

Werk

Jahr: 1924

Kollektion: fid.geo

Signatur: 8 GEOGR PHYS 203:1

Digitalisiert: Niedersächsische Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen

Werk Id: PPN101433392X_0001

PURL: http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN101433392X_0001

LOG Id: LOG_0010

LOG Titel: Bemerkungen zur Geochemie

LOG Typ: article

Übergeordnetes Werk

Werk Id: PPN101433392X

PURL: <http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN101433392X>

OPAC: <http://opac.sub.uni-goettingen.de/DB=1/PPN?PPN=101433392X>

Terms and Conditions

The Goettingen State and University Library provides access to digitized documents strictly for noncommercial educational, research and private purposes and makes no warranty with regard to their use for other purposes. Some of our collections are protected by copyright. Publication and/or broadcast in any form (including electronic) requires prior written permission from the Goettingen State- and University Library.

Each copy of any part of this document must contain these Terms and Conditions. With the usage of the library's online system to access or download a digitized document you accept the Terms and Conditions.

Reproductions of material on the web site may not be made for or donated to other repositories, nor may be further reproduced without written permission from the Goettingen State- and University Library.

For reproduction requests and permissions, please contact us. If citing materials, please give proper attribution of the source.

Contact

Niedersächsische Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen
Georg-August-Universität Göttingen
Platz der Göttinger Sieben 1
37073 Göttingen
Germany
Email: gdz@sub.uni-goettingen.de

gebirge), die Grenze der fühlbaren Erschütterungen weit vorzieht. Obwohl die kristalline Zentralzone des Alpenbogens größtenteils noch innerhalb des Schuttergebiets liegt, ist sie doch durch geringe Bebenwirkung charakterisiert; sie hebt sich ganz scharf hervor. Die Kerne und Rücken höherer Bebenstärken sind an Brüche oder an die Alluvionen in Flußtäälern gebunden. Beispiele aller vorgenannten Arten lassen sich zur Genüge aus der Karte herauslesen. Selbstverständlich fehlt auch für manche Einzelheiten des seismischen Bildes zurzeit noch jegliche Erklärung, teils weil wir über die dortige Tektonik nicht genügend unterrichtet sind, teils auch deshalb, weil dieser Zweig der geologischen Erdbebenforschung noch in den Anfängen steckt.

Jena, Reichsanstalt für Erdbebenforschung, 4. August 1924.

Bemerkungen zur Geochemie.

Von G. Tammann.

E. Wiechert und seine Mitarbeiter haben aus der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erdbebenwellen zwei Diskontinuitäten der Dichte in den Tiefen von ungefähr 1500 und 3000 km gefunden. Aus der Abplattung der Erde und der Lage der beiden Diskontinuitäten ergeben sich für die Dichte Werte, die für den Kern bei 9 und für die Mittelschicht bei 6 liegen, wenn die Dichte der obersten Schichten etwas über 3 angenommen wird.

Will man aus diesen gegebenen Dichten auf die chemische Zusammensetzung des Kerns und der Mittelschicht einen Schluß ziehen, so ist im Auge zu behalten, daß ein solcher Schluß nicht eindeutig zu sein braucht. Denn die Dichte ändert sich nicht nur mit der chemischen Zusammensetzung, sondern sie kann auch bei demselben Stoff bei wachsendem Druck sprungweise zunehmen. Diese sprungweise Zunahme kann sogar bei mehreren Drucken, wie beim Eisen*), eintreten. Bei den Umwandlungen einer Kristallart desselben Stoffes in eine andere nimmt mit wachsendem Druck die Größe der Dichtesprünge ab; aus diesem Grunde ist es unwahrscheinlich, daß jene Dichtesprünge bei etwa 1500 km ($700\,000\text{ kg cm}^2$) und 3000 km Tiefe ($1\,500\,000\text{ kg cm}^2$) durch solche Umwandlungen bedingt werden. Es ist also viel wahrscheinlicher, daß sie durch eine sprungweise Änderung der chemischen Zusammensetzung in jenen Tiefen bedingt werden.

Zur Beantwortung der Frage nach der Zusammensetzung der drei Schichten von den Dichten 9, 6 und 3 bieten sich zwei Wege.

1. Auf Grund der Meteoritenkunde, metallurgischer und mineralogischer Erfahrungen kann man versuchen, diese Frage zu beantworten. Schon E. Wiechert sprach die Vermutung aus, daß der Kern der Erde hauptsächlich aus Eisen besteht.

*) Tammann Aggregatzustände. Leipzig 1922.

V. M. Goldschmidt*) nahm die Existenz von drei Schichten, Nickeleisen, Eisensulfid und Silikat an, eine Annahme, die auch den drei Schichtdichten entspricht.

2. Wenn die drei Schichten miteinander im Gleichgewicht sind, so kann man auf diese die chemische Gleichgewichtslehre anwenden. Kommt eines der metallischen Elemente in allen drei Schichten in überwiegender Menge vor, so ist durch die Zusammensetzung der einen Schicht die der anderen beiden bestimmt. Allerdings werden sich bei der Abkühlung von einer sehr hohen Temperatur die drei Schichten nicht gleichzeitig gebildet haben, und daher wird auch die Zusammensetzung der zuerst gesonderten Silikatschicht nicht genau der Gleichgewichtszusammensetzung des Metallkerns, der sich erst später von der Mittelschicht getrennt hat, entsprechen. Aber in erster Annäherung darf die Annahme des Gleichgewichts der drei Schichten aufrecht erhalten werden. Allerdings war bis vor kurzem gerade der hier in Frage kommende Teil der chemischen Gleichgewichtslehre wenig bearbeitet, doch haben theoretische und experimentelle Untersuchungen von R. Lorenz**) sowie R. Lorenz und W. Fraenkel***) und auch des Verfassers†) einige Hauptfragen für unseren Zweck geklärt.

Die Zusammensetzung des Metallkerns. Die Verteilung zweier Metalle zwischen den drei flüssigen Schichten Metall, Sulfid und Silikat wird durch die Bildungswärme der Sulfide und Oxyde der beiden Metalle in der Weise geregelt, daß bei einer großen Differenz der beiden Bildungswärmen das Metall mit größeren Bildungswärmen fast quantitativ in die Sulfid- bzw. die Silikatschicht geht, während das andere fast nur in der Metallschicht vorhanden ist. Bei angenähert gleichen Bildungswärmen nähert sich der Teilungskoeffizient dem Wert 1.

In der nebenstehenden Tabelle ist neben dem Zeichen des Metalls der mittlere Prozentgehalt desselben in den Eruptivgesteinen noch H. S. Washington ††) angegeben. Die Metalle sind geordnet nach den Bildungswärmen ihrer niedrigsten Oxyde, die auf die Bindung von 1 Grammatom Sauerstoff bezogen sind. Ebenso sind die Bildungswärmen der Sulfide auf 1 Grammatom Schwefel bezogen.

Da die Silikatschicht reich an Eisen ist, so können die Metalle mit erheblich höheren Bildungswärmen der Oxyde als die des FeO nur in sehr geringer Menge im Metallkern vorkommen. Dieselben können nur in der Silikatschicht oder auch in der Sulfidschicht vorhanden sein. Es sind das die Metalle vom Calcium bis zum Zink. Die Metalle mit Bildungswärmen der Oxyde, die sich von der des FeO nicht wesentlich unterscheiden, werden in der Metall- und Silikatschicht in angenähert gleicher Konzentration vorhanden sein, das würde für Zinn, Cadmium und Kobalt gelten. Während die Metalle mit erheblich kleineren Bildungswärmen der Oxyde in viel größerer Konzentration im Metallkern als in der Silikatschicht vorkommen müssen, wenn sie in der Silikatschicht als Ionen bildende Salze vor-

*) V. M. Goldschmidt. Zeitschr. f. Elektrochemie 1922, S. 411, und Der Stoffwechsel der Erde, Videnskapsels Kapets Skrifter I, Math.-naturwiss Kl., 1922, Nr 11.

**) R. Lorenz: Zeitschr. f. anorg. u. allg. Chem. 134, 105 (1924)

***) Ebenda 131, 247 (1923); 137, 204 (1924).

†) Ebenda 133, 267 (1924); 134, 269 (1924), 135, 161 (1924).

††) Smithsonian Report for 1920, p. 269—320.

handen sind. Von diesen Metallen sind das Nickel und Chrom in größerer Konzentration im Silikatmantel vorhanden.

In der Silikatschicht ist das Verhältnis der Prozentgehalte Ni/Fe = 0.004. In der Metallschicht, die mit dieser Silikatschicht im Gleichgewicht ist, kann dieses Verhältnis sehr wohl 10- bis 20 mal größer sein. Dementsprechend würde der Metallkern der Erde die Zusammensetzung eines meteoritischen Nickel-eisens haben.

	Mittlerer Prozentgehalt in Eruptivgesteinen	Bildungswärme in kg cal	
		der Oxyde	der Sulfide
Calcium, Ca	3.6	CaO 151.9	CaS 111.2
Magnesium, Mg	2.1	MgO 143.6	MgS 79.4
Lithium, Li	0.003	Li ₂ O 143.3	— —
Strontium, Sr	0.018	SrO 141.7	SrS 110.2
Seltene Erdmetalle, Ce, La, Pr	0.001	$\frac{1}{3}$ La ₂ O ₃ 139.1	$\frac{1}{3}$ Nd ₂ S ₃ 95.3
Beryllium, Be	0.001	BeO 136	— —
Barium, Ba	0.048	BaO 130	BaS 102.5
Aluminium, Al	8.1	$\frac{1}{3}$ Al ₂ O ₃ 126.7	$\frac{1}{3}$ Al ₂ S ₃ 42.1
Vanadium, V	0.02	$\frac{1}{3}$ V ₂ O ₃ 100.6	— —
Natrium, Na	2.8	Na ₂ O 100.3	Na ₂ S 89.7
Mangan, Mn	0.1	MnO 90.8	MnS 62.9
Kalium, K	2.6	K ₂ O 86.8	K ₂ S 87.1
Zink, Zn	0.000 1	ZnO 85.4	ZnS 41.3
Wasserstoff, H ₂	0.127	H ₂ O 68.4	H ₂ S 5.0
Zinn, Sn	0.000 01	SnO 67.2	— —
Eisen, Fe	5 1	FeO 65.7	FeS 23.1
Cadmium, Cd	0.000 01	CdO 63	CdS 34.0
Kobalt, Co	0.001	CoO 57.5	— —
Nickel, Ni	0.02	NiO 54.7	— —
Blei, Pb	0.000 1	PbO 51.6	PbS 20
Chrom, Cr	0.04	$\frac{1}{3}$ Cr ₂ O ₃ 48.8	— —
Wismut, Bi	0.000 001	$\frac{1}{3}$ Bi ₂ O ₃ 45.9	— —
Antimon, Sb	0.000 01	— —	— —
Kupfer, Cu	0.002	Cu ₂ O 40.8	Cu ₂ S 18.3
Quecksilber, Hg	0.000 01	HgO 20.7	HgS 6.2
Silber, Ag	0.000 001	Ag ₂ O 5.4	Ag ₂ S 3.3
Gold, Au	0.000 000 1	$\frac{1}{3}$ Au ₂ O ₃ 4.1	— —
Platin, Pt	0.000 000 01	— —	— —

Die Verbrennungswärme des Chroms zu $\frac{1}{3}$ Cr₂O₃ ist erheblich kleiner als die des Eisens zu FeO, und der Cr-Gehalt der Silikatschicht ist sogar größer als ihr Ni-Gehalt. Wenn aber das Chrom in der Silikatschicht in Gegenwart von FeO fast ausschließlich als CrO vorhanden ist und diesem eine größere Bildungswärme als dem FeO zukommt, so könnte der Chromgehalt des Metallkerns erheblich kleiner sein als der der Silikatschicht.

Die Frage, ob die edlen Metalle Silber, Gold und Platin im Metallkern in größerer Menge vorkommen als in der Silikatschicht, kann auf Grund der Bildungswärme ihrer Oxyde im Vergleich zu der des Eisens nicht beantwortet werden. Denn Silber und Gold lösen sich in Silikaten wahrscheinlich als Metalle und nicht als Ionen bildende Salze. In diesem Falle dürfte die Verteilungsregel auf Grund der Bildungswärmen oder der galvanischen Spannungsreihe nicht angewandt werden. Dann könnte der Gehalt an diesen Metallen im Metallkern auch von der Größenordnung ihres Gehalts im Silikatmantel sein.

Die sulfidische Mittelschicht. Die Dichte 5.5 entspricht der Dichte flüssiger Sulfide, Silizide und Karbide der unedlen Schwermetalle, insbesondere der des Eisens unter hohem Druck. Nun sind reines Eisen und FeS im flüssigen Zustande in allen Verhältnissen mischbar, aber in Gegenwart von Silikaten (FeSiO_3) bilden sich beim Mischen von Fe und FeS zwei Schichten, die etwas FeSiO_3 enthalten. Bei 1400° unter dem Druck einer Atmosphäre sind Eisenkristalle mit zwei flüssigen Schichten: einer eisenreichen mit 6 Proz. FeS und einer FeS-reichen mit 70 Proz. Fe, 10 Proz. FeSiO_3 und 20 Proz. Fe miteinander im Gleichgewicht*). Bei höherer Temperatur verschwinden die Eisenkristalle, die beiden flüssigen Schichten bleiben aber bestehen, obwohl ihre Zusammensetzungen mit wachsender Temperatur sich einander nähern. Der Druck wird wahrscheinlich die Zusammensetzung beider Schichten nicht erheblich beeinflussen. Jedenfalls besteht die Möglichkeit, daß in der Tiefe von 1500 km zwei isotrope höchst viskose Schichten aneinander grenzen, von denen die eine aus Nickel-Eisen und die andere aus einer Mischung von Eisensulfid, Eisenphosphid, Eisensilizid und Eisenkarbid besteht, denen außerdem die Sulfide, Phosphide, Silizide und Karbide anderer Metalle beigemengt sind.

Der geringe Schwefelgehalt (0,05 Proz.) der obersten Eruptivgesteine scheint gegen die Annahme einer sulfidischen Mittelschicht zu sprechen. Denn in den flüssigen Schlacken über den Mischungen von Sulfiden (FeS , CuS), dem Stein der Kupferhütten, findet sich etwa die zehnfache Menge Schwefel. Wenn aber ein Teil des Schwefels in der sulfidischen Schicht durch Phosphor, Silicium und andere Elemente ersetzt wird, so nimmt der Schwefelgehalt der Schlacke ab. Außerdem braucht der zehnfache Schwefelgehalt der Schlacken der Kupferhütten nicht der wahren Gleichgewichtskonzentration des Schwefels zu entsprechen. Da Sulfidtröpfchen leicht in Silikatschmelzen emulsiert bleiben, so könnte dadurch der Schwefelgehalt der technischen Schlacken viel höher erscheinen als er wirklich ist.

Gegen die Existenz einer sulfidischen Schicht hat G. Linck**) folgendes Bedenken geäußert. Eisensulfid und Eisenphosphid kommen in den Meteoriten nie als gesonderte Massen, sondern nur als geringfügige Einschlüsse vor. Die sulfidische Schicht tritt also bei den Meteoriten nicht in Erscheinung. Dazu wäre zu bemerken, daß das Material der sulfidischen Schicht leichter verbrennbar ist als das Nickeleisen, und daß seine Verbrennungsprodukte beim Fall stark verstäubt werden und daher nicht auffindbar sind. Bekanntlich hat man bei Sternschnuppenfällen noch nie Verbrennungsprodukte aufgefunden. Sollten die Körper, welche die Erscheinung der Sternschnuppenfälle verursachen, aus Sulfiden, Phosphiden, Siliziden des Fe, Ca und anderer Leichtmetalle bestehen, so wäre es nach W. A. Wahl***) sehr verständlich, daß ihre verstäubten Verbrennungsprodukte unauffindbar sind. Man könnte also in den Massen, welche die Sternschnuppenfälle verursachen, die Trümmer der sulfidischen Mittelschicht vermuten.

*) Treitschke und Tammann. Zeitschr. f. anorg. Chem. **49**, 320 (1906).

**) G Linck Aufbau des Erdballs, Rektoratsrede. Jena 1924.

***) W. A. Wahl Zeitschr. f. anorg. Chem. **69**, 52 (1911)

Die Bildungswärme der Oxyde ist im Mittel ein- bis funfmal größer als die der Sulfide, daher werden sich die Metalle mit kleineren Bildungswärmen in der sulfidischen Schicht anreichern. Auch hieraus darf man auf einen hohen Eisengehalt der sulfidischen Schicht schließen. Im großen und ganzen ist die Reihenfolge der Bildungswärmen der Sulfide von der der Oxyde nicht wesentlich verschieden, daher dürfte auch die Reihenfolge der Metallkonzentrationen in beiden Schichten im wesentlichen dieselbe sein, nur an Mg und Al sollte die sulfidische Schicht relativ ärmer sein als die Silikatschicht.

Durch die Schätzung des relativen Gehaltes der einzelnen Metalle in den drei Schichten gelangt man zu einer Schätzung ihrer absoluten Menge in der Erde. Beispielsweise darf man vermuten, daß Zink, Zinn, Cadmium und Blei auch in der Metall- und Sulfidschicht nicht in größerer Konzentration vorkommen als in der Silikatschicht.

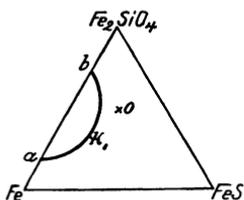


Fig. 1.

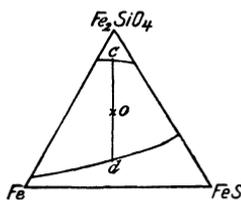


Fig. 2.

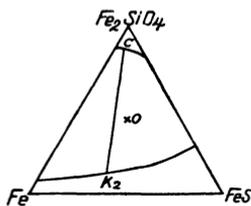


Fig. 3.

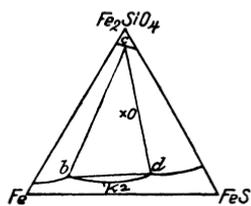


Fig. 4.

Die Entstehung der drei Schichten. Will man sich eine angenäherte Vorstellung von der Bildung der drei Hauptschichten der Erde machen, so kann man in erster Annäherung das Verhalten der drei Komponenten Fe, FeS und Fe_2SiO_4 zueinander betrachten. Bei einer außerordentlich hohen Temperatur werden diese drei Komponenten in allen Verhältnissen miteinander mischbar sein. Die erste Mischungslücke, die sich bei der Abkühlung dieser Mischungen bildet, wird wahrscheinlich die zwischen Fe und Fe_2SiO_4 sein. In Fig. 1 ist das durch die Kurve a, k_1, b , die Löslichkeitskurve zweier Schichten, angedeutet. Der Punkt o , welcher der Gesamtzusammensetzung der Erde angenähert entspricht, fällt bei dieser Temperatur noch nicht in das heterogene Gebiet. Erst bei der tieferen Temperatur der Fig. 2 hat sich die Mischungslücke auch über die Dreiecksseite FeS— Fe_2SiO_4 ausgedehnt und der Punkt o fällt bei dieser Temperatur ins heterogene Gebiet. Die Silikatschicht c und eine Fe—FeS-

Schicht *d* sind entstanden. Die Mischung von der Zusammensetzung des Punktes *o* hat sich in die beiden flüssigen Schichten *c* und *d* gespalten.

Da Fe und FeS in allen Verhältnissen sogar bei den Temperaturen des Beginns der Kristallisation von Fe mischbar sind, bei Zusatz von Fe_2SiO_4 aber Entmischung eintritt, so muß es in der Nähe der Dreiecksseite Fe—FeS einen kritischen Punkt K_2 geben, bei dessen Temperatur die Entmischung in eine Fe- und in eine FeS-reichere Schicht beginnt. Dieser kritische Punkt tritt zuerst bei der Temperatur der Fig. 3 auf. Die Mischung *o* aber beginnt sich noch nicht zu entmischen, wenn der Punkt *o* nicht zufällig auf die Gerade ck_2 fällt. Erst wenn sich mit sinkender Temperatur das Dreiphasengebiet *bed* (Fig. 4) so weit vergrößert, daß der Punkt *o* in dasselbe fällt, spaltet sich die Fe—FeS-Schicht in eine Fe-reichere und in eine FeS-reichere. Je tiefer die Temperatur sinkt, um so größer wird der Unterschied in der Zusammensetzung beider Schichten.

Man hat sich also vorzustellen, daß bei sehr hoher Temperatur die Erde aus zwei Schichten, einer Silikatschicht und einer Fe—FeS-Schicht bestand. Darauf erfolgt bei viel tieferen Temperaturen aus der Fe—FeS-Schicht die Bildung zweier neuer Schichten, einer Fe-reichen und einer FeS-reichen Schicht. Die Bildung des Metallkerns und seines Sulfidmantels kann sich in einem recht

geringen Temperaturintervall vollzogen haben. Dadurch wurde eine sehr erhebliche Änderung der Massenverteilung innerhalb des Silikatmantels bewirkt, die auf die Abplattung der Erde und damit auf die Präzession und Nutation der Erdachse nicht ohne Einfluß bleiben konnte.

Die Kristallisation bei der Abkühlung eines chemisch homogenen Weltkörpers. Sinkt die Temperatur einer frei schwebenden, chemisch homogenen Flüssigkeitskugel, so wird die Kristallisation in der Kugelzone beginnen, deren Temperatur zuerst unter die der Schmelzkurve sinkt. In Fig. 5 gibt die Kurve *amb* die Schmelzkurve des betreffenden Stoffes an, der nur in einer Kristallform bei allen Drucken aus seinen Schmelzen sich ausscheidet. Die Kurven 1, 2a und 2b geben die Abhängigkeit der Temperatur *T* vom Druck *p*, der mit der Entfernung von der Kugeloberfläche nach ihrem Mittelpunkt hin wächst, für folgende Fälle an:

1. Wenn während der Abkühlung sich Konvektionsströme ausbilden, so wird dadurch die Temperatur in allen Teilen der Kugel, die von Konvektionsströmen durchzogen werden, dieselbe, und die Horizontale 1 gibt die *pT*-Linie des Weltkörpers für diesen Fall. Diese Horizontale 1 wird in einer gewissen Abkühlungsepoche die Schmelzkurve in ihrem Maximalpunkt berühren. Die Kristallisation beginnt dann in einer Tiefe entsprechend dem Druck des Maximums der Schmelzkurve, wobei eine Volumenänderung nicht stattfindet. Zu kleineren Drucken hin wird die Kristallisation, deren Fortschreiten an die Geschwindigkeit des Wärmeabflusses gebunden ist, viel schneller vorwärtsschreiten als nach

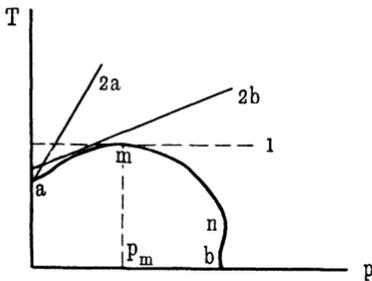


Fig. 5

größeren Drucken. Die Temperatur an den beiden Kristallisationsgrenzen kann sich nur auf der Schmelzkurve bewegen, sie muß also nach der Oberfläche hin und nach der Tiefe hin abfallen. Bei der Kristallisation nach der Oberfläche hin tritt Volumenverkleinerung auf, bei der nach der Tiefe hin Volumenvergrößerung. Durch diese wächst der Druck bis Risse in der Kristallschale entstehen, durch die heißere Flüssigkeit nach oben gepreßt wird. Die durch diese Spalten bewirkte Schollenbildung ist wohl auch für die folgenden Epochen von Bedeutung. Ob in diesen Epochen die Volumenverkleinerung durch Temperaturabnahme der Flüssigkeit im Innern der Kristallschale die Volumenvergrößerung bei der Kristallisation überwiegt oder nicht, könnte nur berechnet werden, wenn die von der oberen Kristallisationsgrenze abströmenden und die der unteren Kristallisationsgrenze zuströmenden Wärmemengen bekannt wären. Die maximale Tiefe, bis zu der die Kristallisation vordringen kann, ist durch den Druck des Punktes n , bei dem $\frac{dT}{dp} = \infty$ ist, bestimmt.

2. Wenn sich keine Konvektionsströmungen bei der Abkühlung der Flüssigkeitskugel ausbilden, so kann die pT -Kurve des Weltkörpers die Schmelzkurve bei fortschreitender Abkühlung entweder in ihrem Punkte bei $p = 0$ berühren, oder in einem Punkte zwischen den Punkten der Schmelzkurve bei $p = 0$ und p_m . Im ersten Falle, Kurve 2a (Fig. 5), beginnt die Kristallisation an der Oberfläche, im zweiten, Kurve 2b, in der Tiefe des entsprechenden Berührungspunktes. In beiden Fällen werden die entstandenen Kristalle bis zur Tiefe, die dem Drucke p_m entspricht, absinken und in dieser Tiefe sich zu einer zusammenhängenden Kristallschale vereinigen. Dieses Zusammenbacken der einzelnen Kristalle zu einer zusammenhängenden kristallographisch gleich orientierten Kristallschale ist nur bei einem chemisch homogenen Stoff durch den Vorgang der Rekristallisation möglich. Die beiden Fälle 2a und 2b unterscheiden sich in ihrem Endresultat nicht wesentlich vom Fall 1. Doch wird im Falle 1 das Temperaturgefälle im Innern der Kristallschale während ihrer Verdickung erheblich kleiner sein als in dem Falle 2b oder sogar im Falle 2a. Daher wird in diesen Fällen die Volumenverkleinerung infolge Ausgleichs des Temperaturgefälles die Volumenvergrößerung beim Fortschreiten der Kristallisation in größeren Tiefen, als die dem Drucke p_m entspricht, eher kompensieren können. Es sind daher in den Fällen 2a und 2b Einbrüche der Kristallschale von oben nach unten zu erwarten.

Die Kristallisation bei der Abkühlung einer chemisch nicht homogenen Kugel ist bedeutend verwickelter als die einer chemisch homogenen Kugel. Bei der chemisch nicht homogenen Kugel werden sich mehrere Kristallschalen bilden können, die anfangs von flüssigen Magmaschichten voneinander getrennt sind. Auch werden die einzelnen Kristallschalen nicht vollkommen zusammenhängend ausgebildet sein. Auf den Verlauf der Kristallisation in einer chemisch nicht homogenen Kugel, die mit einer dichten Atmosphäre bedeckt ist, werden außerdem noch die meteorologischen Vorgänge von Einfluß sein, da diese an verschiedenen Stellen der Oberfläche die Strahlung und damit auch den Wärmefluß in tieferen Schichten der Kugel beeinflussen.

Die Umwandlungen in den kristallisierten Schichten. Sowohl das Eisen als auch das Schwefeleisen besitzen Umwandlungskurven (pT -Linien), auf denen je zwei Kristallarten verschiedenen Volumens miteinander im Gleichgewicht sind. Berührt die pT -Kurve der Erde bei sinkender Temperatur diese Gleichgewichtskurven, so bildet sie die bei tieferer Temperatur beständige Kristallart unter Volumenänderung, dadurch müssen in den überliegenden Schichten Risse entstehen, deren Bildung zu Erschütterungen führt. Doch liegt in der jetzigen Epoche der Erde die pT -Kurve der Erde weit oberhalb der Umwandlungskurven des Eisenkerns und der sulfidischen Schicht, so daß jene Berührung erst in ferner Zukunft zu erwarten ist.

Auch die Silikatschicht enthält ein weit verbreitetes Mineral, den Quarz, der bei gewöhnlichem Druck bei 575° sich in den α -Quarz unter Volumenvergrößerung und bei 870° in den α -Tridymit, ebenfalls unter Volumenvergrößerung (2 Proz.) umwandelt. In einer Tiefe über etwa 40 km ist der α -Tridymit, zwischen 40 und 20 km der α -Quarz und in geringerer der gewöhnliche Quarz beständig. Sinkt die Temperatur, so sinken diese Grenzen in die Tiefe. Durch die Umwandlungen verkleinert sich das Volumen. Die überlagernden Schichten drücken nach, und da hierbei Faltungen und Risse entstehen müssen, so entstehen auch Erschütterungen.

Auch an die spontane Umwandlung einer unterkühlten Kristallart, die nicht selten mit sehr großer linearer Geschwindigkeit sich vollzieht, ist als Ursache eines Erdbebenstoßes zu denken. Allerdings kann noch nicht angegeben werden, bei welchen weiter verbreiteten Mineralien solche Unterkühlungen auftreten. Aber beim spontanen Übergange von Eis III oder Eis II in das gewöhnliche Eis wurden starke Erschütterungen der Bombe beobachtet, in der sich die Umwandlung unter außerordentlich schneller Drucksteigerung um mehrere hundert Atmosphären vollzog.

Die Umwandlung einer Kristallart in eine andere kann also sehr wohl die Ursache von Erdbeben sein *).

Eine andere Ursache der Erdbeben kann folgende sein. Bekanntlich schwimmt die feste Erdkruste auf dem Erdinnern (Isostasie). Wenn die Wärme des Erdinnern durch die Meere und Kontinente mit verschiedener Geschwindigkeit abströmt, so würde auch der Kristallisationsvorgang unter beiden sich mit verschiedener Geschwindigkeit vollziehen. Dadurch würde infolge der verschiedenen Volumenänderung auch der Auftrieb unter dem Meere und dem Kontinent verschieden werden, und an der Grenze zwischen Meer und Kontinent würde eine Spannung entstehen, die zur Ribbildung unter Beben führen sollte. In die entstehenden Spalten würde das Magma aus der Tiefe dringen. Wenn dieses mit von Wasser durchfeuchteten Schichten in Berührung kommt, würden sich Vulkane bilden.

Die Entstehung des freien Sauerstoffs der Luft. In der Atmosphäre, die sich einst über der flüssigen Silikatschicht befand, konnte kein freier Sauerstoff vorhanden sein, da die Gesamtmenge des Sauerstoffs zur Oxydation

*) Tammann Kristallisieren und Schmelzen. Leipzig, J. A. Barth, 1903.

der tieferen Schichten nicht hinreicht. Das wird auch durch andere Erfahrungen bestätigt.

1. Die noch jetzt austretenden Lavamassen enthalten keinen freien Sauerstoff, sondern CO_2 , CO , H_2 , N_2 , SO_2 und Wasserdampf, aber kein Argon *).

2. Eruptivgesteine enthalten CO_2 , N_2 und H_2 in reichlichen Mengen okkludiert. Freier Sauerstoff konnte aber in den Gasen aus solchen Gesteinen nie nachgewiesen werden. W. A. Tilden **) hat die in Eruptivgesteinen und Mineralien okkludierten Gase vielfach analysiert, nachdem sie durch Erhitzen des Gesteins bei vermindertem Druck ausgetrieben waren. Es wurden H_2 , N_2 und CO_2 immer gefunden, außerdem aber auch immer noch CO , das aber zum Teil sich erst bei der Entwicklung von CO_2 und H_2 aus dem erhitzten Gestein gebildet haben kann.

Die Menge des freien Sauerstoffs in der Luft ist gegenüber der des gebundenen in der Silikatschicht eine ganz verschwindende. In der jetzigen Atmosphäre ist nur so viel freier Sauerstoff vorhanden, als sich in gebundenem Zustande in einer Gesteinsschicht von 0.4 m Dicke rund um die Erde befindet.

Zu Beginn der Erstarrung der Silikatschicht enthielt die Atmosphäre aber große Mengen von Wasserdampf, dem H_2 , CO_2 , CO und N_2 beigemischt waren. Nimmt man die mittlere Meerestiefe zu 2000 m an, so hat der Druck des Wasserdampfes der in Dampf verwandelten Meere etwa 260 Atm. betragen. Bei etwa $T = 1700^\circ$ mag die Erstarrung der Silikatschicht begonnen haben. Bei dieser Temperatur sind 0.000 05 des Wasserdampfes in O_2 und 2H_2 gespalten, wenn dem Wasserdampf kein überschüssiger H_2 beigemischt ist. Aus dieser Atmosphäre konnte der H_2 in den Weltraum diffundieren, nicht aber der Wasserdampf und der freie Sauerstoff. Dieser wurde von den Eisenoxydulsilikaten verbraucht. Erst nach Eintritt der Erstarrung der obersten Erdschichten konnten sich größere Sauerstoffkonzentrationen im Wasserdampf halten, da erst jetzt die reduzierenden Massen der tieferen Schichten durch eine unbewegliche, teils oxydierte Silikatschicht von der Wasserdampfatmosphäre getrennt waren.

Ein Körper, dessen Geschwindigkeit die von 11 km pro Sekunde überschreitet, kann unabhängig von seiner Masse das Gravitationsfeld der Erde überwinden und sich von ihr entfernen.

Berechnet man die Wahrscheinlichkeit des Vorkommens von Molekulargeschwindigkeiten, die größer als 11 km pro Sekunde sind, für verschiedene Gase bei $T = 1500$ bis 2500° , so ergibt sich, daß sie nur für Wasserstoff einen großen Wert besitzt, während das Vorkommen so großer Geschwindigkeiten für andere Gase außerordentlich unwahrscheinlich ist ***).

Der freie Sauerstoff in der Atmosphäre der Erde kann also sehr wohl erst während der Verfestigung der obersten Erdkruste entstanden sein. Wenn diesem Vorgange eine schnellere Abkühlung der Atmosphäre und der obersten Erdschicht

*) A. L. Day und E. S. Shepherd Smithsonian Report 1913, S. 257, Compt. rend. 157, 958, 1027 (1913).

**) Proc. Roy. Soc. London 60, 453 (1897) und K. Hüttner: Zeitschr. f. anorg. Chem. 43, 8 (1905).

***) Tammann: Zeitschr. f. phys. Chem. 110, 17 (1924).

gefolgt ist, dann kann die Menge des aus der Atmosphäre in den Weltraum abgegebenen Wasserstoffs vom Ende der Verfestigung an als gering betrachtet werden. Wenn das zutrifft, so mußten, worauf mich Herr Angenheister aufmerksam machte, die auf der Erde vorhandenen Massen des freien Sauerstoffs dividiert durch die Massen des Wassers gleich sein dem Dissoziationsgrade des Wasserdampfes bei der Temperatur des Beginns der Erstarrung der Erdoberfläche.

Das in Wasserstoff verwandelte Weltmeer würde einen Druck von 260 Atm. ausüben, der dem Sauerstoff der Luft äquivalente Wasserdampf den Druck von 0.22 Atm. Der Quotient $\frac{0.22}{2660} = 0.0008$ sollte also gleich sein dem Dissoziationsgrade des Wassers bei 260 Atm. und der Temperatur des Beginns der Erstarrung der Erdoberfläche. Dieser ergibt sich bei $T = 1800^\circ$ zu 0.0003 und bei $T = 1900^\circ$ zu 0.0006 *). Aus jenem Quotienten würde sich also die Temperatur des Beginns der Erstarrung der Erdoberfläche um etwa 200° zu hoch ergeben. Da aber auch während der schnelleren Abkühlung nach dem Beginn der Erstarrung der Erdoberfläche merkliche Mengen von Wasserstoff in den Weltraum gegangen sein werden, so würde dadurch die berechnete Temperatur des Beginns der Erstarrung abnehmen.

Wir haben also zwischen vier Epochen der Bildung unserer Atmosphäre zu unterscheiden. In der ersten ging aus dem Gemenge von viel Wasserdampf wenig Sauerstoff und Wasserstoff, der Sauerstoff in die flüssige Silikatschicht und der Wasserstoff in den Weltraum. In der zweiten ging nur der Wasserstoff in den Weltraum und der überschüssige Sauerstoff reicherte sich an. In der dritten hörte das Abwandern des Wasserstoffs auf, weil die Temperatur der Atmosphäre schnell sank. Schließlich trat die Kondensation des Wasserdampfes ein, und es blieb das Gasgemenge unserer Atmosphäre zurück.

Göttingen, Institut für physikalische Chemie.

Ermittlung der Tiefe von schwerstörenden Massen mittels Drehwage.

Von Dr. O. Meisser.

Bei Drehwagenmessungen kommt es meistens darauf an, die Umrisse der Schwereanomalie festzustellen. Zu diesem Zwecke betrachtet man die horizontale Änderung der Schwerebeschleunigung g , um aus dem Verlauf der Isogammen auf die Ausdehnung der betreffenden storenden Masse zu schließen.

Im folgenden soll für eine schwerstörende Masse, die sich in erster Annäherung durch eine Kugel ersetzen läßt, gezeigt werden, daß die Drehwage

*) W. Nernst: Theoretische Chemie 1921, S. 765.