte. Ob auch beim allmählichen Zusammenschliessen der Ausläufer grosser Lavenmassen ähnliche Breccien entstehen, deren räumliche Verbreitung in solchem Falle etwas bedeutender als ein „gangähnliches“ sein müsste, geht bis jetzt aus Beobachtungen nicht hervor.

umgebene Stücke und sog. Aschenkörner, d. h. kleine, bald rundliche, bald plattenartige, seltener stab- und haarförmige Bröcklein. Gesteinsbruchstücke und nicht selten isolierte Krystalle, namentlich von Quarz, von Feldspäten, Felsitoiden, Erebenniten oder Glimmern, von Magneteisen etc. begleiten gewöhnlich die Primärtrümmer. Nehmen die anderen Elemente überhand, so entstehen Uebergänge nach verschiedenen anderen Gesteinen bez. Gesteinsgruppen.

a. Die Primärtrümmer und die etwaigen begleitenden Bruchstücke etc. liegen lose neben einander.

78. Agglomerat (Lyell). Man unterscheidet nach der Grösse die Schlackenagglomerate von den Aschenagglomeraten, oder nach dem vorwiegenden Gesteine der Brocken basaltische, andesitische, trachytische etc. Agglomerate. Uebergänge in die Schottermassen werden an den Umwallungen mancher Explosionskratere beobachtet.

b. Die Primärtrümmer und etwaige damit zusammen vorkommende Gesteinsbrocken und Mineralien sind miteinander verkittet.

79. Tuffe. Je nach den verschiedenen Gesteinstrümmern, dem Zersetzungsgrade derselben, dem vorhandenen Bindemittel und dessen Umwandlungen entsteht eine überaus grosse und mannigfaltige Reihe von Gesteinen, welche zu den früher schon genannten Thonsteinen und Schalsteinen hinführt. Manche Tuffe, namentlich die stockförmig gelagerten, sind meist frei von organischen Resten, die in schichtenförmig auftretenden an vielen Stellen vorkommen. Häufig genannte Tuffe sind: die Bimssteintuffe und die sich ihnen anschliessenden Trasse, die von Alunit durchzogenen Alaunsteine, die Peperine Italiens, die Palagonittuffe und deren Uebergänge in Palagonitfels. (Hydrosilikat von sechswertigem Eisen und kleinen Anteilen zweiwertiger und einwertiger Elemente scheint als das porenreiche, rotbraune bis seprienbraune Glas aufzutreten, welches in gewöhnlich nur kleinen Brocken die eigentliche Hauptmenge der Palagonittuffe bildet. Durch eigentümliche

Zersetzungsprodukte bald amorpher, bald krystallinischer Natur und zuweilen durch Zeolithe, Kalkspat etc. wird zwischen diesen Brocken ein Cement hergestellt.)

Die meisten Tuffarten werden bezeichnet nach den Feldspat- und Felsitoidgesteinen, deren Primärtrümmer in ihnen am häufigsten sind, oder deren Mineralgemengteile am verbreitetsten in denselben vorkommen. Es ist aber beachtenswert, dass in den Tuffen meist andere Verteilung dieser Mineralien wahrgenommen wird als in den petrographisch nächstverwandten Gesteinen. So ist der oben genannte Palagonit in Form zusammenhängender Gesteinsmassen ohne Tuffstruktur noch nicht bekannt; die Phonolithtuffe der Rhön und des Hegau sind durch viel häufigeres Vorkommen grösserer Glimmerkrystalle von den Phonolithen jener Gegenden verschieden etc. etc.

Nicht selten sind in Tuffen die bei den Thonsteinen erwähnten Tuffkonkretionen, welche eine sog. Pisolithstruktur bedingen, sowie zerbrochene Tuffkügelchen derart.

Theoretischer Teil.

Petrogenie. Lehre von der Gesteinsbildung.

Einleitung.

Einen wesentlichen Umschwung hat die weiter und weiter ins einzelne eindringende mikroskopische Gesteinsuntersuchung einerseits und die genauere geologische Kartierung wichtiger Landschaften anderseits für die Petrogenie hervorgerufen. Ueber ein halbes Jahrhundert haben Neptunisten und Vulkanisten am Ende des vorigen Jahrhunderts und am Anfange des jetzigen — später noch mit beiden die Metamorphiker gestritten, ohne dass eine genügende Untersuchung des Thatbestandes vorangegangen wäre. Noch heutigen Tages existieren über die Entstehung mancher Gesteine verschiedene Theorien, zwischen denen künftige Forschungen erst entscheiden

werden. Aber eine Reihe von früheren Hypothesen ist endgültig beseitigt. An der vulkanischen Entstehung von Basalt, Phonolith, Porphyry und Obsidian konnte Werner zweifeln, und diese Zweifel schienen noch 1866 dem verdienten Verfasser der chemischen und physikalischen Geologie als nicht unbegründete; erst in dem 1871 nach dem Tode G. Bischofs erschienenen Supplemente zu diesem Werke ist der Basalt rückhaltslos als Lava anerkannt. Heutzutage ist die Hypothese von der neptunischen und die von der metamorphischen Entstehung jener Gesteine ebenso endgültig beseitigt als die Theorie von der Steinkohlenbildung aus Meerestangen.

In der heutigen Petrogenie können eine Menge von Erfahrungen berücksichtigt werden, welche erst in den letzten Jahren gewonnen worden sind; aber manche weitere Forschungen sind noch auszuführen.

Bildungsweisen der Gesteine.

Ihrer Entstehung nach sind die Gesteine teils als sedimentäre, teils als vulkanische, teils als metamorphische, teils als plutonische auf Grund der Erfahrung über heutigen Tages vor sich gehende Felsartenbildung zu bezeichnen.

Sedimentär sind die Gebirgsarten, welche aus einem irgendwie flüssigen Medium als Bodensätze zur Ablagerung gekommen sind. Nach heutigen Verhältnissen kennen wir Sedimente aus Wasser (neptunische Bildungen) und Sedimente durch die Luft bewegter Teilchen (aeolische¹⁾ Gebilde).

Vulkanische Gesteine oder Laven sind solche, die sich in flüssigem Zustande bewegt haben.

Metamorphische Gebirgsarten sind diejenigen, welche ihre Gemengteile der Umwandlung früher im selben Gesteinskörper vorhandener Mineralien verdanken.

¹⁾ In die deutsche Litteratur ist der Ausdruck durch Rein 1870 eingeführt worden. Beitr. z. phys. Geogr. der Bermudainseln, Ber. über die Senckenberg. naturf. Ges. für 1869/70, S. 145. Welcher der englischen Forscher, denen Rein mit dieser Bezeichnung folgte, denselben zuerst gebraucht hat, ist etwas zweifelhaft.

Plutonische Gebirgsarten sind im Innern der Erde aus feuerflüssigen, nicht oder unbeträchtlich bewegten Massen entstandene.

Die plutonischen und die metamorphischen Gesteine sind hypogen: direkt sehen kann niemand, dass ein Baumstamm zu Lignit, oder ein Thonschiefer zu einem Hornfels wird, und ebensowenig kann man Augenzeuge davon werden, wie in den Tiefen eines Vulkanherdes Olivinfels entsteht. Dennoch verfolgen wir die betreffenden Vorgänge, man möchte sagen Schritt für Schritt, mit dem geistigen Auge.

Gibt es oder gab es weitere Gesteinsbildungsvorgänge auf der Erde, welche, von den aufgezählten verschieden, die weder den sedimentären, noch den vulkanischen, noch den als metamorphisch nachweisbaren Gesteinen gleichenden, auch in ihrer Massenbeschaffenheit von allen bekannten Meteoriten weit abweichenden Gneise, Glimmerschiefer etc. schufen oder schaffen? Diese Frage vermag die Gegenwart noch nicht zu lösen.

Aeolische Absätze.

Der Wind vermag Substanzen vom specifischen Gewichte 2,5—3,5, welche der Dichtigkeit felsbildender Mineralien im allgemeinen entsprechen, und sogar dichtere Substanzen zu tragen und zu stossen, wenn deren Oberfläche eine entsprechend grosse ist, und wenn die bestehenden Luftdruckunterschiede neben einander befindlicher Atmosphärentheile hinreichende sind. Von glaubwürdigen Zeugen wird berichtet, dass auf Gebirgshöhen vom Sturme nicht nur Menschen und Tiere emporgehoben, sondern sogar Steine bisweilen emporgeschleudert werden. Sandkörner und Staubteile, welche vermöge ihrer geringen Grösse eine verhältnismässig sehr grosse Oberfläche darbieten, werden selbst bei schwacher Luftbewegung getragen. Sehr beträchtlich ist auch die Fortführung von Schneekrystallen, an welchen nicht selten Mineraltheilchen angefroren getragen werden.

Während kleinere Mengen der durch die Luft ge-

tragenen Steinmassen überall niederfallen können und sowohl Festlanddistrikte als die Meeresoberfläche erreichen, finden erheblichere Absätze äolischer Bildungen nur in bestimmten Gebieten statt. Massenhafte Sandanwehungen bilden Dünen und Sandflächen; Staubmassen bilden Löss oder in gewissen Regionen sog. Schwarzerde; zusammengewelter Schnee vergrößert in bedeutendem Grade die Firnanhäufungen.

Dünen und Sandflächen. Mineralteile, welche zwischen den Fingern gedrückt, deutlich einzelne Körnchen fühlen lassen, bilden, wo sie vom Winde bewegt werden, sog. Treibsand oder Treibsand. Die Fortführung dieser Massen erfolgt vorzugsweise unter dem Einflusse kräftiger Luftströmungen, wobei die Körnchen in der Regel nicht in beträchtliche Höhen emporgehoben, sondern der Böschung des Bodens annähernd gleichlaufend fortgestossen werden. Gewöhnlich sieht man, bei stärkerem Winde sogar, nur die untersten Luftschichten durch den Sand getrübt. Betritt man zu solcher Zeit das Gebiet des Treibsandes, so fühlt man die wie Nadelstiche schmerzenden Berührungen der Sandkörner nicht nur im Gesicht, sondern auch unter dem Kinn am Halse. Dieser liegt also in der Flugbahn jener kleinen Geschosse, dieselben treffen uns nicht von oben her. Jedes Hemmnis der Luftbewegung gibt zum Sinken der Körnchen Anlass. Hauptsächlich ist es die Reibung der Luft an festen Körpern, welche ein solches Hemmnis bildet, oder die Stauung der bewegten Luft an irgend einem hervorragenden Gegenstande, welcher die Reibung rückläufiger Luftteilchen gegen vorwärtsstrebende bewirkt. Ist also der bewegten sandtreibenden Luft ein Stein, ein Busch, eine Tierleiche im Wege, so fällt ein grösserer Teil des Sandes vor diesem Hindernis nieder und der so entstehende Sandhügel, welcher gegen die Windseite sanft abfällt, nach der Windschattenseite aber steil, wächst in gleicher Weise immer weiter, so lange die Zuführung von Sand aus der gleichen Richtung ununterbrochen fort-dauert. Ein kleines Hindernis vermag einen grossen Hügel zu veranlassen. Durch allmähliches Aneinander-

schliessen von dergleichen Hügelchen entstehen quer gegenüber der Windrichtung gestellte Hügelreihen: Dünen. Solche vermögen an 100 m mächtig zu werden und besitzen während ihres Wachstums eine in steter Veränderung begriffene Oberfläche. Die Dünen wandern, indem rascher oder langsamer in den Partien, wohin der Wind weht, neue Dünen vor den älteren entstehen, falls die Vegetation und Bodenfeuchtigkeit nicht das Fortschreiten hemmen. Während der Sand der Oberfläche in fortdauernder Bewegung begriffen ist, sind die grossen Hügelzüge auf lange Zeiträume beständig. Auch bei ihnen ist ja ein Fortrücken bemerkbar; nach dem Steilhange zu schiebt sich fortwährend der Dünenkamm vorwärts, solange die Herrschaft des dünenbildenden Windes dauert. Aber gegenüber der auffälligen Bewegung an der Dünenoberfläche ist dieses Fortrücken (verknüpft gewöhnlich mit kleinen, zeitweisen, während der Pausen des dünenbildenden Windes erfolgenden Einbrüchen des Kammes) ein sehr allmähliches; es dauert anscheinend Jahre, bevor auch nur um ein Meter der Rücken der Düne vorrückt.

Die Dünenbildung setzt voraus: 1. Vorhandensein eines geeigneten Sandes, bez. fortdauernde Bildung eines solchen.

2. Existenz eines herrschenden Windes, welcher die gleichmässige Anordnung des Sandes bedingt.

3. Abwesenheit einer bedeutenden Walddecke oder einer den Boden durchfeuchtenden Flüssigkeitsmenge, durch deren Einwirkung die Sandkörner an der Erdoberfläche durch Kapillaranziehung festgehalten werden.

Wo der Wind nicht ausschliesslich oder vorwiegend aus einer Richtung weht, bilden sich mehr rundliche und öfters wechselnde Sandhügel, bisweilen auch fast ebene Sandflächen.

An den Grenzen ihrer Verbreitung kämpfen gewöhnlich die Dünen mit Wäldern, Flussauen, Seen etc. — Baumleichen, deren verblichene und vertrocknete Zweige aus dem Sande hervorstarren, verkünden an der einen Stelle den Sieg der Düne; an der andern zeigen

uns mit Gestrüpp bewachsene Sandhügel in dem grünen Walde, dass dieser den eindringenden Feind überwältigt hat. Teiche (Lagunen) zwischen den Dünen sind oft die Spuren eines ähnlichen Kampfes.

Es ist je nach örtlichen Verhältnissen bald Quarzsand, bald Kalksand, bald Silikatsand, der in dem Material von Dünen vorwaltet. In polaren Regionen sind Dünen unbekannt, in den gemässigten Zonen seltenere Erscheinungen. Hier ist besonders der Quarzsand — rein oder mit Feldspatkörnern etc. vermengt — als Treibsand bekannt. In südlicheren Gebieten spielt Kalksand, von zerriebenen Muschelschalen, Echinidenstacheln etc. herührend, eine erhebliche Rolle, oft als alleiniger, oft als vorwiegender Bestandteil, häufig ohne Quarzkörner und nur mit Silikatbrocken und Magneteisen-Oktaedern, welche aus vulkanischen Gesteinen stammen, vermengt. Beachtenswert ist die gute Erhaltung vieler Krystalle und Krystallspaltstücken in manchen Dünensanden.

Wir haben die Dünen in Stranddünen und Binnenlanddünen zu zerlegen; erstere sind gewöhnlich die ausgedehntesten, weil die Brandung stellenweise grosse Mengen Sandes zu erzeugen vermag; weil über die Meeresfläche die Winde kräftig wehen und weil ständige Winde gerade an Küsten häufig vorkommen müssen. — Von dem Strande steigen die Dünenreihen oft mehrere hundert Meter an sanfteren Gehängen landeinwärts empor, die stärkeren Unebenheiten der vormaligen Oberfläche durch ihre welligen Massen zudeckend. — Zur örtlichen Festhaltung von Dünensand tragen nicht selten Insekten (Sphegiden, die grosse, eierähnliche Kokons aus Sand bilden) und Wurzelinkrustationen viel bei.

Der Kalksand ist es, welcher besonders stark unter dem Einflusse durchsickernder atmosphärischer Niederschläge oder bei zeitweiliger Bildung von Teichen etc. im Dünengebiet zusammenintert und in festen, mehr oder minder reinen Kalkstein übergeht. Die gleiche Befestigung bewirken unverkennbar die Kalkkörnchen in vielen gemischten Dünensanden. Mehr oder minder wohl-erhaltene bis gänzlich zertrümmerte Landschneckenschalen

sind in derartigen Gesteinen häufige Erscheinungen, z. B. auf Madeira bei Caniçal, an der atlantischen Küste Nordafrikas bei Mazaghan, bei Mogador etc., auf den östlichen Canareninseln, den Bermudas u. dergl.

· Löss. Staubteile, welche ein scheinbar gleichmässig erdiges, von grösseren (sandig anzufühlenden) Teilen freies Material darstellen, werden von der bewegten Luft viel höher emporgehoben als die Sandkörner, und sinken viel allmählicher und viel gleichförmiger wieder nieder als der Trieb sand. Sichtbar wird das Aufsteigen des Staubes besonders bei den so häufigen Wirbelbewegungen aufsteigender Luftströmungen und bei den Bewegungen von Herden massenweise auftretender Huftiere über trockenem Boden. Die Staubteile werden auf grosse Entfernungen fortgetragen, wie dies namentlich aus den Beobachtungen über sog. Staubregen hervorgeht, bei welchen organische Reste zuweilen eine Andeutung über den wahrscheinlichen Ursprung gewähren. Wir verdanken Ehrenberg eine grössere Reihe genauer einschlägiger Untersuchungen, bei denen er freilich die Rolle Afrikas und Asiens in der Erzeugung des Staubes unterschätzt hat.

Staubregen sind in der Regel flächenhafte Niederschläge, welche bald gleichzeitig mit kondensiertem Wasser (mit Regen oder Schnee), bald ohne dieses niederfallen.

Mit Regen und Schneefall verknüpft war der Staubniederschlag, welchen der Verfasser in der Nacht vom 6. zum 7. Februar 1863 auf Hierro erlebte. Dort war alles mit gelbem Staube — einer ungefähr 0,1 mm dicken Lage — bedeckt, welche in die Glusen und Fugen der Steine nach und nach eingeschwemmt und eingeweht, stellenweise dadurch sehr zusammengehäuft wurde. Sehr viel dicker soll die Staublage auf Palma gewesen sein, so erzählte am 10. Februar Herr Konsul Laremuth. Der Schnee, welcher damals zwischen 2800 m und 3700 m Meereshöhe den Teyde auf Tenerife bekleidete, erschien deutlichst gelb gefärbt. — Auf Canaria und Gomera war der Staubfall gleichfalls beobachtet worden, nicht aber

auf Lanzasote und Fuerteventura. War die gesamte Fläche zwischen $27^{\circ} 35'$ und $28^{\circ} 50'$ N. Br., und zwischen $17^{\circ} 35'$ und $20^{\circ} 30'$ W. L. v. P. durch den Staubfall in gleicher Dicke, wie auf Hierro bedeckt, so würde das 3,944,312 cbm lockeren Staubes ergeben. Nehmen wir statt dessen 2,000,000 cbm festen Gesteines — einem Würfel von 126 m Seitenlänge entsprechend — vom sp. G. 2,5 an, so würde das Gewicht der Staubmasse 5000 Millionen Kilogramm betragen haben. Und doch wurde übereinstimmend berichtet, dass auf den Kanarischen Inseln oft viel beträchtlichere Staubbiederschläge erfolgen als in jener Nacht.

An sehr zahlreichen Beispielen lässt sich nachweisen, wie erheblich auch in unseren mitteleuropäischen Gegenden der Staubtransport namentlich in Landschaften mit ungleichförmiger und vielfach unterbrochener vegetabilischer Decke ist. Freilich sind gewöhnlich Wochen erforderlich, um im Freien auf dem Laubwerk der Bäume Staubschichten von 0,1 mm Dicke sichtbar hervortreten zu lassen. Aber bei besonderen Ereignissen finden ungeheure Staubsätze statt. Ein dunkelbrauner Staub drang z. B. im Frühling 1856 bei einem Sturme selbst durch geschlossene Fenster und Thüren der Häuser thüringischer Städte ein und bedeckte alle Gegenstände. In Südeuropa liegt nicht selten im Sommer eine so dicke Staubschicht über dem Laube der Bäume und über den Früchten, dass deren natürliche Farbe kaum hervortritt.

Mit Recht ist darauf hingewiesen worden, dass die feinerdigen Massen, welche zusammen mit dem Schutt der Gebäude über 6 m mächtig gefunden wurden, als Layard darunter hervor bei Kujundschik die Reste der assyrischen Gebäude ausgraben liess, aus der Atmosphäre gekommen sind. Staubsätze erfolgen überall. Aber nur unter bestimmten Verhältnissen wachsen dieselben zu geotektonisch wichtigen Gebilden ohne Mitwirkung von grösseren Gewässern heran, da häufig neue Luftbewegungen den niedergeschlagenen Staub wieder heben und weitertragen und sehr oft die Regengüsse denselben wieder von der Oberfläche wegschülen; an anderen Punk-

ten wieder ist die Menge des haftenden Staubes so gering, dass in Jahrtausenden erst die Ablagerungen auf wenige Centimeter anschwellen.

Die beträchtlichste Mächtigkeit und Flächenverbreitung erreichen die an organischen Substanzen armen Staubabsätze, welche in den geologisch jüngsten Bildungen als Löss auftreten. Auf den Kontinenten bis in Höhen von 2400 m (in China; im Karpathengebiete bis zu 1500 oder 1600 m) verbreitet, und im innerasiatischen Gebiete nach Richthofen zuweilen 500 m (vielleicht fast 700 m) mächtig, ist der Löss der Untergrund von sanft welligen bis ebenen Landschaften, in welche jedoch steilwandige Wasserrisse von erheblicher Tiefe und Flussthäler mit sehr steilen, ja zuweilen überhängenden Wänden eingreifen. Zuweilen bemerkt man von niedrigen und flachen Umwallungen ringsum geschlossene, mehr oder minder kreisrunde Becken im Lössgebiete, welche doch kein Wasser enthalten. Anderwärts sind, wenn der Löss ungewöhnlich thonig ist, Wasserbecken und selbst grosse, oft mit brackischem oder salzigem Wasser gefüllte, meist flache Teiche und Seen in den Löss eingesenkt. — In Hügelländern ist sehr gewöhnlich und sehr charakteristisch die Erscheinung von einseitiger Bedeckung älterer Gebilde durch den Löss, welcher das Plateau und die von der herrschenden Windrichtung abgewandten Seiten der Gehänge (die im Windschatten liegenden Böschungen) überkleidet, an den dem Andrang des Windes ausgesetzten Flanken der Berge und Hügel aber fehlt. Es findet dabei ein entgegengesetztes Verhältnis hinsichtlich der Steilheit der Gehänge statt, als das für die Sanddünen charakteristische; mit dem herrschenden Winde schreitend, geht man in solchen nur teilweise lössbedeckten Gegenden sanft auf Löss bergab und hat an lössfreiem Hange steil emporzusteigen. Was die kleinen Thälchen der Hügellandschaft bei Eisleben in dieser Hinsicht zeigen, beobachtet man im Grossen, wo der Isker, der Vid und die Osma der Donau zufließen. Der Unterschied gegenüber der Dünenform ist bedingt dadurch, dass der Treibsand von stark be-

wegter Luft abgesetzt wird, während die Staubablagerung vorwiegend zur Zeit geringer Luftbewegung erfolgt. Durch den Wiederbeginn kräftigeren Windes werden die leichten Teilchen wieder emporgehoben. — Von erheblichem Einflusse ist die vegetabilische Bodendecke. Am Steilhange sind gewöhnlich Gräser etc. selten, hier reisst der Wind die kleinsten Mineralteilchen fort. Auf der dünnen, von der Luft herbeigetragenen Erdkrume im Windschatten gedeihen Gräser und andere Pflanzen. Die Tausende von Halmen und Blättern aber gewähren dem niederfallenden Staube einen Schutz und erhalten dem Boden eine gewisse Feuchtigkeit, welche zum Haften der feinsten Stäubchen beiträgt, zugleich aber die Zersetzung etwaiger beigemengter organischer Teilchen befördert. Die Spuren der Graswurzeln pflegen sich im Löss zu erhalten, durch Ueberrindung derselben mit Kalkteilchen entstehen jene kleinen weissen Aederchen und Röhrchen, welche die Porosität, die Durchlässigkeit und die relative Trockenheit des Löss erhöhen: Eigenschaften, wegen deren die erdbewohnenden Tiere (z. B. Kaninchen, Ziesel, Marmel — Uferschwalben etc.) in Lössgebieten so überaus verbreitet sind. — In vielen Lössablagerungen findet man häufig die Reste gewisser Landschnecken, welche vorwiegend auf feuchtem Grase leben. So sind im Löss der Umgebungen des Rheinthales *Pupa muscorum* und *Succinea oblonga* äusserst häufig, zwei noch jetzt stellenweise in grossen Mengen existierende Pulmonaten. Andere Lössablagerungen enthalten äusserst wenige bestimmbar organische Reste. — Stellenweise sind Säugetierreste in Löss eingebettet. Gewöhnlich findet man in solchem Falle isolierte Knochen, wie sie, durch Raubtiere umhergetragen, oder durch Vögel verschleppt und verstreut, auf dem Boden umhergelegen zu haben scheinen.

Regenwasser und Schmelzwasser von Schnee nehmen natürlich an der Zusammenführung von Löss einen Anteil, der sich namentlich in hügeligen oder bergigen Lössgebieten durch mancherlei Anzeichen verrät, z. B. durch Lagen eingeschwemmter kleinerer Steinchen etc. Im allgemeinen wird jedoch der Löss in einheitlichen

Massen gebildet, welche keine deutliche und allgemeine, der Oberfläche parallele Absonderung zeigen. Durch Wasser zusammengeschwemmte oder im Wasser abgesetzte Bildungen sind meistens viel mehr als dieses aeolische Gebilde mit Zwischenschichtung versehen, selbst wo das Lössmaterial in einem Wasserbecken als „Seelöss“ sich abgesetzt hat, ist in der Regel durch zeitweilige Wellenbewegung eine Sonderung der zusammensetzenden Teilchen nach specifischem oder nach absolutem Gewichte erfolgt. — Die durch Ueberschwemmungen und zugleich durch äolischen Staubabsatz erzeugten Auelehme können in Bezug auf die Abwesenheit von Zwischenschichtung und hinsichtlich ähnlicher Ausbildung von Röhrchen durch Inkrustation von Graswurzeln etc. dem Löss sehr ähnlich werden, die Verbreitung solcher Flussthalgebilde weicht aber von der des Löss sehr ab.

Löss entsteht in Steppen, wie wir aus Richthofens Beobachtungen in China und aus denen anderer Forscher wissen. Es ist aber hinlänglich bekannt, dass manche Steppen einen steinigen Boden besitzen, dass also ebene Flächen mit niedriger oder mit spärlicher Vegetation nur stellenweise, nicht allgemein, die Lössbildung zeigen. Berglandschaften im eigentlichen Wortsinn und Waldlandschaften sind von fortdauernder Lössbildung frei, ebenso die sehr feuchten Landstriche und die ganz trockenen. Abflusslosigkeit scheint das Massenwachstum des Löss innerasiatischer Landschaften befördert zu haben, ist aber keine Bedingung, ohne welche kein Löss entsteht.

Dass bis jetzt ein nur als ehemaliger Löss deutbares Gebilde der älteren Perioden der Erdgeschichte unbekannt ist, muss hier hervorgehoben werden.

Schwarzerde (Tschernosem). An sehr feuchten Stellen finden wir beträchtliche Anhäufungen einer schwarzen, von Kohlenwasserstoffverbindungen (Humin etc.) durchdrungenen Erde, welche ebenso feine, gewöhnlich aber etwas thonigere Beschaffenheit als der Löss besitzt. Es erreichen diese Ablagerungen auch in Deutschland oft viele Meter Mächtigkeit, viel ausgedehnter wird in gewissen Teilen Südrusslands das Vorkommen, welches

zuweilen nahe an Lössgebiete sich anschliesst. Nach allen bisher vorliegenden Beobachtungen ist der grösste Teil dieser Schwarzerde ein auf nassem Grunde erfolgter Staubsabsatz. Grössere Ueppigkeit des Krautwuchses an den Stellen der Bildung desselben, ingleichen der die Verwesung der organischen Partikel des Staubes selbst hemmende Einfluss der Bodennässe veranlassen die Durchtränkung mit Huminsubstanzen. Es werden überdies den meist in kleineren und grösseren Bodenvertiefungen lagernden Schwarzerden bei jedem stärkeren Regenguss von benachbarten höheren Punkten her organische und anorganische Teile hinzugeschwemmt. Die Nässe des Bodens verhindert, dass die Staubeile und die herbeigeschwemmten Partikel wieder vom Winde fortgeführt werden und bringt zugleich eine Verthonung (Kaolinisierung) von geeigneten, im Löss unzersetzt vorhandenen anderen Silikaten hervor.

Schneewehen. Die in fester Form erfolgenden atmosphärischen Niederschläge sind bezüglich ihrer Anhäufung von der Bewegung der Luft und von der Gestalt des Bodens abhängig. Den Hagelkornhaufen, welche gelegentlich sich bilden, kommt keine geologische Bedeutung zu; wohl aber sind die Zusammenhäufungen von Schnee in manchen Beziehungen sehr wichtig. Die Schneeflocken sind schon beim Niederfallen meist von Winden etwas ungleichmässig verteilt; am Boden aber werden sie, sofern sie nicht anfrieren, fortgeführt und in einer Weise abgelagert, welche bei feinem Schnee gewöhnlich mehr der Verteilung des Löss (im Windschatten) als der von Dünen gleicht. Aus grösseren Flocken, und zumal aus solchen, welche aneinander anfrieren, bilden sich dagegen dünenähnliche Schneehaufen. Diese Schneewehen beeinflussen überall die Verhältnisse etwaiger Abschmelzung und das von denselben nach dem Wegtauen der allgemeinen Schneedecke noch abrinnde Wasser übt in manchen Fällen bedeutende Erosionswirkungen. Im Hochgebirge veranlasst oft auch die örtliche Anhäufung einer Schneewehe späteren Lawinensturz. — Noch bedeutsamer aber ist in Hochgebirgen und Polarregionen die Zusammen-

führung von grösseren Schneemengen, als dem allgemeinen Schneefalle entspricht, in Mulden und Vertiefungen zwischen den Gipfeln. Stellenweise wird so die dreifache bis vierfache Menge des nach den meteorologischen Beobachtungen zu erwartenden jährlichen Schneefalles auf dieselbe Stelle jedes Jahr zusammengeführt. Im höchsten Masse trägt dieser Umstand zur Entstehung der Firnmulden, den Ursprungsstellen von Gletschern, bei. Dass die Schmutzbänder in dem Gletschereise von Staub herühren, welcher aus der Luft auf Eis, Firn oder Schnee gefallen ist, darf als bekannt gelten.

Neptunische Sedimente.

Eine ungemeine Mannigfaltigkeit von Bildungen entsteht unter Wasser. Wir sehen Gesteinsmassen sich bilden aus unterirdischen Gewässern, aus Quellen, aus stehenden und fliessenden Binnengewässern und aus dem Meere; dazu kommen diese Absätze bald durch die mechanische Kraft des Wassers, bald durch die Mitwirkung von Organismen, bald endlich durch die chemische Abscheidung aus wässriger Lösung zu Stande. Sehr gewöhnlich bringen diese verschiedenen Umstände zusammenwirkend Gesteine hervor.

Die unter der Erdoberfläche bewegten Wassermassen erzeugen zwar die so sehr mannigfaltigen Mineralbildungen und Gesteinsumwandlungen, die wir später besprechen, nur selten aber Massenbildungen von Gestein: wir nennen die Kalkspatmassen, welche bisweilen (wie zu Baar, Kt. Zug) einen derben Marmor darstellen, meistens aber nur lückig und mit Unterbrechungen entwickelte Tropfsteine. Stalaktiten sind die von der Decke herabhängenden, Stalagmiten die vom Boden aufsteigenden Tropfsteine. Die Säulenform, die Plattengestalt oder pfeilerähnliches bis vorhangartiges Ansehen mancher Tropfsteine erregen Aufmerksamkeit. Unreinere Kalksteine und Kalksteinbreccien, Dolomitbreccien oder Knochenbreccien mit Kalksteinbindemittel entstehen oft am Boden von Höhlen. Auch Höhlenlehm ist keine seltene Erscheinung, gewöhnlich besteht er aus den Thon- und

sonstigen Silikatmassen, welche in dem Kalkstein oder Dolomit der Höhlenwandungen vorhanden waren, welche aber nach Auflösung der kohlensauen Salze zurückblieben.

Quellenabsätze sind gewöhnlich nur entweder aus Kalktuff oder aus Kieselsinter gebildet. Heisse Quellen setzen Aragonit in mehr oder minder reinen Massen und mit grösserer oder geringerer Schnelligkeit ab. Der Karlsbader Sprudel erzeugt den z. T. oolithischen (als Erbsenstein ausgebildeten) Sprudelstein, der durchschnittlich in einem Monate eine Kruste von 1 mm Dicke bildet. An den Thermen der Santa Fiora-Berge von Toscana wurden schon vor etwa 100 Jahren, zuerst durch Dr. Vegni, Aragonitinkrustationen der Formen von Basreliefs, Cameen etc. hergestellt, indem man das zerstäubte Wasser der warmen Quellen auf die abzuformenden Gegenstände kleinste, rasch verdunstende Tropfen absetzen lässt; ungemein scharf sind die entstehenden Reliefs, deren Rückseite eine stalaktitische, warzige Oberfläche zeigt. Die hierzu hauptsächlich benutzte Quelle von S. Filippo setzt in 20 Jahren eine 10 m mächtige Masse ab. — — Thermen, besonders solche, die Natriumkarbonat enthalten, führen z. T. 12—19 Teile CaCO_3 in 10 000 Teilen Wasser.

Aus kaltem gewöhnlichen Quellwasser entsteht Kalkspat-Travertin. Im Moosbach bei Keilhau unfern Rudolstadt bedarf es zur Bildung einer 1 mm dicken Inkrustationsschicht etwa dreier Sommermonate. Gewöhnlich erfolgt der Niederschlag dadurch, dass die im Quellwasser befindliche Kohlensäure, deren Anwesenheit die Löslichkeit von etwa 10 Teilen Calciumkarbonat in 10 000 Teilen Wasser (etwa 1 Kubikcentimeter in 2,7 Liter) bedingt, wenn das Wasser mit Kohlensäure gesättigt ist, durch Bewegung und Austausch gegen atmosphärische Luft, oder durch Pflanzenleben (besonders von Chara-Arten und einigen Hypnumspecies) verloren geht. In 10 000 Teilen Wasser ohne freie Kohlensäure sind gewöhnlich nur noch 0,2 bis 1,3 Teile CaCO_3 gelöst; Kalktuff absetzende Gewässer enthalten oft 3—4 Teile Karbonat in 10 000 Teilen. Die Travertinbildung erfolgt in sehr vielen Fällen

mit grosser Schnelligkeit, und ansehnliche Massen von Kalktuff spielen in manchen Gegenden eine erhebliche Rolle. Bisweilen sind die entstehenden und wachsenden Kalktuffe als vorspringende Felsbänke an Gehängen entwickelt, ja es bilden sich natürliche Brücken über Wasserläufe (so bei Clermont Ferrand ¹⁾ und in grösserem Massstabe bei Pambuk Kalessy ²⁾, der alten Hieropolis, vier Tagereisen von Smyrna.

In kleinen Quellweihern und ähnlichen Wasserbecken entsteht durch das Abbröckeln des die Wasserpflanzen inkrustierenden Kalksinters pulverartiger oder sandähnlicher Travertin; namentlich sind die beweglichen, kalkgepanzten Characeen häufig Bildner solchen Sandes, der aus älteren, nunmehr trocken gelegten Travertinlagern als Scheuersand gewonnen wird. Den Einfluss der Bewegung des Wassers auf die Kalktuffbildung schilderte schon 1792 Voigt ³⁾ von dem Bache bei Oberweimar. „Sonderbar ist's aber, dass eben dieser Bach nicht das Geringste absetzt, solange er ruhig fortfliesst, sondern nur, wenn er zerschlagen und verspritzt wird, wie in den Radstuben jener Mühlen der Fall ist.“ Travertin ist meist reich an Pflanzenabdrücken, bez. Inkrustationen, er enthält oft zahlreiche Süsswasser- und Landkonchylien, auch zuweilen Säugetierreste etc.

Kieselsinterabsätze erfolgen aus heissen Quellen, z. B. auf Island ⁴⁾, auf São Miguel (Açores), am

¹⁾ Poulett Scrope, The Geology and extinct Volcanos of Central France, S. 22, Fig. 2.

²⁾ Tschichatscheff, Le Bosphore et Constantinople, S. 387, Taf. 5.

³⁾ Praktische Gebirgskunde, S. 144.

⁴⁾ Islands berühmteste Kieselsintergebilde finden sich im Südwesten der Insel, im Hvitathale; am bekanntesten sind der „Grosse Geiser“ und der nahe dabei befindliche Strokr (Butterfass). Der Grosse Geiser wurde durch Preyer und Zirkel 1860, und 1861 durch Winkler beobachtet als ein Quell wunderbar klaren Wassers, das trotz einer Wärme von 98° für gewöhnlich nicht siedet und in einem Wasserbecken von ca. 19 m Durchmesser und 2 m Tiefe auf dem Gipfel eines kleinen flachen, 10 m über der Thalsohle gelegenen, 65 m breiten Hügels steht. In der Mitte des Beckens erblickt man einen ca. 4 m breiten, 25 m tiefen, nach unten verengten Schlot. Von Zeit zu Zeit erfolgt unter heftigem Krachen und mit Bodenerzitterung eine sog. vorläufige Eruption: blasenartig steigt das Wasser 2–3 m über dem Schlote oder Schachte empor und fliesst dann an den Rändern des Kessels ab. — Nach einer Anzahl solcher Vorbereitungsaustrübe erfolgt etwa in Perioden von 5 oder 7 Tagen eine Haupteruption. Das Geräusch ist bei diesen ungleich heftiger; es steigen silberweisse Wassersäulen aus dem Schachte empor; in kurzen Zwischenräumen folgen sich mehrere solcher Er-

Rotomahanasee Neuseelands, im Geisergebiete am Colorado etc. Es sind oft aufsteigende, bisweilen wie die Geiser intermittierend aufsteigende Quellen, welche diese Absätze hervorrufen. Daher sind in vielen Fällen die Kieselsintermassen als flache Kegel um den Austrittspunkt der Quelle ausgebildet. Schachtartig greift das Quellrohr in manche dieser Kegel und unter dieselben hinein; am isländischen Geiser schliesst sich ein flaches Becken an die Mündung des Quellschachtes an. — Neben den noch in Fortbildung begriffenen Kieselsinterhügeln finden sich ältere, von den Quellen verlassene. — Die Gestalt dieser Hügel ist dieselbe, wie sie von den um aufsteigende Quellen her gebildeten Eishügeln Sibiriens geschildert wird, und sehr ähnlich der von sog. Schlamm-

scheinungen, und jedesmal erhebt sich das Wasser höher. Endlich steigt dasselbe zu mehr denn 20 m auf, bildet aber keine Säule mehr, sondern einen mächtigen Strahl, der in der Höhe dünner wird und zischend zerstäubt. Das emporgestiegene Wasser strömt nun am Aussenhange des Quellkegels herab, durch die Haupteruption ist das Geiserbecken entleert, selbst der Schacht fast ohne Wasser. Erst im Verlaufe einer Stunde steigt dieses wieder auf sein altes Niveau. — Kaum 80 m vom Geiser liegt der Strokr, eine Quelle, die keinen Kieselsinterkegel aufgebaut hat, sondern die Oeffnung des trichterförmigen Rohres erst mit einem 12–14 cm hohen Rande braunen festen Sinters umsäumt. An der Mündung hat der Kanal 2,5 m Durchmesser, bei 8,6 m Tiefe verengt er sich auf 0,3 m. Gewöhnlich steht das Wasser 3–4 m unter der Oberfläche in fortwährendem Wallen und Aufkochen. Von Zeit zu Zeit schiesst mit unterirdischem Dröhnen eine Dampfsäule empor, welche in der Mitte einen Wasserstrahl von 3 m Durchmesser umhüllt und sich nach oben wie eine Pinie ausbreitet. Zuweilen sinkt diese Säule in sich zusammen, um dann nur noch höher unter lautem Donnern zu steigen, während unzählige Strahlen wie Raketen aus der Dampfhülle im Bogen hervortreten und sich, wie der obere, fast 50 m hohe Teil der Wassersäule in feinen Staubregen auflösen. Dann sinkt nach viertelstündiger Dauer der Erscheinung das Wasser im Quellrohr tief unter seinen gewöhnlichen Stand. — Kleinere Ausbrüche sind häufiger. Um den grossen Geiser und Strokr liegen noch etwa 40–50 andere Kochbrunnen auf einem elliptischen, von NNO nach SSW gestreckten Raume auf zahlreichen, anscheinend parallelen Spalten. Der „Kleine Geiser“ spritzt alle 2 Stunden sein Wasser 4 bis 7 m hoch. Aus einer ansehnlichen Oeffnung zwischen dem Grossen Geiser und dem Strokr entströmt etwa alle 5 Minuten mit grosser Heftigkeit und bald zischendem, bald sausendem Geräusch ein gewaltiger Dampfstrahl. Wahrscheinlich trieb hier bis zum Erdbeben von 1789 der „Brüllende Geiser“ sein Spiel. — 120 m etwa vom Grossen Geiser liegen zahlreiche wunderbar schöne Weiher, jeder 5–7 m breit und an 10 m tief, bis zum Rande gefüllt mit krystallklarem, fast kochendem Wasser. Die einzelnen Becken sind durch schmale Rücken von Kieselsinter getrennt, der, etwa 0,3–0,5 m dick, gleich einer Eisdecke unterirdische Grotten überwölbt. Dicht dabei befindet sich der Kleine Strokr, der alle halbe Stunden grosse Dampfmassen entwickelt und dabei sein Wasser 2 bis 3 m hoch schleudert. Nordnordöstlich vom Grossen Geiser befinden sich zwei jetzt versiegte Quellsysteme. Die intermittierende Thätigkeit des Grossen Geiser haben Bunsen und Descloiseaux auf Grund genauester Temperaturbeobachtungen durch die Verhältnisse des Siedens unter hohem Wasserdrucke erklärt, und experimentell ist die Richtigkeit dieser Deutung durch die „Müllerschen Geiserapparate“ erwiesen.

vulkanen und von den in viel grösserem Massstabe auftretenden Vulkanen. — Stellenweise tritt an Quellen auch Brauneisenstein hervor.

Die sogenannten „Schlammvulkane“ sind Quellen, welche grosse Mengen schlammiger Substanzen an die Erdoberfläche heraufbringen und absetzen. Sehr oft ist bei denselben eine intermittierende Thätigkeit unter Mitwirkung von gasförmigen Kohlenwasserstoffen und auch von Kohlensäure, von Schwefelwasserstoff und von Stickstoff wahrgenommen worden: also „Ausbrüche“. Ein solcher Ausbruch des Kuku Oba auf Taman soll 1794 an 660 000 Kubikmeter Schlamm geliefert haben. Die schlammigen Massen entstammen gewöhnlich Schichten thoniger — oder auch infolge von Zersetzungen verthonter — Ablagerungen, welche in nicht bedeutender Tiefe unter der Oberfläche sich befinden und entweder in breiigem Zustande hervorquellen oder auch mit grösseren Mengen Wassers emporgebracht werden. In vielen Fällen ist das Wasser ein salziges, und bisweilen treten auch flüssige Kohlenwasserstoffe (Naphtha) mit hervor. Gewöhnlich ist das, meist mit Gasentwicklung hervorquellende und das bei den „Ausbrüchen“ aufgeschleuderte Material kalt, nur zuweilen deuten die Flammen bei Ausbrüchen eine grössere Erhitzung eines Theiles der mitwirkenden Stoffe an, welche auf Zersetzungserscheinungen in den unterteufenden Sedimentschichten zurückführbar ist. Im Geisergebiete des Yellowstone River kommen auch als heisse Quellen und mit bedeutenden Massen von heissem Wasserdampfe die „Schlammvulkane“ auf einem wirklich vulkanischen Gebiete vor.

Die Macaluba bei Girgenti, die modenesischen Salsen, die Schlammquellen der Gegend von Baku, die von der Insel Taman und von Kertsch, die von Turbaco und von den Indusmündungen sind seit längerer Zeit bekannt, die von Siebenbürgen haben erst seit neuerer Zeit grössere Beachtung gefunden ¹⁾.

¹⁾ A. v. Humboldt, Reise in die Aequinoktionalgegenden. — Bunsen in Liebigs Annalen 1847. — Abich, Petersb. Denkschr. J. R. Bd. 6. — v. Lasaulx, Deutsche Geol. Zeitschr. 1879. Bd. 31. — Gümbel, Bayer. Akad. Sitzungsber. 1879. — v. Hauer u. Stache, Geol. Siebenbürgens.

Als Absätze fließender Gewässer kennen wir besonders Schotter, Geröll, Kies und Sand, sowie den sog. Flusslehm oder Auelehm. Jeder Bach, Fluss oder Strom setzt an Stellen und in Zeiten langsamer Bewegung mechanisch fortgeführte Massen ab. Schotterablagerungen sind vorzüglich als die Zeugnisse der kurz dauernden Wirkung von Wildwassern anzusehen; Geröll, Kies und Sand werden vom beständig fließenden Wasser fortgeführt; hauptsächlich in Zeiten des Hochwassers und unter der etwaigen Mitwirkung von Grundeis im Winter ist dieser Transport ein beträchtlicher. Er erzeugt sog. Kiesbänke, besonders an stark konvexen, bogenförmig vorspringenden Uferstellen und ferner mitten im Wasserlaufe in Gestalt sog. Kieshäger, welche dann zu Inseln (Werdern) werden können, und an den Einmündungen von Nebenflüssen. Die sog. schwebenden oder Schlammteile werden von den fließenden Wassern an und über die Kies- und Sandabsätze angesetzt; dieser Absatz ist der massenhafteste und er erfüllt in verhältnismässig kurzer Zeit vom Hauptstrome verlassene Flussbetten und Teile von solchen, die Rinnen zwischen den Werdern oder zwischen den Werdern und dem Ufer. Starke Verlandungen bildet der Schlamm sehr häufig an den der Strömungsrichtung abgewendeten Teilen bogenförmig vortretender Ufer. Schwach, wie die Schlammführung überhaupt während der Zeiten geringer atmosphärischer Niederschläge, wird der Schlammabsatz am kräftigsten nach der Zeit ergiebiger Regengüsse und nach der Schneeschmelze. Treten dann die Flüsse über ihre Ufer, so erreicht der Absatz der trübenden Schlammteile seinen höchsten Grad. Ueber die meist mit Gräsern bestandenen Flächen neben dem Flussufer sich ausbreitend, findet das abströmende, schlammig getrübe Wasser Millionen kleiner Halme und Grasblätter, welche seine Bewegung hemmen und damit zugleich ihren Wurzeln und dem Boden Schlammteile zuführen, die beim verlangsamten Fließen sinken müssen. Dauert es auch viele Jahre, bevor ein erhebliches allgemeines Wachsen des Landes durch diese weit verbreiteten Hochwasserabsätze eintritt, so führen

sie doch bald* zunächst eine Ausebnung der Rinnsale älterer verlassener Strombetten und dann nach und nach unter Mitwirkung äolischen Staubtransportes ein Steigen des gesamten Auenlandes herbei. Die massenhaften Auelehmabsätze sind für gewöhnlich zur Bildung von ansehnlich breiten Flussniederungen verbunden, in denen lose Gerölle, Sande und Kiese selten ohne Lehmdecke vorkommen. In den Flussanschwemmungen finden wir bei Kiesen, Sanden etc. eine gewöhnlich starke Ausprägung schichtartiger Bänderung. Die Auelehme allein bleiben massig bezüglich der Absonderung; sie enthalten sehr spärliche Reste von Pflanzen in erkennbaren, bez. bestimmbarren Formen.

Absätze stehender Binnengewässer sind mannigfaltig und in grosser Menge bekannt. Mechanische Kräfte der Flüsse und Wildbäche haben die Deltas in Seen und Teichen erzeugt. Chemische Niederschläge fehlen nicht und ebensowenig die organogenen, welche am häufigsten in Form von Torf etc. auftreten. Deltas heissen die in ihren Begrenzungen gegen den Wasserspiegel und gegen die alten Ufer gewöhnlich im allgemeinen dreieckig gestalteten, sehr oft von mehreren Flussadern durchzogenen und dadurch in eine Anzahl dreieckförmiger Inseln abgetheilten Verlandungen an der Einmündung von Flüssen etc. in die Wasserbecken. Wachsende Deltabildung schiebt sich keilförmig in das Wasser vor und vermag schliesslich dieses ganz zu verdrängen. Den am weitesten zurückliegenden und untersten Teil eines Deltas bilden meist gröbere Gerölle, Kies, Sand etc.; es gestaltet und verhält sich dieser Anfangsteil ganz wie ein Schuttkegel an der Einmündung eines Seitenthales in ein Hauptthal. Schlammpartikel tragen dann zum Wachstum des Deltas viel bei und schieben besonders dessen Fuss noch weit vor, wie sie auch dessen Oberfläche mehr oder minder stark decken. Flüsse, welche seitwärts in einen See münden, können denselben in zwei Seen zerlegen, wie das Kanderdelta die Trennung von Thuner und Brienzer See herbeigeführt hat. Ohne Zusammenhang mit dem Delta kann ein

mechanisches Sediment in den Binnengewässern nur da erfolgen, wo ein Wasserbecken ohne ständigen Zufluss vorliegt, aber selbst diese haben gewöhnlich an den Einmündungen der Wildbäche Deltas. — Durch Staub, welcher auf Seen etc. niederfällt, oder durch hereingewehten Flugsand kann die Menge der mechanischen Absätze erheblich vermehrt werden. In manchen Gegenden ist die Menge der hereingewehten Substanzen so gross, dass dagegen die eigentlichen Deltamassen zurücktreten; es entsteht dann der durch Schichtung und oft auch durch Anwesenheit von Resten organischer Süsswasserbewohner gekennzeichnete Seelöss.

Unter den organogenen Sedimenten von Binnengewässern stehen die Torfbildungen obenan. Solche erheischen gar nicht einmal stets einen als solchen von fern sichtbaren Wasserspiegel, sondern sie wachsen oft als Moore und Sümpfe aus nassen Gründen und von überflutheten Höhen aus. In Seen von ansehnlicherer Tiefe beginnt meist die Torfbildung vom Rande her, bei flachen Seen steigen die Massen der torfbildenden Gewächse oft vom Grunde empor. Wir finden eine grosse Menge verschiedener Pflanzen an der Torfbildung beteiligt, in Deutschland z. B. Schwimmpflanzen, wie *Lemna*, *Potamogeton*, *Hippuris*, *Myriophyllum*, ferner *Cyperaceen*, wie verschiedene *Carices* und *Eriophora*; *Ericaceen*, wie *Calluna vulgaris* und *Erica tetralix*; untergeordneter ist gewöhnlich die Rolle einiger *Gramineen* und — namentlich im Grunde der Moore — das Auftreten der *Wassermoose*. Letztere und die zum Teil nur über dem Wasser gedeihenden *Sphagna* und *Polytricha* sind jedoch stellenweise hauptsächliche Torfbildner. — Nicht selten wird durch die das Moor begrünenden Pflanzen ein erheblicher Zuwachs bewirkt. Bäume, deren Wurzeln sich durch das Moor erstrecken und deren Stämme nach Wind- oder Schneebruch darauf zu liegen kommen, eine Reihe von Gräsern, Kräutern und Halbsträuchern tragen zum Wachstum der Torfmoore bei. Ein im Laufe der Zeit eintretender Wechsel der Vegetation bringt zuweilen eine Art Schichtung hervor, die überdies durch den Vertorfungs-

prozess selbst, insbesondere durch das Eindringen flüssiger und fester Kohlenwasserstoffverbindungen (Doppelerit etc.) in und zwischen die zersetzten Gewebeteile befördert wird. Auch Einschwemmung fremder Körper, Bedeckung der Moore (besonders der in abgeschnittenen Flussarmen sich bildenden) durch Ueberschwemmungsmaterial etc. erzeugt eine lagenweise Anordnung der Massen. Ebendazu tragen stellenweise schwimmende Torfmassen bei, indem sie sich auf andere festsetzen; und an anderen Orten die aus aufgeschwollenen Mooren stromartig¹⁾ hervorbrechenden Torfmengen, wenn sie sich auf Torf, Thon, Sand oder andere Massen ergiessen.

Hervorzuheben ist noch die häufige Bildung von Brauneisenerz (Sumpf- oder Morasterz, Seeerz, Raseneisenstein etc.) mit dem Torf.

Die Torfbildung ist anscheinend im jetzigen Zustande unseres Planeten mehr den gemässigten und nördlicheren Gegenden der Erde als den Tropen eigen. Gegenüber den massenhaften Torfbildungen auf dem Boden Irlands, in den die Nordsee und die Ostsee umgebenden Ländern, ferner am Fusse der Alpen etc. sind die Gebiete um das Mittelmeer arm an Torf. — In der Nähe des 30. Grades N. Br. bei den Mississippimündungen und im Delta dieses Stromes findet in ungemein grossem Massstabe Torfbildung statt. Ungleich geringer scheint aber unter den Tropen dieser Vorgang zu erfolgen. Aus Indien wird z. B. die Torfbildung hauptsächlich aus hochliegenden Gebirgsgegenden (von den Nilgiris und Shivarais bei mehr als 1300 m Meereshöhe, von Nepal etc.) geschildert, während die untergeordnete Qualität des im Gangesdelta aus Wasserpflanzen und wildem Reis sich bildenden Torfes hervorgehoben und die in ca. 10 m Tiefe bei Kalkutta und an anderen Stellen wahrgenommene Masse nur torfähnlich (peat-like) genannt wird.

¹⁾ Beim Moorausbruche von Tulamore, Irland, im Sommer 1821, soll der an manchen Stellen 20 m mächtige Strom 5 Meilen Landes verwüstet haben. — Der eine Viertelmeile lange, 60–100 m breite, stellenweise 10 m hohe Torfstrom von Fairloch in N-Irland (19. Sept. 1835) ergoss sich in den Mainefluss, und die Schlamm Massen wurden von diesem noch 7 Meilen weiter getragen und verbreitet. Cf. Senft, Humus-, Marsch-, Torf- und Limonitbild., S. 102 f.

Untergeordnete Bedeutung haben andere organogene Absätze von Binnenwässern. Der Alm oder die Seekreide, gewöhnlich nur in wenige Millimeter bis einige Centimeter starken Lagen entwickelt, ist aus Muschelschalen, Entomostraceenschalen und deren Trümmern zusammengesetzt. Diatomeen erzeugen die selten zu erheblicher Mächtigkeit steigenden Kieselgurabsätze; die Gaillonellen wirken bei der Raseneisensteinbildung in erheblichem Grade mit.

Von chemischen Absätzen der stehenden Binnengewässer reihen sich die nicht seltenen Kalkbildungen zum Teil unmittelbar an die organogenen Ablagerungen an; die Thätigkeit von Wasserpflanzen (Characeen etc.) macht sich in ähnlicher Weise bemerkbar, wie das für einige Quelltravertine besprochen wurde. Süsswasserkalkgebilde sehr mannigfaltiger Art ergeben sich durch etwaige Beimengungen thoniger, quarziger und anderer Art, sowie durch die bedeutendere oder geringere Rolle verschiedener Tiere und Pflanzen bei dem Niederschlage. Besondere Erwähnung verdienen die mergeligen Kalksteine, welche in heissen Gegenden oft als Deckschichten des Bodens entstehen und, obwohl gewöhnlich nur schwach, doch stellenweise mehrere Meter dick werden können. — Bei Regengüssen werden kalkhaltige Schlammteile zusammengeschwemmt und ein Teil des staubartigen Kalkes in Lösung geführt. In unseren Breiten sickert solches Kalkwasser ruhig in den Boden ein, im heissen Süden aber verdunstet es so schnell, dass eine verhärtete Kruste sich bildet, die später bei neuen Regengüssen wächst und den Boden allmählich mit unfruchtbaren, für Wurzeln undurchdringlichen Platten bedeckt.

Soviel wir aus der jetzigen Erfahrung schliessen können, sind Binnengewässer und sog. Lagunen in der Nähe des Meeres, welche zeitweise von diesem abgesperrt sind oder in welchen der vom Meere her erfolgende Zufluss durch die Verdunstung aufgewogen wird, die Bildungsstätten für Gyps und Steinsalz, soweit solche als Gebirgsarten auftreten.

Es ist die Bildung von Anhydrit in grösseren Massen, wie sie der Menge nach den Anhydritlagern unserer Gebirge entsprechen, noch nicht direkt beobachtet worden, doch ist die Angabe, dass Anhydritkrystalle sich in Lösungen bilden, welche reich an Chlormagnesium sind, und die weitere, dass bei einem Drucke von 10 Atmosphären das Calciumsulfat grösstenteils als Anhydrit krystallisiere, als richtig zu betrachten, und daraus sind wohl die Gründe zu erschliessen, warum noch kein Beobachter Zeuge einer Massenbildung von Anhydritfels gewesen ist, obwohl eine solche unter den gegenwärtigen Verhältnissen der Erde noch stets vor sich gehen dürfte.

In 1000 Teilen reinen Wassers von 15° Wärme sind ungefähr 2 Teile Anhydrit oder 2,4 Teile Gyps löslich, es können also aus einem Liter gesättigter Calciumsulfatlösung etwa 690 cmm Anhydrit oder 1,043 ccm Gyps sich absetzen. — Indes steigt die Löslichkeit in kochsalzhaltigem Wasser, eine gesättigte Kochsalzlösung vermag in 122 Teilen einen Gewichtsteil Calciumsulfat aufzunehmen. Die Gegenwart von Magnesiumsulfat verhindert die Lösung des Calciumsalzes in dem Grade, dass in gesättigtem Bitterwasser der Gyps für ganz unlöslich gilt. Aus den mitgeteilten Zahlen geht hervor, dass Calciumsulfat, eine Substanz, deren Entstehung durch sehr viele in der Erde vor sich gehende, chemische Prozesse bedingt ist, auch leicht zur Abscheidung kommen muss. Niederfallendes Regenwasser nimmt z. B. einen Teil von Gyps aus Gypsfelsen oder aus Gesteinen, in welchen Gyps sekundär gebildet ist, leicht auf. In vorübergehend entstehenden Regenwasseransammlungen scheidet sich in wärmeren Ländern nicht gar selten — meist mit Thon etc. — Gyps ab, und durch Anhäufung der Lagen kann auf solche Weise eine nicht unbedeutende Gypsmasse sich im Laufe der Zeit bilden (Wüstengyps, z. T. mit eingeschlossenen Sandkörnern krystallisiert etc.).

Häufiger als aus einem kochsalzfreien Wasser scheinen sich Gypslager aus Soolwasser, Brackwasser und abgedämmtem Meerwasser abzuscheiden. — Soolquellen, welche zur Entstehung von kleineren oder grösseren Salzseen

führen, durchdringen den thonigen Boden der Umgebung letzterer, und in solchem Thon entstehen bei zeitweiser Austrocknung massenhafte Gypskrystalle, um die Seen bilden sich Gypskrusten und dickere Gypslagen. — Aehnlich ist es bei brackischen Wasserbecken, welche von brackischen Quellen gespeist werden. — Aus abgedämmtem Meerwasser stammen die schönen, durch Dr. Stübel gesammelten, kapverdischen Gypse von der Insel Sal, und ähnliche Gypsbildung, wiewohl in weniger guter Krystallisation, ist aus den Seesalzsalinen Südeuropas und anderer Gegenden sehr wohl bekannt. Aus den Analysen des Meerwassers folgt¹⁾, dass aus einem Kubikmeter Meerwasser 776 ccm Gyps und 12 160 ccm Steinsalz abgesetzt werden können. Nach Usiglios Versuchen beginnt die Krystallisation von Calciumsulfat erst bei bedeutender Concentration des abgedämmten Meerwassers.

Erst wenn 0,9 der ursprünglichen Meerwassermenge verdunstet sind, krystallisiert nach diesem Forscher Chloratrium. Es kann also unter den gegenwärtigen Verhältnissen aus freiem Meere nirgends eine Salzbildung erfolgen. — Mit dem Meere in mehr oder minder unterbrochener Verbindung stehen eine Anzahl von Wasserbecken, in denen eine kräftige Verdunstung den Zufluss mindestens aufwiegt und in denen Steinsalz und Gyps sich bilden. — Die Kapverdeninsel Sal verdankt solchen Wasserbecken ihren Namen. Die stets sich erneuernde Salzmasse wird vorzugsweise für den Bedarf in Brasilien gewonnen, sie gab Anlass zur Anlegung des ersten Schienenweges auf portugiesischem Boden. Das hauptsächlichste Becken selbst ist nach Stübels Untersuchung ein durch vulkanische Thätigkeit entstandenes, ein alter Krater, welcher bei Springflut sich mit Seewasser füllt, das unter dem heißen Himmelsstriche einer raschen Verdunstung unterliegt. Nach Brunners Schilderung kommt auch das Durchsickern von Meerwasser durch porösen Boden für die Füllung der Salzlachen in Betracht.

Die künstlich angelegten Seesalzsalinen arbeiten in ähnlicher Weise wie dort die Natur.

¹⁾ Roth, Chem. Geol. I, 549.

Der berühmteste Salzwassersee ist das mit seiner Oberfläche 392 m unter dem Spiegel des Mittelmeeres gelegene „Tote Meer“, welches nach Lartet seinen hohen Salzgehalt, sein Chlormagnesium und Brommagnesium nur der Verdunstung von angesammeltem Quell- und Flusswasser verdankt, aber nicht in geologisch jüngerer Zeit mit irgend einem Meere verbunden war. Am Südwestende des Toten Meeres stehen am Djebel Usdom obercretaceische Gypse mit Steinsalz an, und der turo-nischen Stufe der Kreide, welche auf „nubischem Sandstein“ gleichförmig auflagert, gehören auch die sonstigen Gebirgslagen in der Umgebung des grossen Sees meistens an, auch findet sich in der Nähe etwas Basalt, noch zweifelhaften Alters. Bis 100 m über dem jetzigen Wasserspiegel sind alte Absätze des Toten Meeres bekannt. Im Steinsalz des Usdom fand Terreil nur 0,09 % Magnesia; dagegen ist in den sehr verschiedenen Analysen des Wassers aus dem Toten Meere ein so grosser Magnesiumgehalt angegeben, dass man denselben aus anderen Quellen ableitet. An der Oberfläche besitzt das Wasser des Toten Meeres ein sp. G. von 1,1162 (oceanisches Wasser 1,027), wesentlich unter dem Einflusse des einströmenden, an der Oberfläche verbreiteten Jordanwassers. In 42 m Tiefe beträgt das sp. G. schon über 1,2, und der gesamte Salzurückstand 26 % (16,5 Cl, steigend auf 17,5 % in grösster Tiefe 4,4—4,8 % Br). Die metallischen Elemente wurden in verschiedenen Mengen beobachtet: Natrium 14—25 ‰, Magnesium 41—42 ‰, Calcium 3—17 ‰, Kalium 2—4,5 ‰. Die Niederschläge des Toten Meeres werden als ein bläulichgrauer Thon mit zahlreichen Kochsalzwürfeln und Gypslinsen beschrieben, der durch etwa 34 % Kalkspat (mit nur 0,18 % Magnesiumkarbonat) mergelig ist. — Auch der Jordan und der Tiberiassee besitzen salzreiches Wasser.

Das Innere Kleinasien ist reich an Salzseen, und eine grössere Anzahl von solchen schliesst sich an das Gebiet des Kaspischen und Aralsees, sowie an die nördliche Umgebung des Pontus. Von hohem Interesse sind besonders die salzreichen Buchten und Nebenseen des

Kaspischen Sees. Dieser selbst, der Ueberrest eines einst viel ausgedehnteren Brackwassersees, 26 m unter dem Spiegel des Pontus gelegen, ist in seiner Hauptmasse salzarm, besonders in der Nähe der Mündungen von Wolga und Ural, wo kaum 0,00624 Teile fester Stoffe in 1 Teil Wasser enthalten sind. Im südlichen Becken, das 944 m Tiefe erreicht, ist im allgemeinen der Salzgehalt doppelt so gross als im nördlichen, indes auch in der Tiefe nicht viel höher als an der Oberfläche. Aber in den Buchten und besonders in den vom Hauptsee mehr oder minder stark abgeschnürten Nebenbecken sammelt sich der Salzgehalt, wo Barren eine Abdämmung der unteren Teile ermöglichen. Auf der Ostseite ist der Kara Bogas durch einen schmalen flachen Sandwall abgetrennt; sein Wasser fand C. Schmidt am 26. Juli 1876 1,26 schwer und 28,5 % Salze enthaltend, worunter 8,3 % NaCl , 12,9 MgCl^2 , 6,2 MgSO^4 , also eine Mutterlauge. Das Sediment des Kara Bogas ist nach diesem Forscher ein kaliumfreies Steinsalz von unbekannter Mächtigkeit. — Die tibetanischen Salzseen, der Bar el Assal Abyssiniens, der grosse Salzsee von Utah und die von Nevada, jene von den südamerikanischen Pampas sind weiterhin berühmt. Namentlich in den flacheren Becken abflussloser Salzseen und in der Nähe von deren Rändern findet eine Salzabscheidung statt. Immer beginnt die Abscheidung von Calciumsulfat, dann entsteht eine z. T. noch mit ersterem Stoffe mehr oder minder vermengte Steinsalzmasse; die leicht löslichen Magnesium- und Kaliumsalze u. dergl. krystallisieren zuletzt.

Die Salzbildungen der geologischen Vorzeit sind nach allem Anschein auf ganz gleiche Weise wie die heutigen Salzniederschläge gebildet; es geben uns die Bänder von Anhydrit oder Gyps, welche wir durch viele Steinsalzmassen der Schichtung entsprechend laufen sehen, ein Zeichen von den vielfachen Unterbrechungen der Salzbildung. Man hat diese Bänder mit den Jahrringen der Bäume verglichen, weil sie thatsächlich wohl den jährlichen Perioden des Zutrittes minder gesättigter Lösung zu den Salzbildungsstätten entsprechen. Jene Streifen

sind zuerst in dem Stassfurter Salzbergwerk aufgefallen, so deutlich sie auch in den Salzsteinbrüchen von Cardona in Catalonien entwickelt sind. — In höheren Teilen der Salzlager bildet zuweilen Polyhalit ähnliche, doch mächtigere Bänder, noch höher oben wechseln Lagen von Steinsalz mit solchen von Kieserit, von Carnallit, von Tachhydrit etc., falls die Salzbildung bis zur Abscheidung der Mutterlaugensalze fortgegangen ist und falls diese leichtlöslichen Substanzen nicht bald nach ihrem Absatz oder später fortgenommen worden sind.

Salzlager würden uns kaum aus der geologischen Vergangenheit erhalten sein, hätten nicht Thon- oder Gyps- und Anhydritmassen als Deckschichten und als Untergrund oder liegende Schichten den Zutritt von Wassermengen abgehalten. Steinsalzkristalloide auf Schichtunterflächen deuten augenscheinlich auf Verhältnisse begonnener, aber nicht durchgeführter Steinsalzbildungen hin.

Viel seltener als die Salzseen sind die Natronseen, deren Umfang auch viel kleiner als der der Salzseen zu sein pflegt. Sie enthalten Natriumkarbonat, sowie das Sulfat und das Chlorür dieses Metalls; ihr Natriumreichtum entstammt oft vulkanischen Gebilden, welche die betr. Salze als Rückstände der einstmals dampfförmigen Körper oder als Zersetzungsprodukte enthalten. In Ungarn bei Debreczin und Szegedin, am Wansee und beim Ararat, in Aegypten, in Fezzan, in Persien, Indien und Tibet, in Kalifornien, Arizona, Nevada und Mexiko, in Venezuela sind diese Seen und z. T. auch deren Absätze bekannt.

Aehnlich verhält es sich mit den Boraxseen (Tibet, Nepal, Kalifornien etc.) und mit den nur zu bestimmten Zeiten vorhandenen Wasseransammlungen, welche die Ablagerung der Chilesalpetermassen verursachen.

Die verbreitetsten, grössten und wichtigsten aller neptunischen Gebilde sind die Meeresabsätze. Auch sie sind aus chemisch gelöst gewesenen Teilen, die mit Zuthun des organischen Lebens oder auf unorganischem Wege abgeschieden wurden, und aus Substanzen, welche als feste Körper (Schlamm, Sand, Gesteinsstücken) in

das Meer kamen, innig gemengt. Unter den mechanisch zusammengeführten Körpern sind verschiedene Kategorien zu unterscheiden.

Ein Teil davon kommt aus dem Binnenlande: er wird zu sehr erheblichem Masse von Flüssen etc. an deren Mündung ins Meer gestossen und getragen; Gletscher beteiligen sich stellenweise an solchem Massentransporte auf ihre Art; aber auch die Winde führen ungeheure Mengen von Staub und Sand ins Meer. — Flüsse und Wildbäche häufen oft bei ihrer Einmündung einen erheblichen Teil der von ihnen fortgeführten Massen in Schuttkegeln (Deltas) an, von denen manche nur unterseeisch durch Ausbiegung¹⁾ der Linien gleicher Meerestiefe (Isobathen) erkennbar, andere aber auch durch Verlandungen jugendlichen Alters sichtbar sind. Die marinen Deltas weichen in der Regel nur durch die viel grössere Ausdehnung und durch ihre organischen Einschlüsse von den Deltas der Binnengewässer ab. In denjenigen Fällen, in welchen ein Teil eines Deltas über den Meeresspiegel aufragt, zeigt sich oft eine von gegabelten Flüssen durchzogene Landschaft mit dreieckförmigen Inseln, auf welche der Name Delta Bezug nimmt. Zuweilen bildet sich auch nur ein einfacher, der Küste sich anschliessender Landstreifen. Oder es entstehen der Strommündung gegenüber Inseln, die vom Festlande durch mehr oder minder breite Meeresskanäle getrennt sind. Ob eine sichtbare Verlandung eintritt, hängt von vielerlei Verhältnissen ab: z. B. von der Böschung des Meeresbodens, dem relativen Schutze gegen Brandung, Gezeiten etc., von der geognostisch-petrographischen Zusammensetzung des Stromgebietes, von der Gegenwart oder Abwesenheit grösserer Seen im Unterlaufe des Stromes, von der Zeit, seit welcher ein Fluss in der betreffenden Richtung fliesst und an der gleichen Stelle mündet. Aus Gebieten erheblicher Küstensenkung kennt man noch kein sichtbares Delta, wiewohl kleinere lokale Senkungen in Deltas häufig vorkommen.

¹⁾ Vor dem Ausflusse des grossen Erosionskessels, der Caldera de Taburiente auf der Canareninsel Palma, liegt die Isobathe von 100 fathoms = 183 m um 1000 bis 1100 m ferner vom Strande, als an den benachbarten Stellen.

Hingegen begünstigt der Eintritt einer Hebung das Sichtbarwerden von Deltas längs einer Küste in so hohem Masse, dass in Hebungsregionen dieselben selten fehlen.

Unter den von den Flüssen seewärts geführten Massen überwiegen meist die feinerdigen, sogenannten schwebenden, Bestandteile, die, als Schlämme niedersinkend, am weitesten in die Meere hineingeführt werden. Nach den Angaben der neueren Forscher werden aber doch diese Schlämme selten auch nur 300 Kilometer weit von den Küsten in ihrer Abhängigkeit vom Lande erkannt. Weiter hinausgeführte schwebende Teile vermengen sich mit den sonstigen Bodensätzen des offenen Meeres derart, dass sie nicht besonders unterscheidbar sind.

Ein zweiter Teil der mechanischen Absätze des Meeres ist ebensowohl dem Binnenlande als den Küsten entnommen, aber in Form von Staub und Sand durch die Winde seewärts geführt. Sedimente, in denen dergleichen Material herrscht, gleichen mehr oder minder den äolischen Bildungen des Festlandes. Die Sande entfernen sich selten auf mehrere Kilometer von der Küste und bilden statt der welligen Dünenhügel des Festlandes einfachere unterseeische Rücken, welche, ungeheuren Schneewehen vergleichbar, bisweilen Inseln oder Klippen miteinander verbinden¹⁾, nicht selten auch, über den Wasserspiegel aufsteigend, nach oben in Dünen übergehen. Die Brandung und die Gezeiten bringen es zuweilen mit sich, dass solche anfangs unterseeische Sanddämme der Küste parallel sich ausbilden und als den Nehrungen der Ostsee analoge Inseln oder Halbinseln die Verlandungen einleiten und beginnen.

Bis in die hohe See wird der leichte Staub geführt und so erklärt sich wohl die auffallende Aehnlichkeit des mikroskopischen Bildes mancher Tiefseeschlämme mit dem gewisser Lössabänderungen des Festlandes.

Ein dritter Teil der mechanischen Sedimente des Meeres entstammt nur den Zerstörungsprodukten der dem Wellenschlage unterliegenden Küstenstrecken und Un-

¹⁾ So ist auf den Canaren die Isleta mit Canaria verbunden und so wird im gleichen Archipel vielleicht noch vor Ablauf eines Jahrtausends Lobos sich mit Fuerteventura vereinigen. Der Sand ist in beiden Fällen vorwiegend Kalksand.

tiefen. In manchen Fällen ist es schwer, diese Küstenerstörungsmassen recht auseinanderzuhalten von den Materialien, welche die Flüsse aus dem Binnenlande bringen; so namentlich an den trichterförmig erweiterten Mündungen mancher Flüsse, die aus weichen Gesteinen hervor ins Meer sich ergiessen. An der grauen Trübung der Nordsee vor der Themsemündung beteiligt sich der Schlamm, welchen der Strom oberhalb Londons führt und der von den Wellen aufgewühlte Londonthon von Sheppey etc. wie die von denselben nochmals zermahlene Kreide von Thanet.

Von den Küstenerstörungsmassen sind die Konglomerate meist die auffälligsten. Obwohl Flüsse von starkem Gefälle auch Geröllmassen erzeugen, dürfen wir doch die bedeutendsten Konglomeratbildungen auf Brandung zurückführen, weil wir heutigentags die erheblichsten Geröllbildungen an steilen Zerstörungsküsten entstehen sehen. Wo die Küsten aus härteren, in grösseren Stücken brechenden Gesteinen, z. B. aus Basalten, Phonolithen, Trachyten, quarzitischen Sandsteinen, massigen Kalksteinen etc. bestehen, ist die Geröllbildung eine besonders starke. Anderwärts erfolgt durch die Brandung eine Art von Aufbereitung und Massensonderung: so sammelt die Thätigkeit der Wogen aus Kreidefelsen Feuersteine, aus weichen Sandsteinen die harten, darin befindlichen Konkretionen, aus Mergeln die Kalksteingeoden, Septarien oder Phosphoritknollen. Statt eigentlicher Schichten bilden die Gerölle oft Haufen oder langgestreckte Wälle, die man stellenweise bei oberflächlicher Betrachtung leicht für Menschenwerk halten könnte (z. B. an vielen Küstenstellen der canarischen Inseln, u. a. nahe bei Santa Cruz de Tenerife). Solche Verhältnisse erklären die Entstehung der auffallenden Konglomeratnester und Konglomerathaufen in mehr sandigen, ja in schieferigen Gesteinen. Mit dieser örtlichen Auftürmung von Rollstücken hängt es zugleich zusammen, dass Gerölle sich in Meerestiefen hinein verschieben, in welchen die Wellenbewegung Steine von einigem Gewichte nicht mehr fortstossen würde. Die Geröllhaufen können einen bestimmten von den Verhält-

nissen abhängigen Böschungswinkel nicht überschreiten, breiten sich also durch ihre eigene Massenschwere aus, wenn sie nicht mehr in die Höhe zu wachsen, also steiler zu werden vermögen. Daher kennt man unterseeische Gerölllager in Tiefen von 550—900 m z. B. unfern von den spanischen und portugiesischen Küsten. Zuweilen verändern Geröllbildungen die Küstenumrisse in verhältnismässig kurzer Zeit. Das Kap von Dungeness zwischen Folkestone und Rye besteht aus Geröllmassen, welche von dem westlich gelegenen Klippenabsturze des Hastings-sandsteines abstammen. Früher lag der Vorsprung viel weiter westwärts und scheint auch nach Süden mehr vorgeragt zu haben; das jährliche Vorrücken des Kaps wird auf 1,5 m veranschlagt ¹⁾.

Ein weiterer Teil der mechanischen Ablagerungen im Meere entstammt, ohne vorher zur äusseren Kruste der Erd feste gehört zu haben, den vulkanischen Ausbruchsherden: es sind die weit ins Meer hinein geschleuderten, oft von Winden über weite Strecken hinweggetriebenen sogenannten Vulkanaschen und die Bruchstücklein leichter Bimssteinschlacken, welche tagelang auf dem Meeresspiegel zu schwimmen vermögen. Bei der grossen Häufigkeit vulkanischer Ausbrüche ist von vornherein zu erwarten, dass solche Teilchen vulkanischen Materiales nicht selten sein können, und in der That sollen die Tiefseeuntersuchungen der letzten Jahrzehnte öfters dergleichen nachgewiesen haben. In Sedimenten früherer geologischer Zeiten scheinen diese Gesteins- und Mineralpartikel seltener erkennbar geblieben zu sein, wahrscheinlich verfallen sie verhältnismässig bald der Zersetzung. Kaum unterscheidbar von den vulkanischen Körperchen der eben besprochenen Art sind meteoritische Trümmerchen, die wir gleichfalls als Bildner gewisser Anteile mariner Sedimente annehmen müssen, so selten sie auch in recenten oder vormaligen Sedimenten direkt nachweisbar sind.

Endlich muss derjenigen Gesteine und Mineralien gedacht werden, welche entweder in und mit Eis oder

¹⁾ Blatt IV d. Ord. Survey of England and Wales, geol. aufg. von Fr. Drew unter Ramsay. 1863. Delesse, Lithologie du fond des mers. S. 346.

mit den Wurzeln verschwemmter Baumstämme weit über die Meere getrieben, zuletzt dennoch untersinken und die neuen Sedimente vermehren. In gewissen Regionen, wo zahlreiche Eisberge schwimmen, muss solches Material¹⁾ sich in erheblicher Menge absetzen und ein dem nord-deutschen Geschiebelehm höchst ähnliches Sediment bilden.

Betrachten wir zum besseren Verständnis der organogenen und der auf rein chemischem Wege abgeschiedenen Substanzen der Meeresabsätze die im Meereswasser vorhandenen Stoffe nach dem Grade der Sättigung des Seewassers, so finden wir von

Chlornatrium 0,103 der Saturation, die 263 ‰ beträgt,
da Seewasser 26,9—27,2 ‰ enthält (auf 1 cbm 12160 ccm Steinsalz).

Chlorkalium 0,002 der Saturation, die 300 ‰ beträgt,
da Seewasser 0,8 ‰ enthält.

Chlormagnesium 0,01 der Saturation, die 360 ‰ beträgt,
da Seewasser 3,3—3,7 ‰ enthält.

Magnesiumsulfat 0,08 der Saturation, die 250 ‰ beträgt,
da Seewasser 2,0—2,3 ‰ enthält.

Calciumsulfat²⁾ 0,19 der Saturation, die 7 ‰ beträgt,
da Seewasser 1,3—1,4 ‰ enthält (auf 1 cbm 500 ccm Anhydrit
oder 776 ccm Gyps).

Calciumkarbonat 0,03—0,3 der Saturation, die 1 ‰ beträgt,
da Seewasser 0,03—0,3 ‰ enthält (auf 1 cbm 11—109 ccm Kalk-
spat).

Kieselsäure ? 0,8—0,01 der Saturation, die ca. 0,13—0,21 ‰ beträgt,
da Seewasser 0,11—0,002 ‰ enthält (auf 1 cbm 0,9—40 ccm Quarz
oder 12—82 ccm Silikat von der Sättigungsstufe des Orthoklas
und Gneiss).

Alle die hier mitgeteilten Zahlen geben nur einen sehr rohen Anhalt, denn die Sättigung hängt ab von An-

¹⁾ Abbildung eines 3,6 m hohen Blockes in einem 91 m hohen Eisberge, den Kapt. Balleny am 13. März 1839 in 2597 km Entfernung von bekanntem Lande unter Lat. 61° S, Long. 103° 40' W. v. Gr. beobachtet hat: Journ. Lond. Geograph. Soc. Vol. 9, p. 526, daraus in Lyells Principles, 11te Ed. I, 378.

²⁾ Die hier aufgenommenen Zahlen sind aus Usiglios Versuchen berechnet, nach welchen $\frac{4}{5}$ des Mittelmeerwassers verdunstet mussten, bevor sich Gyps ausschied. In 1000 Teilen reinen Wassers sind 2 Teile Anhydrit löslich. In Bezug auf Calciumkarbonat kann man Usiglios Zahlen nicht zu Grunde legen, denn dessen Proben enthielten in 1000 Teilen 0,114 Calciumkarbonat (pro Kubikmeter 41 ccm Kalkspat), aber die Abscheidung dieses Salzes begann schon, als das Wasser etwa die Hälfte des alten Volums hatte, also bei einem Gehalte von rot. 0,23 ‰. Mehrere Analysen geben einen beträchtlicheren Gehalt an Calciumkarbonat im Meerwasser als gelöst an. — Hinsichtlich der geologisch so wichtigen Kieselsäure weiss man fast gar nichts über die Lösungsform (wohl als Silikat) und die Bedingungen einer Abscheidung.

wesenheit und Menge mitvorkommender Salze und vom Drucke. Magnesiumkarbonat z. B. ist bei 6 Atmosphären Druck zu 0,0132 Teilen, bei 1 Atmosphäre Druck zu 0,00131 Teilen in Wasser löslich, es würde mithin in 60 m tiefem Wasser 10mal löslicher sein als an der Oberfläche. Vielleicht verhalten sich viele Salze ähnlich.

Immerhin geht aus unseren Zahlen wie aus der Erfahrung hervor, dass das oceanische Wasser auf alle löslichen Mineralien, die mit ihm in Berührung stehen, auflösend wirkt, wie man ja durch Beobachtung bestätigt sieht; dass aber die am wenigsten massenhaft gelöst vorhandenen Stoffe, wie namentlich Calciumkarbonat und Silikate, bezw. freie Kieselsäure im Meere ihrem Sättigungsgrade viel näher stehen als alle andern Salze.

Zum Meere verhalten sich diese Substanzen nicht unähnlich dem Verhältnisse des Wasserdampfes zur Atmosphäre: es erfolgt Abscheidung, obwohl das Medium höchstens örtlich, nie allgemein, gesättigt ist. Wie die Luft an dem ausgeschiedenen tropfbaren Wasser zehrt und dasselbe zum Teil wieder als Wasserdampf aufnimmt, so verringert das umgebende Seewasser die abgeschiedenen Kalkteilchen. Manche Niederschläge gleichen dem Schnee, der nicht immer den Erdboden erreicht, dort dem Abschmelzen unterliegt; und dennoch sinken die abgeschiedenen Stoffe in vielen Gegenden auf den Meeresboden und häufen sich dort zusammen. So wird trotz massenweiser Zufuhr von Calciumkarbonat durch Einwirkung des Meeres auf Kalksteine und auf Organismenreste, trotz der Vermehrung durch die Flüsse¹⁾ und trotz der teilweisen, stets fortgehenden, Umwandlung von Calciumsulfatlösung in Calciumkarbonat²⁾ dennoch der Zustand der Lösung des

1) Nach Bischof, Lehrb. d. chem. u. phys. Geologie, 2. Aufl., I. Bd., S. 281, enthält der Rhein bei Emmrich durchschnittlich in 10 000 000 T. Wasser 946 T. Kalkkarbonat: ausreichendes Material zur Bildung der Doppelschalen von 332 539 Millionen Austern mittlerer Grösse in jedem Jahre.

2) Diese Umwandlung erfolgt zum Teil durch das Tierleben: der Schwefel des Sulfates tritt in die Eiweissstoffe, der Kalk als Karbonat in die Hartteile. Zum Teile scheint aber die Umwandlung durch Zersetzung tierischer und pflanzlicher Leichen bedingt: das Sulfat wird zu Schwefelcalcium reducirt und während der Schwefel des letzteren zur Bildung von Eisenkies und anderen Sulfiden verwendet wird, bemächtigt sich die Kohlensäure, welche auf Kosten der organischen Substanz entsteht, des Calciums (Sulfidkonkretionen um Petrefakten).

letzteren Salzes als ein im allgemeinen sehr wenig saturierter bleibend erhalten.

Durch die genaueren Gesteinsbeobachtungen hat sich zwar ergeben, dass der alte Satz: „Nulla calx nisi ex vivo“ sehr übertrieben war. Gleichwohl sind in so zahlreichen Kalksteinen nachweisbar organogene Kalkteile herrschend, dass wir mit Betrachtung dieser beginnen.

Es ist in vielen Fällen schwer zu entscheiden, ob das organisch abgeschiedene Calciumkarbonat Calcit oder Aragonit ist, dennoch hat man durch sorgfältige Beobachtung von Härte, specifischem Gewicht, Einwirkung der Hitze, der Lösungsmittel (zum Teil Aetzungsfiguren studierend) und hier und da durch Wahrnehmung optischer Charaktere herausgefunden, dass unter den wichtigsten kalkabsondernden Wesen folgende Verhältnisse ¹⁾ bestehen:

Lithothamnien und andere Algen
bilden vorwiegend Kalkspat.

Foraminiferen bilden vorwiegend Kalkspat,

Anthozoen bilden zum Theil Kalkspat,

Alcyonarien bilden vorwiegend Kalkspat

Hydroidpolypen bilden

Echinodermen bilden fast ausschliesslich Kalkspat.

Anneliden bilden wahrscheinlich nur Kalkspat mit eingeschlossenen fremden Trümmern.

Crustaceen bilden vorwiegend Kalkspat, der aussen öfters durch Apatitlagen gehärtet ist.

Bryozoen bilden fast gleichmässig Kalkspat und

Brachiopoden bilden vorwiegend Kalkspat.

zum Teil auch Aragonit und ? Apatit.

vielfach aber Aragonit. — Apatit scheint sehr verbreitet, und vielleicht bewirkt sein Vorkommen die bedeutende Härte und das hohe specifische Gewicht vieler Korallen.

mit etwas Aragonit u. Apatit.

vorwiegend Aragonit.

Aragonit gemengt.

¹⁾ Gümbel, Zeitschr. D. G. G. Bd. 36 S. 386, erhebt Einwände gegen die sichere Unterscheidbarkeit von Kalkspat und Aragonit in tierischen Hartteilen.

Conchiferen: Ostreiden und Pectines bestehen nur aus Kalkspat; Spondylus, Pinna, Mytilus etc. haben aussen eine Kalkspatrinde über

einer inneren Aragonit-schale; die meisten Conchiferen bilden nur Aragonit.

Gasteropoden: Patella, Fusus, Litorina, Purpura haben eine äussere Kalkspatlage über

ihrer inneren Aragonit-schale; die überwiegende Menge bildet nur Aragonit. die lebenden Formen scheiden sowohl in der äusseren Schale als in den Schulpn nur Aragonit aus, vielleicht mit etwas Apatit.

Cephalopoden: wahrscheinlich waren die Scheiden der Belemniten von Anfang an Kalkspat, andere Schalenteile derselben aber nicht;

Obgleich G. Rose festgestellt hat, dass Säuren und Ammoniaksalze den Kalkspat leichter zersetzen als den Aragonit, erscheint der Auflösung ohne Zersetzung der Aragonit viel mehr unterworfen als der Kalkspat, letzterer dürfte also die Dauerform des Karbonates sein, wie der rhombische Schwefel die Dauerform des Schwefels ist. Aller Aragonit scheint den paläozoischen und archaischen Kalksteinen zu fehlen, sogar in den mesozoischen und alttertiären sehr selten zu sein; gegenüber seltenen Fällen natürlicher Paramorphosen von Aragonit nach Calcit ist die Umwandlung von Aragonit in Kalkspat häufig ¹⁾.

Dem entspricht der Umstand, dass selbst in recenten Ablagerungen oft diejenigen Organismen, welche nach obiger Zusammenstellung meist Aragonit ausscheiden, nur Abdrücke, bezw. Steinkerne, hinterlassen, während kalkspataussondernde Wesen (z. B. Echinodermen, Brachiopoden, Pectines, Austern etc.) wohlerhaltene Ueberreste liefern. Von grosser geologischer Bedeutung ist dabei der Umstand, dass der Aragonit ein spezifisches Gewicht über 2,9, der Kalkspat eines von $2,72 \pm$ hat. Im allgemeinen ist also 1 cbm Aragonit gleich 1,0661 cbm Kalkspat, d. h. ein Aragonitwürfel von 2,055 m Seitenlänge

¹⁾ Roth, Chem. Geologie I, S. 108 f.

einem Kalkspatwürfel von 2,201 m entsprechend. Durch Umwandlung von Aragonit in Kalkspat wird bei porösen Sedimenten ein Teil der Poren erfüllt und der Absatz bietet durch die Volumausdehnung dem Wasser, welches auflösend wirken möchte, weniger zahlreiche Wege in sein Inneres dar, also wird die Angriffsfläche oft verkleinert, obgleich man das Gegenteil erwarten möchte und ohne die Porosität auch finden würde.

Die Ablagerung organogener Kalkabsätze im Meere geschieht vorwiegend in den Formen von Schichten, von Bänken und von Riffen. Schichtbildend sind hauptsächlich die Foraminiferen, welche in ungeheuren Mengen ¹⁾ an der Oberfläche des Wassers oder in deren Nähe leben und deren Kalkschalen auf weite Strecken des Meeresbodens förmlich herniederschneien, wie man durch die grosse Verbreitung des Globigerinenschlammes in den heutigen Meeren weiss. Solche Schichtbildung erfolgt vorzüglich in Wasser von 1000—2000 m Tiefe, in grösseren Meerestiefen scheinen die Schalen wieder der Auflösung durch die kohlensäurereichen Tiefengewässer zu erliegen.

In Bankform häufen sich namentlich Crinoiden, Tiefseekorallen, Muscheln und manche Schnecken, auch wohl Röhrenwürmer. Die Bänke bilden sich teils in seichtem, teils in tiefem Wasser, manche bankbildende Organismen verwachsen bei Lebzeiten miteinander, z. B. die Austern etc. — andere werden erst nach ihrem Absterben durch Wellen zusammengehäuft, wie das besonders mit den Schnecken und manchen freilebenden Muscheln geschieht.

Unter Riffen verstehen wir jene Anhäufungen von Organismen, welche mehr oder minder stockförmig sich gestalten, erhebliche Mächtigkeit bei minder auffallender

¹⁾ Bei der Challengerexpedition wurde wiederholt ein Netz mit ringförmiger Öffnung von 0,159 m Durchmesser möglichst genau $\frac{1}{2}$ „mille“, also rund 800 m weit, durch die Oberflächengewässer des Oceans gezogen, um ungefähr die Menge organogenen abgeschledenen Calciumkarbonates in denselben zu bestimmen. Man sammelte also bei jedem derartigen Netzzuge die Organismen aus $63\frac{1}{3}$ cbm Wasser. Im Mittel von 4 sorgfältigen Versuchen fand man 2,545 g, also im Kubikmeter Wasser 0,04 g von organischen Stoffen befreiten kohlensauren Kalk. Murray, Proc. Roy. soc. Edinburgh X. 1879/80, S. 508.

Flächenausdehnung gewinnen und welche nicht selten in Verbindung mit äolischen Bildungen, mit mechanischen Meeressedimenten etc. zu Brandung erzeugenden Untiefen oder zu Inseln heranwachsen. Riffbildner sind unter den Algen die Lithothamnien und Melobesien etc., welche man als Nulliporen zusammenzufassen pflegt, sowie einige Siphoneen, ferner unter den Tieren die gesellig wachsenden, teils klumpenförmigen, teils verzweigten Hydroidpolypen aus der Gruppe der Milleporen, die Alcyonarien aus der Sippe der Helioporen und viele Anthozoen, besonders Asträinen, Fungien, Poritiden etc., welche alle als Riffkorallen zusammengefasst zu werden pflegen; endlich kommen noch manche Bryozoen in Betracht. Selten sind und verhältnismässig klein die Riffe, an deren Bildung nur Nulliporen oder nur Bryozoen Anteil haben; oft sind diese beiderlei Riffbildner aber am Aufbau von Korallenriffen mitbeteiligt und namentlich treten sie am Rande von solchen auf.

Uebrigens wimmeln die Riffe von lebenden Wesen aller Art und viele von diesen, besonders Foraminiferen, Echinodermen, Muscheln etc. beteiligen sich an der Felsbildung.

Wie die Untersuchungen von Chamisso, von Ehrenberg, von Dana und besonders von Darwin gezeigt haben, bedürfen die hauptsächlichsten Riffbildner unter den Korallen, Alcyonarien und die Milleporen ein starkbewegtes, schlammfreies, 30—25 ° C. ¹⁾ warmes, höchstens 36—40 m tiefes Wasser. Unter den heutigen Verhältnissen des Erdballes finden wir also die Korallenriffe besonders im Stillen Ocean, auch in ausgedehnten Gebieten des Indischen und an den Küsten und Inseln des Roten Meeres. Im Atlanticus zeigen sich grössere Riffe nur in Westindien, auf den Bahamas und Bermudas.

Gering nur ist die Grösse der Einzeltiere der Riffkorallen, welche das kalkige Sklerenchym als innere Verknöcherung, also als eine Art Skelett ausscheiden. Indes

1) Nur wenige Riffkorallen ertragen 16—20 ° C.

sind alle Riffbildner kolonienweise zusammenlebende Tiere, deren Sklerenchymmasse verwächst und Korallenstöcke bildet. Abgestorbene Teile des Stockes dienen nachwachsenden Polypengenerationen zum Ansatzpunkte; oft wird, während das Individuum lebt, ein unterer oder innerer Teil des Sklerenchyms von der Zell- und Gewebemasse verlassen ¹⁾. Der Durchmesser einzelner Stöcke steigt zuweilen auf 8—10 m. Verschiedene Korallenarten wachsen verschieden rasch, überdies ist innerhalb der Riffe das Wachstum gleichartiger Stöcke von der Nahrungszufuhr und von dergleichen zufälligen Verhältnissen abhängig. Daher verändern sich binnen 60—100 Jahren manche Stellen von Riffen sehr wenig, während in anderen Fällen erhebliches Wachsen von Korallenstöcken schon innerhalb weniger Monate sich bemerkbar gemacht hat. Der Schoonerkanal in der Lagune von Keeling-Atoll soll in weniger als 10 Jahren (1825—1836) durch Korallen verstopft worden sein.

Nach Form und Lage unterscheidet man 1) Saum- oder Strandriffe; 2) Damm-, Kanal-, Wall- oder Barrièrerriffe und 3) Atolle oder Laguneninseln.

Saumriffe schliessen sich eng an Küstenränder, umgeben untergetauchte oder niedergewaschene Felsmassen, sind auch wohl in seichten Meeren nahe den Küsten unregelmässig verstreut. (Rotes Meer.)

Dammriffe sind Kalksteinwälle, die von den Küsten durch einen breiteren Streifen Wasser: einen Kanal, getrennt sind; im Nordosten Australiens und bei Neukaledonien sind die grössten bekannten Wälle dieser Art.

Am auffallendsten sind die Atolle: Ringe von Korallengestein, die oft viele Stunden ²⁾ im Durchmesser haben und hier und da in einer niedrigen grünenden Insel mit blendend weissem Strande den Meeresspiegel überragen. Aussen tobt die schäumende Brandung des offenen Oceans, im Inneren des Ringes liegt eine weite

¹⁾ Polypen von nur 4—6 mm Länge leben oft am Ende von Zweigen, welche 40—80 cm lang und in ihren zurückliegenden Teilen ganz abgestorben sind.

²⁾ In der Maledivengruppe, auch in der Marshallgruppe (Mentschikoff-Atoll), in den „Niedrigen Inseln“ (Vlügen-Atoll) erreichen die Atolle bis über 100 km Länge und bis nahezu 40 km Breite.

Fläche ruhigen Wassers, welches meist hell, blassgrün erscheint.

In den Riffen sieht man eigentliche feste Korallenkalksteine, die sehr oft erhebliche Auslaugungserscheinungen, besonders grosse und zahlreiche Höhlen zeigen, begleitet von groben Korallentrümmergesteinen und von Kalksand, der zum Teil in oolithisches Material übergeht. Einen grossen Teil dieses Kalksand es erzeugt die Brandung, aber auch die korallenfressenden Fische (z. B. *Scarus*-arten) und *Holothurien* tragen zu seiner Bildung bei. Nicht selten türmt er sich über dem Riffe zu äolischen Dünenhügeln und Hügelreihen empor, die z. B. auf den Bermudas im Gibbs Hill an 75 m hoch werden. Nulliporenkalk bildet oft nach der offenen See zu eine Umwallung der bei niedrigem Wasserstande unbedeckten¹⁾ Teile des Riffes. Hier und da entwickeln sich auf der Oberfläche der Inseln mehr oder minder rotgefärbte Erdkrumen, welche den bekannten Zersetzungsrückständen vieler Kalksteine (*terra rossa*, etc.) gleich sein dürften, auch mit dem roten Tiefseeschlamme vergleichbar sind.

Der Korallenfels der gehobenen Insel Matea²⁾, welcher 38,07 % Magnesiumkarbonat enthält, aber (vielleicht wegen Porosität) nur ein spezifisches Gewicht von 2,69 haben soll, zeigt, dass unter Umständen — nach Danas Ansicht etwa unter der an Mutterlaugensalzen reicheren Lagune eines Atolls — Dolomit entsteht.

Kreideähnlich ist der Kalkstaub im Inneren des Bermuda-Atolls und vom gehobenen Riffe von Oahu³⁾ bei Honolulu beschreibt Dana Kreide. Wie oft den Gesteinen der Riffe scheinbar jede Spur organischer Struktur fehlt, ist wiederholt, namentlich vom letztgenannten Forscher, betont worden.

¹⁾ Die Tiere der Riffkorallen sterben angeblich, sobald sie auch nur kurze Zeit ausser Wasser sind oder gar der Sonne ausgesetzt werden. Daher ist der Stand der tiefsten Ebbe die obere Grenze der Riffkorallen. Andere Polypen vertragen es, eine Zeitlang ausser Wasser zu leben. Viele Aktinien leben in nur zeitweise mit Seewasser gefüllten beckenförmigen Vertiefungen von Strandfelsen. Die Tiere eines Stockes von *Dendrophyllia ramea*, welcher von Fischern nach der 650 m hoch gelegenen Stadt Valverde auf Hierro dem Verf. gebracht worden war, bewegten sich noch mehrere Stunden, nachdem der Stock aus der See genommen war, sehr lebhaft.

²⁾ Dana, *Corals & Coral Islands* S. 357.

³⁾ Ebenda S. 358.

Ueber die Mächtigkeit, welche Korallenriffbildungen der recenten Zeit erreichen, bestehen noch keine Beobachtungen, welche durch zweckmässig angestellte Bohrungen gewonnen sein könnten. Die Meinungen darüber gehen sehr weit auseinander. Darwin, dem sich auch Dana in der Hauptsache angeschlossen hat, nimmt eine sehr grosse Mächtigkeit der jetzigen Korallenbildungen an, welche 600 m, ja bis 1000 m soll erreichen können. Diese Annahme begründen beide Forscher 1) durch den Umstand, dass Zweige riffbildender, baumförmig verästelter Polyparien aus grosser Tiefe neben Riffen aufgefischt worden sind, 2) durch die gleichmässig steile Böschung der Aussenhänge mancher Riffe, 3) durch das Vorhandensein sehr tiefer Meereskanäle zwischen manchen Dammriffen und benachbarten älteren Inseln. Die angenommene grosse Mächtigkeit der Riffe führt in Verbindung mit vielen Erscheinungen naturgemäss zur „Darwinschen Theorie der Korallenriffe“. Hiernach wären Saumriffe, Dammriffe und Atolle nur verschiedene Stadien fortschreitender gleichzeitiger Riffbildung und gleichmässig andauernder Senkung. Inseln und Kontinente der warmen Meere werden mit Riffen umgeben; beim Eintritt einer Senkung wachsen die äusseren Teile der Riffe wegen besserer Nahrungszufuhr empor und es bildet sich ein Kanal zwischen dem Riffkranze und dem Lande; bei fortgeschrittener Senkung verschwinden die Kerninseln und es bleiben nur die äusseren Teile des Riffes als Atoll übrig; an die Stelle des Inselkernes tritt die Lagune.

Die äusserst geringe Verbreitung alluvialer Massen auf manchen von Dammriffen umsäumten Kerninseln wird als Beleg für die supponierte Senkung aufgeführt. Auf Grund seiner Theorie zeichnete Darwin eine Karte, welche im Indischen und im Pacifischen Ocean Gürtel grösserer und geringerer Senkung, bzw. Hebungsareale in einer Verteilung zeigt, die so glaubhaft erschien, dass auch die geographische Verteilung der dreierlei Riffe als Beleg für diese Anschauung aufgeführt wurde.

Dennoch sprechen recht viele Beobachtungen gegen jene Theorie, deren wesentlichste Stütze die Hypothese

von der grossen Mächtigkeit der Korallenbildungen ist. Reins Beobachtungen auf den Bermudas, Sempers Studien auf den Philippinen und deren Nebeninseln, Murrays Wahrnehmungen bei der Challengerfahrt und andere neuere Forschungen widerstreiten dieser Auffassung. Es sind eine Menge von Ablagerungen älterer Zeiträume der Erdgeschichte bekannt, die für nichts¹⁾ anderes als für Korallenriffe der Vergangenheit gelten können: keine davon übersteigt, wenige erreichen 100 m Mächtigkeit, obwohl mehrere bei andauernder Senkung entstanden zu sein scheinen z. B. die untercretaceischen Riffe nördlich vom Balkan, die turonen Riffe des Salzkammergutes und der Provence.

Wir finden von den heutigen Atollen mehrere, die, einer Reihe von Erscheinungen nach, Hebungsarealen, nicht Senkungsfeldern, angehören.

In mehreren Distrikten liegen Atolle so nahe an Wall- und Saumriffen, dass verschiedene Entstehungsbedingungen ebensowenig denkbar sind, als verschiedenzeitiger Anfang der Riffbildung für die einzelnen Teile dieser Regionen: so fand Semper auf den Palau- oder Pelewinseeln im Nordteile der Gruppen drei Atolle und mehrere buchtenreiche, von Dammriffen umwallte Eilande; die südlichen Inseln, 130—170 m hoch, bestehen aus Korallengestein, sind aber doch mit Riffen dicht umsäumt.

Weiterhin ist in heutiger Zeit, seit der Meeresboden besser als früher bekannt ist, das Auftreten von submarinen Bergen und Gebirgen keine wunderbare Erscheinung, die besonderer Erklärung bedürfte. Die Gipfel solcher Berge mögen die Unterlage vieler Korallenbauten auch in Hebungsregionen sein. Die räumliche Anordnung der hauptsächlichsten Riffe deutet ja bestimmt auf deren Beziehung zu den Faltungen der Erdrinde. Ein Emporwachsen des Meeresgrundes durch massenhafte Sedimentbildung, besonders durch Bänke von Tiefseeorganismen, gleich dem Pourtalesplateau unfern von Florida, kann den Riffkorallen

¹⁾ Die Südtiroler Dolomite bleiben hier ausser Betracht, denn von diesen ist es trotz F. v. Richthofen und E. v. Mojsisovics nicht zweifellos, ob sie durch Riffkorallen aufgebaut sind. — Jüngst sollen alpine, 700 m starke Devonriffe erkannt sein.

den Ansiedelungspunkt in manchen Fällen gewährt haben. Die Wasserbewegung und die Nahrungszufuhr sind die Veranlassungen zur Atollbildung. Mag der Meeresboden steigen, seine Lage zum Wasserspiegel bewahren oder sinken, immer wird der Aussenseite der Tierkolonie viel mehr Nahrung zugeführt als dem Innenraume. In letzterem bleibt also das Wachstum des Riffes zurück, daher bildet sich hier eine Vertiefung, ein Becken. Durch die Gezeiten, oft auch durch den Wind finden grosse Wassermassen hier Eingang, bei deren Abströmen die schwächsten Stellen der Umwallung beschädigt werden. Solche schwächsten Stellen werden zuweilen zufällig hervorgerufen durch Einsturz von Höhlen der Riffkalke, meist aber befinden sie sich an der Windschattenseite, von wo den Riffbildnern von Anfang an weniger Nahrung zugeführt wurde, als von der Richtung des herrschenden Windes her: Leewärts zeigen sich also gewöhnlich die schiffbaren Kanäle, welche durch das Atoll in die Lagune führen.

Solange nicht durch Bohrungen auf Koralleninseln Erfahrungen über die Mächtigkeit recenter Riffe und über die Beschaffenheit des Untergrundes einiger derselben gewonnen werden, muss man die aus der Verteilung der Riffe hergeleiteten Schlüsse auf grosse Hebungen und Senkungen im Indischen und Stillen Meere, alle auf die Langsamkeit des Riffwachstums gegründeten Berechnungen geologischer Zeiträume, und alle auf die Riffe der Gegenwart bezogenen Belege für das hohe geologische Alter der hauptsächlichsten grossen Meeresbecken von der Hand weisen.

Viel geringer als die organogene Ausscheidung von Kalk aus dem Meere ist die Krystallisation von Calciumkarbonat aus dem frei bewegten Seewasser. Dieser Vorgang kann natürlich nur stattfinden, wo das Seewasser mit jenem Stoffe erst nahezu gesättigt ist, dann rasch übersättigt wird, ohne dass genügend schnelle Diffusion stattfinden kann. Abgeschlossene oder nahezu abgeschlossene Buchten, in welchen besonders starke Verdunstung oder ungewöhnlich heftige Brandung vorkommt, sind hauptsächlich Stätten solcher Krystallisation und

diese erfolgt insbesondere da, wo feinstes Zerreibsel von Muschelschalen, von Korallensklerenchym, von Kalksteinfelsen das brandende Seewasser beständig trübt. Immer wird dann ein Teil jenes Kalkstaubes aufgelöst und es ist bei dem steten Wechsel der Verhältnisse sehr begreiflich, dass der Austausch atmosphärischer Luft gegen halbgebundene Kohlensäure, welcher sich durch den weissen Brandungsschaum anzeigt; dass auch der Einfluss der trockenen Luft eines verdunstungskräftigen Windes, oder der einer glühenden Mittagssonne an eben der Stelle eine Auskrystallisierung von Kalkspat bedingt, wo nachts, bei feuchter ruhiger Luft und stiller See kleine organogene Aragonitstäubchen sich massenhaft auflösen. — Zuweilen kommt es unter solchen Verhältnissen zur Rogensteinbildung, wobei Kalkspat-Krystalliten und -Mikrolithen bald für sich, bald um ein eben ausgeschiedenes Kalkspatteilchen, bald um einen fremden Kern anschliessen. Solche Oolithbildung beobachtete L. v. Buch 1815 am Isthmus von Guanarteme auf Canaria, wo dieser Vorgang noch fort dauert, den man seither an einer Anzahl anderer Stellen wahrgenommen hat. Die „Coccolithen“ sind wohl nur kleinste Oolithkörner oder Kalkspatkrystalliten.

An anderen Stellen erfolgt dieselbe Krystallisation in den vom Meerwasser durchdrungenen porösen Korallenmassen, oder zwischen den Sandkörnern, besonders denen von Kalksand; auch wohl zwischen grösseren Geröll- und Küstenschotterstücken. Seltener überrinden sich die Felsen der Küste oder des Meeresgrundes mit mehr oder minder dicken und mächtigen Lagen oder Platten von derbem, dichtem bis marmorartig krystallinischem Kalkstein.

Viele Arten solcher Bildung recenter fester Meereskalke beobachtet man leicht an den Küsten von Nordwestafrika und von den Canarischen Inseln; oft sieht man dort die von den Ankern der Schiffe aus nicht unbeträchtlicher Tiefe losgerissenen Kalksteinstücken und an vielen Stellen jüngste Meereskalke, die durch Hebung sichtbar geworden sind.

Aus dem freien Wasser des Meeresbodens scheint fort-

dauernd Quarz, sowie verschiedene Silikate, insbesondere grüne Hornblende, lichter Glimmer, Feldspat(?) etc. zur Ausrystallisation zu gelangen, obgleich die Menge der so gebildeten Krystalle, die sich den anderen Bestandteilen der Niederschläge beimengen, in der Gegenwart gering bleiben mag. Man findet nämlich nur vereinzelte Kryställchen derart in Meeresgrundproben ¹⁾, in welchen Mineralsplitter und gerundete Körnchen nebst zerfressen aussehenden, nicht selten durch Eisenverbindungen gefärbten Blättchen von wahrscheinlich kaolinitartiger Zusammensetzung viel massenweiser vorhanden sind. Kann es auch nicht mit absoluter Sicherheit behauptet werden, dass die mikroskopischen Quarze, Hornblenden, Glimmer etc. nur aus dem Meerwasser ableitbar sind, so spricht doch eine bedeutende Wahrscheinlichkeit dafür. Dass einzelne Kryställchen solcher Art sich erhalten haben sollten, während alle anderen Mineralteilchen zersplitterten, sich zerrieben oder chemisch angegriffen wurden, ist kaum anzunehmen. Noch weniger glaubhaft ist es aber, dass die genannten Kryställchen vulkanischen Ursprunges seien: in vulkanischen Gesteinen bildet Quarz in der Regel nicht mikroskopische, sondern grössere Krystalle; Hornblende erscheint darin meist als sogenannte basaltische; muscovitartige Glimmer gehören in den vulkanischen Gesteinen zu den höchsten Seltenheiten.

Der grösste Teil des Siliciumbioxydes, das sich in neueren Meeresablagerungen vorfindet, ist organogener Opal. In dieser Form scheiden Spongien, Radiolarien und Diatomeen viel Kiesel ab. Die Schwämme kommen, wie es scheint, vorwiegend in Begleitung grosser Mengen von Kalkbildnern vor, sie erzeugen also meistens Kieselkalke oder kieselig mergelige Absätze. Bankbildend, vielleicht sogar riffbildend, scheinen mehr in geologischer Vorzeit als in der Gegenwart diese Spongien aufgetreten zu sein.

Radiolarien sind in der Jetztzeit besonders im west-

¹⁾ Verf. überzeugte sich von der Neubildung des Quarzes, der Hornblende etc. durch Untersuchung einiger bei der Challengerfahrt gesammelter Proben, welche er durch Mr. Damons gütige Vermittelung von Sir Wyville Thomson erhielt.

lichen und mittleren Teile des Stillen Meeres schichtbildend. Sie erzeugen übrigens wahrscheinlich jetzt wie in der Vorzeit nur selten ebenso mächtige Schichten, wie auf Barbados (Antillen), auf Kar Nikobar etc.

Auch die Diatomeen, die vorzüglich im Südteile des Indischen Oceans felsbildend gefunden werden, bilden wohl nur ausnahmsweise Schichten von grosser Mächtigkeit. — Wahrscheinlich sind Radiolarienschlamm und Diatomeenschlick Gebilde, deren Eigenartigkeit zum grossen Teile darauf zurückzuführen ist, dass die Foraminiferenschalen, Pteropodengehäuse etc. an jenen Stellen aufgelöst werden, ehe sie den Meeresboden erreichen oder nachdem sie eben denselben berührt haben.

Es muss übrigens an dieser Stelle besonders hervorgehoben werden, dass der Meeresboden weder an den Küsten noch im Inneren der grossen Seebecken und in den Tiefen überall sich mit neuen Absätzen bedeckt. Auch in dieser Hinsicht ist der Vergleich mit der winterlichen Schneedecke unserer Gegenden naheliegend. Vielfach bildet älteres mehr oder minder der Auflösung unterliegendes, oft auch durch Berührung mit dem Wasser erweichtes und zuweilen in Schlammzustand übergehendes Gestein sowohl an den Küsten als in den Tiefen den Grund. Wo immer man die Reste fossiler Tiere der Vergangenheit mit dem Schleppnetze emporhebt, hat man es mit anstehendem älterem Fels zu thun oder mit dessen Zersetzungsrückstand; oft ist dadurch eine Massenverschiebung angezeigt. Das gilt ebenso von den roten (oft und meist fälschlich als Thone bezeichneten) Schlämmen der grossen Tiefen, welche Zähne¹⁾ ausgestorbener Haifische, Ohrknochen etc. pliocäner und miocäner Wale etc. enthalten, als von den Lehmen der Doggerbank in der Nordsee, welche diluviale Elefantenreste und andere Landsäugetierknochen darbieten. Ohne Recht hat man jene aus der Tiefsee emporgeholten Fossilien im ersteren Falle für Belege zu Gunsten der Theorie von der Beständigkeit der grossen Meeresbecken angegeben;

1) Wyville Thomson: The Atlantic Vol. II 351 u. 376. — Report on the scientific results of the voyage of H. M. S. Challenger. Zoology Vol. I (Turner report on the Cetacea S. 42).

sie sind im Gegenteil Zeugnisse dafür, dass in jüngster Vergangenheit dort erhebliche Veränderungen vor sich gegangen sind, ebenso wie die Auffindung von Fossilien im Binnenlande eine stattfindende oder der jüngsten Vergangenheit angehörige Entblössung bekundet. Für die Veränderlichkeit der Verhältnisse des Meeresbodens spricht also das Auftreten solcher Versteinerungen völlig übereinstimmend mit der Erfahrung, dass an vielen Stellen die Grundproben, welche durch hohle sogenannte „Hydralote“ von 1 m Länge emporgeholt werden, nicht homogen sind, sondern aus mehreren Schichten ¹⁾ von verschiedener Farbe und ungleicher Beschaffenheit bestehen. Dasselbe zeigt sich bei manchen Tiefseegebilden der geologischen Vorzeit, z. B. bei gewissen „Brachiopoden- oder Crinoidenschichten“ von geringer Mächtigkeit, welche mit anderen Tiefseebildungen wechsellagern.

Die Annahme, dass man nach den anorganischen Bestandteilen Tiefseegebilde von den Absätzen seichteren Wassers unterscheiden könne: dass es besondere Arten von Tiefseethon etc. gebe, hat sich als irrig herausgestellt. In den Tiefen bilden sich die mannigfaltigsten Absätze. Unterscheidend von anderen Sedimenten sind nur organische Einschlüsse, wenn solche vorhanden sind. — Ebenso werden Süßwassergebilde nur durch die völlige Abwesenheit von organischen Meerbewohnerresten unterscheidbar von Meeresabsätzen; wo aber typische Meeresorganismen in einer Ablagerung vorhanden sind, kennzeichnen sie diese als Meeresgebilde. Vom Lande her werden tausende von Organismen und Organismenteilen nach dem Meere geschwemmt, geweht und gestossen; viele Bewohner seichteren Meeresstellen in die grossen Tiefen geführt. Ungleich seltener erfolgt eine Verschleppung in umgekehrter Richtung. Daher hat ein Tiefseewesen entscheidendere Bedeutung als alle anderen, es begleitenden Fossilien: eine typisch marine Versteinerung mehr Belang als viele Süßwassermuscheln, die damit vorkommen. — Am Strande von Dar el beida

¹⁾ Studer, Verhandlungen d. II. deutschen Geographentages 1882, S. 11, 12 d. Sep.-Abz.

(Casa blanca) münden in den Atlanticus kleine Wasseradern, welche jedes Kind überschreiten kann, ohne sich zu benetzen. Der Meeressand dort ist aber so erfüllt von Schalen der *Melanopsis praemorsa* L. und *M. Marocana* Chemn., von denen es in jenen Bächlein wimmelt, dass ein Beobachter, welcher nach späterer Bedeckung des Absatzes mit anderen Sedimenten einzelne Aufschlusspunkte untersuchte, den Sand für eine Süsswasserablagerung — höchstens für Brackwassergebilde — zu halten versucht sein würde.

In seichterem Meerwasser leben eine Menge lichtbedürftiger Wesen, welche bezüglich der Wasserwärme und der vom bewegten Fluidum ihnen zugeführten Nahrung etwas wählerisch sind, auch gerüstet sein müssen, solche Bewegung zu ertragen. In der Tiefe lebt eine andere Welt, welche die niedrige Temperatur, den starken Druck, den Kohlensäurereichtum des Wassers ertragen, aus der schwach bewegten Flüssigkeit doch Nahrung genug empfangen und den Lichtmangel erdulden kann. Diese Wesen haben aber eine grössere räumliche und zeitliche Verbreitung als die Seichtwasserbewohner. Manche davon sind Kosmopoliten, viele der jetzigen Tiefseeformen sind als Tertiärfossilien bekannt.

Anhang zu den neptunischen Sedimenten.

Während alle bisher von uns betrachteten Gesteinsbildungen den Einfluss bewegten Wassers oder wehenden Windes voraussetzen, kommen Ablagerungen vor, welche ausschliesslich oder fast ausschliesslich der Schwerkraft von festen Massen ihre Verbreitung verdanken. Dahin gehören zunächst die von Bergstürzen und Bergschlipfen herrührenden Trümmermassen, die in einigen Teilen der Schweiz und einigen angrenzenden Landschaften Falletschen heissen, häufig wall- oder dammartig angeordnet sind und bisweilen in Thälern Stauungen, ja Seebildungen hervorrufen.

Felssturztrümmer, welche sich auf Gletschern aufhäufen, mit dem Eise fortwandern und zum Teil, nach-

dem sie unter den Gletscher geraten waren, den Grund vereister Thäler zu glätten beitragen, sind die Hauptbildner der Gandecken oder Moränen. Auf dem Eise fortwandernde Trümmerwälle sind die Seiten- und Mittelmoränen oder Guferlinien. Vor dem Ende eines Gletschers sammelt sich, wenn keine vollständige Zerstörung durch die Schmelzwasser eintritt, in der Regel eine Endmoräne dort, wo längere Zeit hindurch der Eisstrom ohne starkes Vorrücken oder Abschmelzen verharret. Solche Endmoränen gleichen nicht selten hufeisenförmigen Wällen, die ihre hohle Seite nach dem oberen Thale zuwenden. Dringt man unter den Gletscher ein, so findet man sehr oft vom Schmelzwasser zusammengeführte Kies- und Sandmassen, wo nicht der Felsboden als solcher zu Tage tritt. Mehrere Beobachter erwähnen auch einer von grösseren und kleineren Gesteinstrümmern erfüllten Lehmmasse, welche sie unter dem Eise wahrgenommen haben und von einigen Seiten wird eben diese Beschaffenheit als die normale der „Grundmoräne“ betrachtet.

Schmilzt ein Gletscher zusammen, so liefern die sogen. Schmutzbänder im Eise, die in diesem eingebackenen Sandkörner, und die Gesteinsstücken gleichfalls ein bald sandig-kiesiges, bald lehmig-konglomeratisches Gestein als „Rückstandsmoräne“. Die Menge und die Verteilung der Schmelzwasser, das Vor- und Zurücktreten der Gletscherenden, verknüpft mit mancherlei zufälligen wechselnden Ereignissen bedingen in Gegenden, welche ein Gletscher verlassen hat, und vor den Gletscherenden häufig die Entstehung von „Moränenlandschaften“ mit zahlreichen Höhen- oder Hügelrücken, teils verzweigten, teils geschlossenen und in letzterem Falle nicht selten von Weihern und Teichen eingenommenen Vertiefungen und scheinbar unregelmässigem Wechsel lockerer Bodenarten. — Gestreifte, geschrammte, mehr oder minder geglättete Steingeschiebe sind vorzugsweise den verschiedenen Arten von Moränen und solchen Ablagerungen der Binnengewässer und des Meeres eigen, welche von Moränen einen erheblichen Teil ihres Gesteinsmaterials entnehmen oder entnommen haben. Anscheinend geht bei verhältnismässig

kurzem Transport in fließendem oder wogendem Wasser solche Glättung und Schrammung gewöhnlich verloren. Bis zu welchem Grade Gesteinsstücken, die mit Grundeis oder Packeis, Eisbergen etc. fortgeschoben werden, geschrammt werden und Untergrundfelsen glätten und ausfurchen, bleibt noch zu untersuchen.

Diagenesis neptunischer Sedimente.

Die Bildung eines Absatzes der Gewässer hört natürlich noch nicht mit dem Augenblick auf, in welchem die festen Körper desselben den Grund erreicht haben, auf welchem das Sediment sich niederschlägt; ein Abschnitt ist erst in dem Zeitpunkte gegeben, in welchem das neugebildete Gestein dem Einflusse desjenigen Wassers entzogen ist, dem es seinen Ursprung verdankt.

Die werdenden Sedimente sind zunächst durchtränkt mit dem Wasser ihres Entstehungsmediums. Die innerhalb der werdenden Felsart befindlichen Wasserteile können nur dann, wenn grössere Poren oder Hohlräume den Durchgang gewähren, mit dem offenen, frei bewegten Wasser rasch ihren chemischen Bestand durch Diffusion ausgleichen. Im anderen Falle machen sich zwar Druckänderungen und dergleichen leicht fühlbar; eine chemische Ausgleichung tritt aber nur langsam oder in sehr geringem Grade ein. Das zeigt sich an Brunnen, welche mehrere hundert, ja zuweilen mehrere tausend Meter vom Meeresstrande abliegen, und deren süßes Wasser seinen Stand mit den Gezeiten wechselt. Hier schwimmt unverkennbar das Brunnenwasser auf specifisch schwererem Salzwasser, es tritt aber trotz der zahlreichen kleinen und kleinsten Verbindungswege keine vollkommene Diffusion ein. Aehnlich ist es in vielen Flusskiesen und -Sanden: auf unreinem Grundwasser schwimmt das reinere Brunnenwasser; bei reichlichem Regen steigt, bei andauernder Trockenheit fällt der Wasserstand, ohne dass chemische Veränderungen des Wassers bemerkbar werden. Selbst wo Vermischungen solcher filtrierter Wässer eintreten,

findet nur unvollkommene Stoffausgleichung statt: — wir finden unfern der Küsten Brunnen, die bitteres, relativ aber an Kochsalz armes Wasser führen etc.

Diesen Erfahrungen entsprechend ist anzunehmen, dass Wasserabsätze, welche weder aus undurchlässigem Thon bestehen noch von einer undurchlässigen Masse bedeckt sind, von Wasser durchdrungen sind, welches bis zur Sättigung sich mit löslichen Stoffen anreichern muss. Die Höhlenbildungen in recenten Kalksteinen, z. B. in Korallenriffen, beweisen klar diese lösende Kraft des Seewassers, das auch an Silikatgesteinen eigentümliche Zerkleinerung erzeugt.

In den Zwischenräumen der lockeren Absätze werden wir zeitweise Anwesenheit gesättigter Lösungen von Calciumkarbonat, von Silikaten und von anderen schwerer löslichen Substanzen annehmen müssen. Wird nun Uebersättigung mit einem oder mehreren der vorhandenen Stoffe herbeigeführt, so muss dieser sich krystallinisch ausscheiden; er erstarrt dann in einem Teile der vorhandenen Lücken des festen Absatzes, vermehrt dessen Masse und verstopft dessen Poren, so dass bei fortschreitender Ausfüllung der letzteren die Gesteinsbildung ihre Vollendung findet, d. h. das Gestein dem Einflusse seines Bildungsmediums entzogen ist. Hierbei spielt u. a. die oben besprochene Umbildung von Aragonit zu Kalkspat eine Rolle.

Die Uebersättigung ist in manchen Fällen wohl von der Veränderung des Lösungsmittels abhängig, das immer neue Teile des festen Absatzes aufzulösen trachtet und in welchem meistens wegen der verschiedenen Stufen der Umwandlungen organischer Substanzen vielerlei Modifikationen eintreten dürften. Wahrscheinlich sind aber auch Veränderungen des Druckes von grossem Einfluss. Schon die regelmässige Folge der Gezeiten ändert stellenweise den Druck um mehr als eine Atmosphäre, aber auch die Winde, welche grosse Wassermassen nach bestimmten Stellen hin aufstauen, von anderen dieselben aber hinwegtreiben, die Verdunstung, ja selbst der Einfluss starker Regengüsse können sich geltend machen. Noch viel mehr wirksam müssen, soweit der Druck die Lösungskraft be-

stimmt, Hebungen und Senkungen sein, namentlich solche, die nicht allzu langsam und allmählich erfolgen.

Für diese Krystallisation, durch welche die Sedimente zum grösseren Teile fest werden, dürfen wir nach Gumbels¹⁾ Vorgang den Ausdruck „Diagenesis“ brauchen.

Wir erkennen die Wirksamkeit dieses Vorganges für die gegenwärtige Zeit hauptsächlich an den Kalksteinen, Sandsteinen und Konglomeraten. Es sind aber auch die meisten Dolomite, viele Flözeisensteine, die Quarzite sowie die harten mehr oder minder krystallinischen Schiefer als diagenetische Bildungen zu bezeichnen. Die Konkretionsbildung in den verschiedensten lockeren Sedimenten erscheint oft als eine Aeusserung der Diagenese,²⁾ welche dabei nicht durch die gesamte Masse eines Niederschlages sondern mehr örtlich beschränkt gewirkt hat, zuweilen als der Beginn einer Diagenese, die nicht die ganzen Massen verfestigen konnte, weil der Absatz, in welchem sich Geoden bildeten, dem Einflusse des Bildungsmediums durch ein jüngerer undurchlässiges Sediment, oder auf andere Art entzogen wurde.

Bis jetzt ist kein Silikatabsatz des Meeres der Neuzeit bekannt, der auch nur in so hohem Grade wie die Thonschiefer älterer Zeiträume krystallinisch ist, geschweige denn in jenem höheren Masse, das wir an den Glimmerschiefern und an den Gneissen kennen.

Es ist aber, wie wir oben sahen, höchst wahrscheinlich, dass heutzutage aus Meerwasser Quarz und gewisse Silikate krystallisiren; um so wahrscheinlicher, dass gleiche und ähnliche Mineralien auch auf diagenetischem Wege in dazu geeigneten Sedimenten sich fort und fort bilden. Erfolgt eine derartige Bildung wirklich in geringerer Menge als in früheren Perioden der Erdgeschichte: haben wir im allgemeinen, wie es den Anschein hat, eine Zunahme kaolinitreicher mechanischer Meeresabsätze in den geologisch jüngeren Zeiträumen und eine entsprechende

1) Geognostische Beschreibung des ostbayerischen Grenzgebirges S. 838.

2) Selbst die Bildung von „Lösskindeln“ ist einer Art von Diagenesis zuzuschreiben, welche durch die eindringenden Regen- oder Flusswässer veranlasst wird. Manche als Konkretionen betrachtete Körper sind umgewandelte Gerölle, z. B. sind Phosphoritknollen oft veränderte Kalksteinstücke.

Abnahme der Menge und Verbreitung von krystallinischen Silikatabsätzen, so ist für einen solchen Gradunterschied nicht die Notwendigkeit vorhanden, andere als die heute wirksamen Kräfte anzurufen. Als diagenetisches Sediment unserer Oceane könnte unter günstigen Bedingungen heute noch Granit, Gneiss, Glimmerschiefer entstehen, wenn z. B. der primitive der Diagenese unterworfenen Absatz aus so lose zusammengefügteten Körnern von Silikaten bestände, dass eine Durchtränkung desselben mit Meerwasser in vollkommenerem Grade einträte, als bei thonigem Schlamme, der zu einem undurchlässigen Untergrunde wird. — Es ist sehr wohl denkbar, dass die auf der Erde vorhandene Menge Kaolinites im Laufe der geologischen Zeiten so sehr zugenommen hat, dass nun weniger reichliche Bildung jener Silikate stattfinden kann, die an der Zusammensetzung der krystallinischen Schiefer hauptsächlich beteiligt sind. Auch vom Quarz dürfte wohl die absolute Menge eine steigende sein, denn gegenüber einer Menge von Naturvorgängen, welche Quarz erzeugen, gibt es weniger zahlreiche, die denselben auflösen und umwandeln. Hat aber die Quarzmenge zugenommen, so muss in gleichem Masse die Menge löslicher Silikate verringert worden sein, was auch dazu beitragen mag, dass sich in der Gegenwart minder reichlich krystallinische Silikatgesteine erzeugen. Auch das organische Leben der Wasserbewohner und die Umwandlungen der organischen Stoffe mögen von Einfluss sein.

Vulkanische Gesteinsbildung.

Gesteine, welche sich in feuerflüssigem Zustande bewegt haben, heissen Laven oder vulkanische Felsarten. Sie tragen sämtlich Kennzeichen ihrer vormaligen Glutflüssigkeit und ihrer einstigen Massenbewegung: diese Merkmale sind teils innere oder petrographische, teils äussere oder stratographische.

Die ersteren sind durch den Mineralbestand und durch das Gefüge gegeben. Alle Laven sind Silikatgesteine, in welchen gewöhnlich Feldspäte, bisweilen statt derselben

oder neben denselben Felsitoide vorwalten. Ein oder mehrere Erebnite gesellen sich hinzu, begleitet oder teilweise ersetzt durch dunklen Glimmer, durch Granat, auch durch Olivin. Amorphe, kieselhaltige Substanzen (Glas) fehlen selten gänzlich, nehmen aber zuweilen eine herrschende Verbreitung an. Geringe Mengen von Apatit finden sich in allen Laven und ebenso treffen wir in einer jeden freie Oxyde: z. B. Quarz bez. Tridymit, Magnet-eisen, oder das etwas seltenere Roteisen, zuweilen Zirkon, Rutil, Anatas (häufig sind die Eisenoxyde titanhaltig, und dann fehlen meist Rutil und Anatas; auch kommen Titanit, Perowskit etc. als Verkörperungen des Titans vor); nur sehr selten nimmt man Aluminium in anderer als kiesel-saurer Verbindung wahr, z. B. im Spinell und Korund.

Wasserstoffhaltige Substanzen sind ausser in der Form von Pechstein (wasserstoffhaltigem Glase) sehr selten in frischen Laven; Schwefel scheint nur in der eigentümlichen Verbindung als Hauyn oder Nosean häufiger zu sein. Kohlenstoffverbindungen ¹⁾ sind als eigentliche Lava-gemengteile unbekannt.

Als Umwandlungs- und Infiltrationsprodukte werden in vielen Laven, bisweilen verhältnismässig früh nach dem Ergusse, wasserstoffhaltige Silikate, manche kohlen-saure und schwefelsaure Salze, auch Sulfide, z. B. Eisenkies, Oxyde (z. B. Opal, Quarz, sekundär gebildetes Magneteisenerz, Brauneisenerz etc.) wahrgenommen und nicht selten bestimmen solche Eindringlinge das Aussehen alter Laven und sind schwer von den ursprünglichen Gemengteilen scharf zu unterscheiden, daher ihrer hier gedacht werden mag.

Was das Gefüge betrifft, so ist die porphyrische Struktur die am häufigsten bei Laven hervortretende, daher typische; selten geht dieselbe durch Zurücktretten grösserer Einsprenglinge, oder durch Kleinerwerden aller Mineral-teile, auch wohl durch Ueberwiegen von Gesteinsglas in die dichte bis glasige Struktur über; ebenso selten findet sich

¹⁾ Alkalische Karbonate treten in den Fumarolen auf und blühen zuweilen aus den Wänden von Lavahöhlen aus, so dass es nicht unwahrscheinlich ist, dass solche oft auch in der Lava enthalten sind, aber der direkten Beobachtung entgehen.

eine Lava ganz oder doch in grösseren Teilen ihrer Masse in makroskopisch wahrnehmbar körniger Ausbildung. — Immer zeigt die mikroskopische Untersuchung in den Laven Altersunterschiede der ursprünglichen Gemengteile und häufig sind Pausen oder Unterbrechungen der Bildung einzelner von diesen durch zonalen Bau erkennbar. Meistenteils verknüpfen sich in einer geotektonischen Einzelmasse vulkanischer Entstehung verschiedene nach Struktur, Mineralbestand und oft auch nach chemischer Zusammensetzung voneinander abweichende Partien. Zuweilen sind dieselben als „Schlieren“ in einer gewissen Selbständigkeit entwickelt, zuweilen mehr auf kleinem und kleinstem Raume miteinander verflochten. Sehr häufig sind besonders im letzteren Falle die ineinander verwebten Massenteile durch die Bewegung beim Fliessen gezogen und gestreckt, so dass man die Richtung der Verschiebung erkennt und eine Anordnung in Platten oder dünne Blätter wahrnimmt (S. 155 und 156).

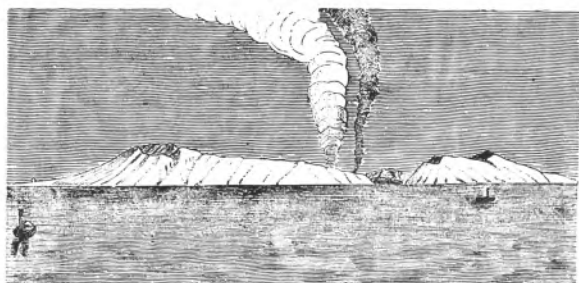
Diese Erscheinungen vereinigen sich oft mit bestimmter Lagerung oder Gruppierung grösserer und kleinerer bis kleinster, in der Masse schwebender Krystalle, mit einer nach bestimmter Richtung hin gestreckten Gestalt blasenähnlicher Hohlräume oder feinsten Poren und mit ebensolcher Auseinanderzerrung etwa vorhandener Trümmer einzelner Krystalleinschlüsse, so dass die „Fluktuations- oder Fluidalstruktur“ unter einem Namen die auf Massenverschiedenheiten und die auf der Verteilung von Einsprengungen und Hohlräumen beruhenden Erscheinungen begreift.

Vulkanische Felsarten zeigen sehr oft eine eigenartige Porosität einzelner Massenteile, besonders der ursprünglichen Rinden- oder Aussenpartien der geotektonischen Gesteinskörper und gewisser Streifen oder Stellen von deren Innerem; oft bedingen diese Poren in den frischen Laven ein blasiges, schaumiges oder schlackiges Aussehen, in alten die Mandelsteinbeschaffenheit. Säulenabsonderung ist nirgends häufiger als bei Laven, einige von diesen bilden auch infolge der Erhaltung Platten, welche sich gewöhnlich parallel zur Abkühlungsfläche legen, während

die Säulen und säulenähnlichen Schalen sich senkrecht zu derselben stellen.

Stratographische Kennzeichen der Lavennatur eines Gesteins sind durch das Vorwiegen der Strom- und Gangform sowie der Stockform der Einzelmassen, durch die niemals vollkommen gleichförmige Lagerung derselben mit benachbarten Gesteinskörpern, endlich durch die innige Verknüpfung oryktomerer und petromerer Felsarten von naher Verwandtschaft, d. h. durch das Zusammenvorkommen von Ergussmassen mit entsprechenden Tuffen gegeben.

Fig. 86.



Die Inselgruppe Santorin im April 1866 von Norden gesehen.

Rechts Insel Therasia.

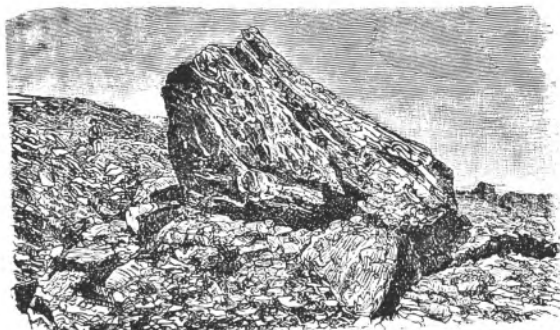
Links über dem Kokkino Vuno der Eliasberg (Marmor und Phyllit) im Hintergrund.
In der Mitte die starke weissliche, stossweise aufwirbelnde Dampfsäule des Georgios
und die beständig aufsteigende, durch Chloreisen braune, der Aphroessa.

Die Laven dringen aus dem Erdinnern mit einer Menge ¹⁾ von dampf- und gasförmigen Substanzen hervor, welche gewöhnlich von einzelnen „Eruptionshauptpunkten“ in ungemein grossen Massen aufsteigen, aber auch von anderen Stellen ausgehen. Viele ausgeströmte Laven zeigen anfangs eine lebhaft Gas- und Dampfentwicklung von der gesamten Oberfläche aus, bei andern nimmt man

¹⁾ Beim Aetnaausbruch 1865 nach Fouqué täglich 22 000 cbm Wasserdampf. Im ganzen berechnet sich für diese Eruption eine Lavamasse von 34 Millionen Kubikmeter und eine Wasserdampfmenge, welcher 2 Millionen Kubikmeter Wasser entsprechen (ca. 6%).

nach dem Ergusse nur noch von einzelnen Stellen: Fumarolen, aufsteigende Dämpfe wahr. Oertliche Verschiedenheiten der Dämpfe während der Dauer eines Ausbruches oder auch nur während einer Phase eines solchen sind oft erkennbar; dann weichen die Gase der verschiedenen Haupteruptionspunkte unter sich und von denen der einzelnen Fumarolen bald mehr, bald weniger ab.

Fig. 87.



Einer der grössten Auswürflinge des Ausbruches von 1866 auf der fliessenden Lava des „Georgios“, Santorin.
Kopie nach Fouqué (Santorin tab. 23).

An Haupteruptionspunkten dringen die Dämpfe in der Regel stossweise hervor, zeigen eine sehr heftige Spannung, so dass sie Gesteinsblöcke von der Grösse eines Eisenbahnwaggons Hunderte von Metern hoch und weit zu schleudern vermögen. Auswürflinge vom Gewichte mehrerer Pfunde fallen sehr oft 1000—1500 m weit von den Haupteruptionspunkten scheinbar senkrecht aus der Höhe herab; kleinste Ausschleuderkörper, die man als „vulkanische Asche“ zu bezeichnen sich gewöhnt hat, werden in förmlichen Wolken mehrere Kilometer hoch emporgewirbelt und dann von Luftströmungen weithin fortgeführt. Die Dämpfe jener Haupteruptionspunkte brechen zum Teil mit ungeheuer hoher Temperatur, als selbst-

leuchtende, weissglühende hervor; bei den einzelnen Dampfstössen wird dann selbst das die Ausbruchsstelle umgebende, in Erkaltung begriffene — oft schon nicht mehr leuchtende — Gestein wieder rotglühend oder gar weissglühend; dann sieht es aus, als würde in einem ungeheuren Kohlenherde durch das Gebläse die Glut neu angefacht.

Die bei den Ausbrüchen beobachteten Dämpfe sind hauptsächlich: Wasser ¹⁾, Chlorwasserstoff, und zuweilen andere Chlorverbindungen, z. B. Chlorkalium, Chlornatrium, Chlorammonium, Eisenchlorid und Eisenchlorür, wahrscheinlich auch Chlorsilicium (Jodverbindungen sind nur von der Eruption von 1824 auf Lanzarote angeführt worden), Schwefelwasserstoff, schwefelige Säure, Ammoniumsulfat und Natriumsulfat. (Selen, auch Arsen und Phosphor werden zuweilen erkannt.) Ammoniumkarbonat, Natriumkarbonat, auch Kaliumkarbonat, sowie freie Kohlensäure gehören zu den nicht häufigen Exhalationsprodukten, Kohlenwasserstoffe und Borsäure zu den selteneren ²⁾.

Die Dampfentwicklung ist nun für ein und dieselbe Stelle und denselben Ausbruch durchaus keine gleichbleibende Erscheinung; es folgen vielmehr bei den Eruptionen verschiedene Phasen derselben aufeinander, wobei allerdings nicht oft aus einer Fumarole von einer bestimmten Art eine andere wird, meist aber, wenn eine Fumarole erloschen ist, eine andere in der Nähe entsteht, welche der nächstfolgenden Phase oder Kategorie angehört. Auch im Raume kommen aber bisweilen die Phasen nebeneinander vor: dann ist am Eruptionscentrum oder in der Mitte der Lavenströme die stärkere oder frühere Phase

1) Wasserdampf ist zuweilen Träger anderer Stoffe, so mehrerer Salze, der am Djebel Teir und auf Vulcano vorkommenden Borsäure, oder auch des Schwefels, der gewöhnlich durch die Reaktion $H^4S^2 + SO^2 = H^4O^2 + 3S$ entsteht. Schweflige Säure oxydiert sich auch zuweilen zu Schwefelsäure.

2) Brom, Fluor, Kupfer, Blei, Nickel (Stromboli), Zinn (daselbst), Magnesium- und Calciumchloride (als Beimengungen zu Steinsalz oder Sylvin der Fumarenabsätze) mögen hier noch genannt werden. Dass in den Exhalationen atmosphärische Luft und (infolge von Sauerstoffverbrauch aus dieser) Stickstoff auftreten, kann niemand in Verwunderung setzen. Freier Wasserstoff, den zuerst Bunsen auf Island erkannt hatte, fand sich 1866 in den Santoringasen. Er stammt wohl von zersetztem Wasserdampf.

erkennbar gegenüber dem Rande. Nach Deville und Fouqué hat man am Aetna und zuweilen auch am Vesuv, wie bei einer Anzahl anderer Vulkane besonders vier Phasen der Fumarolenbildung zu unterscheiden.

1. Bei heftigsten Eruptionen und stärkster Hitze nimmt man „trockene Fumarolen“ wahr: mit alkalischen Chlorüren, Sulfaten und Karbonaten, geringen Mengen schwefeliger Säure und so wenig Wasserdampf oder Wassergas, dass man diesen Stoff anfangs gar nicht erkannt hatte. Die Lava, aus der diese Dämpfe aufsteigen, ist meist noch glühend.

2. Zwischen Gluthitze und 400° heißen Laven entströmen „saure Fumarolen“: schwefelige Säure, Schwefelwasserstoff, Salzsäure und viel Wasserdampf herrschen vor, Chlorverbindungen des Eisens lassen sich oft erkennen, Schwefel, der bei diesen Dampfquellen sich bildet, schmilzt leicht wieder am Orte seiner Entstehung.

3. Die „alkalinischen Fumarolen“, welche zwischen 400° und 100° warm, selten etwas unter 100° warm sind, enthalten Wasserdampf mit sehr geringen Mengen von Schwefelwasserstoff. Durch Wechsellagerung dieser Substanzen bildet sich Schwefel in Krystallen, Salmiak setzt sich häufig, zuweilen auch Ammoniumkarbonat ab.

4. Aus den Laven, die der Lufttemperatur nahekommen, steigen „wässerige Dämpfe“ auf: zuweilen fast nur Wasserdampf, auch solcher mit Kohlensäure, mit Sumpfgas etc. oder mit ein wenig Schwefelwasserstoff.

Es kommen übrigens bei einzelnen Ausbrüchen manche Abweichungen von der angenommenen Regelmässigkeit vor: so war 1865 am Aetna nur eine verschwindend geringe Menge schwefelhaltiger Gase und Dämpfe mitthätig, damals kam aber der sonst nur in alkalischen Fumarolen herrschende Salmiak auch in den sauren und sogar in den trockenen Dampfquellen vor, auch wurden reine Wasserdämpfe am Schlusse der Eruption beobachtet.

Sehr wichtig ist, dass die Gase und deren Reihenfolge die gleichen sind an den Haupteruptionspunkten bez. Eruptionscentren und an den Fumarolen der Lavenströme,

obgleich erstere direkt von dem vulkanischen Herde ihre Stoffe erneuern können, letztere nur von den Gasen etwas abzugeben vermögen, welche sich in der ergossenen Masse befinden oder aus derselben sich entwickeln. Es darf hiernach kein anderer Ursprung für die Dämpfe der Vulkanherde, wie für die der ausgeströmten Lava angenommen werden; der Mengenunterschied erklärt sich einfach durch die Annahme, dass im Vulkanherde in der Regel viel mehr Lava enthalten ist als bei den Ausbrüchen hervorkommt, und durch die Beachtung der Thatsache, dass im Hauptkanal die starken Druckunterschiede sich geltend machen, welche auf die Entbindung der Gase und Dämpfe hauptsächlich hinwirken müssen. Denkt man sich den Herd eines Vulkans der Cordilleren in nur 1000 m Teufe unter dem Meeresspiegel, so würde die Spalte des Ausbruches doch in der Regel eine 7000 m hohe Platte flüssiger Lava enthalten: am unteren Teile derselben würde ein Druck von mindestens 1700 Atmosphären herrschen, an der Bergoberfläche nur von etwa einer halben Atmosphäre. Da die Vulkanherde aller Wahrscheinlichkeit nach meist sehr viel tiefer liegen, müssen wir die Druckdifferenzen und damit zugleich die Veranlassungen zur Dampfentwicklung ungleich grösser annehmen. Wäre die Zähflüssigkeit der Laven nicht eine so sehr bedeutende, wie sie es ist, so würde wohl stets eine vollständige Entladung der flüchtigen Stoffe eintreten, bevor das glutflüssige Gestein die Ausbruchsöffnungen erreicht hätte.

Nun ergibt sich auf die Frage, ob die Dampfbildner während des Ausbruches zur glühenden Lava hinzutreten (was oft angenommen worden ist), oder ob sie vor dem Ausbruche schon im Herde vorhanden waren, aus sorgfältiger Erwägung des Umstandes, dass nicht alle Dämpfe gleichzeitig aufsteigen, dass namentlich der Wasserdampf fester gehalten wird als andere flüchtige Substanzen, die Wahrscheinlichkeit der letzteren Annahme. Es würde gewiss, wenn Wasser erst im Laufe der Eruption unterirdisch zur Lava träte, die Erscheinung mehr analog demjenigen Phänomen sein, welches man wahrnimmt, wenn

bei einem submarinen Ausbruche durch das Zerreißen der erkaltenden Kruste Wasser das glühende Magma berührt; d. h. es würde einem stürmischen Dampfstoß: einer Explosion, weitere Dampfbildung nicht folgen. — Gehören indes die flüchtigen Stoffe schon im Vulkanherde der Lava an, so kann es sich um absorbierte oder um chemisch gebunden gewesene Stoffe handeln. Für die Annahme von letzteren spricht das häufige Auftreten von pechsteinartigen Massen in den erkalteten Laven und Auswürflingen und nicht minder die Verteilung blasenförmiger Hohlräume in vielen Laven. Die mikroskopischen Bläschen mancher Obsidiane etc. wie die grossen ehemaligen Höhlungen mancher Mandelsteine deuten eine Dampfentwicklung aus der ganzen Masse der flüssigen Substanz an, wie sie bei der Verflüchtigung integrierender Massenteile, z. B. beim Kochen eintritt. Auch weisen alle bekannten Vorgänge darauf, dass die bei der vulkanischen Thätigkeit auftretenden Gase aus Dämpfen entstanden sind nicht umgekehrt; während Gase, nicht aber Dämpfe absorbiert werden können. Bei Absorption ist die Oberfläche der absorbierenden Substanz reicher an dem Gas als die innere Masse: das bekannte Spratzen des geschmolzenen Silbers ist eine Erscheinung, welche wesentlich von dessen Oberfläche ausgeht, während alle Fumarolen der Laven gerade aus dem Innern der Ströme herkommen. Findet man die Oberfläche mancher Laven poröser als deren Inneres, so rührt das offenbar nur von der beim Erstarren der Rinde verringerten Beweglichkeit der Teilchen her, wie dies bei Schlackenkrusten unverkennbar, aber auch bei blasiger Entwicklung deutlich ist: die im Innern entstandenen Blasen häufen sich nur zuweilen aussen, wie bei schäumenden Flüssigkeiten.

Wir haben nun weiter zu untersuchen, wann und wo die Krystalle in den Laven zur Ausbildung gelangen. — Was die grösseren von diesen: die porphyrisch eingeschlossenen, betrifft, so steht aus zahlreichen Beobachtungen fest, dass dieselben fertig ausgebildet aus dem Erdinnern hervortreten, sie wachsen nicht weiter in der Ergussmasse, nachdem diese den Ausbruchsherd verlassen

hat, und verhalten sich in ihrer Verteilung wie fremde Körper, z. B. wie Einschlüsse von älteren Felsarten. — Solche grössere Krystalle werden aus den Ausbruchsoffnungen hervorgeblasen und haben doch dieselbe Grösse wie die in der ergossenen Lava befindlichen, obwohl die ausgeschleuderten in wenigen Minuten, nachdem sie emporgerissen worden sind, erkaltet sein müssen, während im gleichzeitig ergossenen Material dieselben noch lange Zeit — nicht selten jahrelang — von geschmolzener Substanz umgeben sind. Gangspalten, in denen die aufsteigende Lava sehr langsam erkaltet, weil sie rings von schlechten Wärmeleitern umgeben ist, enthalten die porphyrischen Einschlüsse in derselben Grösse, derselben Beschaffenheit und derselben relativen Menge wie zur selben Eruption gehörige Lavenströme und Tuffe, und wo es möglich ist, in tiefen Thälern einen und denselben Gang an mehreren Aufschlusspunkten zu studieren, welche einige Hunderte oder gar einige Tausende von Metern in vertikaler Höhe auseinanderliegen (z. B. in den grossen Erosionskesselthälern der canarischen Inseln, Madeiras etc.), da erscheint oft das Gestein oder die verschiedenen Varietäten desselben hinsichtlich der Krystalleinsprengungen übereinstimmend. In der ausgeflossenen Lava schwimmen diese Krystalle und es kommt vor, dass sich dieselben nach dem Ausfliessen wie Holz oder Blätter, die auf und in Wasser schwimmen, oder wie Schlammartikel in solchem, irgendwo stauen, auch hinter der fortfliessenden Flüssigkeit zurückbleiben. Dann enthält der Strom an seinen Enden keine oder nur vereinzelte Krystalle, ist aber nahe seinem Ursprunge porphyrisch, wie der 1798 ergossene Chajorrastrom auf Tenerife, bei dem ein ganz allmählicher Uebergang aus der einen in die andere Lavenabart stattfindet.

Zuweilen finden aber auch ähnliche Sonderungen und Zusammenstauungen krystallreicherer und krystallärmerer Laven in den Eruptionsspalten statt und dann zeigt ein und derselbe Gang Gesteine von verschiedenem Aussehen, die aus derselben Oeffnung hervorgeblasenen Massen, die aus derselben Bocca hervorströmenden Stromteile weichen

durch die Menge der Krystalleinschlüsse und durch die Art derselben voneinander ab, als gehörten sie gar nicht zusammen.

Genaue Untersuchung der bei einem Ausbruche erzeugten Laven und Tuffe lehrt aber, dass ganz ähnliche Verhältnisse für die kleinen und kleinsten Krystalle und Krystalliten gelten; es sind deren sehr häufig zahllose Exemplare in den zu vulkanischen „Aschen“ zerstäubten Laven enthalten, sehr oft aber treten sie auch zurück; sie sind in der ausgeströmten Lava ungleich verteilt etc. etc. Nur einige Punkte bleiben hinsichtlich dieser zum Teil mikroskopischen Lavengemengenteile zweifelhafter als bezüglich der grossen Einsprenglinge. Die Möglichkeit liegt vor, dass ihre Zahl noch während des Erkaltes der Lava zunimmt, oder dass die Kryställchen bei diesen Vorgängen wachsen, denn es ist nicht ausführbar wie bei den grossen Einschlüssen die Masse und die relative Menge für bestimmte Zeitpunkte der Eruption so scharf zu bestimmen. Sehr wichtig ist aber die Beobachtung, dass verschiedene Schichten von Asche eines Ausbruches untereinander ebenso sehr durch den Reichtum oder die Armut an mikrokrySTALLINISCHEN Mineralien, bezüglich durch die Art derselben, abweichen als die verschiedenen „Schlieren“ der Ergüsse, die miteinander verflochtenen Lagen einer lithoideitisch gebänderten oder die Fläsern einer eutaxitischen Lava. Es werden also bei einem Ausbruche bald an den kleinsten Kryställchen reichere, bald daran ärmere Partien des Magmas zerstäubt und als Aschen hervorgeblasen. Ja es kommen manche Beispiele zur Wahrnehmung, bei welchen mehrerlei durch Färbung, Lichtbrechung etc. verschiedene Gläser hier durcheinander gewebt und geflochten, dort gesondert, erstarren, welche unverkennbar im Eruptionsmagma vom Vulkanherde aus gesondert nebeneinander oder nacheinander aufgestiegen sind. Die häufige Verflechtung und innigste Verknüpfung von Massen, die durch Art und Grösse der darin enthaltenen Krystalle oder Krystalliten, sowie durch Menge und Natur der glasartigen Teile voneinander abweichen, und doch unverkennbar unter ganz gleichartigen Verhältnissen miteinander

erstarrt sind, macht es nötig, scharf zu prüfen, ob die Erstarrung und Erhaltung überhaupt auf die Krystallisation in den Laven einen bestimmenden Einfluss übt.

Wohlbekannte Thatsachen scheinen für diese Ansicht zu sprechen: das sehr häufige Vorkommen von Glas in den offenbar sehr rasch erkalteten vulkanischen Auswürflingen und Aschen und das nicht seltene Auftreten von Glasrinden der Lavaströme oder von glasigen Saalbändern von Gängen bei in der Regel sehr naher Uebereinstimmung von Obsidianen, Pechsteinen etc. mit den zugehörigen steinigen Laven hinsichtlich der prozentischen Zusammensetzung. Aus dem zuletzt erwähnten Verhältnis darf man schliessen, dass aus der Glaslava eine steinige (oder aus der steinartigen eine glasige) zu werden vermag, ohne wesentlich andere Veränderung, als die Krystallisation; und es liegt äusserst nahe, weiter zu folgern, dass weil in den angeführten Fällen schnelle Erhaltung, oder doch frühere Erstarrung als die der benachbarten krystallinischen Teile mit der mehr glasigen Beschaffenheit Hand in Hand geht, langsamere Erhaltung diese Obsidiane etc. zu steinartigen Laven gemacht haben würde. — Mit dieser Annahme scheint sehr gut die Wahrnehmung übereinzustimmen, dass selbst die grossen porphyrischen Krystalle meist Glaseinschlüsse enthalten, also in einem amorphen Magma gebildet sein dürften. — Daher ist eine sehr verbreitete Vorstellung die, dass alle Laven in der Tiefe der Erde glasig sind, zunächst dann grosse und schliesslich auch die mikroskopischen Krystalle der Grundmassen durch allmähliche Erhaltung verlieren (oder durch Ausbildung dieser Krystalle und Krystalliten bei der Abkühlung entglast werden), wobei nur die ungewöhnlich schnell erstarrenden Teile mehr oder minder glasig blieben.

Wäre diese Vorstellung richtig, so müsste nicht nur in den angegebenen Fällen sondern allgemein eine Abhängigkeit der krystallinischen Entwicklung von der Schnelligkeit der Erhaltung hervortreten: wir müssten grobkörnige Ausbildung in den Fällen treffen, wo sehr langsame Erstarrung nachweisbar ist, und je schneller eine Lava gleicher Art erkaltet wäre, um so glasiger

müsste sie sein. Hiernach würden durchschnittlich mächtige Lavamassen stärker krystallinisch als schwächere sein: das müsste für ausgeströmte wie für Ganglava gelten; dünne Ausläufer von Lavaströmen müssten minder krystallinisch sein als die Hauptströme etc. — Auch würden, weil im Wasser Lava nachweislich schneller erkaltet als in der Luft, die ins Meer ergossenen Teile von Lavenströmen besonders glasig sein u. s. f.

Gesteine, welche 130—150 Jahre nach der vulkanischen Aufschüttung noch glühend sind, wie die der Montañas del fuego auf Lanzarote (1730—1736 entstanden), müssten sich durch starke Krystallisation auszeichnen. Endlich müsste in allen denjenigen Fällen, in denen während der Krystallisation keine starke Bewegung stattfindet, die Gruppierung der wachsenden Krystalle mit der Abkühlung und den Abkühlungsflächen in ähnlicher Beziehung stehen, wie wir eine Orientierung der Krystalle bei der Eisenfrischschlacke, bei Metallen und Metalloiden, welche durch Erstarrung krystallisieren, wahrzunehmen vielfach Gelegenheit haben. Nun wird aber oft von alledem nichts beobachtet, zuweilen gerade in Fällen, für welche sehr langsame Abkühlung stattgefunden haben muss, glasige Beschaffenheit erkannt (Lavastalaktiten in Lavenhöhlen) und hochkrystallinische Entwicklung (doleritisches Gefüge) bei rasch erkalteten Massen gefunden.

Die Häufigkeit der Glasrinden auf Lavaströmen und an Gängen sowie der verhältnismässig bedeutende Glasreichtum lockerer Auswürflinge erklärt sich aber auch leicht auf andere Art als durch die vorher gegebene Deutung. Gläser sind jedenfalls die beweglichsten sowohl; als die specifisch leichtesten Teile von Laven. Es ist selbst in den niedrigen Schmelzräumen der Hochöfen, sogar in kleinen Schmelztiegeln die Regel, dass sich bei lang andauernder Schmelzhitze die leichteren und beweglicheren Teile von den schwereren und zäherflüssigen trennen. Kann man glauben, dass in den oft monate- und jahrelang mit geschmolzener Lava erfüllten Eruptionsspalten und Ausbruchskanälen, die doch Tausende von Metern hoch sind, solche Saigerung stets fehle? Wird

solche aber nicht die Glasteile nach oben führen und so dem Zerstäuben am meisten aussetzen? Muss nicht, wenn in der Gangspalte die Lava aufsteigt, mit der glasigen Partie obenauf und vornweg an den Wänden dieser Spalte oft eine glasige Rinde haften bleiben, welche mit dem nachdringenden krystallinischeren Magma nicht immer mehr zusammenschmilzt?

In dieser Annahme wird es dann auch leicht erklärbar, dass zuweilen, wenn die Lava ausströmt, deren Oberfläche oder gesamte Aussenfläche mit Glas bedeckt ist, ähnlich wie ausfliessendes Wasser mit einer Oelschicht überdeckt sein kann. Auch die Beobachtung, welche L. v. Buch betonte, dass glasige Beschaffenheit auffallend häufig an den aus hochgelegenen Ausbruchspunkten hervortretenden Laven, oder doch an deren Rindenpartien vorkommt, steht mit der dargestellten Ansicht in guter Uebereinstimmung.

Es liegt auf der Hand, dass die Saigerung nicht in jeder Eruptionsspalte stattfindet, dass z. B. bei ungewöhnlich kurzer Dauer eines Ausbruches nur selten Differenzierung des Magmas eintreten kann. Es gibt aber im Gegensatz zu Ausbrüchen von jahrelanger Dauer solche, die nur Stunden währen. Weiterhin kann aber die stattgehabte Saigerung wieder verloren gehen: gewaltsam aufsteigende Dämpfe können z. B. die Massen wieder durcheinander rütteln. War vorher eine Sonderung eingetreten, so sind deren Spuren bei der späteren Mengung kaum zu verwischen. Solche Laven, welche wie die Eutaxite, der Piperno, die Lithoidite, die bunten Obsidiane etc. sich wie durcheinandergeknetete Substanzen verhalten, können kaum auf andere Art ungezwungen erklärt werden. Auch die Thatsache, dass Laven, welche wie die meisten Basalte durch Eindringen in schmale Gangspalten und Ausbildung von geringmächtigen Strömen ihre Dünnschmelzbarkeit bekunden, weniger differenziert aufzutreten pflegen als zähflüssige saure Gesteine, harmoniert mit unserer Erklärung.

Es ist übrigens nicht ausgeschlossen, dass in einzelnen Fällen die Differenzierungen innerhalb der glutflüssigen

Massen in den Eruptionsspalten andere Ursachen haben, als das Zusammentreten der Teile nach ihrer Strengflüssigkeit oder Leichtflüssigkeit und nach spezifischem Gewichte. Wenn, wie oben dargestellt wurde, Dampfstösse mit viel höherer Temperatur durch die Laven hindurchbrechen, so können solche unter Umständen eines oder einige der schon krystallinisch erstarrten Mineralien wieder schmelzen und verglasen und dann eine Verschiedenheit der auf der Bahn der Dämpfe liegenden Teile des Magmas von den benachbarten hervorrufen. Uebrigens muss jede Mineralbildung, jede Krystallisation eine Veränderung des chemischen Bestandes und der physikalischen Eigenschaften des Magmas hervorrufen und so zur Bildung von Schlieren u. dergl. beitragen.

Hiernach werden wir berechtigt sein, die Vulkanherde für die Orte anzusehen, wo die Krystallbildung ihren Hauptsitz hat, aber dieselbe scheint fortzudauern in den Eruptionsspalten und sogar in der ergossenen langsam erstarrenden Lava noch in gewissem Grade wirksam zu sein. Vielleicht kommt beim Wiederaufleuchten dunkel gewordener Vesuvlaven die Wärme zur Anschauung, welche beim Krystallisieren eines letzten Mineralen plötzlich entsteht und der Kondensationswärme beim Eintritt von Regen vergleichbar ist. Genau dieselben Verhältnisse scheinen aber von der Dampfentwicklung zu gelten. Die Hauptdampfstösse begleitet ein aus grossen Tiefen heraufdröhnendes Tosen und verkündet, dass im Herde selbst sich die grössten Massen flüchtiger Stoffe entwickeln. Viel schwächer ist die Dampfentwicklung aus den Spalten, sonst würden diese stets in ihrer ganzen Länge Fumarolen zeigen, nicht bloss an einzelnen Stellen, und noch schwächer in der Regel aus den Lavenströmen heraus, welche dennoch bisweilen zuletzt eine auffallende Dampfmenge aushauchen.

Nun ist aber wahrscheinlich, dass zwischen der Krystallisation der Mineralien und der Verdampfung der flüchtigen Substanzen ein noch innigerer Zusammenhang als der örtliche und zeitliche besteht. Alle Schwierigkeiten, welche der Deutung von Krystalleinschlüssen leicht-

schmelzbarer Mineralien in schwerschmelzbaren Substanzen (z. B. von Augit in Leucit) entgegenstehen, wenn man die Erkaltung als hauptsächlichen Grund und Veranlassung der Krystallisationen ansieht; alle Zweifel, wie Magnet-eisen, Quarz oder andere freie Oxyde durch Abkühlung eines Silikatglases hätten entstehen können; alle Bedenken darüber, dass man keine Lava vor dem Lötrohr, im Tiegel oder im Hochofenherde zu schmelzen vermag, ohne das Gestein und seine einzelnen Gemengteile wesentlich zu verändern: alle diese Hindernisse bestehen nicht gegenüber der Theorie: dass die Verflüchtigung der dampfförmigen Stoffe die Hauptveranlassung der Krystallisationen im Lavenmagma ist, die Laven-gemengteile also unter der Mitwirkung von Dämpfen entstehen.

Hiernach ist im Vulkanherde selbst die Lava einem Gemenge von Salzen, die mit ihrem gebundenen Wasser schmelzen (etwa einem Zeolith-, Chlorit- und Pinit-Gemisch), vergleichbar. Zur Schmelzung gehört wahrscheinlich geringere Hitze als zum Schmelzen von Leucit oder Olivin etc., und mit jedem Dampfstosse, der sich in der Tiefe vorbereitet, dürfte ein Teil der Krystallausscheidungen erfolgen. Vielleicht hängt auch mit dem Wechsel der Dämpfe eine Aenderung in der Art der sich bildenden Mineralien zusammen, wiederholte Dampfbildung bei sonst unveränderten Verhältnissen mag ein Wachsen der Krystalle: oft die Entstehung neuer Lagen eines zonal gebauten Minerals zur Folge haben. Andere Verhältnisse können immerhin bei der Mineralbildung im Magma noch Anteil haben: so namentlich die Wechselzersetzungen, welche in feuerflüssigen Massen ebensogut als in wässrig flüssigen stattfinden; die Wirkung des glühend flüssigen Magmas auf die darin schwimmenden Krystalle, und der durch das Fluidum aufsteigenden Dämpfe und Gase auf ihre Umgebung; die Druckunterschiede und in kleinem Masse auch die Abkühlung. Diese letztere dürfte besonders in den nicht eben häufigen Fällen ausschlaggebend gewesen sein, in welchen ein Mineral, wie etwa Nephelin oder Augit, die Rolle einer Grundmasse spielt, in der Mikro-

lithen und Krystalliten eingebettet sind; — auch wo fächerförmig-strahlige Augite vorkommen.

Mit der dargestellten Ansicht über die Entstehung der Krystalle in den Laven stimmen die Ergebnisse von Versuchen wohl überein, deren Kenntniss man besonders den ausgezeichneten französischen Forschern F. Fouqué und Michel Lévy¹⁾ verdankt. Feldspatpulver oder ein Gemisch von Quarz oder Opal mit Thonerde und Karbonaten des Kaliums, Natriums und Calciums schmelzen zu einer Substanz, welche bei rascher Abkühlung als isotropes Glas erstarrt, bei zweitägigem Stehen in einer der Schmelztemperatur möglichst nahen Hitze unter Aufschwellen, Blasenwerfen und Ausscheidung von Plättchen, die sich als Opal erwiesen, zu einer porzellanähnlichen Masse wurde, in welcher sehr viele kleine Feldspatkryställchen (u. a. Oligoklase, deren Länge auf 0,3—0,4 mm steigt) und Sphärolithen unter dem Mikroskop erkannt wurden. Nach 3tägigem Zusammenschmelzen von Labradorit und Augit kann ein den Aetnalaven ähnliches magnetithaltiges Produkt erhalten werden, in welchem Magnetit wie in den natürlichen Laven ältestes Mineral ist. Das Aufschwellen und Blasenwerfen beim ersten dieser Versuche, das Heraustreten des Eisens aus der Silikatverbindung beim zweiten, wären unerklärlich, wenn keine Gas- oder Dampfentwicklung dabei stattgehabt hätte; nicht die Erkaltung sondern das langdauernde Zusammenschmelzen hat weiterhin die Entglasung des Gemisches bei den Versuchen hervorgerufen und die Feldspäte sind gewissermassen aus dem glasigen Gemische herausgekocht worden.

Ohne hier einer Besprechung vorgreifen zu wollen, die bei der Lehre vom Metamorphismus uns beschäftigen wird, müssen wir darauf aufmerksam machen, dass manche Forscher geneigt sind zu glauben, viele der Verschiedenheiten, welche bei Laven eines Ergusses und bei gleichzeitig ergossenen vulkanischen Gesteinen vorkommen,

¹⁾ Comptes rendus hebdomadaires de l'Académie des sciences, 1878 f. 87 und in Minéralogie micrographique des roches éruptives, franç.

rührten von einer Einschmelzung grösserer Mengen der von der Eruptivmasse durchbrochenen Felsarten her. Man wird indes für solche Ansicht keine genügende Stütze in der Erfahrung finden. Nicht nur in solchen Laven, die von fremden Bruchstücken ganz erfüllt sind (Agglomeratlaven), sondern auch in anderen beschränken sich die Veränderungen der Einschlüsse meist auf Rötung durch höhere Oxydation von Eisenverbindungen. Andere Gesteinseinschlüsse sind durch die Hitze und infolge der Durchdringung mit vulkanischen Dämpfen stark umgewandelt, doch scharf begrenzt, und sehr selten nimmt man — wie am Kammerbühl bei Eger — Schmelzungsspuren an den Einschlüssen wahr. Unter solchen Umständen ist auf die Einschmelzung keine Theorie zu gründen.

Plutonische Gesteinsbildung.

Viele Laven und die Auswürflinge sehr zahlreicher Ausbruchsstellen zeigen uns ausser den einzelnen Krystallen und den zuweilen sehr angehäuften Bruchstücken wohlbekannter Gesteine noch haselnussgrosse bis kopfgrosse und grössere Aggregate von Krystallen oder Krystalloiden verschiedener Mineralien. Diese Aggregate gleichen im Aussehen Bruchstücken körniger Gesteine; die in ihnen vorkommenden Mineralien entsprechen aber meist in den Einzelheiten ihrer Ausbildung nicht den Abarten, welche man gewöhnt ist, in wohlcharakterisierten älteren körnigen Felsarten vereinigt zu finden, und nicht selten weicht auch die Art der Verknüpfung, das Gefüge etc. von älteren Massen ab. Solche Unterschiede sind am auffälligsten, wo ausgeschleuderte oder eingeschlossene Fragmente älterer Gebirgsarten ebenso häufig als die hier in Rede stehenden Aggregate sind; äusserst auffallend ist aber die Analogie mit den Varietäten der Mineralien, welche als porphyrische Einschlüsse entsprechender Laven auftreten. Von den selteneren Mineralaggregaten noch anderer Art, welche sich als Umwandlungsprodukte der in die vulka-

nischen Massen geratenen Kalksteine etc. kennzeichnen und mit ganz anderem, viel lockererem Gefüge auftreten, oft auch aus Mineralien bestehen, die wie z. B. Wollastonit sehr selten oder überhaupt nicht Felsbildner sind, unterscheiden sich die besprochenen Stücke sehr deutlich. In vulkanischen Massen, welche diese dreierlei Aggregate enthalten, ist gewöhnlich zu beobachten, dass Bruchstücke älterer körniger Felsarten besonders von aussen her Einwirkungen der jüngeren Lava zeigen; dass die zu eigentümlichen Mineralgesellschaften verwandelten Kalksteine etc. von weit in die umgebende Lava fortsetzenden Rissen, die in Mineraldrusen sich vereinigen, durchzogen sind, während die Anhäufungen derjenigen Mineralien, welche den porphyrisch eingeschlossenen entsprechen, genau ebenso zu der Lava sich verhalten, wie jene Einschlüsse einzelner Krystalle. Liegen diese fest verwachsen mit der einhüllenden Lava in den Strömen oder in den vulkanischen Bomben, so thun es auch die in Rede stehenden Aggregate; sind erstere von Porenzonen umzogen, so sind es auch letztere. Nur in Tuffen, Aschen etc., welche ganz isolierte Feldspat-, Augit-, Hornblende- oder Olivin-Krystalle liefern, finden sich auch die Aggregate frei von anhaftender Lava.

Zu den häufigsten dieser Aggregate in jungvulkanischen Gebieten gehören die mehr oder weniger den alten Syeniten und Diabasen oder Gabbros sich anreihenden „Sanidinite“ bez. „Mikrotinite“, deren Vorkommen in Deutschland namentlich am Laacher See (als „Lesesteine“) sehr bekannt ist, während das Auftreten am Alschberge unweit Poppenhausen in der Rhön minder oft erwähnt wird. Einzelne Sanidiniteinschlüsse findet man in Phonoliten des Hegau. Sie kommen an der Somma am Vesuv selten, zahlreich im oberen Bimssteintuff von Santorin und in den Tuffen des Teydecircus auf Tenerife vor.

Kein Beispiel davon ist aus eigentlichen Basaltgebieten bekannt.

Durch Zurücktreten von Feldspäten verknüpfen sich diese Sanidinite und Mikrotinite mit den namentlich in

andesitischen Gesteinen, aber auch in phonolitischen und einigen wenigen Basalten etc. wahrnehmbaren Hornblendeanhäufungen (Wolkenburg im Siebengebirge, Laacher See, einige Stellen der Rhön). Diese wieder sind mit glimmerreichen Stücken, mit Augitanhäufungen etc. durch Uebergänge verknüpft, und an die augitischen schliessen sich die Olivinkugeln, die in Basaltgebieten ungemein häufig, dem Bereiche saurer Gesteine aber fremd sind. Dreyser Weiher und Insel Lanzarote in Lava von 1730 sind besonders bekannte Fundorte.

Hat man in den vulkanischen Massen der tertiären und posttertiären Zeit ziemlich zahlreiche solcher dem Charakter der Krystalleinschlüsse der Gesteine entsprechenden Aggregate, so findet man deren nicht wenige auch in den Porphyren, Porphyriten, Diabasen etc. früherer Zeiten, wie sie am Thüringer Walde, am Erzgebirgsfusse, am Harz etc. vorkommen. Nur sind in diesen die Mineralien ähnlich verändert wie die der Einschlüsse: statt der glasigen Feldspäte sind die gemeinen vorhanden etc. Und hierdurch werden solche Aggregate den körnigen Syeniten etc. noch viel ähnlicher als es die Sanidinite sind.

Wir sahen oben, dass wir die Entstehung der porphyrisch ausgeschiedenen Krystalle sicher, wahrscheinlich auch die sehr zahlreicher Mikrolithen und Krystalliten der Laven auf die vulkanischen Herde zurückzuführen haben und nichts liegt bei dem angegebenen Charakter der besprochenen Aggregate näher als die Annahme, dass solche im Innern der Vulkanherde auch sich bilden, wie die einzelnen Constituentkrystalle selbst.

Man vermag sich sehr gut vorzustellen, dass zu Zeiten in den vulkanischen Herden nur solche Aggregate entstehen, dass also tief unter der Erdoberfläche fortdauernd Gesteine vom Charakter jener Aggregate sich bilden; solche Ausbildung könnte dann so weit gehen, dass sie einen Vulkanherd erfüllte, so dass dann alle Ausbrüche in jener Gegend aufhören müssten. Als letzten Rückstand eines vulkanischen Herdes könnte man sich ein solches körniges Gestein zurückbleibend denken, auch wenn man sich vorstellen wollte, dass durch die Ausbrüche der

grössere Teil des Herdes entleert und dieser selbst durch den Gebirgsdruck wieder verkleinert wäre.

Eine solche Vorstellung entspricht dem aktualistischen Grundsatz so gut wie irgend eine Meinung, die man sich von Vorgängen bilden kann, deren Schauplatz unerreikbaar ist.

Während früher teils die Ausdrücke vulkanisch und plutonisch als gleichbedeutend gebraucht wurden, teils auch ein Unterschied zwischen beiden darin gesucht wurde, dass die geologisch älteren, „plutonischen“, einst heissflüssig gewesenen Gesteine aus Spalten — die jüngeren „vulkanischen“ aus mehr röhrenförmigen Kanälen emporgestiegen sein sollten, hat man in neuerer Zeit nach Vorgang der englischen Geologen die in bedeutender Tiefe unter der Erde aus heissem Flusse abgeschiedenen Felsarten plutonische genannt: die supponirte Entstehung körnig krystallinischer Gesteine nach Art der eben besprochenen würde also die plutonische Gesteinsbildung sein. Nach den Arten der häufigsten Mineralaggregate in den Laven etc. würde man — die Möglichkeit eines nachträglichen Eindringens von Quarz in krystallinisch poröse Feldspat-Glimmer und Feldspat-Hornblende Aggregate von sanidinitartiger Ausbildung zugebend — Granite, Syenite, Diorite, Gabbros, Diabase, Hornblendegesteine, Olivinfels für möglicherweise plutonisch gebildet halten.

Entsprechen die Verhältnisse, unter denen solche Gesteine auftreten, der Vorstellung, die wir uns vom Auftreten plutonischer, durch Hebung und Entblössung sichtbar gewordener Massen zu machen berechtigt sind?

Diese müssten vorwiegend in Stockform, selten schichtartig auftreten, gewöhnlich gangförmig in Spalten ihrer Umgebung nach oben hin eingreifen. Die nächste Umgebung selbst könnten wir uns kaum anders denken, als in der Annahme, dass dieselbe teils aus anderen plutonischen Felsarten teils aus metamorphosirten Gesteinen besteht. Durch die Gänge müssten ferner mit den plutonischen Massen Vulkane oder doch vulkanische Gesteinspartien im Zusammenhange stehen, und Verschiedenheiten innerhalb der plutonischen Masse müssten

den Unterschieden der Lavenvarietäten analog zur Wahrnehmung kommen.

Einer solchen Vorstellung entsprechen zwar in manchen Punkten gewisse Vorkommnisse von Granit, Syenit und Diorit; für Olivinfels, Amphibolit, Augitfels etc., deren Auftreten in viel kleineren, oft mehr schichtähnlichen Gesteinskörpern ohne gangförmige Ausläufer dem theoretischen Bilde plutonischer Gebilde wenig gleicht, könnte man immerhin die Möglichkeit solcher Entstehung nicht ganz abstreiten, wenn man keine bessere Theorie dafür hätte.

Granite, Syenite, Diorite etc. treten am häufigsten in Stockform auf, bilden zuweilen Gänge, die angeblich ins Hangende der Stöcke eingreifen, führen hin und wieder Gesteinseinschlüsse und verraten auch manchmal durch den zonalen Aufbau ihrer Feldspäte, dass diese nach allen Seiten hin haben frei wachsen können, das heisst, dass dieselben in einem weichen oder flüssigen Medium entstanden sind. Die normale Lagerung dieser Gesteine wie auch der Olivinfelsen etc. ist im Gneissgebirge; kommen Granite etc. im Thonschiefergebiete vor, so sind sie von eigentümlich ausgebildeten Gesteinsabarten umsäumt, sie besitzen einen „Kontakthof metamorphosirter Schiefer etc.“ Wer das Gneissgebirge selbst für ein metamorphisches ansieht, wird um so mehr geneigt sein, in den Graniten etc. die höchste Stufe der Umwandlung, nämlich die Umbildung in plastisches, überhitztes Gestein, dessen leichtflüssigere Teile als Laven ausbrechen konnten, zu erblicken, mithin diese Granite etc. für plutonische Felsarten zu halten.

Dass eine solche Anschauungsweise mit vielen Verhältnissen vereinbar ist, soll nicht in Abrede gestellt werden.

Indes ist dieselbe so innig mit der Theorie von dem Metamorphismus des Gneissgebirges verknüpft, dass eine ohne die andere nicht leicht aufrecht zu erhalten ist. Nun werden wir aber im künftigen Abschnitte sehr starke Gegengründe gegen die Lehre vom Metamorphismus des Gneiss etc. kennen lernen, nachdem wir uns schon

früher (S. 256) überzeugt haben, dass eine ursprünglich sedimentäre diagenetische Bildung krystallinischer Schiefer und Massengesteine möglich ist.

Gegen die plutonische Bildung der Granite etc. sprechen aber noch mehrfache Bedenken.

Der andesitisch-porphyrische Typus von Laven und nächst diesem der doleritisch-diabasische haben sowohl in der Gegenwart als in geologischer Vorzeit die meiste Verbreitung. Gegenüber den Plagioklas-Erebnitgesteinen treten sowohl in der Jetztzeit als in der Vergangenheit die rhyolitisch-porphyrischen Felsarten zurück, in denen eine Quarz-Feldspatmischung vorherrscht, und noch beschränkter sind Laven von trachytischem und von phonolithischem Charakter.

Nun sind aber von körnigen Gesteinen, an deren plutonische Entstehung gedacht werden könnte, Granite und Syenite die häufigsten. Bei der eigentümlichen Natur der Quarze echter Granite, wonach dieser Gemengteil fast regelmässig die zwischen den Feldspäten und Glimmern etc. übrig gebliebenen Räume einnimmt, ohne eigene Krystallflächen auszubilden, ja ohne auch nur seine Krystallisation nach einer der Feldspatflächen zu richten, S. 153 Fig. 74, S. 164, ist ja denkbar, dass dieser Quarz einer späteren Infiltration sein Dasein verdankt. Aber auch in dieser Annahme würde der Granit ursprünglich noch dem trachytischen Typus angehört haben, wenn er auch nicht von vorn herein rhyolitisch-porphyrisch gewesen wäre. Woher der Mangel an Uebereinstimmung, wenn das „plutonische“ Gestein doch mit dem vulkanischen so nahe zusammenhängen soll?

Wo irgend tief eingreifende Aufschlüsse in vulkanischem Gebirge entblösst sind, sehen wir viele Gesteinsgänge. Es bildet sich deren wenigstens einer bei jedem Ausbruche und selbst kleine Vulkane haben daher in der Regel eine Menge von Gängen. Aber von sehr grossen nach oben von Gneissen etc. überlagerten Granitmassen ist nicht ein einziger ins Hangende hineinsetzender Gang bekannt, trotzdem es an Aufschlüssen nicht fehlt, und obgleich im Granite bisweilen aus deren Liegendem herauf-

reichende Gänge sehr zahlreich vorhanden sind, die nach oben mit zugehörigen, vom Granit weit abweichenden Ergussmassen sich verknüpfen oder doch wahrscheinlich damit zusammenhängen. Finden wir denn in Gegenden, wo vom Granit auslaufende Gänge bekannt sind, vulkanische Gebilde, die sich als zugehörig zu dem plutonischen Stocke betrachten lassen?

Lossen hat 1874 wieder die allgemeine Aufmerksamkeit auf ein schon 1846 von Zincken sen. beobachtetes Gangvorkommen im Bodethale am Harz gelenkt. Von der Nordwestseite des Rambergs-Granitmassivs zweigt sich in der Nähe der Hirschbornsklippe ein schmaler in der Regel 10—20, stellenweise 100 Schritte breiter Gangspaltenzug ab, der sich fast sieben Kilometer weit gegen den Granitstock des Brockens verfolgen lässt. Vom Brockengranit gehen ähnliche aber kürzere Gangspalten ab. Die ziemlich varietätenreichen Gesteine, welche diese Gänge erfüllen, stellen nach des trefflichen Harzerforschers Ausdruck „die Porphyrfacies des Granites“ dar, denn viele der Abarten erscheinen als Porphyre bez. Granitporphyre und einige davon enthalten auch glasiges Silikat.

Bekämen wir durch diese Beobachtungen die Berechtigung zu dem Glauben, dass die Porphyre des Auerberges, sowie andere alte Laven am Harze von den Granitstöcken ausgegangen wären, so würde dies für plutonische Entstehung dieser Granite und für Zusammenhang derselben mit den Laven günstig scheinen. Das ist aber nicht der Fall.

Der Granit und mit ihm die Gesteine des Bodeganges haben keinen erweislichen Zusammenhang mit irgend welchen Oberflächenergüssen des Harzes. Wer mit Lossen glaubt, dass die gesamte Granitmasse des Harzes glutflüssig gewesen sei, muss mit diesem Forscher auch überzeugt sein, dass das in einer ganz anderen Zeit stattgefunden habe als in den Epochen der Oberflächenergüsse des Porphyrs. Am Harze würden zum plutonischen Granit die oberflächlich ausgeströmten Laven; zu den dem Devon und zu den dem Culm zugerechneten Diabasen etc., wie zu den dem Zeitalter des Rotliegenden an-

gehörigen Porphyriten etc. die plutonischen Stöcke unsichtbar sein.

Auch in anderen Landschaften hält die Meinung von einer möglichen Zusammengehörigkeit plutonischer Granite, Syenite etc. mit vorhandenen vulkanischen Massen bei genauer Betrachtung örtlicher und zeitlicher Verhältnisse nicht Stich. Die Deutung der granitischen etc. Stöcke als plutonischer Gebilde erscheint also nicht zutreffend. Anstehende grosse Massen plutonischer Gesteine dürften bis jetzt nicht bekannt sein, sondern höchstens in unzugänglichen Tiefen vormals sich gebildet haben und heutzutage sich fort und fort erzeugen.

Metamorphische Gesteinsbildung.

Ist ein Gestein dem Einflusse derjenigen physikalischen und chemischen Wirkungen entzogen, welche bei der Zusammenführung des Stoffes in den Raum der betreffenden geotektonischen Einzelmasse herrschten, so ist dessen Bildung vollendet. Das fertige Gestein befindet sich in einem Dauerzustande, welcher der Ausgang weiterer Umänderungen sein kann, welcher indes oft ungeheure Zeiträume hindurch bestehend bleibt.

Lava ist fertig, wenn die vulkanische Hitze aufgehört und die Erstarrung stattgefunden hat. Auch plutonische Gesteine, wenn wir solche nachzuweisen vermöchten, würden mit dem Eintritte der Abkühlung und Verfestigung ihre Bildung vollendet haben. Ein Sediment wird erst fertig, wenn das Wasser, aus welchem es sich niedersetzte, nicht mehr wirksam darauf ist. Manche Absätze werden infolge von schneller Bedeckung durch jüngeres Sediment oder wegen Veränderung des Standes der Gewässer (Ablaufen von Seen und anderen Binnenwässern, tieferem Einschneiden der Flüsse in den Untergrund, Hebung des Meereshodens etc.) von dem Einflusse des Wassers, aus dem sie sich gebildet haben, bald unabhängig¹⁾; bei sehr vielen Ablagerungen aber wird

¹⁾ Die meisten dieser Sedimente sind locker, erdig oder sandig etc.

erst durch die Diagenesis der fertige Zustand erreicht. Diese aber hängt so innig mit der ersten Entstehung zusammen, dass sie nicht davon gesondert werden kann; der ihr vorhergehende Zustand ist keine Dauerform des Stoffes.

Auf das fertige Gestein wirken chemische Agentien und physikalische Kräfte: Wasser und die darin gelösten oder absorbierten Substanzen, zuweilen auch Gase und Dämpfe berühren die Gesteine, durchdringen sie auch wohl in gewissem Grade und erzeugen chemische Veränderungen. Wärme und Pressung oder Druck sind am häufigsten physikalisch thätig. Zuweilen wirken mehrere dieser Umwandlungsfaktoren zusammen.

Nur in einzelnen Fällen scheint die durch solche Verhältnisse bedingte Umwandlung rasch von statten zu gehen, meistens dürften sehr grosse Zeiträume hindurch die Veränderungen ganz allmählich erfolgen und sich nach und nach steigern, bis das Gestein seinem ursprünglichen Zustande ganz unähnlich wird. Obwohl nun jedwede beginnende Neubildung innerhalb eines Gesteins eine Umwandlung oder Metamorphose desselben ist, pflegt man im Namen diesen Vorgang nicht eher hervorzuheben, bevor eine augenfällige Verschiedenheit vom früheren Zustande eingetreten und anscheinend ein neues Dauerstadium des Gesteinsbestandes erreicht ist.

Zu den häufigsten Arten von Umwandlungen gehört, namentlich an der Oberfläche der Erde, die Verwitterung ¹⁾. Sie ist der Vorgang, welcher dem Pflanzenkleide des Planeten die geeignete Unterlage, den weichen Boden, schafft; sie bereitet für die sedimentären Neubildungen verschiedenster Art den grösseren Teil der „schwebenden Bestandteile“ vor und wirkt in hohem Masse bestimmend auf die chemische Natur der Gewässer, sowohl der unterirdischen als der oberflächlichen.

Verwittert ist ein Gestein, welches durch Wasser und Kohlensäure seine leichtlöslicheren Elementar- oder

¹⁾ Einfache Verwitterung (Roth). Was dieser Forscher „komplizierte Verwitterung“ nennt, entfernt sich zu sehr von dem Begriffe, den der Sprachgebrauch mit dem Ausdrucke des Verwitterns bezeichnet.

Mineralteile eingebüsst hat, und oft zugleich durch Aufnahme von Sauerstoff einige seiner Constituenten verändert zeigt, dabei kohlenhaltiger Teilchen verlustig geht. Meistens werden die Felsarten durch Verwitterung erweicht, und sie haben eine andere, oft hellere, hie und da auch eine durch Eisenrost bedingte braunere Farbe erhalten. Durch Entfernung hellgefärbter Teilchen (z. B. durch Herauslösung pulveriger Kalkspatpartikel) sind nur in einigen Fällen die verwitterten Gesteine dunkler als nicht verwitterte. Das so häufige Ausbleichen des Verwitterungsproduktes beruht teils auf der Oxydation von Kohlenpünktchen, die schliesslich ganz verschwinden, teils auf der Bildung von farblosen Mineralien (Kaolinit, Quarz etc.), teils endlich auf der Erzeugung unzähliger kleiner und kleinster Hohlräume. Temperaturwechsel und damit verknüpfte Volumveränderungen, Pflanzenleben und Fäulnis abgestorbener Organismen begünstigen die Verwitterung. Zuweilen beschränkt sich dieselbe auf die Oberfläche von Gesteinsblöcken, bisweilen ergreift sie alles, was von einem Gestein aufgeschlossen zu Tage steht, seltener dringt sie tief in die Erde hinein, oder bleibt auf unterirdische Massen (etwa an Klüften und Spalten) beschränkt. Stellenweise ist die Verwitterungsrinde kaum 1 mm dick, aber Granite sind zuweilen auf 20 bis 25 m Tiefe zu Grus; Porphyre, Porphyrtuffe, Thonschiefer etc. auf eben solche Tiefe zu Thon verwittert. Gegen unverwittertes Gestein sind die veränderten Massen in der Regel haarscharf abgeschnitten, oft mit so deutlichen Grenzen, dass ungeübte Beobachter geotektonisch geschiedene Einzelmassen vor sich zu haben glauben. Gesteine, welchen schwerlösliche Teile fehlen, werden aufgelöst statt zu verwittern, andere z. B. Quarzite widerstehen der Verwitterung wegen zu geringer Löslichkeit.

Zersetzt ist ein Gestein, wenn stärkere als die gewöhnlich wirkenden Lösungsmittel es verändert haben; häufig unterstützen höhere Temperatur, sowie Dämpfe verschiedener Art die Zersetzung. Am häufigsten wird diese an vulkanischen Massen beobachtet, welche der Zerstörung durch die Säuren des Schwefels, durch Salzsäure etc.

unterliegen. Zersetzungsprodukte sind daher nicht selten an Sulfaten, Chloriden etc. reiche und mit solchen durchwachsene Rückstände von Laven (z. B. Alaunstein). Im Gipfelkrater des Teyde auf Tenerife sind zersetzte Laven in unreinen Opal verwandelt, also ausser dem Kiesel alle Elemente fast ganz fortgeführt, eine Zersetzung, die auch an manchen anderen Stellen vorkommt.

Gesteine mit reichem Gehalte an Eisenkiesen (vorzüglich an Markasit) und insbesondere auch die Nebengesteine mancher grösseren Sulfidlagerstätten zeigen ähnliche Zersetzungen. Auch dort kommt es zuweilen, wie an Vulkanen zur Solfatarenbildung (Susaki und Kalamaki am Isthmus von Korinth), wenn bei steigender Erhitzung Schwefel als schwefelige Säure und Schwefelwasserstoff aufsteigt. Auch in solchen Fällen sind Kieselmassen (Hornstein, eigentümliche poröse Quarzite etc.) zuweilen die letzten Rückstände; Alaunschiefer, Alaunthone, gypsreiche Thone etc. zuweilen in Zwischenstadien der Zersetzung die auffälligsten Vorkommnisse.

Bei Massen, welche nicht aufgeschlossen zu Tage liegen, kann man bisweilen ungewiss bleiben, ob Zersetzung oder Verwitterung gewirkt hat. Beide Vorgänge stehen einander nahe und in der Bezeichnung werden sie nicht von allen Autoren so scharf geschieden, als nach Roths Beispiel allseitig geschehen sollte.

Bei der Verwitterung wie bei Zersetzung ist gewöhnlich die Auslaugung gewisser chemischer Bestandteile einer der bedeutsamsten Vorgänge, während die herausgelangten Substanzen selbst fortgeführt, und zwar zum grössten Teil in die Tiefe geführt werden, wo dieselben in die grösseren und kleineren bis kleinsten Poren, Spalten und Fugen des Felsgebäudes der Erde eindringend, weitere Wirkungen auf die Mineralelemente der Gesteine ausüben. Nur selten handelt es sich dabei um blosse Verwitterung, gewöhnlich erfolgt im Innern der Erde ein Stoffaustausch zwischen Lösungen und Mineralien, zwischen verschiedenen miteinander zusammentreffenden Lösungen und zwischen letzteren und etwa vorhandenen einwirkungsfähigen Gasen; dieser Stoffaustausch pflegt mit der Neubildung krystalli-

sirter Mineralien Hand in Hand zu gehen. Durch solche Krystallisationen können einzelne veränderte Massen ein frischeres Aussehen als die entsprechenden unveränderten gewinnen. Häufig steht der Grad der auf solche Weise durch eindringende Lösungen bewirkten Veränderungen in direkter Beziehung zum geologischen Alter der Gesteine; unter sonst gleichen Verhältnissen ist ja die Dauer der Vorgänge entscheidend, bezüglich die Menge von Flüssigkeit, welche allmählich an einer bestimmten Stelle thätig gewesen ist. Wir ziehen für die in Rede stehenden Veränderungen den Ausdruck „Altern“ dem Roth'schen „kompliziert Verwittern“ vor. In Vulkanen erkennt man oft die ältesten Laven an den in deren Höhlungen auskrystallisirten Quarzen, jüngere an ebenso auftretenden Zeolithen, während die jüngsten frei von Umsetzungsprodukten sind.

Die beim Altern der Gesteine wirkenden Lösungen dringen ins Erdinnere ungefähr so ein, als müssten sie durch Schalen mit Oeffnungen von verschiedener Weite, oder zum Teil durch Filter von verschiedener Dichtigkeit einsickern, und es ist von hoher Bedeutung, dass die Verhältnisse dieses Eindringens im Laufe geologischer Zeiten sich ändern, theils durch Oeffnen oder Schliessen von Spalten und Klüften, theils durch Veränderungen in der Durchlässigkeit der geotektonischen Einzelmassen. So kann nirgends auf die Dauer eine Stagnation der unterirdischen Wässer eintreten: dieselben wechseln und bewegen sich fort und fort, ganz abgesehen von dem gleichfalls die Bewegung befördernden Verlust an tropfbarem Wasser, der hier durch chemische Bindung und Kondensation, dort auch durch Verdunstung desselben entsteht.

Es ist eine wohlbekannte Erfahrung natürlicher und künstlicher Aufschlüsse, oberirdischer Entblössungen wie tief eindringender Schächte und Bohrungen, dass einzelne Gebirgsmassen — meist poröse oder klüftige Schichten — Träger vielen Wassers sind, welches aus solchen „durchlässigen“ Gliedern hervorquillt, wo dieselben auf undurchlässigen unter den entsprechenden Verhältnissen auflagern. Zwischen den wasserhaltigen befinden sich trockene Schich-

ten: das sind entweder undurchlässige oder genügend geschützte und gedeckte Massen. Besonders in Sätteln können Gebirgsmassen von auflagernden geschirmt sein, wir heben die Erhaltung der Trockenheit und damit zugleich des Gesteines selbst in den Sätteln von Salzlagern hervor. Die meisten Gesteinsteile, welche uns trocken erscheinen, enthalten aber doch noch in allen feinsten Spalten, Klüften, Sprüngen und Poren einen Teil von wässriger Lösung: die Bergfeuchtigkeit. Obwohl kapillar festgehalten, bewegt sich dieselbe doch durch das Gestein, das ihr verhältnismässig sehr zahlreiche Berührungs- und Angriffspunkte darbietet. So kann sich dieselbe zu einer gesättigten Lösung der löslichen Substanzen der Felsarten gestalten und wo immer diese dann an den Wänden von Höhlungen und grösseren Klüften verdunstet, blühen Krystalle aus, die langsam wachsen können, und deren Wachstum fort dauert, bis die Bergfeuchtigkeit selbst, oder das Gestein, oder die Verhältnisse von dessen Durchfeuchtung sich ändern. Durch Bergfeuchtigkeit so gebildete Krystalle sind mit den freien Enden oder Spitzen zuerst fertig; sie stossen wie der ausblühende Mauer salpeter, oder die aus dem Erdboden heraus schießenden Eisnadeln und wie ganze Schalen stengeligere Eiskrystalle feste Körper vor sich her, wobei das hebelartige Wirken der einzelnen Spitzen bewirkt, dass eine an sich schwache Kraft leistungsfähig wird. Faserige, strahlige und gegen die Grundfläche der ehemaligen Hohlräume senkrecht blättrige Ausbildung sind vielen solcher Erzeugnisse der Bergfeuchtigkeit eigen (Fasergyps, Faserkalk, Faserquarz, — viele Zeolithe — Byssolith, Asbest, Chrysotil, Talk, Chlorit, Delessit etc.).

Ausser bei der Bildung solcher Ausblühungen bethätigt sich die Wirksamkeit der Bergfeuchtigkeit bei sehr zahlreichen Umwandlungen und Pseudomorphosenbildungen innerhalb von Gesteinen verschiedenster Art. Diejenigen Glasteilchen vulkanischer Gesteine, welche nicht von einer schützenden Mineralhülle umgeben sind, scheinen leicht durch diesen Einfluss umgewandelt, und zwar meist in krystallinische Partikeln übergeführt zu

werden; ausserdem sind Olivin, Augit, manche Feldspäte häufig verändert.

Der Ortswechsel der Stoffe wird gewöhnlich durch den Einfluss der Bergfeuchtigkeit nur in geringem Masse bewirkt, wo diese allein thätig ist; es tritt erst da eine erheblichere Wanderung hervor, wo eine grössere Menge Wassers zur Mitwirkung kommt. Von dem Auftreten einer solchen kennt man hauptsächlich zwei Formen: durchsickerndes und durchtränkendes Wasser. Ersteres findet sich vorzüglich in einzelnen einseitig abfallenden Schichten und Schichtenteilen; letzteres namentlich in muldenförmig gelagerten Massen oder bei muldenähnlicher Anordnung verschiedener, nicht zusammengehöriger, undurchlässiger Gesteinsarten: kurz bei Stauungen der unterirdischen Gewässer. Durchsickernde Lösungen sind es, welche am meisten beizutragen scheinen zu den Mineralbildungen in Gängen, wo so häufig mehrere verschiedene Lösungen einander begegnen und Fällungen bewirken müssen, weil ja meist aus jeder einzelnen der wasserführenden Lagen vermöge der ursprünglichen stofflichen Verschiedenheit der Schichten etc. eine besondere Flüssigkeit hervorkommt, und nach den grösseren Gangspalten läuft. Dadurch erklären wir auch wohl am einfachsten den oft wahrnehmbaren Einfluss des Nebengesteins auf die Gangmasse, z. B. die so häufige „Veredelung“¹⁾ von Erzgängen in bestimmten Partien des Ganges.

Durchtränkende Lösungen (unterirdische Stauwasser) hat man jedenfalls in grosser Verbreitung anzunehmen, vermutlich aber — weil gleichmässig durchlässiges Gestein wahrscheinlich nicht in grösserer Mächtigkeit als in der von höchstens einigen hundert Metern vorkommt, — nicht in Gestalt von sehr tiefen Becken sich zu denken. Alle Wahrscheinlichkeit spricht dafür, dass der Wasserstand dieser Becken ein je nach den Zuflüssen etc. sehr wechseln-

1) Bei Beresowsk, am Ural, sind die wichtigsten Goldgruben des Gebirges auf primärer Lagerstätte. Hier zieht sich durch Chloritschiefer, Talkschiefer, Phyllite und Quarzitschiefer eine breite Zone feinkörnigen Granites nach Nordwesten hin. Zahlreiche Quarzgänge setzen quer durch die Schiefer und den Granit, doch nur in letzterem, der in der Nähe der Gänge mit verrostetem Pyrit erfüllt ist („Beresit“), sind die Gänge durch einen Gehalt an Schwefelkies, Nadelierz, Gold etc., Chromaten u. dergl. bedeutsam.

der sei und dass das unterirdische Wasser überhaupt sich verhalte, wie wenn es in verbundenen, aber nur wenig von einander abhängigen Gefässen — wie bei Diffusionsversuchen oder bei Aufstellung elektrischer Batterien — befindlich wäre.

Beständig bewegt, beständig wechselnd und beständig sich erneuernd bringt in stetem Wirken dieses Wasser der Tiefen jene Umwandlungen hervor, die jedenfalls zum Teil bei erhöhter Temperatur und unter beträchtlichem Drucke erfolgen: jene Umänderungen, deren Resultat das Altern der Gesteine, die Ausfüllung einer Menge von Spalten und Hohlräumen durch secundär gebildete Mineralien, die Auslaugung leicht löslicher und leicht umwandelbarer Substanzen, viele Pseudomorphosenbildungen etc. sind.

Nun fragt es sich für jedes einzelne Gestein, wie weit für dasselbe die heutige Beschaffenheit auf Rechnung des Alterns (oder der normalen Metamorphose nach einem von verschiedenen Autoren gebrauchten Ausdrucke) zu setzen ist. Eine Regel lässt sich darüber natürlich nicht feststellen, denn wir sahen oben, dass die Einwirkungen in sehr verschiedenem Grade statt finden müssen.

Wir können an dieser Stelle nur in allgemeinen Zügen eine Zusammenfassung der Ergebnisse zahlreicher Untersuchungen andeuten, die in dieser Richtung gemacht worden sind.

In nicht wenigen Fällen sind die verschiedenen Stufen allmählicher Umbildung ganz regelmässig mit dem Altern der Gesteine verknüpft: so werden die Anhäufungen pflanzlicher Massen unter fortdauernder Abgabe von Kohlen säuregas, Sumpfgas etc., auch von Kohlenwasserstoffen, welche bei der „Inkohlung“ in den alten Raum zurücktreten, immer gegen ein Aequivalent Kohlenstoffes mehrere Aequivalente Sauerstoff und Wasserstoff verlieren; sie werden dadurch mehr und mehr reinem Kohlenstoffe oder doch den „Cokes“ ähnlicher und verwandeln sich anscheinend regelmässig nach einander in Torf, Braunkohle, Schwarzkohle etc., auch in Anthracit (ob auch in Graphit?).

Mit ähnlicher Regelmässigkeit scheint Rhyolith zu

Porphyr, Andesit zu Porphyrit, Basalt zu Diabas zu werden etc.

Weniger einfach ist die Sache in vielen anderen Fällen. Liegt es auch nahe zu glauben, dass aus Thon bez. Mergel durch eine nur in Ausnahmefällen unterbleibende Umänderung Schieferletten, dann Thonschiefer, dann Glimmerschiefer, schliesslich Gneiss werden könne, so fehlt hier ein sicherer Halt. Es kann für die Umwandlung geltend gemacht werden, dass zwischen verschiedenen in engerem Lagerungsverbande verknüpften Gesteinen eine Correlation bezüglich der Stufe der vermutheten Umwandlung besteht, dass z. B. Braunkohle oder Torf nie in Thonschiefergebirgen auftreten, dass mit Gneiss nie gewöhnlicher Kalkstein noch Sandstein wechsellagert, sondern Marmor bez. Dolomit, Quarzit etc.

Aber die Annahme, dass die Umwandlung allmählich — nicht als Diagenese unmittelbar bei der Zusammenfügung des Stoffes — zustande gekommen sei, kann so nicht begründet werden. Und das um so weniger, weil wir so häufig Thonschieferstückchen in Grauwackenkonglomeraten, die mit ihnen wechsellagern, vorkommen sehen und nicht wohl denken können, dass ein kleines Stück Thon gerollt worden sei. Bei der Rollung und Gesteinszertrümmerung musste das Stück wenigstens schon hart gewesen sein. Dasselbe gilt für Rollstücke von Gneiss, Granit etc. mit abgeriebenen Feldspatkrystallen darin, wie man sie in sehr alten Konglomeraten kennt.

Wäre erwiesen, dass sich auf dem Wege des Experimentes Thonschlamm zu Gneiss umwandeln lässt, oder hätte man in Gneissgebirgen noch Schlammüberreste, welche der allgemeinen Veränderung entgangen wären, wie Glaseinschlüsse innerhalb der Konstituenten vulkanischer Gesteine, oder konnte man auch nur eine geotektonische Einzelmasse, die halb Gneiss, halb Thonschiefer wäre etc., dann stände die Meinung von metamorphischer Bildung des Gneisses auf dem Boden der Thatssachen. So ist diese Ansicht aber auf dem Wege der Speculation gewonnen. Weil man jetzt keinen Gneiss mehr an der Oberfläche der Erde sich bilden sieht, nur Thon etc.

den man in ältesten Gebilden vermisst, soll sich direkte Gneissbildung aktualistisch nicht erklären lassen. Das ist aber ein Trugschluss. Der Aktualismus behauptet nur die Konstanz des Bildungsgesetzes, nicht des Gebildes selbst, das ja mit gewissen Bedingungen sich anders gestalten muss. Es kann der Aktualist ebensolche Wechsel in der anorganischen wie in der organischen Welt anerkennen. So gut heutzutage Quarz, Feldspäte und Glimmer noch immer aus wässeriger Lösung entstehen, so wohl war es möglich, dass einst durch Diagenese mariner Sedimente Gneiss etc. entstand. Den thatsächlichen Beobachtungen der petrographischen wie der geotektonischen Verhältnisse entspricht die Annahme, dass wie in jedem Gestein, so auch im Thonschiefer, Phyllit, Glimmerschiefer, Gneiss etc. mancherlei Veränderungen in gleicher Weise wie in jedem älteren Gebilde durch die Bergfeuchtigkeit eingetreten sind, dass jedoch diese überall verbreiteten krystallinischen Schiefer und die mit ihnen innig verknüpften Massengesteine schon bei ihrer ersten Entstehung bez. Verfestigung andere Beschaffenheit als die heutigen Schlämme und Thone des Meeres besessen haben, und besonders einen höheren Grad von krystallinischer Ausbildung ursprünglich erhalten hatten. Die Lehre vom allgemeinen Metamorphismus ist nicht eine wohlbegründete.

Aehnliches dürfte für diejenigen Fälle gelten, in denen man einen Regionalmetamorphismus annimmt, und sogar in vielen Verhältnissen, unter welchen man einen Kontaktmetamorphismus nachweisen zu können glaubt.

Regionalmetamorphismus wird beim Auftreten von eigentümlich ausgebildeten, zuweilen stofflich von der häufigeren Erscheinung der gleichzeitigen Sedimente erheblich abweichenden Schichtmaterialien in gewissen Landschaften angenommen. Im Unterharze finden wir z. B. am Südostrande einen unfern Wippra mehr als sechs Kilometer breiten Landstreifen, innerhalb dessen die unterdevonischen Schiefer eine ungewöhnlich phyllitische Ausbildung haben und meist sehr reich an Sericit sind; stellenweise tritt sogar, besonders bei Grillenberg, gneissartiges Gestein eingelagert auf. Das sonst seltene

manganreichere Silikat Karpholith (wesentlich $H^4 Mn Al^2 Si^2 O^{10}$) findet sich massenhaft auf einem von Greifenhagen und Gräfenstuhl bis Agnesdorf und Breitung verlaufenden Streifen. Albit und Quarz führende Gangspalten sind in den sericitisch phyllitischen Schiefer häufig und erstrecken sich noch über die Zone derselben 2—3 Kilometer weiter in die Schiefer von gewöhnlicher Beschaffenheit hinein. Auch die Diabase und deren Begleiter tragen in diesem phyllitischen Gebiete einen anderen als den gewöhnlichen Habitus.

Es zeigt sich auch am Taunus eine eigenartige sericitische, phyllitische und zuweilen gneissartige Ausbildung von unterdevonischen Gesteinen, wobei Einlagerungen von augitführenden Schiefer und anderen eigentümlichen Gebilden wahrnehmbar sind. Auch dort, wie am Unterharze besteht eine ziemlich durchgreifende Lagerungsreihe dieser Gesteine und auf dem engeren Gebiete vermag man nach dem Gesteinscharakter sowohl die normale Lagerung als auch einige Unregelmässigkeiten festzustellen.

In anderen Landschaften sind jüngere Gebilde in ungewohnter Ausbildung vorhanden: wir erinnern nur an die Flyschregionen, an das Verrucanogebiet etc. etc. Die Flyschbildung hat man auf die verschiedenste Weise zu erklären versucht, meist aber dafür im Gegensatz zu anderen ungewöhnlichen Ausbildungsweisen eine ursprüngliche Entstehung angenommen.

Die Theorie des Regionalmetamorphismus setzt nun voraus, dass in manchen von diesen Gegenden die Gesteine ursprünglich dieselbe Beschaffenheit gehabt haben wie in den benachbarten Landstrecken, dass die Verschiedenheit also einer Umwandlung zu verdanken ist. Als Grund einer solchen Umwandlung ist etwa Durchfeuchtung mit Wasser von besonderer Beschaffenheit denkbar, das durch irgend welche darin enthaltene oder absorbierte Stoffe teils auflösend, teils Mineralien erzeugend wirkte; es könnte also beispielsweise die ungewöhnliche Beschaffenheit der Taunusschiefer mit den zahlreichen Thermen an und in diesem Gebirge zusammenhängen. Am Unterharze,

wo die Albit- und Quarzausscheidungen auf vormalige Anwesenheit von anderen in der Erde zirkulierenden Gewässern hindeutet, als sie in den von Albitgängen freien Teilen des Gebirges existierten, ist die gleiche Erklärung statthaft.

Indes muss man sich daran erinnern, dass der Unterschied zwischen den Phylliten etc. des südöstlichsten Unterharzes und den Thonschiefern und dergleichen benachbarter Partien nicht grösser ist als der zwischen den gleichwertigen Erscheinungsformen des oligocänen Flysches der Voralpen und der oligocänen Thonmergel des Jura; oder zwischen den verschiedenen Formen, unter denen Neocommassen in den Alpen und ihrer Umgebung auftreten. Es ist daher auch die Möglichkeit einer ursprünglichen Verschiedenheit der Ausbildung in den Fällen des behaupteten Regionalmetamorphismus zu beachten, und es wird vorsichtig sein, nur dort denselben anzunehmen, wo aller Zweifel an einer stattgefundenen Umwandlung unmöglich ist.

Kontaktmetamorphismus heisst die an der Grenze mit einem anderen Gesteine eingetretene Umwandlung einer Felsart. Man findet in Berührung mit Laven nicht selten Gesteine in verändertem Zustande. Thon oder Lehm, über welchen Lava sich ergossen hat, ist z. B. hart und rot gebrannt, und man bemerkt deutlich, wie diese Einwirkung sich auf die nächste Umgebung des Lavenstromes beschränkt, etwa 1 m weit nach unten hin reicht, wo der Lavastrom ca. 20 m mächtig ist, und minder tief eingreift, wo die Lava geringere Mächtigkeit hat, dagegen unter einer Stelle der Stromanstauung mehrere Meter stark wird. (Mala bei Haria auf Lanza-rote etc.)

Ähnliche Einwirkung zeigt sich auf andere Gesteine, z. B. auf Thonschiefer, die auch rot gebrannt werden, wie z. B. im Liegenden des Stromes der Hannebacher Lei bei Andernach 1860 eine Rötung über 1 m weit im Thonschiefer erkennbar war. Sandsteine sind in Berührung mit Laven zuweilen ähnlich wie die zum Bau von Glashütten, Hochöfen und dergl. verwandten Stücken

solcher Felsart gefrittet und stengelig bis säulenförmig abgesondert (z. B. an der Stopfelskuppe bei Eisenach etc.).

Altberühmt ist die Kontaktwirkung der Eruptivmassen am Meissner in Hessen auf die Braunkohlen, welche dadurch anthracitisch geworden (verkokt) und zum Teil in kleinsäulig abgesonderte, mehr den Schwarzkohlen als normalen Braunkohlen gleichende Massen übergeführt sind. Ähnliches ist von Braunkohlen anderer Orte und von Steinkohlen (Altwasser) bekannt.

Gänge und Injektionen von verschiedenerlei Laven haben oft Kontaktwirkungen ausgeübt.

In Deutschland sind solche am leichtesten zu beobachten an den paläozoischen Schiefer, welche am Harze, im Voigtlande und am Fichtelgebirge, sowie im Lahngebiete zahlreiche Durchsetzungen und Einlagerungen von Diabasen und ähnlichen Gesteinen zeigen. Am Harze sind die auffälligsten dieser Kontaktgebilde von Zincken als Desmosite (wegen der Bänderung, die in den Farben zuweilen stark hervortritt) und als Spilosite (mit grossen auffallenden Flecken gezeichnete Gesteine) beschrieben worden. — Am Fichtelgebirge etc. sieht man häufiger porcellanjaspisartige Kontaktgesteine, die bei kleineren Partien der Injektion nur 2—3 cm breite Zonen oder Höfe um das altvulkanische Material bilden und dann allmählich in die gewöhnlichen Schiefer übergehen.

Neben vulkanischen Massen beobachtet man hier und da auch an Kalksteinen auffallende Erscheinungen. Bei Gröden in Tirol, in den Pyrenäen, bei Christiania und auf Skye findet man Kalksteine am Kontakt in körnigen Marmor verwandelt. Ob diese Umbildung wie bei Rose's Versuchen auf einer molekularen Umlagerung in der Hitze unter Mitwirkung starken Druckes beruht, oder auf einer Austreibung der Kohlensäure durch die Hitze und spätere allmähliche Rückkehr derselben mit der Bergfeuchtigkeit, durch welche der entstandene Aetzkalk wieder zu Kalkspat wurde, bleibt zweifelhaft. Mitten im kleinen Vulkane des Breisgaus, im Kaiserstuhl zeigt sich der krystallinische Kalkstein von Scheelingen, welcher durch das Vorkommen eingesprengter seltener Mineralien be-

rühmt ist. Von vielen Geologen wird dieses Marmorvorkommen als ein durch Kontaktwirkungen veränderter Jurakalkstein bezeichnet. Die seltenen Mineralien im Marmor dienen mit als Beleg für diese Ansicht, denn die Kalksteinblöcke der Somma am Vesuv — alte Auswürflinge — enthalten analoge Silicate, welche der Thätigkeit des Vesuv, bezüglich der Vulkandämpfe ihr Dasein zu verdanken scheinen.

So wird auch das Auftreten von manchen ähnlichen Mineralien in Marmor und Kalkstein im Monzongebiete des südlichen Tirol als Kontaktwirkung der dortigen Eruptivgebilde gedeutet.

Sehr auffallende Zonen eigentümlich ausgebildeter Gesteine umrahmen in verhältnismässig vielen Fällen Stöcke von Granit oder Syenit, Nephelinsyenit etc., welche in Thonschiefergebieten auftreten. Am Harz sind die betr. Gesteinsabarten seit langer Zeit als Hornfels beschrieben und untersucht worden. Der Hornfelsgürtel ist an dem Nordrande der Harzer Granitstöcke in schmalerm Streifen als an deren Südrande vorhanden, da die Massen schiefe Sättel mit steilerem Nordflügel, flacherem Südflügel, bilden und der Granit den Gewölbekern darstellt. Da aber Unregelmässigkeiten vorkommen, ist nicht nur das unterste der Schichtenglieder des Hercyn (des Harzer Unterdevon) mit dem Granit in Berührung, sondern auch viel höhere Schichten, es giebt Hornfels der nach Material und Gefüge ursprünglich verschiedenen Gebilde, die auch als Hornfelsabarten sich unterscheiden lassen.

Um die granitischen Stöcke vom Hennberge bei Weitisberga, vom Burgberge bei Neustadt am Rennstiege, um die von Falkenstein und Lengenfeld im sächsischen Voigtlande, die von Eibenstock, Oberschlema und Aue im Erzgebirge, die von Barr-Andlau und des Hochwaldes in den Vogesen ziehen sich Kontakthöfe, deren mehrere noch in verschiedene Zonen petrographisch unterschiedener Massen zerfallen. Analoge Erscheinungen sind vom Adamellostock in Südtirol, von der Gegend von Christiania, von Elba, von Calabrien, von den Pyrenäen, von der

Serra de Monchique und Serra de Foya in Südportugal, von Swifts Creek in Australien etc. etc. beschrieben worden.

In den genannten und in zahlreichen anderen Fällen handelt es sich nicht immer um schmale, höchstens einige Meter mächtige Bänder veränderten Gesteines, wie es im Kontakt mit Laven verschiedenen Alters und verschiedener Zusammensetzung häufig wahrgenommen wird, sondern zuweilen um Partien von mehreren hundert Metern Mächtigkeit und mehreren Kilometern Breite im Ausstreichen. Einzelne dieser Kontakthöfe enthalten Gesteine, deren mineralogische und chemische Natur von der der gewöhnlichen Thonschiefer ihrer Gegenden abweicht, z. B. durch das Auftreten des Bors, das sich im Turmalin verkörpert. Hierdurch wird die Erklärung der Erscheinung schwierig, und zwar um so mehr, weil alle von Kontakthöfen umgebenen Granite unter abnormen Lagerungsverhältnissen auftreten, von den Thonschiefern gewissermassen eingeklemmt und in dieselben eingepresst erscheinen. Diese Lagerungsverhältnisse sind analog dem Auftreten älterer Gebirgsmassen zwischen jüngeren, z. B. dem Auftragen des dem unteren Oberdevon angehörigen Iberges bei Grund am Harze aus dem Culm jener Gegenden — oder der Einklemmung der inselartig hervortretenden cambrischen Massen bei Probstzella und Lauenstein aus viel jüngeren devonischen und silurischen Massen, oder den Erscheinungen mancher „Klippen“ in subalpinen und dem Karpathenrande angehörenden Landschaften.

Dennoch weichen die betreffenden Granitinseln der Thonschiefergebirge in gar manchen Dingen von den eingeklemmten Sedimenten ab, und zwar namentlich dadurch, dass eben die Kontakthöfe auftreten und dass in diese hinein — zuweilen sogar noch höher in die aufgelagerten Schichten — Gänge eingreifen, welche mit dem Granite zusammenhängend erscheinen. Manche derselben sind direkt als Granitgänge beschrieben worden; sie enthalten in der Regel nicht Gebirgsgranit sondern Pegmatit; jenes Mineralaggregat der granitbildenden Mineralien, welches gewöhnlich durch seine Struktur, besonders durch

das Anhaften seiner Krystalle an bestimmte Anfangspunkte, die zum grossen Teil an den Gangwänden sich finden, seinen Ursprung aus wässerigen Lösungen wahrscheinlich macht. Für diese Auffassung sprechen dann auch andere Verhältnisse, z. B. die fast gleichzeitige Bildung von Quarz und Feldspäten (Schriftgranit), welche im Gegensatz zu dem Verhalten der Mineralien im Gebirgsgranit steht; dann die häufige Anwesenheit von Mineralien, wie Turmalin etc., welche dem Gebirgsgranit fehlen etc. Jene Gänge zeigen auch zuweilen ein porphyrähnliches Material, so der von Lossen beschriebene Bodegang am Harz. Nahe der Hornfelsgrenze enthält übrigens der Brockengranit des Harzes — z. B. an der steinernen Renne — Einschlüsse, die man nicht anders denn als Hornfelseinschlüsse bezeichnen kann. Bedenkt man, dass die zonale Struktur granitischer Feldspäte nur entstehen konnte, wenn zur Zeit der Bildung der Krystalle diese allseitig zu wachsen in der Lage waren, dass also der Granit, obwohl ihm Glasrückstände und Fluktuationsstruktur fehlen, dennoch als einstmals plastisch gedacht werden muss, so scheint es, dass plutonischer Granit jene Kontakterscheinungen bewirkt habe.

Die Möglichkeit einer anderen Erklärung liegt allerdings vor. Haben sich die betreffenden Thonschiefer auf einer unebenen, durch Inseln, Klippen etc. unterbrochenen Unterlage archaischen Granites und zum Teil auf Kosten dieser abgesetzt, so würden in nächster Umgebung des Granites Schiefer von etwas anderer Beschaffenheit als anderwärts — und zwar an krystallinischen Silicaten reichere ¹⁾ Schiefer sich gebildet haben können. Bei späteren Lagerungsstörungen und Pressungen würde ein Teil des Granites zermalmt und dadurch oberflächlich in einen halbplastischen Zustand gebracht, auch der auflösenden Kraft der Gewässer stark ausgesetzt worden sein, so dass eine Wiederverfestigung des zu Grus zermalmt

¹⁾ Dass Arkosen, welche auf Granit abgesetzt sind, zuweilen zum Verwechseln den Graniten ähnlich sind, ist bekannt; ebenso das abnorme, phyllitähnliche Aussehen von manchen Schieferthonen des Rotliegenden, welche auf Granit lagern.

Granites und eine Erhärtung der aufgelagerten Schiefer durch eindringende Silicatlösungen eintreten konnte, welche in Spalten die granitähnlichen Mineralaggregate auskrystallisieren liessen.

Die in den Hornfelsen etc. massenbildend auftretenden Silicate sind solche, deren Entstehung gewöhnlich aus Wasser erfolgt ist: Andalusit, Glimmer, Quarz, Granat, Epidot etc. Bergfeuchtigkeit kann in die Schiefer leicht tief eindringen, während man von Dämpfen kaum zu glauben vermag, dass sie, ohne sich vorher zu kondensieren, Hunderte von Metern von Gestein so durchdringen, dass auch ausserhalb von Spalten und offenen Porenzügen Mineralbildungen erfolgen. Die Dämpfe, die wir uns von heissem Granit ausgehend zu denken Grund hätten, dürften überdies eine geringere Lösungs- und Umbildungskraft besitzen, als wässerige Flüssigkeiten, die aus dem Granit stammende Stoffe enthalten. Viele Schiefer werden durch solche Lösungen weder neue Elemente zugeführt bekommen, noch erhebliche Veränderungen in den relativen Mengen derselben erleiden, wiewohl die Flüssigkeiten die Verbindungsweise ändern: eine Modification, die sich der Erhärtung losen Kalkschlammes oder Kalksandess zu festem Kalkstein oder der ursprünglichen Entstehung krystallinischer Schiefer auf diagenetischem Wege anreihet.

Auf die Wirkung solcher Silicatlösungen an Gesteinsgrenzen sind Hornfelsbildungen auch aus dem Grunde am besten zurückzuführen, weil eine eigentliche Glutspur in keiner Weise erkennbar ist. Die örtliche Verteilung von hornfelsähnlichem Gestein längs eines kleinen Teiles (ca. $\frac{1}{5}$) der oberen und der unteren Grenze einer eigentümlichen grobkörnigen basischen Lava aus der Zeit der unteren Abteilung des Mittelrotliegenden beim mittleren und vorderen Hühnerberge und beim Nesselhof im Thüringer Walde kann kaum anders als durch den Einfluss wässeriger Lösungen erklärt werden. Die Tränkung und Durchfeuchtung der Gesteine mit solchen konnte recht wohl auf einen verhältnismässig schmalen Gürtel beschränkt wirken; alle anderen umwandelnden Faktoren würden

ihre Einwirkung auf die gesamte Erstreckung des einst glutflüssigen Gesteines ausgedehnt haben. Obendrein würde ein Oberflächenenerguss, wie er dort vorliegt, nur sein Liegendes, nicht zugleich sein Hangendes umgestaltet haben, während Quellen nach unten wie nach oben sich verbreiten.

Solche Quellenwirkung und Durchfeuchtungswirkung haben wir noch bei einer Menge von Umgestaltungen, welche örtlich auftreten, anzunehmen Anlass.

Dahin gehören: nachträgliche Dolomitisation von Kalksteinen; Verkieselungen und Vererzungen etc.

Neben der ursprünglichen Dolomitbildung, welche wir allem Anscheine nach als einen ziemlich häufigen Vorgang anzusehen haben, der zuweilen im Meere, öfters in Salz und Gyps oder Anhydrit ausscheidenden Wasserbecken stattfindet, scheinen zwei Arten von Dolomitisation von Kalksteinen häufig vorzukommen.

Die eine ist die allmähliche Auslaugung von leichter löslichem Kalkspat aus Bitterspat führenden (dolomitischen) Kalksteinen. Hierauf scheint die Porosität vieler Dolomite, das häufige Vorkommen von Höhlen in anderen zu beruhen. Ausserdem kommt aber die Einführung gelöster Magnesiasalze in Kalksteine und gleichzeitige Fortführung von Kalksalzen zuweilen in Betracht. Aus der Nähe der Kissinger Quellspalten lehrte u. a. Beyrich so entstandenen Dolomit kennen. Der Vorgang scheint übrigens auch in grossem Masse zu erfolgen.

Bei Göpfersgrün unweit Wunsiedel liegt ein grösseres Marmorlager im Gneiss bez. Gneissglimmerschiefer. Ein Teil der nach Osten von Wunsiedel belegenen Partie desselben ist mehr oder minder dolomitiert, und bei Göpfersgrün ist der Dolomit wieder — unter teilweiser Erhaltung der körnigen Struktur und der Spaltbarkeit — in Speckstein umgewandelt, wobei auch die im Dolomit als auf Klüften aufgewachsene Krystalle vorhanden gewesen

1) Die frühere Theorie der Dolomitbildung durch Dämpfe, welche bei Eruptionen gewisser schwarzer Porphyre etc. hervortreten sollten, widerstreitet so sehr allen Erfahrungen über die dampfförmig in der Natur auftretenden Stoffe, dass sie nur noch historisches Interesse hat.

Quarze von der Umbildung ergriffen wurden, so dass sie als Pseudomorphosen vorhanden sind.

Verkieselungen, die nicht selten auf Kosten organogenen Opals — der dabei in Quarz und Chalcedon übergeht, erfolgen, sind in manchen Kalksteinen nicht seltene Erscheinungen. Oft verkieseln nur einzelne Petrefakten, oder bestimmte Lagen innerhalb der Schichten. — Von hohem Interesse ist die Verkieselung von vulkanischen Materialien, Laven (bez. deren Zersetzungsprodukten). Auch hier handelt es sich zuweilen um ein anfängliches Opalvorkommen, während später Chalcedon und Quarz sich in grösserer Menge einfinden. Solche Verkieselungen treten auch in vulkanischen Tuffen in ansehnlicher Weise auf (z. B. auf der Akrotiripartie der Cycladeninsel Thera [Santorin]).

Von den Vererzungen, durch welche meistens Kalksteine — besonders auch Oolithe — verändert werden, erscheinen manche als diagenetische, dem Absatze bald nachfolgende und gewissermassen mit ihm gleichzeitige Vorgänge. Schwerlich wird man eine lange Zwischenzeit annehmen dürfen zwischen der ersten Sedimentierung und der Vererzung verschiedener Zechsteinbildungen, wie z. B. der Camsdorfer Eisensteinflötze, oder zwischen der Zeit des Absatzes rogensteinähnlicher Kalke im Arieten-niveau des Lias bei Harzburg und der Umwandlung dieser Gebilde in Roteisenstein, in Brauneisenerz etc. Eine Reihe von Vererzungen alter Kalksteine wird aber gewissermassen noch im Entstehen beobachtet, Kalksteine hohen geologischen Alters z. B. silurische verwandeln sich noch fortdauernd.

Eine Menge von Umwandlungen erfolgen augenscheinlich unter der Mitwirkung starker Pressung. Es ist eine wohlbekannte Thatsache, dass durch solche auch feste Körper eine Molekularumlagerung erfahren. Es gelingt leicht mit einem scharfen Messer, das man senkrecht auf eine Rhomboederpolkante von Kalkspat quer aufsetzt, die Teilchen des Carbonates so umzulagern, dass sie eine Zwillingsstellung gegen den Rest des Krystalles (nach — $\frac{1}{2}R$) einnehmen. Auch in der Zange oder Presse

kann man Zwillingsbildung an einem Kalkspat hervorrufen und ähnlich an anderen Mineralien, bei denen dann zum Teil Gleitflächen hervortreten.

Durch Gebirgsdruck scheint nicht selten eine ähnliche „tektonische Metamorphose“ erzeugt zu werden, wie sie im Gletschereise bez. Firn bei der Körnung oder Kornbildung eintritt: kleine Höhlungen werden von der gepressten Masse geschlossen und diese wird dabei mehr und mehr grobkörnig krystallinisch. Ob dabei auch der kleinen Menge Bergfeuchtigkeit eine Rolle zufällt, wie der geringen Menge durch den Druck erzeugten Schmelzwassers im Eise, bleibt zweifelhaft. Grobkörnige Ausbildung von Gyps, von Steinsalz, von Marmor und von manchem Dolomitvorkommen erklärt sich wahrscheinlich so, wo solche Gesteine in stark aufgerichteten und gefalteten Lagen auftreten. Wie weit wir einen solchen Stauungsmetamorphismus für Silicatgesteine anerkennen dürfen, wird noch die Zukunft lehren. Für dichte Gesteine, welche schon völlig hart sind, wird die Möglichkeit bruchloser Faltung durch Druck von A. Heim behauptet, von anderen bestritten. Eine gewisse Massenverschiebung dichter, gepresster Gesteinsmassen dürfte bei den bekannten „Geröllen mit Eindrücken“ unverkennbar sein.

Hingegen lassen sich sehr gewichtige Bedenken gegen die neuerdings oft vorgetragene Lehre von der Umbildung alter Augitgesteine (Diabase) zu Hornblendegesteinen (Dioriten), die durch den Gebirgsdruck erzeugt sein sollte, geltend machen. Augit und Hornblende haben fast gleiche Zusammensetzung: wie aber durch eine Pressung aus dem specifisch schwereren, dichteren Mineral das specifisch leichtere, ausgedehntere werden soll, ist kaum zu verstehen.

Digital von:

Wolfgang Griem, 2019

Copiapó, Chile

Digital-Bibliothek - www.geovirtual2.cl

<http://www.geovirtual2.cl>