

## II. Besprechungen.

### A. Unter der Schriftleitung der Geologischen Vereinigung.

## Neuere Ergebnisse der Anwendung physikalisch-chemischer Methoden auf Probleme der Geologie.

Von **B. Gößner** (München).

### Literatur.

1. F. D. ADAMS, An experimental investigation into the action of differential pressure on certain minerals and rocks, employing the progress suggested by Prof. KICK. *Journ. of Geol.* 1910, 18, S. 489—525; *Am. Journ. of Sci.*, 1910, 29, S. 465—487.
2. F. D. ADAMS, An experimental contribution to the question of the depth of the zone of flow in the earth's crust. *Journ. of Geol.* 1912, 20, S. 97—118.
3. E. T. ALLEN u. J. L. CRENSHAW, Die Sulfide von Zink, Cadmium und Quecksilber. *Zeitschr. f. anorg. Chemie*, 1912, 79, S. 125—189.
4. E. T. ALLEN, J. L. CRENSHAW u. J. JOHNSTON, Die mineralischen Eisensulfide. *Zeitschr. f. anorg. Chemie*, 1912, 76, S. 201—273.
5. E. T. ALLEN u. W. P. WHITE, Wollastonit und Pseudowollastonit, polymorphe Formen des Calciummetasilikas. *Am. Journ. Sci.*, 1906, (4) 21, S. 89—108.
6. O. ANDERSEN u. N. L. BOWEN, Das binäre System Magnesiumoxyd-Silicium-2-oxyd. *Zeitschr. f. anorg. Chemie*, 1914, 87, S. 283—299.
7. S. ARRHENIUS und R. LACHMANN, Die physikalisch-chemischen Bedingungen bei der Bildung der Salzlagerstätten und ihre Anwendung auf geologische Probleme. *Geologische Rundschau*, 1912, 3, S. 139—157.
8. E. BAUR und F. BECKE, Über hydrothermale Silikate. *Zeitschr. f. anorg. Chemie*, 1911, 72, S. 119—161.
9. H. E. BOEKE, Die Schmelzerscheinungen und umkehrbare Umwandlung des Kalziumcarbonats. *Neues Jahrb. f. Mineral.*, 1912, 1, S. 91—121.
10. N. L. BOWEN, The order of crystallisation of igneous rocks. *Journ. of Geol.*, 1912, 20, S. 457—468.
11. N. L. BOWEN, Die Schmelzerscheinungen bei den Plagioklasfeldspaten. *Zeitschr. f. anorg. Chemie*, 1913, 82, S. 283—307.
12. A. BRUN, Recherches sur l'Exhalation Volcanique. Genf 1911.
13. A. L. DAY, Some mineral relations from the laboratory viewpoint. *Bull. of the Geol. Soc. of America*, 1910, 21, S. 141—178.
14. A. L. DAY und E. S. SHEPHERD, Water and volcanic activity. *Bull. of the Geol. Soc. of America*, 1913, 24, S. 573—606.
15. A. L. DAY und E. S. SHEPHERD, Die Kalkkieselsäurereihe der Mineralien. *Journ. Am. Chem. Soc.* 1906, 28, S. 1089—1114.
16. A. L. DAY und R. B. SOSMAN, Die Schmelzpunkte der Mineralien im Lichte neuerer Untersuchungen über das Gasthermometer. *Zeitschr. f. anorg. Chemie*, 1911, 72, S. 1—10.
17. E. DITTLER, Die Schmelzpunktkurve von Kalknatronfeldspaten. *Tschermaks min. u. petr. Mitt.* 1912, 31, S. 513—522.

18. C. DOELTER, Physikalisch-chemische Mineralogie, Leipzig 1905; siehe auch C. DOELTER und H. SIRK, Sitz.-Ber. d. k. Akad. d. Wissensch. in Wien 1911, 120, I, S. 659.
19. K. ENDELL und R. RIEKE, Über die Umwandlungen des Kieselsäureanhydrids bei höheren Temperaturen. Zeitschr. f. anorg. Chemie, 1913, 79, S. 239—259.
20. C. N. FENNER, Die Stabilitätsbeziehungen der Kieselsäureminerale. Zeitschr. f. anorg. Chemie, 1914, 85, S. 133—197.
21. C. N. FENNER, Wash. Acad. Sci. 1912, 2, S. 471—480.
22. V. M. GOLDSCHMIDT, Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet. Vid. Selsks. Skr., math.-naturw. Kl. 1911, Nr. 1.
23. V. M. GOLDSCHMIDT, Die Gesetze der Gesteinsmetamorphose mit Beispielen aus der Geologie des südlichen Norwegens. Vidensk. Selsk. Skr., math.-naturw. Kl. 1912, Nr. 22, Kristiania.
24. V. M. GOLDSCHMIDT, Die Gesetze der Mineralassoziation vom Standpunkt der Phasenregel. Zeitschr. f. anorg. Chemie, 1911, 71, S. 313—322.
25. J. JOHNSTON und L. H. ADAMS, Über DAUBRÉE's Experiment und die Kapillarität in Beziehung auf gewisse geologische Probleme. Zentralbl. f. Min. 1914, S. 171—182; Journ. of Geol. 1913, 22, S. 1—15.
26. J. JOHNSTON und L. H. ADAMS, Über den Einfluß hoher Drucke auf das physikalische und chemische Verhalten fester Stoffe. Zeitschr. f. anorg. Chemie, 1913, 80, S. 281—334; 1911, 72, S. 11—30.
27. L. V. KING, On the limiting strength of rocks under conditions of stress existing in the earth's interior. Journ. of Geol. 1912, 20, S. 119—138.
28. J. KOENIGSBERGER, Umwandlungen und chemische Reaktionen in ihrer Verwendung zur Temperaturmessung geologischer Vorgänge. Neues Jahrb. f. Mineral., 1911, Beil. Bd. 32, S. 101—133.
29. E. LEHMANN, Petrographische Untersuchungen an Eruptivgesteinen von der Insel Neupommern unter besonderer Berücksichtigung der eutektischen Verhältnisse pyroxenandesitischer Magmen. Tscherm. min. u. petr. Mitt., 1908, 27, S. 181—243.
30. R. NACKEN, Vergleichung der optischen und thermischen Methode zur Bestimmung von Schmelztemperaturen. Zentralbl. f. Mineral. 1913, S. 328—337.
31. P. NIGGLI, Die Gasmineralisatoren im Magma. Zeitschr. f. anorg. Chemie, 1912, 75, S. 161—188 u. 1912, 77, S. 321—334.
32. P. NIGGLI, Die Chloristoidschiefer und die sedimentäre Zone am Nordostrande des Gotthardmassives. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, 36, 1912.
33. P. NIGGLI, Über Gesteinsserien metamorphen Ursprunges. Tschermaks min. u. petr. Mitt. 1912, 31, S. 477—494.
34. P. NIGGLI, Gleichgewichterscheinungen zwischen Alkalikarbonaten und Kieselsäure. Zeitschr. f. anorg. Chemie, 1913, 84, S. 229—272.
35. P. NIGGLI, Einige vorläufige hydrothermale Synthesen. Zeitschr. f. anorg. Chemie, 1913, 84, S. 31—55.
36. P. NIGGLI und J. JOHNSTON, Einige physikalisch-chemische Prinzipien der Gesteinsmetamorphose. Neues Jahrb. f. Min., 1914, Beil. Bd. 37, S. 495—576; Journ. of Geol., 1913, 21, S. 481 u. 590.
37. P. NIGGLI und G. W. MOREY, Die hydrothermale Silikatbildung. Zeitschr. f. anorg. Chemie, 1913, 83, S. 369—416.
38. F. RINNE und H. E. BOEKE, Über Thermometamorphose u. Sammelkristallisation. Tscherm. min. u. petr. Mitt., 1908, 27, S. 393—398.
39. M. SCHLAEPFER und P. NIGGLI, Neue Beiträge zur hydrothermalen Silikatbildung. Zeitschr. f. anorg. Chemie, 1914, 87, S. 52—80.
40. E. S. SHEPHERD und G. A. RANKIN, Binary Systems of Alumina with Silica, Lime and Magnesia. Am. Journ. of Sci., 1909, (4) 28, S. 293—333.
41. E. S. SHEPHERD und G. A. RANKIN, Vorläufiger Bericht über das ternäre System  $\text{CaO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$ . Eine Untersuchung über die Konstitution der Portlandzement-Klinker. Zeitschr. f. anorg. Chemie, 1911, 71, S. 19—64.

42. J. H. L. VOGT, Physikalisch-chemische Gesetze der Kristallisationsfolge in Eruptivgesteinen. *Tscherm. min. u. petr. Mitt.*, 1905, 24, S. 437—542; 1906, 25, S. 361—412; 1908, 27, S. 105—176.
43. J. H. L. VOGT, Über Labradoritnorit mit porphyrischen Labradoritkristallen, ein Beitrag zur Kenntnis des »gabbroidalen Eutektikums«. *Zeitschr. f. anorg. Chemie*, 1911, 71, S. 138—149.
44. W. P. WHITE, Schmelzpunktmethode bei hohen Temperaturen. *Zeitschr. f. anorg. Chemie*, 1911, 69, S. 331—352.
45. W. P. WHITE, Schmelzpunktbestimmungen. *Zeitschr. f. anorg. Chemie*, 1911, 69, S. 305—330.
46. F. E. WRIGHT und E. S. LARSEN, Quarz als geologisches Thermometer. *Zeitschrift f. anorg. Chemie*, 1910, 68, S. 338—369.

Von den Disziplinen im weiteren Bereich der Geologie haben Mineralogie und Petrographie die meisten Beziehungen zur Chemie, und darum ist es natürlich, wenn geologische Körper zunächst in ihrer mineralogischen und petrographischen Form Gegenstand einer physikalisch-chemischen Betrachtungsweise werden. Doch gibt es auch Fragen der engeren Geologie, welche besonders in experimenteller Hinsicht mit den exakteren Hilfsmitteln der Physik und Chemie zu behandeln sind.

Die geologische Chemie stellt aber sofort ganz besondere Anforderungen in theoretischer und experimenteller Hinsicht, verglichen mit den üblichen Aufgaben der physikalischen Chemie. Die Untersuchung hat sich zunächst in der Hauptsache nicht mehr im Bereich der üblichen Drucke und Temperaturen zu bewegen; auch die physikalische Natur der Stoffe bedingt besondere Schwierigkeiten. In theoretischer Hinsicht treten schließlich Stoffsysteme von unbegrenzter Kompliziertheit uns bei chemisch-geologischen Fragen entgegen.

Vom Standpunkt dieser Erörterungen aus ist es zu beurteilen, wenn im folgenden, wo es sich um die geologischen Körper in chemischer und physikalischer Hinsicht handelt, mehr als vielleicht sonst üblich mineralogisch-petrographische Gegenstände behandelt werden, allerdings hauptsächlich in Beziehung zu den allgemeineren Fragen der Geologie. Die Einteilung ergibt sich aus dem angedeuteten besonderen Charakter der physikalisch-chemischen Geologie. In einem ersten Abschnitt berichten wir über die besondere Methodik, welche gerade der Charakter unseres Wissenszweiges erfordert; in einem zweiten Teile folgen wichtigere spezielle Ergebnisse.

### **I. Physikalisch-chemische Methoden an Objekten der chemischen Geologie.**

Verhältnismäßig einfach gelingt es, wenigstens vorübergehend, den hydrostatischen Drucken von der mutmaßlichen Größenordnung der Drucke innerhalb der festen Erdkruste nahe zu kommen. Unter den üblichen Voraussetzungen für die geothermische Tiefenstufe wird die Temperatur von 1200° bei etwa 40 km Tiefe erreicht; hierher können wir also ungefähr die Grenze der festen Erdkruste verlegen. Der maximale

hier erreichte Druck berechnet sich unter bestimmten Voraussetzungen für eine mittlere Gesteinsdichte 2,8 zu 11000 kg pro qcm. Solche Drucke wurden in neuerer Zeit in Anwendung auf geologische Probleme nicht bloß vorübergehend erreicht, sondern konnten auch längere Zeit angehalten werden. F. A. ADAMS (2) preßte Gesteinszylinder (Durchmesser der Grundfläche 0,5 Zoll, Höhe 1,57 Zoll), eingepaßt in Nickelstahlzylinder. Als maximal erreichte Größen werden angegeben 18000 kg während einer Versuchsdauer von 7 Stunden und 15600 kg auf 1 qcm für eine Dauer von 2<sup>1</sup>/<sub>2</sub> Monaten. In experimenteller Hinsicht bedeutet dies einen Schritt vorwärts in unserem Bestreben, die physikalischen Bedingungen der festen Erdkruste in unseren Versuchen zu realisieren. Der größeren Annäherung an die Wirklichkeit stehen vor allem noch zwei Umstände entgegen. Die Dimensionen der benutzten Gesteinsblöcke waren zwar recht ansehnliche; aber bei größeren natürlichen Massen kann sich doch möglicherweise ein neuer Faktor geltend machen. Die Hauptschwierigkeit betrifft die Art des Druckes, welcher durch den Faktor der Streßwirkung in seiner Bedeutung wesentlich modifiziert werden kann.

Diese andere Art von Druckbedingungen ist gegeben durch folgende Vorstellung: Denken wir uns ein festes System unter großem allseitigem Druck und denken wir nun an irgendeiner Stelle den Widerstandsdruck überschritten, dann ist unter dem Einfluß des entstehenden Differentialdruckes ein Entweichen denkbar; im Falle eines gewissen Grades von Plastizität tritt ein Abfließen der Masse ein; es entsteht, zunächst nur theoretisch, eine räumliche Verschiebung, welche in der Natur der mechanischen Gesteinsumformung unter der Wirkung des »Streß« entsprechen soll. Damit eine solche Umformung zustande kommt, ist also einerseits ein allgemeiner allseitiger hoher Druck für das ganze System, andererseits aber in einer bestimmten Richtung, in welcher der Abfluß erfolgen soll, ein Überdruck nötig. Auch diese für die Erdkruste gemutmaßte besondere Art der Druckverteilung suchte F. D. ADAMS (1) neben KING (27) durch das Experiment zu realisieren und in der Bedeutung für die Gesteinsumformung an untersuchten Proben klarzustellen. Wir schildern hier die Versuchsanordnung, wie sie aus Anlaß von Versuchen über die Deformation von Marmorzylindern beschrieben wurde. Der zylindrische Untersuchungskörper kam in ein Stahlrohr; dessen beide Enden wurden mit stärkeren Wänden umgeben und in der Mitte blieb ein breiter Ring mit der ursprünglichen, dünneren Wandung frei. Von beiden Enden her wurde dann gleichzeitig hoher Druck ausgeübt, etwa bis zu 20000 kg pro qcm, während der Dauer von Stunden und Tagen. Bis zu einem gewissen allseitigen Druck hielt natürlich die Wand des freien Ringes stand, bis schließlich ein Ausbuchten sich zeigte unter dem Nachschieben des seine Gestalt verändernden Gesteinsblockes. Welcher Art diese Änderung bei verschiedenartigem Material war, werden wir später sehen. Jedenfalls stellt die Versuchsanordnung eine Nachahmung der mutmaßlichen Streßwirkung im kleinen dar.

Auch der Faktor der mit der Tiefe zunehmenden Temperatur konnte durch Hinzunehmen einer Heizvorrichtung, allerdings nur für eine kürzere Zeitdauer, mitberücksichtigt werden.

In methodischer Hinsicht besteht also der Fortschritt gegenüber anderen ähnlichen Versuchen in der gleichzeitigen Erzielung größerer Werte für Druck (allseitig oder gerichtet), Temperatur und Zeitdauer. Nach den Ergebnissen besteht jedoch immer noch ein gewisser Abstand der erreichten Annäherung von den wirklichen physikalischen Bedingungen bei der Gesteinsumformung; es sind also entweder für den einen oder den anderen der genannten Faktoren noch nicht die richtigen Werte erreicht oder es fehlt in den Versuchsbedingungen noch ein Faktor anderer Art.

Derartige Erweiterungen der Versuchsbedingungen liefern schließlich wertvolle Beiträge zur chemisch-physikalischen Geologie in mehr qualitativer Hinsicht. Aber mancherlei spezielle Vorgänge, insbesondere stoffliche Umwandlungen (polymorphe Umwandlungspunkte, vielleicht auch solche bei chemischen Umsetzungen, Schmelzpunkte, Systeme mit flüchtigen Bestandteilen) verändern ihren Verlauf und ihren Temperaturbereich stärker mit Druckverschiebungen; man braucht also Vorrichtungen mit schärfer umschriebenen Bedingungen; insbesondere soll der Druck längere Zeit mit größtmöglicher Genauigkeit denselben Wert beibehalten und mit großer Empfindlichkeit zu regulieren sein; außerdem ist eine größere Genauigkeit der Messung erforderlich. Diese beiden Anforderungen können nur auf Kosten der erzielten Druckgröße erreicht werden. Gegenwärtig geht man bei dieser exakteren Arbeitsmethode der Druckkonstanz und Druckmessung wohl meist nur bis zu einer oberen Grenze von etwa 3000 kg, nach dem früheren wohl einer Tiefe von 7—8 km entsprechend (Temperatur dieser Tiefe 200—250°). Mit dem Manometer nach P. W. BRIDGEMAN erreicht man eine Genauigkeit der Druckmessung von 0,1%; bei einer quantitativeren Untersuchung über die Formarten des Eises wurde ein anhaltender Druck bis zu 20 000 kg/qkm erzielt. Als Beispiel einer Gesamteinrichtung wollen wir hier die Apparatur erwähnen, welche J. JOHNSTON und L. H. ADAMS (26) aus dem geophysikalischen Laboratorium zu Washington beschreiben. Wir beginnen mit einem unwesentlichen Teil, dem Verbindungsblock. Sein innerer Raum hat eine vierfache Verbindung durch starkwandige Rohrleitungen, nämlich mit dem Manometer, mit einem Ventil zur Druckentlastung, mit einer Stahlflasche zur Vergrößerung (etwa 1 l) des Volumens (< 100 ccm) des engeren Systems, fortsetzend zu einer den Druck liefernden Pumpe und schließlich mit dem Hauptteil der Versuchsbombe. Diese hat in der Hauptsache die Form eines kurzen Rohres, in dessen beiden Öffnungen Stahlzylinder mit daraufliegenden Platten unter dem Druck einer hydraulischen Presse gehalten werden. So entsteht zwischen ihnen der eigentliche Versuchsraum, für dessen Abdichtung nach außen besonders gesorgt ist. Die Innenwand ist außerdem noch zur elektri-

schen Heizung eingerichtet; zur Temperaturmessung sind die Drähte eines Thermoelementes eingeführt; eine weitere Zutat ist eine Wasserkühlung. Die Druckübertragung erfolgt durch hochsiedendes Öl. Es wird hervorgehoben, daß für eine Druckgrenze von etwa 2000 kg die Experimentalfehler der nur vom Apparat abhängenden Größen von minimaler Größe sind. Schwierigkeiten ergeben sich allerdings wieder beim Versuch der Anwendung auf ein beliebiges Stoffsystem, so daß das Hauptergebnis (einschließlich umfangreicher Untersuchungen von seiten anderer Autoren, insbesondere von G. TAMANN) sich vorerst nur auf Schmelz- und auch Umwandlungerscheinungen von vorwiegend künstlichen Stoffen bezieht. Zur Übertragung auf mineralogisch-geologische Probleme brauchen wir noch fast ausschließlich den Analogieschluß.

Systeme, deren stoffliche Kompliziertheit für eine solche genauere Versuchsanordnung noch relativ zu groß ist, enthält vor allem das Problem der hydrothermalen Silikatbildung. Die von E. BAUR (8), dann von P. NIGGLI (35) und W. MOREY (37) bei ihren diesbezüglichen Versuchen benützten Druckbomben dienen vorwiegend zur Erzeugung der erforderlichen Druckbedingungen überhaupt; die quantitative Seite der Druckfrage wird dabei mehr sekundärer Art.

In der Nachahmung der natürlichen Druckbedingungen bei chemisch-geologischen Vorgängen ist also ein beachtenswertes Fortschreiten infolge des Ausbaues der verwandten Methoden der physikalischen Chemie zu verzeichnen. Auch die exakteren thermischen Hilfsmittel der letzteren Wissenschaft wurden mit Erfolg auf Probleme der chemischen Geologie angewandt und in mannigfacher Hinsicht weiter ausgebaut. Mit der Erreichung einer ungefähren oberen Temperaturgrenze von etwa  $1500^{\circ}$  dürfen wir uns wohl in geologischer Hinsicht begnügen, da darüber weitaus die Mehrzahl der geologischen Körper im schmelz-flüssigen Zustand sich befindet und damit aus dem Bereiche der engeren geologischen Forschung herausfällt. Die einfache Erzielung solcher Temperaturen mit einem Platin-Widerstandsofen begegnet aber gegenwärtig keinen allzu großen Schwierigkeiten mehr. Selbst die für die meisten Untersuchungen wesentliche Frage der Konstanz der Temperatur ist nach den Mitteilungen verschiedener Autoren befriedigend gelöst, wenigstens für die bisherige, mäßige Größe des elektrischen Widerstandsofens. So berichtet W. P. WHITE (44, 45) bei Versuchen bis etwa  $1600^{\circ}$ , daß eine stationäre Temperatur innerhalb eines Grades während einer Zeitdauer von Stunden bei richtiger Regulierung der Wärmezufuhr ohne große Schwierigkeit erzielt werden kann. N. L. BOWEN (11) erwähnt bei seinen Versuchen über die Schmelzung der Plagioklase ebenfalls, daß bei stundenlanger Versuchsdauer die Temperatur bei einem Bereich von etwa  $1200\text{—}1600^{\circ}$  auf  $1^{\circ}$  konstant gehalten werden konnte. Schwieriger scheint es nach den Berichten von W. P. WHITE zu sein, eine gleichförmige Temperatur durch den ganzen Arbeitsraum des Ofens zu erhalten. Ohne weitere Hilfsmittel bleiben kleine

Temperaturdifferenzen sowohl in horizontaler wie in vertikaler Richtung bestehen. Durch Ergänzungen in der Heizentwicklung und Hinzunahme eines Bades können wir jedoch auch diesen Nachteil noch vermindern.

Für die Messung solch hoher Temperaturen wurde in dem Platin-Platinrhodium-Thermoelement ein wichtiges Hilfsmittel aus der physikalischen Technik mit Erfolg übernommen. Taucht die eine Lötstelle in Eis, während die andere im Heizraum sich befindet, so kann man zunächst die elektromotorische Kraft des Elementes, in Mikrovolt gemessen, zur genauen Charakterisierung der Temperatur der fraglichen Stelle benutzen. Bei der Umrechnung auf Grade läßt sich nach A. L. DAY und R. B. SOSMAN (16) selbst bei  $1550^{\circ}$  noch eine Genauigkeit von ungefähr  $2^{\circ}$  erzielen; die Meßmethode selbst hat also, verglichen mit Nachteilen, welche am Beobachtungsobjekt haften, eine weitgehende Genauigkeit. Die Grundlage für das Meßverfahren bildet nun eine Skala genau bestimmter Vergleichstemperaturen, bezogen auf das Gas-thermometer. A. L. DAY und R. B. SOSMAN haben nun, aufbauend auf solche in der Physik schon länger gebrauchte Hilfsskalen, speziell eine erweiterte Reihe von Standard-Schmelzpunkten für die Zwecke der chemisch-mineralogischen Untersuchung aufgestellt. Um den Verlauf einer Temperaturmessung näher kennen zu lernen, wollen wir ein Beispiel der oben zitierten Abhandlung von N. L. BOWEN entnehmen. Zunächst wird das Thermoelement in Verbindung mit dem zu benützenden Ofen kalibriert mit Hilfe dreier bekannter Standardschmelzpunkte. Bei den fraglichen Schmelzpunkten (I) ergab sich die elektromotorische Kraft in Millivolt (II):

I	II
$\text{Li}_2\text{SiO}_3$ $1201 \pm 1^{\circ}$	11950
$\text{CaMg}(\text{SiO}_3)_2$ $1391,3 \pm 1,5^{\circ}$	14180
$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ $1549,5 \pm 2,0^{\circ}$	16030

Diese beobachteten Spannungen weichen von dem Normalelement etwas ab; die Abweichungen ergeben sodann die erforderlichen Korrekturen. Man konnte aber auch aus diesen drei Beobachtungen die Konstanten der Gleichung ermitteln, welche die Beziehung zwischen elektromotorischer Kraft und Temperatur zum Ausdruck bringt, und nun umgekehrt diese Gleichung benutzen zur Berechnung der Temperatur aus der beobachteten elektromotorischen Kraft (16). Nach der Kalibrierung erfolgt nun die Anwendung zu neuen Bestimmungen, z. B. zur Ermittlung des End- und des Anfangspunktes der Erstarrung einer Plagioklasmischung  $\text{Ab}_2\text{An}_1$ . Beobachtet wird wieder die elektromotorische Kraft (I) in Millivolt und daraus jetzt die Temperatur in Grad (II) abgeleitet:

I	II
Punkt der Soliduskurve: 11900—12000	$1205 \pm 5^{\circ}$
Punkt der Liquiduskurve: 14200	$1394 \pm 2^{\circ}$

Die rein physikalische Seite der Temperaturmessung ist also, wenigstens für einen kleineren Versuchsraum, auch für mineralogische Zwecke

brauchbar gestaltet. Dagegen bietet die stoffliche Natur der Untersuchungsobjekte, vorwiegend Silikatschmelzen, noch eine besondere Schwierigkeit bei Temperaturbestimmungen. Die Mineralbildung aus solchen Schmelzen ist vielfach außerordentlich stark verzögert, was noch besondere Hilfsmittel zur Ermittlung des bei bestimmten Temperaturen im Ofen schließlich vorhandenen Produktes erfordert. C. DOELTER (18) und andere (30) empfehlen die Beobachtung des Vorganges durch das Mikroskop (optische Methode) und auch E. DITTLER betont neuerdings, daß speziell bei der Bestimmung von Schmelzpunkten von Silikaten eine optische Kontrolle erforderlich ist. Die Temperatur-Zeitkurve bietet gerade mit Rücksicht auf die Schmelzerscheinungen an wichtigen Mineralien, Quarz und Orthoklas, keine zuverlässige Methode zur Bestimmung der Temperatur von Vorgängen in Silikatschmelzen. Den Vorzug der möglichst objektiven Beobachtung scheint die im geophysikalischen Laboratorium benutzte »Abschreckungsmethode« zu besitzen, mit deren Hilfe neuerdings N. L. BOWEN schöne Resultate hinsichtlich der Schmelzerscheinungen in der Plagioklasreihe erzielte. Bei dem Verfahren bringt man die Untersuchungsprobe längere Zeit auf eine bestimmte Temperatur, bis die Einstellung des zugehörigen Gleichgewichts zu erwarten ist. Dieser Zustand wird dann durch rasches Abkühlen festgehalten. Durch eine Vorrichtung am Boden des Ofens kann man den Versuchstiegel herausfallen lassen, damit er rasch erkaltet. Man legt also für einen bestimmten Vorgang die Temperatur zunächst innerhalb weiterer Grenzen fest und engt dann durch Wiederholung von oberen und unteren Temperaturen aus den Bereich immer weiter ein. Bei manchen anderen Stoffsystemen, bei welchen die Geologie der physikalisch-chemischen Arbeitsmethoden bedarf, wird die Aufnahme der Zeitabkühlungskurve (thermische Methode) die Temperatur einer Umsetzung ergeben; sofern das Endprodukt bestehen bleibt, kann es dann mit Hilfe analytischer Methoden im weitesten Sinne entziffert werden.

In methodischer Hinsicht sind also mannigfache und bedeutende Fortschritte zu verzeichnen. Es wurde nicht nur der Druck- und Temperaturbereich bei den Untersuchungen mit synthetischem Charakter erweitert, entsprechend den Anforderungen, welche in dieser Hinsicht durch die mutmaßlichen Bedingungen in der Erdkruste gestellt werden; auch die Exaktheit in diesem neuen erweiterten Bereich bleibt vielfach nicht weit hinter jener der üblichen Versuchsbedingungen zurück. Sowohl in der Theorie wie in der experimentellen Technik werden vielfach die Wege der physikalischen Chemie mit schönen Resultaten begangen und mit Erfolg selbständig den Problemen unserer speziellen Wissenschaft angepaßt.

Einen ganz veränderten Charakter erhielt die chemisch-geologische Forschung durch die Einführung neuer Prinzipien der allgemeinen Chemie. Das frühere Verfahren zur Aufklärung chemisch-geologischer



Vorgänge bestand ungefähr in folgendem: Auf analytischem Wege stellt man an dem natürlichen Objekt Erscheinungen, von welchen eine Ausbeute für die Beantwortung solcher Fragen zu erwarten war, in möglichst großer Zahl fest; nach einer Art statistischen Verfahrens wurde dann aus dem Gesamtmaterial dieser Analyse eine ungefähre Vorstellung von den chemischen Vorgängen gewonnen, deren Endprodukt vorlag. In manchen Fällen tritt dazu noch die Kontrolle durch eine einfache Synthese, welche einem Probieren durch einzelne Versuche entsprach. Ein bekanntes Beispiel aus dieser früheren Stufe ist die Aufklärung der Genesis der Zinnerz-lager; das Studium der Paragenese führt auf analytisch-statistischem Wege zur bekannten Deutung der Genesis; DAUBRÉE hat dann diese Bildung durch seinen bekannten synthetischen Versuch nachgeahmt.

Ein solches Verfahren hinterließ aber in der Mehrzahl der an die Chemie herantretenden Probleme eine große Zahl nicht zu beantwortender Fragen; die einfache Synthese insbesondere war mehr ein Tasten, durch allgemeinere Gesichtspunkte nicht geregelt, und darum nur befähigt, Einzelergebnisse zu liefern. Dieses frühere Verfahren führt im Gegenteil selbst wieder auf neue Fragen, wie das bekannte Beispiel des Kalktongranaten zeigt. Auf analytischem Wege ist die kontaktmetamorphe Bildung erwiesen; beim Versuch, den Granat durch Zusammenschmelzen der Komponenten darzustellen, erhielt man bisher jedoch immer nur andere Produkte, Anorthit und vielleicht  $\text{Ca} = \text{Orthosilikat}$ .

Man fand also schließlich, daß man die geologischen Körper in chemischer Hinsicht nicht in ihren einzelnen Komponenten behandeln darf, sondern als die Produkte von komplexen Stoffsystemen. Solche noch verhältnismäßig einfach zu behandelnde Stoffsysteme kennt die allgemeine Chemie in den gemischten Salzlösungen. Die Geologie liefert hierfür ein Beispiel in den Kalisalzlagern, welche das Endprodukt einer solchen Lösung mit mehreren gelösten Komponenten darstellen. Hierin haben wir zugleich jenes Problem der geologischen Chemie, auf welches zum ersten Male die neueren Prinzipien der allgemeinen Chemie mit überraschend schönem Erfolg angewandt wurden; es sind dies die bekannten Untersuchungen von VAN'T HOFF und seinen Schülern, welche eine Zusammenfassung in dem Buch »Zur Bildung der ozeanischen Salzablagerungen« (1905 und 1909) gefunden haben.

Auch das Problem der einfachen Silikatschmelzen (ohne flüchtige Bestandteile) kann in theoretischer Hinsicht noch als relativ einfach gelten; es könnte etwa in dieser und in experimenteller Hinsicht den Legierungen der allgemeinen Chemie an die Seite gestellt werden. Aber die Schwierigkeiten in letzterer Hinsicht sind unverhältnismäßig große, bedingt nicht allein durch die erforderlichen hohen Temperaturen, sondern noch mehr durch die physikalischen Eigenschaften der Silikatschmelzen. Es ist insbesondere nicht möglich, eine große Zahl von Silikaten aus ihren einfachen Schmelzen kristallisiert zu erhalten. Als Ursache hierfür hat das unverhältnismäßig geringe Kristallisationsver-

mögen vieler Silikate zu gelten; die Schmelze erreicht beim Abkühlen allmählich eine große Zähigkeit und geht in den glasartigen Zustand über, ohne daß überhaupt Kristallkeime auftreten. In größerem Umfange haben zuerst C. DOELTER (18) und seine Schüler diese in experimenteller Hinsicht nachteilige Erscheinung behandelt. Quarz, Orthoklas, Albit gehen vor allem aus ihrem Schmelzfluß über einen sehr viskosen Zustand allmählich ohne jede Kristallisation in Gläser über. Ihnen gegenüber stehen aber auch Silikate mit großem Kristallisationsvermögen; die Schmelzen von Diopsid, Olivin, Anorthit liefern leicht wieder die kristallisierten Silikate.

Die meisten Schwierigkeiten enthalten bei höheren Temperaturen Stoffsysteme mit flüchtigen Bestandteilen; zu ihnen gehört als einfachster Fall die hydrothermale Silikatbildung. Das Wasser erreicht bei etwa  $360^\circ$  seine kritische Temperatur, und es entsteht nun die Frage, was von da ab aus einer wässrigen Lösung wird. Um eine Antwort hierauf zu erhalten, hat P. NIGGLI (31) ein anderes einfacheres System,  $\text{HgBr}_2\text{—HgJ}_2$  mit  $\text{SO}_2$  (krit. Temp.  $157^\circ$ ) als Lösungsmittel als Vertreter für  $\text{H}_2\text{O}$ , erörtert und die Diskussion auf die hydrothermale Silikatbildung ausgedehnt. Das Ergebnis ist, daß eine ähnlicher Zustand wie eine gewöhnliche wässrige Lösung auch oberhalb der kritischen Temperatur weiterbesteht; es läge also auch hier für die experimentelle Behandlung der Fall der Kristallisation aus Lösungen vor. Aber bei den speziellen silikatischen Systemen dieser Art bietet nun die geringe Konzentration der Lösungen neue Schwierigkeiten. Infolge dieser geringen erreichbaren Konzentration geht aus dem Bodenkörper jeweils nur eine sehr geringe Menge in Lösung, und die Umsetzung in den Endzustand, welcher dem wahren Gleichgewicht entspricht, erfolgt deswegen nur langsam und ist beim Laboratoriumsversuch kaum zu erreichen.

Die Behandlung solcher komplizierter Stoffsysteme geologischer Art erforderte nun ein weiteres Hilfsmittel der allgemeinen Chemie, die Anwendung der Phasenregel. Diese enthält durchaus keine Anhaltspunkte, welche neuen Stoffe in einem Gemisch mehrerer Komponenten als Endprodukt einer Umsetzung auftreten werden; wohl aber ermöglicht sie, falls die Art der auftretenden Stoffe bekannt ist, die Angabe, in welcher Zahl diese, je nach den Bedingungen, nebeneinander auftreten werden. Die Phasenregel ermöglicht in Verbindung mit geeigneter graphischer Darstellung auf einfachstem Wege eine Übersicht über die Zahl und Paragenese der Verbindungen, welche abhängig von Konzentration, Temperatur und Druck, in einem Stoffsystem möglich sind, wie folgendes Beispiel erläutere. Das Teilsystem  $\text{SO}_4\text{Mg—K}_2\text{Cl}_2$  der Steinsalzlager kann insgesamt etwa ein Dutzend Mineralien bei der Kristallisation aus neutraler wässriger Lösung liefern. Die Phasenregel sagt uns für den Fall einer solchen Lösung: Das System  $\text{SO}_4\text{Mg—K}_2\text{Cl}_2$  kann als System dreier Stoffe, z. B.  $\text{SO}_4\text{Mg}$ ,  $\text{K}_2\text{Cl}_2$ ,  $\text{MgCl}_2$  betrachtet werden; aus Wasser können daraus für eine beliebige Temperatur höch-

stens drei homogene kristallisierte Phasen, also drei Salze nebeneinander erhalten werden; bei einzelnen bestimmten Temperaturen (Umwandlungspunkte) können auch 4 verschiedene Verbindungen nebeneinander auftreten. Die isotherme Kristallisation einer solchen Lösung, dargestellt aus  $\text{SO}_4\text{Mg}-\text{K}_2\text{Cl}_2$ , liefert also im allgemeinen als gleichzeitige Bodenkörper drei Salze. Für die Mineralbildung in Gesteinen kann nach V. M. GOLDSCHMIDT (24) die Phasenregel in einer einfachen Form angewandt werden, wie sie in der allgemeinen Chemie für sog. »kondensierte Systeme«, z. B. für Legierung gilt, mit folgendem Wortlaut: »Die maximale Zahl  $n$  der festen Mineralien, die gleichzeitig nebeneinander stabil existieren können, ist gleich der Zahl  $n$  der Einzelkomponenten, die in den Mineralien enthalten sind.«  $n + 1$  Mineralien können nur bei einer bestimmten singulären Temperatur, bzw. einem bestimmten singulären Druck auftreten. Als Beispiel wählen wir nach GOLDSCHMIDT das System  $\text{SiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3, \text{CaO}, \text{MgO}$  ( $n = 4$ ). Hierin sind insgesamt etwa 15 Mineralien möglich. Ein großer Teil derselben tritt bei der Kontaktmetamorphose kalkhaltiger Tonschiefer zu Hornfelsen auf. Sie können als Bodenkörper irgendeines reaktionsfähigen Zustandes eines Teiles der ursprünglichen Gesteinsmasse gelten. Die mikroskopisch-analytische Untersuchung der verschiedensten Hornfelse ergab nun tatsächlich einen ganz bestimmten Mineralbestand, mit vier, in Grenzfällen mit drei der möglichen charakteristischen Kontaktmineralien.

Eine Schwierigkeit bringt noch die Auswahl der Komponenten mit sich; als Prinzip hierfür hat zu gelten, daß deren Zahl dabei eine minimale werde, wie das ja auch aus dem zuletzt behandelten System zu ersehen ist.

Den letzten Erörterungen setzten wir in der Hauptsache stillschweigend die Bildung geologischer Körper, z. B. der Salzlager und Hornfelse, durch isotherme Kristallisation komplexer Systeme zugrunde. Für die Erstarrungsgesteine, die Endprodukte aus einem Schmelzfluß, dagegen lehrt uns die allgemeine Chemie zunächst, daß Bodenkörper und Reaktionsphase (Schmelze) über ein Temperaturintervall miteinander in Berührung waren. Zur Aufklärung dieser Art der Entstehung eines geologischen Körpers mußte die chemische Geologie die Gesetze über die Erstarrung gemischter Schmelzen aus der allgemeinen Chemie zu Hilfe nehmen. Solch komplizierte Fälle, wie sie die Erstarrungsgesteine darbieten, hat zwar auch die Chemie selbst noch nicht experimentell behandelt. Aber wir kennen bereits die Erstarrung einzelner petrographisch wichtiger Teilsysteme und wollen an diesen die theoretischen Hilfsmittel kennen lernen, welche die allgemeine Chemie der geologischen Chemie liefert. Die Plagioklase, deren Erstarrung N. L. BOWEN (11) untersuchte, sind ein Beispiel für den Fall der Erstarrung zweier Komponenten unter Bildung einer kontinuierlichen Reihe von Mischkristallen.

Eine solche Schmelze besitzt vor allem keinen einfachen Erstarrungspunkt, sondern ein Erstarrungsintervall; bei einer bestimmten

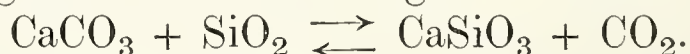
Temperatur (Anfang der Erstarrung) erscheint der erste Kristall, in seiner Zusammensetzung verschieden von der Schmelze; mit sinkender Temperatur wächst der erstarrte Anteil, dessen Kristalle jetzt eine andere Zusammensetzung haben; es wird also eine Reihe von Mischkristallen durchlaufen, bis zur vollständigen Erstarrung; in diesem Endpunkt der Erstarrung nehmen dann endlich die Mischkristalle die Zusammensetzung der ursprünglichen Schmelze an. Verbindet man in einem Temperatur-Konzentrationsdiagramm alle Anfangspunkte und alle Endpunkte der Erstarrung, dann erhält man eine Kurve, aus zwei Teilen bestehend. Der eine Teil ist die Liquidus-Kurve, der andere die Solidus-Kurve. Ein solches Diagramm hat N. L. BOWEN für die Plagioklasreihe aufgestellt, woraus wir den Verlauf der Erstarrung einer jeden beliebigen Mischung entnehmen können. Die Mischung  $Ab_1An_1$  z. B. liefert die erste Kristallisation von der Zusammensetzung  $Ab_{19}An_{81}$  bei  $1450^\circ$  (Liquidus-Kurve); beim weiteren Abkühlen wird der Gehalt der Kristalle an Albit größer, und bei  $1287^\circ$  ist der Endpunkt der Erstarrung (Solidus-Kurve) unter kontinuierlicher Annäherung der Kristalle an die Zusammensetzung  $Ab_1An_1$  erreicht; das Erstarrungs- oder auch das Schmelzintervall des Plagioklases  $Ab_1An_1$  ist also  $1450—1287^\circ$ .

Die Behandlung des anderen Teilfalls, Erstarrung eines Stoffsystems ohne Mischkristallbildung, nach den Prinzipien der allgemeinen Chemie wollen wir kurz an dem von E. S. SHEPHERD und G. A. RANKIN (41) untersuchten, petrographisch wichtigen ternären System  $SiO_2—Al_2O_3—CaO$  erläutern. Zunächst ist hierbei, wie bei vielen anderen geologisch-chemischen Untersuchungen, eine übersichtliche graphische Darstellung aller Mischungen nötig. Dies kann in unserem Falle durch ein »Dreiecksdiagramm« geschehen; die Ecken werden  $SiO_2$ ,  $CaO$ ,  $Al_2O_3$ ; auf den Seiten erscheinen die drei binären Systeme, z. B.  $SiO_2—CaO$ . Nun werden durch den Versuch die Konzentrationen gesucht, bei denen ein Mineral, z. B. Anorthit beständig ist; die Eintragung in das Diagramm liefert dann das Anorthitfeld, umgrenzt von Kurven, wo Paragenesis mit einem zweiten Mineral auftritt. Drei Felder stoßen in einem Punkt zusammen; wir erhalten drei (Maximalzahl nach der Phasenregel) Mineralien nebeneinander, in unserem Fall z. B. die Paragenese  $SiO_2$ -Sillimanit-Wollastonit. Die allgemeine Chemie hat auch gezeigt, daß die Erstarrung eines solchen Systems in einem Intervall erfolgt. Im kleinen Teilsystem  $SiO_3Ca—SiO_2$  schmilzt  $SiO_2$  (Christobalit) bei etwa  $1600^\circ$ ,  $CaSiO_3$  ( $\alpha$  = Wollastonit) bei  $1540^\circ$ . Setzt man zu  $SiO_2$  etwas  $CaSiO_3$ , dann beginnt die Ausscheidung von  $SiO_2$  unterhalb  $1600^\circ$  und setzt sich mit sinkender Temperatur kontinuierlich fort, bis eine Temperatur von  $1426^\circ$  erreicht ist; hierbei kristallisiert der Rest der Schmelze zu einem Gemisch  $SiO_2—SiO_3Ca$ . Diese Temperatur erreicht man bei jedem Gemisch der beiden Komponenten; sie stellt auf der Erstarrungskurve den eutektischen Punkt dar. Er entspricht dem Endpunkt der Erstarrung des Gemisches; einer der beiden Stoffe beginnt aber schon

vorher sich auszuscheiden; doch liegt der Anfangspunkt immer unterhalb des eigentlichen Schmelzpunktes; jedes Mineral besitzt also für seine Bildung aus einem Magma ein Ausscheidungsintervall. In unserem speziellen Dreistoffsystem liegen innerhalb des Dreieckes auch ternäre Eutektika, z. B.  $\text{SiO}_2$ —Anorthit—Sillimanit oder  $\text{CaSiO}_3$ —Anorthit— $2 \text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$  (als Mineral unbekannt).

Solche geologische Systeme sind theoretisch noch einfach zu behandeln, begegnen aber in experimenteller Hinsicht schon großen Schwierigkeiten. Sie bilden aber erst eine Vorarbeit zu den noch komplizierteren Problemen selbst der einfacheren Magmen mit ihren 8—9 Oxyden als Komponenten. Die allgemeine Chemie liefert der Geologie zu deren Lösung noch nicht die erforderlichen Hilfsmittel.

Nun ist noch der Druck in seiner Bedeutung für physikalisch-chemische Vorgänge der Geologie zu beleuchten. Die Geologie braucht nicht bloß die Kenntnis der Wirkungen des gewöhnlichen allseitig gleichen (hydrostatischen) Druckes, sondern muß noch mehr, dabei der engeren allgemeinen Chemie vorausgehend, mit den Wirkungen eines ungleichförmigen Druckes (Differentialdruck) rechnen. Über das Verhältnis und die Bedeutung beider Druckarten haben sich eingehender J. JOHNSTON und L. H. ADAMS (26) geäußert. Die erstere Druckart kann vielleicht in dreierlei Hinsicht für geologische Probleme in Frage kommen. Bekanntlich hat SPRING eine Reihe von Versuchen chemischer Umsetzungen unter Druck beschrieben, und diese Versuche gingen in geologische Lehrbücher über und dienten als Grundlage für mannigfache Schlußfolgerungen. JOHNSTON und ADAMS unterziehen nun diese Versuche einer eingehenden Kritik und kommen zu einem anderen Ergebnis, daß nämlich nicht der allseitige Druck auf dem System fester Komponenten die Ursache einer etwa eingetretenen Reaktion war, sondern eine andere Erscheinung, je nach der Art der Umsetzung (z. B. bei der angeblichen Bildung von Sulfiden die Reaktion zwischen Metall und Schwefeldampf). Allgemein kann allseitiger Druck kaum die Ursache chemischer Reaktionen werden, insbesondere nicht einfache Reaktionen zwischen festen Phasen auslösen. Dagegen wird der allseitige Druck von großem Einfluß bei Systemen mit einer flüchtigen Phase. Ein geologisches Beispiel hierfür erläutert V. M. GOLDSCHMIDT (22). Bei der Kontaktmetamorphose kalkhaltiger Silikatgesteine hat man folgende umkehrbare Reaktion:



Erhöhte Temperatur fördert die Umsetzung nach der rechten Seite hin; erhöhter Druck, bei welchem  $\text{CO}_2$  nicht entweichen kann, wirkt mehr im Sinne der linken Seite. Tatsächlich wird sich ein Gleichgewicht im letzteren Falle einstellen. Ob aller Kalk in Kalksilikat sich umwandelt oder ob auch Quarz neben Calcit auftreten wird, hängt von einem gewissen Gleichgewichtsdrucke der Kohlensäure ab. In der Tiefe wird Quarz neben Calcit begünstigt sein, weil hier das Entweichen der Kohlensäure weniger wahrscheinlich ist.

An zweiter Stelle kommt der Einfluß des allseitigen Druckes auf den Schmelzpunkt. Bekanntlich steigt bei der Mehrzahl der Stoffe, also wohl auch für viele geologische Stoffe, der Schmelzpunkt mit dem Druck, aber nur sehr langsam. Die Gleichung für die Abhängigkeit des Schmelzpunktes vom Druck enthält im Zähler die Differenz der spez. Volumina, im Nenner den Wert der Schmelzwärme. Letzterer ist aber immer unverhältnismäßig groß, was nur eine geringe Schmelzpunktsänderung zuläßt; bei 1000 Atm. wird der Betrag selten größer als  $10^\circ$ , niemals größer als  $40^\circ$ . Für die feste Erdkruste bedingt das keine nennenswerte Verschiebung der Gleichgewichte; der gleichförmige Druck gewinnt auch hier keine größere Bedeutung. Dagegen ist nach G. TAMANN (Kristallisieren und Schmelzen, Leipzig 1903) vielleicht eine Schlußfolgerung für eine größere Tiefe möglich. Es ergibt nämlich die rechnerische Behandlung, daß mit steigendem Druck schließlich ein maximaler Schmelzpunkt erreicht wird; jenseits dieses Druckes sinkt dann der Schmelzpunkt wieder bei Druckzunahme. Dieser maximale Schmelzpunkt wurde zwar noch niemals beobachtet.

Unter Übertragung auf den Erdkern wäre eine feste Zone, entsprechend diesem maximalen Schmelzpunkte denkbar; an ihrer äußeren Seite wurde eine Erstarrung unter Volumenverminderung, an ihrer Innenseite eine solche zu Kristallen mit größerem Volumen stattfinden.

An dritter Stelle kann der allseitige Druck noch geologische Bedeutung erlangen in seinem Einfluß auf den Umwandlungspunkt bei polymorphen Mineralien. Diese Temperatur ist durch eine ähnliche rechnerische Beziehung mit dem Druck verbunden wie das Schmelzen. Aber von den bestimmten Größen Volumendifferenz und Umwandlungswärme nimmt insbesondere die letztere vielfach relativ kleine Werte an, die erstere dagegen manchmal recht große. Daraus folgt dann eine viel größere Veränderung der Umwandlungstemperatur mit dem Druck. Auf ein geologisches Beispiel dieser Art hat wieder V. M. GOLDSCHMIDT (22) hingewiesen. Die Umwandlung Quarz-Tridymit (bei etwa  $800^\circ$ ) hängt in hohem Maße vom Druck ab, hauptsächlich wegen des großen Dichteunterschiedes, und es ist durchaus nicht ausgeschlossen, daß ein Druck von 400 Atm., entsprechend einer Tiefe von etwa 1,5 km, den Umwandlungspunkt um  $100^\circ$  nach oben verschiebt. Bei Modifikationen mit geringem Dichteunterschied wird natürlich die Verschiebung des Umwandlungspunktes mit einer Druckzunahme geringer werden. Aber jedenfalls muß man diese Abhängigkeit dann genau berücksichtigen, wenn man die Temperatur einer polymorphen Umwandlung zu einem Fixpunkt einer geologischen Temperaturskala machen will.

Die Frage nach der Wirkungsweise eines ungleichförmigen Druckes war eigentlich erst das Ergebnis geologischer Beobachtungen. Aus Anlaß einer Erörterung über den Einfluß eines einseitigen Druckes auf das Schmelzen des Eises wurde von E. RIECKE eine rechnerische Beziehung zwischen Beanspruchung und Schmelztemperatur aufgestellt,

aus welcher zu entnehmen ist, daß ungleichförmiger Druck allgemein eine Erniedrigung des Schmelzpunktes bewirkt. J. JOHNSTON und L. H. ADAMS (26) haben nun unter gewissen Voraussetzungen dieses Verhältnis eingehender diskutiert; es ergeben sich zwei Resultate, die für geologische Fragen von großer Bedeutung sind, wenn sie auf Grund der angedeuteten Voraussetzungen zu Recht bestehen: Drucküberschuß auf der festen Phase erniedrigt immer den Schmelzpunkt (gegenüber der Schmelzpunkterhöhung durch allseitigen Druck bei der Mehrzahl der Stoffe); diese Erniedrigung des Schmelzpunktes ist mindestens das zeh- und zwanzigfache des absoluten Wertes bei entsprechendem allseitigem Druck. Daraus ergeben sich weitere Folgerungen: Schmelzung geologischer Stoffe schon bei mäßig hoher Temperatur unter solchen Drucken ist durchaus wahrscheinlich. P. NIGGLI und J. JOHNSTON (36) heben dann als weitere Schlußfolgerung noch die Förderung der Löslichkeit und damit der chemischen Umsetzung hervor. Diesem Druck käme dann eine erste Bedeutung in der Zone der Metamorphose zu; er wäre das wichtigste Agens hierbei und die Gesteinsumformung unter seinem Einfluß wäre eine langsame Deformation und Umlagerung, ein langsames »Fließen« von gepreßtem Material, vermittelt durch lokale Schmelzung oder Auflösung und Bildung der nun stabilen Produkte aus der kontinuierlich in mäßiger Menge vorhandenen Reaktionsphase; eine Nebenwirkung des hohen Druckes wäre dann noch die Bildung von Mineralien mit spezifisch kleinem Volumen, worauf die mineralogische Statistik dieser Zone hinweist.

Wir sehen also, die chemische Seite der Geologie hat in der letzten Zeit innerhalb kurzer Frist ihr Gesicht nicht unwesentlich verändert. Die Prinzipien und Methoden der physikalischen Chemie wurden mit schönem Erfolg in die Geologie eingeführt und den spezifischen Erfordernissen unseres Wissenszweiges angepaßt und weiter ausgebaut.

## II. Einige allgemeinere Ergebnisse.

An tektonischen Erscheinungen und an metamorphen Gesteinen haben besondere Druckwirkungen ihre Spuren hinterlassen. An ihrer Entzifferung haben Hypothesen einen großen Anteil. Unserem Bedürfnis nach einer experimentellen Annäherung an diese besonderen physikalischen Bedingungen dienen Versuche mit den oben beschriebenen erweiterten Methoden. F. D. ADAMS (1) untersuchte die Wirkung von ungleichförmigem Druck auf Mineralien und Gesteine. Weiche Mineralien, wie z. B. Steinsalz, konnten in der Richtung des Überdrucks stark zusammengedrückt werden und streckten sich dementsprechend senkrecht dazu, wobei Zusammenhang und Durchsichtigkeit nicht verloren ging; z. B. hatte ein Steinsalzzylinder zuerst die Dimensionen  $3,5 \times 3,0 \times 3,5$  cm; nach der Deformation waren die entsprechenden Ziffern  $1,4 \times 5,4 \times 5,2$  cm. Mit zunehmender Härte nahm jedoch die Plastizität rasch ab; auf Orthoklas z. B. wirkte großer Druck zerbrechend und granulierend; Granat wurde zu Pulver zermalmt. Von Ergebnissen an Gesteinen ist

besonders die Deformation von Marmor hervorzuheben; der kleine Marmorzylinder verkürzte sich fast um die Hälfte, wobei das Stück vollkommen festblieb; die Marmorstruktur ging verloren; die einzelnen stark verlängerten Calcitkörner ordneten sich zu einer ausgeprägt schiefrigen Struktur an. Bei höherer Temperatur findet diese Fließen mit größerer Leichtigkeit statt. Bei Granit wurde etwas kataklastische Struktur und möglicherweise etwas Schieferung hervorgerufen; in erster Linie zeigt sich die Neigung zum Zerfall in Pulver. Wir haben damit die Nachahmung einer Schieferung und mechanischen Deformation von Gesteinen, wenn auch zunächst nur für eine sehr begrenzte Zahl weicher Stoffe. J. JOHNSTON und L. D. ADAMS (26) sehen darin die oben geschilderte besondere Wirkungsweise des einseitigen Druckes (Zerfall der Kristalle in Bruchstücke und gleichzeitige Verschweißung), umsomehr als es ihnen gelang, das weiche Steinsalz in gepulverter Form durch den Druck von einigen Tausend Atmosphären zu einem kompakten, durchsichtigen Block zusammenzuschweißen. Von diesen Versuchen bis zur vollständigen experimentellen Kenntnis der allgemeinen Grundlagen der Metamorphose fehlt gewiß noch ein Stück Weges. Aber die Theorie des Streiß liefert für diese Lücke Vorstellungen von großer Wahrscheinlichkeit. Ein solches Bild entwarfen J. JOHNSTON und P. NIGGLI (36). Das allgemeine Resultat der Mineralbildung unter Streißwirkung sind Formen, welche von jenen der Kristallisation aus einer Schmelze abweichen; aber die große Veränderlichkeit aller in Betracht kommender Faktoren (Druck, Temperatur, flüchtige Bestandteile) bedingt eine Vielheit der Kombinationen aus demselben ursprünglichen Material. Für die Gesteinsmetamorphose, von welcher die Theorie des ungleichförmigen Druckes ausging, wurde in der Theorie des Streiß wohl eine allgemeine Grundlage gefunden; jedoch liegt in der ihm zukommenden lokalen und darum langsamen Wirkungsweise eine neue Erschwerung der Anwendung anderer physikalisch-chemischer Gesetze auf den Verlauf der Kristallisation.

Die von HEIM aufgestellte Hypothese einer Fließzone in der festen Erdkruste war für F. D. ADAMS (2) und L. V. KING (27) die Veranlassung zu Versuchen über eine andere mechanische Eigenschaft von Gesteinen; es sollte mit der oben beschriebenen Versuchsanordnung ermittelt werden, unter welchen Drucken ein Gestein soweit nachgibt, daß Hohlräume darin sich verengen oder ganz schließen. Dabei wurden Zylinder von Solnhofer Kalk und von Granit in einem Kanale durchbohrt und dann längere Zeit ein bestimmter Druck ausgeübt. Solnhofer Kalk zeigte eine Verengung erst bei etwa 14 t Druck auf 1 qcm für gewöhnliche Temperatur; bei 450° erschienen die ersten Anzeichen eines Nachgebens des Gesteins bei Drucken von etwa 7 t an. Bei Granit waren noch höhere Drucke erforderlich. Drucke von 14 t dürften etwa einer Tiefe von 50 km, solche von 7 t einer solchen von etwa 25 km entsprechen. Aus den Versuchen wird also gefolgert, daß entgegen den großen Drucken Hohlräume in einem Gestein mindestens noch in einer Tiefe von 20 km



bestehen können und gangförmige Minerallagerstätten sind darum bis zu 20 km Tiefe nicht ausgeschlossen. Die Nachgiebigkeit der Gesteine hat sich insbesondere auch als viel geringer erwiesen, als die bisher vermutete Tiefe der Fließzone voraussetzte. Diese Zone kann also nicht in der ihr bisher zugewiesenen geringen Tiefe liegen.

Eine weitere geophysikalische Frage betrifft das Wasser in größeren Erdtiefen, namentlich in der Zone der Magmenherde. Es entsteht vor allem mit Rücksicht auf die neueren Untersuchungen von A. L. DAY und E. S. SHEPHERD (14) über den Wassergehalt der Magmen die Frage, wie weit ein Eindringen des Wassers von oben her möglich ist. In einer umfangreichen Abhandlung, allerdings auf Grund einer mehr indirekten Beweisführung hat bekanntlich in jüngerer Zeit A. BRUN (12) darzutun versucht, daß die gegenwärtigen Magmen, speziell jene des Kilauea auf Hawaii wasserfrei seien und daß also allgemein dem Wasser eine aktive Rolle bei vulkanischen Erscheinungen nicht zukomme. In geologischen Kreisen scheinen diese Darlegungen ziemliche Beachtung gefunden zu haben. DAY und SHEPHERD (14) haben diese für den Vulkanismus wichtige Frage einer neuerlichen Prüfung, speziell für den Kilauea, unterzogen, mit wesentlich abweichendem Ergebnis.

Es gelang den beiden Autoren, die dem Magma entsteigenden Exhalationen direkt in Röhren aufzufangen und z. T. darin zu kondensieren. Es wurden so ganz beträchtliche Mengen von Wasser gesammelt. Im Gegensatz zu BRUN ist ferner noch zu konstatieren, daß das Chlor einen ganz geringen Anteil an den Exhalationen besitzt, daß aber der Schwefel in verschiedenen chemischen Formen (S, SO<sub>2</sub>, SO<sub>4</sub>H<sub>2</sub>) einen wesentlichen und bestimmenden Bestandteil ausmacht. Die Beobachtungen beziehen sich auf eine ganz regenarme Gegend, und auch der vielleicht denkbare Einwand, daß der Wasserdampf vom erhitzten Nebengestein herrühre, dürfte nur ein Ausweg mit schwachem Unterbau sein, und wir müssen jetzt wohl das Ergebnis, daß das Wasser bei der vulkanischen Tätigkeit eine wesentliche Rolle spiele, als Tatsache gelten lassen. DAY und SHEPHERD sehen gleichzeitig in dem nachgewiesenen Wasser einen ursprünglichen Bestandteil des Magmas, nicht einen meteorischen, von oben in die Tiefe eingedrungenen Stoff. Sie finden hierfür eine Stütze in theoretischen Erörterungen und experimentellen Untersuchungen von J. JOHNSTON und L. H. ADAMS (25) über die vorher angeschnittene Frage über das Vordringen von oben her in die Tiefe. Diesem Eindringen stellt sich in dem Druck der größeren Erdtiefen ein Widerstand entgegen. Doch hat früher DAUBRÉE Versuche mitgeteilt, wonach das Wasser imstande ist, entgegen einem Überdruck durch porösen Sandstein zu dringen. JOHNSTON und ADAMS analysieren nun den vermutlichen Vorgang. Als letzte Ursache für das Vordringen des Wassers bleiben schließlich kapillare Kräfte. In der Zone der größeren Kapillaren ist der kapillare Druck nur gering. In größeren Tiefen werden die Kapillaren enger und damit allerdings die Werte der kapillaren Druckkraft größer.

Aber ihre Wirkung wird nun wieder durch andere Umstände beeinträchtigt. Zunächst wird das Durchpassieren infolge der Reibung außerordentlich verlangsamt, wenn die Poren mit zunehmender Tiefe immer feiner werden. Dann aber wirkt die Temperaturzunahme besonders dieser Ursache des Eindringens entgegen. Der kapillare Druck des Wassers wird bei höheren Temperaturen immer kleiner und seine Bedeutung wird deswegen mit zunehmender Tiefe der Schichten immer geringer. Bei  $374^{\circ}$ , der kritischen Temperatur des Wassers, verschwindet überhaupt der kapillare Druck und damit auch die wichtigste Kraft, welche an dem Eindringen des Wassers in die größere Tiefe der Magmenzone wirksam beteiligt sein könnte. Unsere oben gestellte geophysikalische Frage ist nach Theorie und Experiment dahin zu beantworten, daß dem Vordringen von meteorischem Wasser nach der Tiefe zu parallel der Druck- und Temperaturzunahme der Erdkruste Grenzen noch innerhalb des Bereiches der für die Geologie in Betracht kommenden Horizonte gestellt sind.

Die synthetischen Methoden der allgemeinen Chemie sind imstande, der Geologie nach und nach eine Reihe wertvoller Temperaturen zu liefern, welche als eine Art geologischer Temperaturfixpunkte (28, 13, 19, 46) dienen können. Wir sehen, daß die hierbei angewandten Meßverfahren eine weit größere Genauigkeit haben, als eigentlich vom geologischen Standpunkt im allgemeinen erforderlich ist.

Eine bekannte Temperatur, welche die Bedeutung der allgemeinen Chemie für die Geologie in dieser Hinsicht erläutern kann, ist die untere Temperatur der Hartsalzbildung bei  $72^{\circ}$ . Sie hat bekanntlich bei weiteren Diskussionen über die Geologie der Salzlager einen großen Anteil gehabt.

Nach ihrem Charakter kann man die wichtigeren in neuerer Zeit ermittelten Temperaturen in einzelne Gruppen zusammenfassen. Verhältnismäßig ungeordnet ist die Bedeutung der Schmelzpunkte von Mineralien, besonders von Silikaten, weil damit nur die obere Grenze für den Bildungsbereich des betreffenden Minerals geliefert ist; tatsächlich erfolgte die Ausscheidung oder Bildung wohl immer bei tieferen Temperaturen, weil eben immer noch andere Stoffe anwesend waren. Solche genauer bestimmte Schmelzpunkte sind:

- Diopsid  $1391^{\circ}$  (DAY und SOSMAN),
- Pseudowollastonit  $1540^{\circ}$  (ALLEN und WHITE),
- Sillimanit  $1816^{\circ}$  (SHEPHERD und RANKIN),
- Christobalit  $1625^{\circ}$  (C. N. FENNER),
- Forsterit  $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$   $1890^{\circ} \pm 20^{\circ}$  (ANDERSEN und BOWEN),
- Anorthit  $1549,5^{\circ} \pm 2^{\circ}$ ,
- Albit<sup>1)</sup>  $1100^{\circ} \pm 10^{\circ}$  (N. L. BOWEN),
- $\alpha$ -Calcit  $1288^{\circ}$  (BOEKE).

1) Von AMELIA COUNTY, Zusammensetzung  $\text{Ab}_{98}\text{An}_2$ .

Auch polymorphe Umwandlungspunkte können vielleicht zu geologischen Temperaturbestimmungen herangezogen werden. Doch ist hier eine bereits oben gemachte Andeutung zu wiederholen, daß solche Umwandlungspunkte in vielen Fällen unvergleichlich mehr vom Druck abhängig sind als die Schmelztemperaturen. Insbesondere haben F. E. WRIGHT und E. S. LARSEN (46) die Umwandlung  $\alpha = \text{Quarz} \rightleftharpoons \beta = \text{Quarz}$  bei  $575^\circ$  als eine Art geologisches Thermometer auszunutzen versucht. Die Quarze in Graniten, Quarzporphyren, Schriftgraniten lassen noch die Kriterien des  $\beta$ -Quarzes erkennen, sind also oberhalb  $575^\circ$  entstanden, unter nachträglicher Umwandlung in den bei gewöhnlicher beständigen  $\alpha$ -Quarz. Nur die Kriterien des letzteren zeigen viele Ganggranite; diese sind gleich primär unterhalb  $575^\circ$  als  $\alpha$ -Quarz zur Kristallisation gelangt. Geologisch wichtigere Umwandlungen, deren Temperatur in neuerer Zeit mit erweiterter Genauigkeit festgelegt wurden, sind

$\alpha$ -Wollastonit ( $\alpha$  und  $\beta$ )  $1540^\circ$  (ALLEN und WHITE),

$\alpha$ -Quarz  $\rightleftharpoons$   $\beta$ -Quarz  $570^\circ$ — $575^\circ$

$\beta$ -Quarz  $\rightleftharpoons$  Tridymit  $870^\circ \pm 10^\circ$ ,

Tridymit  $\rightleftharpoons$  Christobalit  $1470^\circ \pm 10^\circ$ .

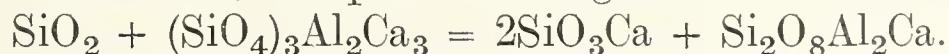
Die Stabilitätsbeziehungen dieser vier enantiotropen  $\text{SiO}_2$ -Mineralien hat insbesondere jüngst C. N. FENNER (20) untersucht.

Auch die bei derselben Temperatur nebeneinander ungewöhnlich beständigen Modifikationen mancher Sulfide, welche als Erze Bedeutung haben, konnten neuerdings in ihren Stabilitäts- und Bildungsbedingungen ziemlich verfolgt werden. So steht nach den Untersuchungen von E. T. ALLEN, J. L. CRENSHAW und J. JOHNSTON (4) der Markasit im Verhältnis der Monotropie zum Pyrit, ist aber, wie bekannt, sehr beständig, und erst bei etwa  $450^\circ$  wird die Umwandlungsgeschwindigkeit hinreichend groß, so daß also der Markasit als Bestandteil eines Erstarrungsgesteins unmöglich ist. Bei niedrigeren Temperaturen können sich beide Mineralien bilden, und zwar begünstigt eine säurearme, kältere Lösung den Markasit, eine säurereichere, heißere den Pyrit. Magnetkies, eine feste Lösung von Eisenmonosulfid und Schwefel, ist anscheinend bei den höheren Temperaturen begünstigt, was auch seinem Vorkommen entspricht, weil von etwa  $565^\circ$  an der Pyrit in Magnetkies und Schwefel zu zerfallen beginnt. Eine ähnliche Untersuchung ermöglicht Anhaltspunkte über die genetischen Beziehungen von Zinkblende-Wurtzit und Zinnober-Metazinnabarit (3). Zinkblende und Wurtzit sind enantiotrop. Das stabile Gebiet des letzteren liegt oberhalb  $1020^\circ$ ; aber er kann auch darunter metastabil bestehen und sich sogar, begünstigt durch einen Säuregehalt der Lösung, auch bei niedrigerer Temperatur bilden. Zinkblende hat als das primäre Produkt in den tieferen Lagen zu gelten; Wurtzit dagegen ist ein sekundäres Erz im Bereich der Oxydationszone, wo die Bildung säurehaltiger Lösungen durch die Zersetzung der Sulfide gegeben ist. Eine Illustration hierfür ist die Hornsilbergrube bei Frisco, Beaver Co., Utah. Von den Quecksilbersulfiden ist in genetischer Hin-

sicht der Metazinnabarit dem Wurtzit an die Seite zu stellen. Seinen vorwiegend sekundären Charakter als jüngeres Mineral zeigt sein reichliches Vorkommen in dem oberen Niveau der Riddington Mine.

Eine dritte Gruppe von Fixpunkten einer geologischen Temperaturskala könnten eutektische Erstarrungspunkte und die Grenztemperaturen von Mineralparagenesen liefern. Erstere wären von Bedeutung als Anzeichen für das Ende der Erstarrung von Magmen. Tatsächlich ist man auf dem Weg zum eigentlichen Ziel der Ermittlung solcher Endpunkte bei den komplizierten Stoffsystemen der Magmen noch nicht weit vorangeschritten. Man ist nur bei einzelnen einfachen silikatischen Systemen ohne größere geologische Bedeutung über solche Temperatur orientiert. Das Eutektikum Christobalit-Sillimanit (40) liegt etwas unter  $1600^{\circ}$ , jenes von Christobalit-Pseudowollastonit (41) bei  $1426^{\circ}$ , Christobalit-Klinoenstatit bei  $1543^{\circ}$  (ANDERSEN und BOWEN). Nach den letzteren Autoren (6) besteht merkwürdigerweise kein Eutektikum Olivin (Forsterit)-Klinoenstatit, weil der Klinoenstatit keinen eigentlichen Schmelzpunkt besitzt. Dieser zerfällt nämlich bei  $1557^{\circ}$  in Forsterit + Schmelze. Die einfachen Magnesiasilikatschmelzen zeigen darum beim Erkalten noch die merkwürdige Erscheinung, daß ursprünglich ausgeschiedener Forsterit in Berührung mit dem Rest der Schmelze ganz oder teilweise unter Bildung von Klinoenstatit wieder aufgezehrt werden kann. Hierin liegt vielleicht eine Erklärung für die mehrfach beschriebene randliche Aufzehrung von Olivin in Gesteinen.

Grenztemperaturen von Paragenesen, welche den Temperaturen von chemischen Umsetzungen entsprechen, kommen in erster Linie bei geologischen Gebilden, welche als Bodenkörper von gemischten Lösungen entstanden sind, in Betracht. Wir haben die Bedeutung solcher Temperaturbestimmungen bereits oben illustriert durch kurze Hinweise auf den Existenzbereich mancher Salzgesteine, wie Hartsalz. Der Erfolg bei silikatischen Systemen dieser Art wird allerdings durch große Schwierigkeiten noch lange verzögert bleiben. Wir wissen z. B. für verschiedene Paragenesen in kristallinen Schiefen, daß sie aus dem einfachen Schmelzfluß andere Produkte liefern. Im Bereich der Erstarrungsintervalle sind also andere Moleküle vorhanden, was auf einen Umwandlungspunkt bei niedrigerer Temperatur hindeutet. Die Paragenese Quarz-Granat (der Einfachheit halber Grossular) liefert nach dem Umschmelzen Anorthit + Wollastonit, entsprechend folgender Umwandlung:



Auch die gewöhnliche Paragenese Quarz + Zoisit liefert beim Umschmelzen andere Produkte, ebenso Disthen + Granat (in Eklogiten). Eine nächste Fortsetzung der noch in den Bereich der üblichen Temperaturen fallenden Untersuchungen über die Salzlager wäre die Ausdehnung auf geologische Objekte, die bei hohen Temperaturen als Bodenkörper einer wässrigen Lösung auftreten. Dazu gehört die hydrothermale Silikatsynthese. P. NIGGLI und G. W. MOREY (37) haben angefangen,

die mit Erfolg auf die Schmelzen und gewöhnlichen Salzlösungen angewandten Prinzipien der allgemeinen Chemie auch hier einzuführen. Aber eine generelle Schwierigkeit gewinnt erhöhte Bedeutung; metastabile Zustände von großer relativer Beständigkeit werden hier das Bild der stabilen Gleichgewichte verdecken, weil die eigentlichen Umsetzungen infolge der geringen Löslichkeit mit unverhältnismäßig geringer Geschwindigkeit verlaufen, so daß der Bewegungssinn und das gesuchte Endziel, die wahre stabile Paragenese, nur schwer zu erkennen sind. Mineralien, die sonst vorwiegend aus dem Schmelzfluß erhalten werden, wie Orthoklas, Fayalit, Tridymit, bilden sich auch noch bei tieferen Temperaturen ( $470^{\circ}$ ) und erweisen als beständig bei Gegenwart von Wasser oberhalb dessen kritischer Temperatur. Auf chemische Umwandlungen zur Temperaturmessung geologischer Vorgänge hat J. KOENIGSBERGER (28) an mineralparagenetischen Beispielen hingewiesen.

Nun wollen wir noch an einzelnen speziellen petrochemischen Beispielen die Bedeutung und die Erfolge der physikalisch-chemischen Arbeits- und Betrachtungsweise dartun.

Was zunächst die Erstarrungsgesteine betrifft, so sind wir zwar noch weit davon entfernt, für jedes einzelne Gestein den Verlauf der Erstarrung in physikalisch-chemischem Sinne exakt darzustellen. Aber wir wissen vieles über die Genesis einzelner Komponenten. Wir wissen z. B., daß von den einfachen Kieselsäuretonermineralien allein der Sillimanit (40) aus  $\text{SiO}_2$ - $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Schmelzen zu erhalten ist, nicht dagegen Andalusit und Disthen. Wir wissen ferner, daß von den Kalk-Tonerdesilikaten allein der Anorthit (41) mit seiner Schmelze im Gleichgewicht sich befindet, während andere wichtige Silikate, wie Grossular, Gehlenit, Mejonit aus einfachen Schmelzen nicht erhalten werden. Dagegen erhält man eine Anzahl anderer Silikate, welche als Mineralien nicht vorkommen, auf diesem Wege, wie die Verbindung  $2\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$ ; das Ca-Orthosilikat, ein Trikalziumsilikat  $3\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$  (letzteres nur aus  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -haltigen Schmelzen). Ferner erhält man bekanntlich Diopsid aus dem Schmelzfluß, nicht dagegen die entsprechende Hornblende, den Tremolit.

Für die Erstarrungsvorgänge selbst liefert die Ausdehnung der physikalisch-chemischen Betrachtungsweise mehr präzise Vorstellungen. Den Begriff der »Ausscheidungsfolge« erörterte neuerdings von diesem Standpunkte aus N. L. BOWEN (10). Nach der Gleichgewichtslehre hat jeder Bestandteil eines Magmas eine bestimmte Ausscheidungsdauer, begrenzt durch einen relativen Beginn und ein relatives Aufhören. Für den ersteren fehlt ein befriedigendes Kriterium bei den Gesteinen, für das letztere enthält die relative Kristallungsgrenzung einige Anzeichen. Diese bildete bekanntlich die Grundlage für die empirische Regel der Ausscheidungsfolge der Gesteinskomponenten. Diese Regel enthält in der Hauptsache also nur das Ende der Ausscheidung. Für die überwiegenden Komponenten dürften sich dabei ungenaue Vorstellungen

ergeben. Orthoklas und Quarz im Granit erhalten z. B. bei dieser Regel den letzten Platz in der Reihe der Ausscheidungen. In Wirklichkeit dürften gerade diese Komponenten hinsichtlich der Beginnes an der Spitze sein, wie dies die Struktur des Quarzporphyrs andeutet; eine eigene Umgrenzung der Kristalle fehlt nur deswegen, weil sie zugleich dem zeitlichen Endpunkt der Erstarrung angehören. Dieser Endpunkt kommt im Sinne der Gleichgewichtslehre einem Eutektikum nahe; aber tatsächlich ist es bei Gesteinen noch weniger leicht wie bei den Legierungen, durch ein rein analytisches Verfahren ein solches Eutektikum in einem gegebenen Endprodukt zu entziffern, weil eben die strukturellen Kriterien eines Eutektikums nur wenig scharf umschrieben sind. Bekanntlich hat man die Schriftgranite für ein solches Eutektikum gehalten, und zuletzt glaubt J. H. L. VOGT (43) in einem Labradoritnorit ein weiteres magmatisches Eutektikum gefunden zu haben. Dieses Gestein besteht in der Hauptsache aus einer körnigen Masse von 61,88% Plagioklas, 26% Pyroxen und 9% Magnetit etwa. In dieser Grundmasse liegen weiterhin porphyrische Plagioklaseinsprenglinge. In roher Annäherung lag also ein ursprüngliches Magma dreier Komponenten, Plagioklas, Pyroxen und Magnetit vor. Der Plagioklas war mit Rücksicht auf die Lage der eutektischen Zusammensetzung dominierend und schied sich zuerst bei der langsamen Abkühlung aus; auf der Kurve für die veränderliche Zusammensetzung der Flüssigkeit wurde schließlich der eutektische Punkt erreicht, und jetzt kristallisiert der Hauptteil des Magmas bei konstanter Temperatur unter Bildung der Grundmasse.

Von wichtigeren Komponenten, welche als Glieder einer isomorphen Mischungsreihe in Gesteinen auftreten, kennen wir jetzt nach den Untersuchungen von N. L. BOWEN (11) die Erstarrung der Plagioklase. Jede Plagioklasschmelze liefert beim Beginn der Erstarrung zunächst Kristalle mit wesentlich höherem Gehalt an Anorthit, als jener der Schmelze ist. Differenzen bis zu 38% Albit ergaben sich aus den Kurven für die wahren Gleichgewichte. Im Erstarrungsintervall tritt nun allmählich bis zum Endpunkt theoretisch Annäherung der Kristalle an die Zusammensetzung der anfänglichen Schmelze ein. Aber nur bei äußerst langsamer Abkühlung vermag die Einstellung des wahren Gleichgewichts zu folgen. Bei geeigneter Geschwindigkeit bleibt diese zurück; die neue Schicht um den ersten Kristall wird reicher sein an Albit, weil die Schmelze daran jetzt reicher ist, und die letzten Schichten können dem reinen Albit nahekommen. Dem Geologen ist der Plagioklas mit Zonenbau lange bekannt, ebenso der größere Anorthitgehalt der inneren Zonen bei Erstarrungsgesteinen. Wir haben hier ein recht befriedigendes Ergebnis physikalisch-chemischer Prinzipien in ihrer Anwendung auf eine der wichtigsten gesteinsbildenden Mineralgruppen.

Auch für die Beobachtung, daß vereinzelt Gesteinsbestandteile nachträglich wieder ungeschmolzen erscheinen (42), bietet die physikalisch-chemische Betrachtungsweise mit Hilfe von Theorie und Experiment

Erklärungsmöglichkeiten. Denken wir ein System zweier Silikate erstarrend; die eine Komponente zeige große Neigung zu Unterkühlung, die andere weniger; letztere wird sich also, falls im Überschuß vorhanden, zunächst in ziemlich normaler Weise ausscheiden über das Eutektikum hinaus. Nach einer gewissen Unterkühlung scheidet sich nun auch die andere Komponente neben der ersten aus. Die Folge ist eine nochmalige Temperatursteigerung, möglicherweise bis zur eutektischen Erstarrungstemperatur. Die neue Wärmemenge wird ein Teil der ersten Ausscheidung wieder auflösen. Versuche haben außerdem eine weitere Lösungsmöglichkeit gezeigt, darauf beruhend, daß ein Bodenkörper mit der durch die fortschreitende Ausscheidung veränderten Schmelze nicht mehr im Gleichgewicht zu sein braucht. Wir sahen oben, daß sich Forsterit unter Bildung von Enstatit teilweise wieder auflöste. Im System  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-CaO}$  erhielten SHEPHERD und RANKIN (41) aus einer sich abkühlenden Schmelze von bestimmter Zusammensetzung Kristalle von CaO, welche unter Umständen wieder gänzlich verschwanden. Es wird darauf hingewiesen, daß diese Erscheinung der Resorption in den komplizierteren Systemen der Erstarrungsgesteine wahrscheinlich als häufigerer Fall auftritt.

Die experimentelle Arbeitsweise der neueren geologischen Chemie zeigt, wie aus den beschriebenen Beispielen ersichtlich ist, einen vorwiegend synthetischen Charakter. Aber daß auch das analytische Verfahren in Verbindung mit physikalisch-chemischen Prinzipien zu weiteren Erfolgen führen kann, zeigen zwei Beispiele einer Anwendung der Phasenregel auf die zuvor analytisch festgelegte Mineralparagenese bestimmter Gesteine. Die eine Abhandlung von P. NIGGLI (32), auf die wir nur kurz verweisen wollen, betrifft die spezifische Mineralparagenese in metamorphen Gesteinen, nämlich in Chloritoidschiefern vom Gotthardmassiv. Die zweite Abhandlung von V. M. GOLDSCHMIDT (22), über welche wir näher berichten wollen, enthält einen Versuch, die Mineralparagenese bei der einfachen Kontaktmetamorphose vom Standpunkt der Phasenregel aus zu ordnen. GOLDSCHMIDT hat die mannigfaltigen Produkte der Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet, insbesondere jene Gesteine, welche als Hornfelse die Produkte der einfachen Metamorphose ohne wesentliche Stoffzufuhr darstellen, der genauen petrographischen Analyse unterworfen. Diese Hornfelse waren ursprünglich Sedimente, also wesentliche Gemenge der drei Haupttypen Kalkstein-Tonschiefer-Sandstein darstellend. Die spezifischen Kontaktprodukte sind in der Hauptsache Mineralien aufgebaut aus den vier Komponenten  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , CaO, MgO. Von den übrigen Bestandteilen, wie  $\text{K}_2\text{O}$  und auch  $\text{Na}_2\text{O}$ , welche im Feldspat, Glimmer, also in nicht eigentlichen Kontaktmineralien gebunden sind, absehend, finden wir etwa fünfzehn Mineralien im speziellen Kontaktsystem möglich. Die Analyse der Hornfelse ergab eine Reihe von Paragenesen derselben, je nach dem chemischen Bestand des Sedimentes. Solche Paragenesen sind:

Quarz — Andalusit — Plagioklas — Cordierit,  
 Quarz — Plagioklas — Hypersthen — Cordierit,  
 Quarz — Plagioklas — Hypersthen — Diopsid,  
 Quarz — Plagioklas — Diopsid — Grossular,

als immer nur vier der im obigen System möglichen Mineralien, oder

Quarz — Andalusit — Cordierit,  
 Quarz — Plagioklas — Cordierit,  
 Quarz — Plagioklas — Hypersthen.

Die Zahl der paragenetischen Mineralien ist hier drei.

Manche Mineralien wurden niemals neben einander beobachtet, wie Quarz—Andalusit—Enstatit (—dafür entweder Quarz—Andalusit—Cordierit oder Quarz—Enstatit—Cordierit —), ferner Quarz—Andalusit—Diopsid—Grossular oder Quarz—Andalusit—Diopsid usw. Diese Gesetzmäßigkeit in der Paragenese ermöglichte zunächst eine Klassifikation der Hornfelse nach ihrem spezifischen mineralogischen Bestand. Aber, was hier für uns die Hauptsache ist, diese Gesetzmäßigkeit muß die Folge von physikalisch-chemischen Gesetzen sein, welche bei der Metamorphose bestimmend wirkten. Obiges System  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  kann im Sinne der Phasenregel als Vierstoffsystem gelten. Abgesehen von ganz speziellen Umwandlungstemperaturen, können dann höchstens nur vier verschiedene Mineralien gleichzeitig als Bodenkörper auftreten und also auch eine Paragenese in einem Gestein bestimmen. In Grenzfällen können es natürlich auch weniger, also z. B. drei werden. Die Beobachtung entspricht in befriedigender Weise der Theorie und wir haben also hier gleich für eine größere Reihe von Mineralparagenesen die Gültigkeit einer Regel der allgemeinen Chemie vor Augen. Welche Mineralien in unseren Hornfelsen entstehen, gibt natürlich die Phasenregel nicht an, welche ja nur die Zahl der Bodenkörper in einem bestimmten System bestimmt. Die Natur der Endprodukte setzt vielmehr in unseren Gesteinen gewisse Umsetzungen voraus, so z. B. die Umsetzung

Andalusit + Diopsid  $\rightarrow$  Anorthit + Enstatit,

weil niemals Diopsid neben Andalusit beobachtet wurde; oder:

Cordierit + Diopsid  $\rightarrow$  Anorthit + Enstatit + Quarz,

weil Cordierit niemals neben Diopsid beobachtet wurde.

Wir haben also zuletzt ein schönes Beispiel der Anwendung einer physikalisch-chemischen Regel auf die Mineralassoziation einer bestimmten Gesteinsgruppe gesehen. Bekannt ist die Bedeutung, welche diese Regel bei der Erforschung der Mineralparagenese der Kalilager erlangt hat. Es ist auch bekannt, wie gerade hier das Resultat der physikalisch-chemischen Betrachtungsweise für weitere Schlußfolgerungen die Grundlage bildete. Die Hoffnung auf ähnliche erfolgreiche Ergebnisse wird ein Ansporn sein, diese Methode der Forschung trotz der sich entgegstellenden Schwierigkeiten auf weitere geologische Körper anzuwenden.



# ZOBODAT - [www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Geologische Rundschau - Zeitschrift für allgemeine Geologie](#)

Jahr/Year: 1915

Band/Volume: [6](#)

Autor(en)/Author(s): Goßner [Gossner] B.

Artikel/Article: [Neuere Ergebnisse der Anwendung physikalisch-chemischer Methoden auf Probleme der Geologie 218-241](#)