

10. Die vulkanische Kraft und die radioaktiven Vorgänge in der Erde.

Von Herrn F. VON WOLFF in Danzig-Langfuhr.

(Mit 3 Textfiguren.)

Die bekannte „STÜBELSche Vulkantheorie“ hat vor anderen Theorien unstreitig das eine voraus, daß sie imstande ist, die mannigfaltigen mit dem Vulkanismus zusammenhängenden Erscheinungen in der oberflächlichen Erdkruste von einheitlichen Gesichtspunkten aus zu erklären und außerdem eine Reihe von Widersprüchen zwischen den Ergebnissen geologischer und astronomischer Forschung¹⁾ zu überbrücken. Man hat lange Zeit dem vulkanischen Magma jede aktive Beteiligung an den dynamischen Vorgängen an der Erdoberfläche vollkommen abgesprochen und ist damit entschieden zu weit gegangen. Im Gegensatz hierzu suchte STÜBEL die Ursachen einer vulkanischen Eruption aus dem physikalischen Verhalten des Magmas selbst herzuleiten. Er formulierte den Begriff der vulkanischen Kraft als eine Energieerzeugung durch den Erkaltungsprozeß, die die vulkanische Eruption nach sich zieht. Seine Theorie hat sich als sehr fruchtbar erwiesen und würde noch weit mehr anerkannt werden, wenn die Voraussetzungen, unter denen eine derartige Energieerzeugung erwartet werden kann, einwandsfrei festständen.

Der Gedanke an eine dem Magma innewohnende vulkanische Kraft ist nicht neu. Schon vor STÜBEL hat ihn C. FR. NAUMANN²⁾ und besonders VON RICHTHOFEN³⁾ ausgesprochen. Letzterer sagt: „Die Vorgänge unter der Erdrinde können nicht bloß in einer fortdauernden Kontraktion

¹⁾ A. DANNENBERG: „Die vulkanischen Erscheinungen im Lichte der STÜBELSchen Theorie.“ Naturw. Rundschau XVI, 1901, S. 3, 17 u. 32.

²⁾ C. FR. NAUMANN: Lehrbuch der Geognosie I, 2. Aufl., 1858, S. 268–269.

³⁾ FERD. FRHR. VON RICHTHOFEN: Mitteilungen von der Westküste Nordamerikas. „Die natürliche Gliederung und der innere Zusammenhang der vulkanischen Gesteine.“ Fortsetzung. Diese Zeitschr. XXI, 1869, S. 10 u. 11.

bestehen. Zahlreiche Tatsachen nötigen zu der Annahme, daß es Vorgänge gibt, welche der allgemeinen Volumenverminderung entgegenwirken, und daß dieselben Prozesse dahin streben, eine allmähliche Ansammlung von Spannkraft nach außen unter der Erdrinde zu erzeugen. Die aufmerksame Betrachtung der verschiedenartigen Erscheinungen des Vulkanismus führt in der Tat mit zwingender Notwendigkeit zu der Annahme, daß mit der langsamen und vollkommenen Krystallisation zähflüssiger Silikate unter der festen Erdrinde eine Volumenvermehrung verbunden ist.“ Auch hier erscheint der Gedanke, daß eine Energieerzeugung während des Erkaltprozesses im Magma stattfindet. VON RICHTHOFEN erblickt sie in der Volumenvermehrung bei langsamer, vollkommener Krystallisation unter der festen Erdrinde.

Dieser letzte Punkt unterscheidet die RICHTHOFENSche Theorie von der STÜBELSchen. Bei STÜBEL¹⁾ ist die glutflüssige Masse die Trägerin der vulkanischen Kraft. Er definiert dieselbe als „eine Energieerzeugung durch den Erkaltprozess, welchem ein begrenztes Quantum der ursprünglichen Magmamasse in größerer oder geringerer Tiefe unterliegt, wenn sie allmählich aus dem flüssigen in den festen Zustand übergeht, und zwar unter Bedingungen, die nur in einer bestimmten Phase des Erkaltprozesses erfüllt sein können, mithin für jedes Magmaquantum nur einmal und rasch vorübergehend eintreten“. Der Sitz dieser vulkanischen Kraft der Gegenwart ist die Panzerdecke, ein System von Gesteinsbänken, welches den Erdkörper rings umschalt und zu jener Zeit, wo die planetare Erstarrungskruste noch eine geringe Dicke besaß, zu deren Festigung wesentlich beigetragen haben muß²⁾. Bei VON RICHTHOFEN liegt der Sitz tiefer unter der festen Erdrinde.

Beweise für das Vorhandensein einer dem vulkanischen Magma innewohnenden eignen Kraft.

Die Frage, ob eruptive Massen an den dynamischen Vorgängen an der Erdoberfläche aktiv oder passiv beteiligt sind, ist seit langem eifrig diskutiert worden. Durch das Studium nordamerikanischer Lakkolithen³⁾ und zuletzt durch die Unter-

¹⁾ A. STÜBEL: „Über die genetische Verschiedenheit vulkanischer Berge.“ Leipzig 1903. S. 23.

²⁾ A. STÜBEL: „Ein Wort über den Sitz der vulkanischen Kräfte in der Gegenwart.“ Leipzig 1901. S. 5—9.

³⁾ GILBERT: Geology of the Henry Mountains. Washington 1877.

suchungen BRANCA¹⁾) ist diese Streitfrage dahin entschieden worden, daß die Möglichkeit einer aktiven Rolle des vulkanischen Magmas nicht mehr in Abrede gestellt werden kann. BRANCA tat die Unabhängigkeit der kleineren vulkanischen Gebilde von Urach, der Eifel, Rhön, Schottlands, Südafrikas von präexistierenden Spalten dar. Besonders evident gelingt der Nachweis einer pfpfenartigen Aufpressung für das Ries von Nördlingen, das Vorries und das kryptovulkanische Becken von Steinheim. Das letztere ist ein 80 m tiefes, in fast horizontal gelagerten weißen Jurakalk eingesenktes Becken von 2,5 km im Durchmesser mit einer 40 m hohen zentralen Erhebung, dem Klosterberg. Das ganze Relief erinnert an eine Caldèira mit zentralem Kegel oder noch besser an einen Mondkrater. Vulkanisches Material fehlt aber oberflächlich vollkommen. Der Klosterberg stellt einen 150 m in die Höhe getriebenen Pfpfen dar, in welchem die älteren Schichten in einem höheren Niveau sich befinden als die jüngeren, es erscheint also eine braune Jura-Scholle im Zentrum, im Boden des Kessels über dem weißen Jura. Diese eigenartigen Lagerungsverhältnisse können nur durch eine pfpfenartige Aufpressung, durch irgend eine Kraft bewirkt, erklärt werden. Der Klosterberg ist als aufgebrochene Kuppel aufzufassen, deren Kern aus braunem Jura, dessen Flanken aus konzentrisch umgelagerten Schichten des weißen Jura bestehen. Die Kraft kann nur eine langsam wirkende gewesen sein, explosionsartige Vorgänge sind ausgeschlossen, da herausgeblasenes Material vollständig fehlt.

Im Steinheimer Becken ist die pfpfenartige Aufpressung unzweideutig, im Ries und Vorries mit ähnlichen Lagerungsverhältnissen nicht mit derselben Sicherheit zu beweisen, im letzteren dagegen die vulkanische Ursache klar.

Ein Vergleich dieser Gebiete führt indessen zu der zwingenden Annahme, daß erstens im Ries der granitische Boden in derselben Weise emporgepreßt ist, im Steinheimer Becken zweitens die gleiche Ursache der Aufpressung nur eine langsam von unten nach oben wirkende Kraft sein kann. Diese Kraft kann nur von einer aus der Tiefe aufwärts drängenden Schmelzmasse, einem Lakkolithen, ausgegangen sein.

¹⁾ W. BRANCA: „Neue Beweise für die Unabhängigkeit der Vulkane von präexistierenden Spalten.“ Neues Jahrb. Min. 1898, I. S. 175.

W. BRANCA und E. FRAAS: „Das vulkanische Ries bei Nördlingen.“ Abhandl. d. Kgl. Preuß. Akad. d. Wiss. Berlin 1901. 169 S. „Das vulkanische Vorries.“ Abhandl. d. Kgl. Preuß. Akad. d. Wiss. Berlin 1903. 132 S.

W. BRANCA und E. FRAAS: „Das kryptovulkanische Becken von Steinheim.“ Abhandl. d. Kgl. Preuß. Akad. d. Wiss. Berlin 1905. 64 S.

Die Natur der Energie, die als vulkanische Kraft in Frage kommen kann.

Ist es demnach nicht mehr zweifelhaft, daß es Kräfte im vulkanischen Magma gibt, welche selbständig emportreibend wirken und den schmelzflüssigen Gesteinsmassen einen Ausweg an die Oberfläche bahnen, auch ohne daß vorher durch tektonische Vorgänge ein Zerreißen der Kruste eintritt, so können derartige Kräfte nur durch eine unter bestimmten Verhältnissen eintretende Volumenvermehrung ausgelöst werden. Über diesen Punkt sind sich alle Theorien einig. Unter welchen physikalischen Bedingungen aber diese Volumenvermehrung eintritt, darüber gehen die Meinungen sehr auseinander. Keine der Theorien gibt eine befriedigende Antwort. Die Annahmen, die gemacht werden, sind entweder nicht zu erweisen oder stehen mit beobachteten Tatsachen direkt im Widerspruch. Hier versagt auch die STÜBELSche Theorie. VON RICHTHOFEN nimmt die Volumenvergrößerung bei langsamer, vollkommener Krystallisation unter der festen Erdrinde, STÜBEL anfänglich beim Übergang des Magmas von der flüssigen Phase in die feste, später bei einem bestimmten Zeitpunkt innerhalb der flüssigen Phase an. Er denkt sich dieselbe in einer kurzen, vorübergehenden molekularen Ausdehnung bestehend, unmittelbar vor der Krystallisation, analog dem Wasser, das auch unter 4° eine Ausdehnung erfährt.

Es sollen nun die Bedingungen erörtert werden, unter welchen eine Volumenvermehrung nach den bisherigen Erfahrungstatsachen zu erwarten ist. Ich¹⁾ habe diesen Gegenstand bereits eingehender behandelt, hier sollen nur kurz die Ergebnisse rekapituliert werden. Es sind folgende Möglichkeiten zu berücksichtigen:

1. Krystallisation des Magmas an der Oberfläche.

Bei der Krystallisation des Magmas an der Oberfläche tritt trotz mancher entgegengesetzter Behauptungen²⁾ keine Volumenausdehnung ein. Das beweisen einmal die Gesteinsgläser, die ein niedrigeres spezifisches Gewicht besitzen, also

¹⁾ F. VON WOLFF: „Über das physikalische Verhalten des vulkanischen Magmas.“ Diese Zeitschr. 58, 1906, Monatsber. 7, S. 185—195.

²⁾ Eine kritische Besprechung der widersprechenden Versuchsergebnisse hat erst kürzlich DOELTER gegeben: „Über die Frage der Ausdehnung der Silikate beim Erstarren.“ Diese Zeitschr. 59, 1907, Monatsber. 8/9, S. 217.

weniger dicht sind als die voll oder teilweise krystallisierten Gesteine gleicher chemischer Zusammensetzung. Wenn eine Substanz aus dem schmelzflüssigen Zustand, ohne zu krystallisieren, amorph erstarrt, so ändern sich alle physikalischen Eigenschaften nicht sprunghaft, wie TAMMANN nachgewiesen hat, sondern kontinuierlich als Funktion der Temperatur. Ist das Glas, das die Dichte besitzt, die das schmelzflüssige Magma bei der Beobachtungstemperatur haben würde, falls dieselbe realisierbar wäre, weniger dicht als die krystallisierte Masse, so folgt daraus, daß auch am Schmelzpunkt die Dichte der Schmelze geringer ist, die Krystallisation also unter Kontraktion erfolgt. Auch wasserdurchtränkte Magmen verhalten sich nicht anders wie die trocknen Schmelzen, wie das Verhalten wasserhaltiger Pechsteine lehrt. Dann ist die Ausdehnung des Diabases bei dem entgegengesetzten Vorgang, dem Schmelzen, von BARUS messend verfolgt worden. Der Einwand, den man gegen diese Schmelzversuche erhoben hat, daß vulkanisches Magma in der Natur und ein wiedergeschmolzenes Gestein zwei sehr verschiedene Dinge sind, da letzterem die absorbierten Gase und das Wasser fehlen, kann gerade beim Diabas wenig ins Gewicht fallen, da Basalte und dementsprechend der Diabas von Natur auch fast frei von Wasserdampf und Gasen sein können, wie die Laven der Hawaii-vulkane zeigen.

Aus diesen Gründen wird die Kontraktion der Silikate im Moment der Krystallisation auch von STÜBEL¹⁾ nicht mehr in Abrede gestellt. Er sagt: „Daß mit dem Übergange der Materie aus dem glutflüssigen in den festen Zustand eine Volumenverminderung hervorgerufen wird, kann als wohlbegründet gelten.“

2. Eine molekulare Ausdehnung innerhalb der flüssigen Phase.

Dieselbe würde der von STÜBEL zuletzt aufgestellten Forderung entsprechen. BARUS hat die Ausdehnung des Diabases 400° über den Schmelzpunkt hinaus, bis zu 1500° verfolgt, ohne auf eine plötzliche Kontraktion zu stoßen. Diese Beobachtung bestätigt also auch diese STÜBELSche Annahme nicht. Es liegt auch kein rechter Grund vor, eine derartige Unregelmäßigkeit noch in den höheren Temperaturgebieten zu erwarten.

¹⁾ A. STÜBEL: „Ein Wort über den Sitz der vulkanischen Kräfte in der Gegenwart.“ Leipzig 1901. S. 4.

3. Krystallisation in Gebieten hohen Druckes.

Eine dritte und letzte Möglichkeit haben die Untersuchungen von TAMMANN¹⁾ über das Verhalten einer Reihe anorganischer und organischer Körper beim Krystallisieren und Schmelzen unter hohem Druck eröffnet. Substanzen, die unter dem Druck einer Atmosphäre unter Kontraktion krystallisieren, erleiden bei zunehmendem Druck eine Verschiebung des Schmelzpunktes im positiven Sinn, aber nur bis zu einer bestimmten Grenze, dem maximalen Schmelzpunkt. Bei weiterer Druckzunahme sinkt der Schmelzpunkt wieder, und die Krystallisation erfolgt alsdann unter Volumenausdehnung.

Es ist

$$\frac{dT}{dp} = \frac{(V - V')T}{R}$$

Darin bedeuten T die Temperatur, p den Druck, V das Volumen des flüssigen, V' des krystallisierten Körpers, R die Schmelzwärme. Da an der Erdoberfläche für die Silikate $V - V'$ positiv ist, hat man danach in der Erde zwei Zonen zu unterscheiden, nämlich:

I. Zone der Krystallisation unter Volumenverringerng. $V - V' > 0$. Diese Zone ist die der Oberfläche zunächst liegende Schale.

Der maximale Schmelzpunkt mit $V - V' = 0$ ohne Energieerzeugung trennt diese Zone von der tieferen,

II. Zone der Krystallisation unter Volumenvermehrung.

$$V - V' < 0.$$

Durch die fortschreitende Krystallisation in dieser Zone unter Volumenvermehrung wird ein allmählich anwachsender Druck erzeugt werden können, der zu einer stetigen Ansammlung von Spannkraft nach außen unter der Erdrinde führt, wie es die VON RICHTHOFENSche Theorie fordert.

Ich habe nun in der obengenannten Arbeit darauf hingewiesen, daß die vulkanische Kraft nur in diesem Druck, der durch die Volumenvermehrung in jener tieferen, jenseits des maximalen Schmelzpunkts liegenden Zone erzeugt wird, gesucht werden kann.

Die Ergebnisse der TAMMANNschen Untersuchungen bestätigen demnach die Voraussetzungen der VON RICHTHOFENSchen Theorie. Nur ist es nicht die langsame, vollkommene Krystallisation, sondern die Krystallisation in größerer Tiefe

¹⁾ G. TAMMANN: „Krystallisieren und Schmelzen.“ Leipzig 1903.

unter bestimmten Druckverhältnissen, die die notwendige Energie liefert.

Der Druck nimmt nun proportional mit der Tiefe zu, und dementsprechend verschiebt sich der Schmelzpunkt. Ein Gesetz, welches die Abhängigkeit des Schmelzpunkts des silikatischen Magmas von der Tiefe ergibt und die Konstruktion seiner Schmelzkurve ermöglichen würde, läßt sich nicht ableiten, da die Lage des maximalen Schmelzpunkts unbekannt ist. Der Verlauf der Schmelzkurve ist zwar im allgemeinen Prinzip bekannt, die Einzelheiten sind nur aus der Analogie mit anderen besser bekannten Substanzen zu erschließen.

Eine experimentelle Ermittlung dieses Punktes bei den Silikaten dürfte auf unüberwindliche Schwierigkeiten stoßen. Nach den Erfahrungen, die bei den experimentell zugänglichen Substanzen von TAMMANN gemacht worden sind, kann der maximale Schmelzpunkt der Silikate nicht unter ca. 40 000 Atm. Druck, einer Tiefe von ca. 150 km entsprechend, gesucht werden. DOELTER¹⁾ schätzt als obere Grenze ca. 100 000 Atm. = 300 km.

Die Zahlen, die für die Schmelzpunktverschiebung des Magmas in der Nähe der Erdoberfläche pro Atmosphärendruck von den verschiedenen Beobachtern ermittelt worden sind, weichen noch sehr untereinander ab. BARUS fand $0,025^\circ$, VOGT²⁾ dagegen nur $0,005^\circ$ auf den Druck von einer Atmosphäre. Gegen den BARUSSchen Wert erhebt VOGT den Einwand, daß die Ermittlung der Schmelzwärme des Diabases mit Hilfe des Kalorimeters nicht die wirkliche latente Schmelzwärme ergeben konnte, da infolge der plötzlichen Abkühlung im Kalorimeter die Schmelze, ohne zu krystallisieren, zu Glas erstarrte, Gläser besitzen aber keine Schmelzwärmen. Die Schmelzpunktverschiebung, die sich auf jene Bestimmung stützt, ist daher fünfmal zu groß ausgefallen. Aus diesem Grund verdienen die VOGTschen Daten den Vorzug.

Nach diesen Werten nimmt die Schmelzkurve etwa des Feldspats oder Augits folgenden Verlauf:

Tiefe	Druck	Schmelzpunkt
0 km	1 Atm.	1200°
1 -	270 -	1201,3°
10 -	2 700 -	1213,5°

¹⁾ C. DOELTER: „Petrogenesis“, S. 3.

²⁾ J. H. L. VOGT: „Die Silikatschmelzlösungen II“. Christiania 1904. S. 54—55 und S. 210. — „Physikalisch-chemische Gesetze der Krystallisationsfolge in Eruptivgesteinen.“ TSCHERMAKS Min.-petr. Mitt. N. F. XXVII, 1908, S. 105.

Tiefe	Druck	Schmelzpunkt	
37 km	10 000 Atm.	1250°	
100 -	27 000 -	ca. 1335°	} Zu hoch wegen der Annäherung an den Maximal- schmelzpunkt.
150 -	ca. 40 000 -	ca. 1400°	

Die Schmelzkurve verläuft in einem Bogen, anfänglich linear, und nähert sich asymptotenhaft dem maximalen Schmelzpunkt, der mit VOGT in der Tiefe von 150 km angenommen wurde.

Die Erstarrung der Laven an der Oberfläche erfolgt unterhalb 1200° bei Temperaturen, die im Mittel ca. 1000° betragen mögen, da durch den Wasser- und Gasgehalt der Erstarrungspunkt erniedrigt wird, außerdem wird die Krystallisation durch die Unterkühlung stark verzögert. So werden die Temperaturen der beginnenden Krystallisation in den verschiedenen Tiefen bis etwa 200° tiefer liegen, als die obigen aus Schmelzversuchen berechneten Daten ergeben. Unter Zugrundelegung dieser Zahlen erhält man einen unteren Grenzwert für die Temperaturen, bis zu welchen feurig-flüssiges Magma möglich ist. (Vgl. die Schmelzkurve auf Seite 461.)

Nach dem gegenwärtigen Stand unserer Kenntnis ist demnach der maximale Schmelzpunkt erst schätzungsweise in einer Tiefe von mindestens 150 km zu erwarten.

Wenn also unter bestimmten Verhältnissen die Krystallisation der Silikate mit einer Volumenvergrößerung verknüpft ist, so kann das nur für größere Tiefen jenseits des maximalen Schmelzpunkts, also von mindestens über 150 km, zutreffen. Die Erstarrung der Erdkruste muß demnach bis in diese Tiefen vorgerückt sein, dieselben kommen als Sitz der vulkanischen Kraft allein in Frage, den Vorstellungen von RICHTHOFENS entsprechend.

Diese Schlußfolgerungen führen zu einem Gegensatz mit den bisherigen Anschauungen über die Wärmezunahme nach dem Erdinnern. Bei einer mittleren geothermischen Tiefenstufe von 33 m würde, falls die Temperatur proportional mit der Tiefe ansteigt, bereits in etwa 40 km Tiefe der Schmelzpunkt der Gesteine erreicht sein. Es könnte danach die Krystallisation nicht bis in die Tiefen, wo die Volumenvermehrung zu erwarten ist, vorgerückt sein.

Es ist nunmehr die Frage zu untersuchen, ob die Wärme im Innern der Erde noch von anderen Faktoren abhängt und nicht nur als der Rest einer ursprünglich hohen Eigenwärme aufzufassen ist, die durch Ausstrahlung ständig sich verringert, so daß die Wärmezunahme anderen Gesetzen folgt, als die Abkühlungshypothese fordert.

Die Wärmezunahme in der Erde.

Nur bis zu der ganz geringen Tiefe von 2 km ist die Temperaturzunahme einer unmittelbaren Beobachtung zugänglich. In tiefen Bohrlöchern ist ein konstanter Temperaturgradient, d. h. eine Temperaturzunahme von rund $0,0003^{\circ}$ auf den Zentimeter ermittelt worden, einer geothermischen Tiefenstufe von 33 m entsprechend. Von diesem mittleren Wert der geothermischen Tiefenstufe hat man zwar zahlreiche recht erhebliche Abweichungen nach oben und unten beobachtet¹⁾. Diese abnormen Werte hängen, wie KOENIGSBERGER²⁾ gezeigt hat, von besonderen Umständen ab, z. B. schlechter Wärmeleitfähigkeit der Gesteine, wärmeproduzierenden Einlagerungen in der Nähe der Oberfläche, abkühlenden Wassermassen, der Gestalt der Oberfläche usw. Für normale Verhältnisse behält der obige Durchschnittswert, wenn überhaupt ein solcher angenommen werden darf, seine Gültigkeit.

Die Wärmeleitfähigkeit der Gesteine nimmt mit steigender Temperatur ab. Die Abnahme beträgt nach KOENIGSBERGER³⁾ für Temperaturen bis 100°

$$\lambda_t = \lambda_0 (1 - 0,0008 \vartheta).$$

Der Temperaturgradient ist der Wärmeleitfähigkeit umgekehrt proportional, er ändert sich dementsprechend mit der Temperatur. Ist q die Wärmemenge, die in der Zeiteinheit durch die Einheit des Querschnitts fließt, so ist:

$$\frac{d\vartheta}{dx} = - \frac{q}{\lambda}.$$

Die Abkühlungshypothese läßt einen konstanten Gradienten erwarten. Bei steigender Temperatur nimmt die Wärmeleitfähigkeit der Gesteine ab, mithin der Gradient zu. Derselbe ist aber bis 2 km Tiefe konstant, wird eher kleiner als größer. Würde dagegen der Gradient mit der Tiefe abnehmen, so könnte durch die verringerte Wärmeleitfähigkeit eine Kompensation eintreten und ein konstanter Gradient bis zu Tiefen von 10—20 km resultieren. Aus diesen Tatsachen schließt

¹⁾ Sv. ARRHENIUS: „Lehrbuch der kosmischen Physik.“ Leipzig 1903. S. 278—281.

²⁾ J. KOENIGSBERGER: „Normale und anormale Werte der geothermischen Tiefenstufe.“ Centralbl. Min. 1907, S. 673—679.

³⁾ J. KOENIGSBERGER: „Über den Temperaturgradienten der Erde bei Annahme radioaktiver und chemischer Prozesse.“ Phys. Zeitschr. VII, 1906, S. 297—300.

KOENIGSBERGER¹⁾, daß die Abkühlungshypothese den Beobachtungen nicht gerecht wird, und zur Erklärung der Erdwärme andere Prozesse, z. B. radioaktive und chemische, herangezogen werden müssen.

Die Wärmeerzeugung durch radioaktive und chemische Prozesse.²⁾

Bei dem Zerfall radioaktiver Elemente werden recht beträchtliche Wärmemengen erzeugt, die im Wärmehaushalt der Erde nicht vernachlässigt werden können.

CURIE und LABORDE berechneten die Wärmeproduktion von 1 g Radium zu 100 Grammkalorien in der Stunde, PASCHEN fand für 1 g Radium 126,1 Kalorien und PRECHT sogar 134,28 Kalorien in derselben Zeit. Letztere Bestimmung ergibt in einer Sekunde die Wärmemenge $e = 0,0373$ Kalorien.

Von radioaktiven Elementen kommt für die Erdwärme in erster Linie das Radium, in zweiter das Thorium in Frage. Die befriedigendste Erklärung dieser eigenartigen Reaktionen gibt die Desaggregationstheorie von RUTHERFORD und SODDY. Die betreffenden Elemente sind instabil, und zwar ist die Zahl der in einer Sekunde zerfallenden Elemente stets der gerade vorhandenen Atomzahl proportional. Beim Zerfall des Radiums entsteht zunächst eine gasförmige Emanation, ein Gas der Argongruppe. Aus dieser Emanation entspringt Heliumgas und ein weiterer fester Körper, das Radium A. Auch dieser ist nicht stabil und zerfällt sukzessive weiter zu Radium B, C bis F. Dieser Zerfall kann mit Aussendung dreierlei Arten von Strahlen, den α -, β - und γ -Strahlen, verknüpft sein, und zwar bestehen die α -Strahlen aus mit $\frac{1}{10}$ Lichtgeschwindigkeit fortgeschleuderten, positiv elektrischen Teilchen und sind den radioaktiven Substanzen eigen, die β -Strahlen entsprechen den Kathodenstrahlen, die γ -Strahlen werden mit den Röntgenstrahlen verglichen, sie sind durch ein besonders starkes Durchdringungsvermögen ausgezeichnet.

¹⁾ J. KOENIGSBERGER: Phys. Zeitschr. VII, 1906, S. 290.

²⁾ E. RUTHERFORD-ASCHKINASS: „Die Radioaktivität.“ Berlin 1907.

J. ELSTER und H. GEITEL: „Über die Radioaktivität der Erdschicht und ihre mögliche Beziehung zur Erdwärme.“ Wiss. Beilage zum Jahresber. des Herzogl. Gymnasiums zu Wolfenbüttel. Wolfenbüttel 1907.

F. PASCHEN: „Über die γ -Strahlen des Radiums.“ Phys. Zeitschr. V, 1904, S. 567.

C. RUNGE und J. PRECHT: Sitzungsber. d. Kgl. Preuß. Akad. d. Wissensch. Berlin 1903. Nr. 38.

Diese Strahlen besitzen nun die Eigenschaft, Gase elektrisch leitend zu machen. Man kann daher die Intensität des sogenannten Sättigungsstromes dazu benutzen, um die Energie ein und derselben Strahlengattung zu messen, und dadurch auf die vorhandene Menge der radioaktiven Substanz schließen. Diese elektrische Methode übertrifft jede chemisch-analytische bedeutend an Feinheit und erlaubt den Nachweis der geringsten Mengen, die sonst nicht festzustellen wären. Die Strahlung eines jeden der Zerfallprodukte klingt in gewisser Zeit ab. Man nennt die Halbirungskonstante die Zeit, welche verstreicht, bis die Energie auf den halben Anfangswert herabgesunken ist. Diese Zeit ist eine für jeden einheitlichen radioaktiven Stoff charakteristische Größe. Sie beträgt

	nach RUTHERFORD ¹⁾	nach MARCKWALD ²⁾
Radium	1300 Jahre	2600 Jahre
Emanation	4 Tage	3,8 Tage
Radium A	3 Min.	3 Min.
Radium B	21 -	26 -
Radium C	28 -	19 -
Radium D	40 Jahre	40? Jahre
Radium E	6 Tage	{ E ₁ 6 Tage E ₂ 4,8 -
Radium F (Polonium) .	143 -	140 -
Thorium	2,4 · 10 ⁹ Jahre	10 ¹⁰ Jahre
Mesothorium	—	7 - ?
Radiothorium	—	737 Tage
Thorium X	4 Tage	3,64 -
Emanation	53 Sek.	54 Sek.
Thorium A	11 Stund.	10,6 Stund.
Thorium B	55 Min.	55 Min.
Thorium C	—	wenige Sek.

Als Muttersubstanz des Radiums wird das Uranium vielfach angesprochen, und durch die in allerjüngster Zeit erfolgte Auffindung des Ioniums scheint sich die Reihe Uran, Uran X, Ionium, Radium zu schließen. Das radioaktive Gleichgewicht ist erreicht, wenn aus der Muttersubstanz und ihren Zwischengliedern sich ebensoviel schnellzerfallende Produkte bilden, als durch Umwandlung verschwinden.

¹⁾ RUTHERFORD: a. a. O. S. 465.

²⁾ W. MARCKWALD: Die Radioaktivität. Ber. d. Deutsch. Chem. Ges. 41, Nr. 8. 1908. S. 1524—1561.

Radiumgehalt der Eruptivgesteine, Meteoriten und Sedimente nach J. K. STRUTT.

Gestein	Fundort	Dichte	Radiumgehalt in g in 1 g des Gesteins	Radiumgehalt in g auf 1 cem des Gesteins
Granit	Rhodesia	2,63	9,56 · 10 ⁻¹²	25,2 · 10 ⁻¹²
Granit	Lamorna Quarry, Cornwall	2,62	9,35 · 10 ⁻¹²	24,5 · 10 ⁻¹²
Zirkonsyenit	Brevig, Norwegen	2,74	9,30 · 10 ⁻¹²	25,5 · 10 ⁻¹²
Granit	Rosemorran, Cornwall (?)	2,62	8,43 · 10 ⁻¹²	22,1 · 10 ⁻¹²
Granit	Kap der guten Hoffnung	2,67	7,15 · 10 ⁻¹²	19,1 · 10 ⁻¹²
Granit	Knill's Monument, Carbis Bay, St. Ives, Cornwall	2,61	6,90 · 10 ⁻¹²	18,0 · 10 ⁻¹²
Granit	Shap Fell, Westmoreland	2,65	6,63 · 10 ⁻¹²	17,6 · 10 ⁻¹²
Eläolithsyenit	Laurdal, Norwegen	2,70	4,88 · 10 ⁻¹²	13,2 · 10 ⁻¹²
Granit	Haytor, Devonshire (?)	2,61	3,69 · 10 ⁻¹²	9,64 · 10 ⁻¹²
Blaugrund	Kimberley	3,06	3,37 · 10 ⁻¹²	10,3 · 10 ⁻¹²
Leucitbasanit	Mte. Somma, Vesuv	2,72	3,33 · 10 ⁻¹²	9,07 · 10 ⁻¹²
Hornblendegranit	Assuan, Ägypten	2,64	2,45 · 10 ⁻¹²	6,47 · 10 ⁻¹²
Pechstein	Insel Egg	2,41	2,06 · 10 ⁻¹²	4,97 · 10 ⁻¹²
Hornblendediorit	Schriesheim b. Heidelberg	2,89	1,98 · 10 ⁻¹²	5,73 · 10 ⁻¹²
Augitsyenit	Laurvig, Norwegen	2,73	1,86 · 10 ⁻¹²	5,07 · 10 ⁻¹²
Peridotit	Insel Rum	3,15	1,37 · 10 ⁻¹²	4,32 · 10 ⁻¹²
Olivinbasalt	Talisker Bay, Skye	2,89	1,32 · 10 ⁻¹²	3,82 · 10 ⁻¹²
Olivineuchrit	Insel Rum	2,97	1,28 · 10 ⁻¹²	3,80 · 10 ⁻¹²
Basalt	Viktoria-Fälle	2,75	1,26 · 10 ⁻¹²	3,46 · 10 ⁻¹²
Hornblendegranit	Mt. Sorrel, Leicestershire	2,71	1,25 · 10 ⁻¹²	3,38 · 10 ⁻¹²
Dolerit	Insel Canna	2,95	1,24 · 10 ⁻¹²	3,65 · 10 ⁻¹²
Grünstein	Carrick Dü, St. Ives	2,99	1,14 · 10 ⁻¹²	3,41 · 10 ⁻¹²
Basalt	Giants' Causeway, Antrim	2,80	1,03 · 10 ⁻¹²	2,89 · 10 ⁻¹²
Serpentin	Cadwaladr, Lizard	2,60	1,00 · 10 ⁻¹²	2,60 · 10 ⁻¹²

Granit	Insel Rum	2,01			
Olivinfels	Insel Rum	3,22	0,676 . 10 ⁻¹²		2,18 . 10 ⁻¹²
Dunit	L. Scaivig	3,34	0,664 . 10 ⁻¹²		2,22 . 10 ⁻¹²
Basalt	Ovifak, Insel Disco, Grönland	3,01	0,613 . 10 ⁻¹²		1,84 . 10 ⁻¹²
					Mittel 9,14 . 10 ⁻¹²
Steinmeteorit (Chondrit)	Dhumsala	—	1,12 . 10 ⁻¹²		—
Meteoriten (Oktaedrit 0 m)	Thunda	—	0		—
-	Augusta Co., Virginia (Staunton)	—	0		—
-	Santa Catarina (Muchachos)	—	0		—
Tellurisches Eisen	Insel Disco, Grönland	—	0,424 . 10 ⁻¹²		—
Oolith	Bath	—	5,84 . 10 ⁻¹²		—
Oolith	St. Alban's Head	—	4,05 . 10 ⁻¹²		—
Marmor	East Lothian	—	3,87 . 10 ⁻¹²		—
Kimmeridgeton	Ely	—	3,77 . 10 ⁻¹²		—
Petroleumsandstein	Galizien	—	3,04 . 10 ⁻¹²		—
Dachschiefer	Wales (?)	—	2,57 . 10 ⁻¹²		—
Verkieselte sandige Schiefer	St. Ives, Cornwall	—	2,50 . 10 ⁻¹²		—
Gaultton	Cambridge	—	2,18 . 10 ⁻¹²		—
Ton	Terling, Essex	—	1,73 . 10 ⁻¹²		—
Roter Sandstein	East Lothian	—	1,68 . 10 ⁻¹²		—
Kies (feingesiebt)	Terling, Essex	—	1,42 . 10 ⁻¹²		—
Rote Kreide	Hunstanton	—	1,07 . 10 ⁻¹²		—
Feuerstein	Terling, Essex	—	1,06 . 10 ⁻¹²		—
Weißer Marmor	Deccan, Indien	—	0,54 . 10 ⁻¹²		—
Marmor	East Lothian	—	0,52 . 10 ⁻¹²		—
Kreide	Liegendes der Grube Cherry Hinton, Cambridgeshire	—	0,78 . 10 ⁻¹²		—
Kreide	Hangendes, ebenda	—	0,25 . 10 ⁻¹²		—

Radiengehalt der Eruptivgesteine, Meteoriten und Sedimente nach J. R. SRRURR.

Gestein	Fundort	Dichte	Radiengehalt in g in 1 g des Gesteins	Radiengehalt in g auf 1 cm des Gesteins
Granit	Rhodesia	2,63	9,56 · 10 ⁻¹²	25,2 · 10 ⁻¹²
Granit	Lamorna Quarry, Cornwall	2,62	9,35 · 10 ⁻¹²	24,5 · 10 ⁻¹²
Zirkonsyenit	Brevig, Norwegen	2,74	9,30 · 10 ⁻¹²	25,5 · 10 ⁻¹²
Granit	Rosemorra, Cornwall (?)	2,62	8,43 · 10 ⁻¹²	22,1 · 10 ⁻¹²
Granit	Kap der guten Hoffnung	2,67	7,15 · 10 ⁻¹²	19,1 · 10 ⁻¹²
Granit	Knill's Monument, Carbis Bay, St. Ives, Cornwall	2,61	6,90 · 10 ⁻¹²	18,0 · 10 ⁻¹²
Granit	Shap Fell, Westmoreland	2,65	6,63 · 10 ⁻¹²	17,6 · 10 ⁻¹²
Eliolithsyenit	Laurdal, Norwegen	2,70	4,88 · 10 ⁻¹²	13,2 · 10 ⁻¹²
Granit	Haylor, Devonshire (?)	2,61	3,69 · 10 ⁻¹²	9,64 · 10 ⁻¹²
Blaugrund	Kimberley	3,06	3,37 · 10 ⁻¹²	10,3 · 10 ⁻¹²
Leucitbasanit	Mte. Somma, Vesuv	2,72	3,33 · 10 ⁻¹²	9,07 · 10 ⁻¹²
Hornblendegranit	Assuan, Ägypten	2,64	2,45 · 10 ⁻¹²	6,47 · 10 ⁻¹²
Pechstein	Insel Bigg	2,41	2,06 · 10 ⁻¹²	4,97 · 10 ⁻¹²
Hornblendediorit	Schriesheim b. Heidelberg	2,89	1,98 · 10 ⁻¹²	5,73 · 10 ⁻¹²
Angitsyenit	Lanrvig, Norwegen	2,73	1,86 · 10 ⁻¹²	5,07 · 10 ⁻¹²
Peridotit	Insel Rum	3,15	1,37 · 10 ⁻¹²	4,32 · 10 ⁻¹²
Olivinbasit	Talisker Bay, Skye	2,89	1,32 · 10 ⁻¹²	3,82 · 10 ⁻¹²
Olivineuchrit	Insel Rum	2,97	1,28 · 10 ⁻¹²	3,80 · 10 ⁻¹²
Basalt	Viktoria-Fälle	2,75	1,26 · 10 ⁻¹²	3,46 · 10 ⁻¹²
Hornblendegranit	Mt. Sorrel, Leicestershire	2,71	1,25 · 10 ⁻¹²	3,38 · 10 ⁻¹²
Dolerit	Insel Canua	2,95	1,24 · 10 ⁻¹²	3,65 · 10 ⁻¹²
Granstein	Carrick D6, St. Ives	2,99	1,14 · 10 ⁻¹²	3,11 · 10 ⁻¹²
Basalt	Ginnis' Causeway, Andree	2,80	1,09 · 10 ⁻¹²	2,89 · 10 ⁻¹²
Steinmeteorit	Chicoutilly, Kanada	3,52	1,09 · 10 ⁻¹²	2,98 · 10 ⁻¹²
Granit	Insel Rum	2,61	0,723 · 10 ⁻¹²	1,89 · 10 ⁻¹²
Offveinfels	Insel Rum	3,22	0,676 · 10 ⁻¹²	2,18 · 10 ⁻¹²
Dunit	L. Svalvig	3,34	0,664 · 10 ⁻¹²	2,22 · 10 ⁻¹²
Basalt	Dvifak, Insel Disco, Grönland	3,01	0,613 · 10 ⁻¹²	1,84 · 10 ⁻¹²
				Mittel 9,14 · 10 ⁻¹²
Steinmeteorit (Chondrit)	Dharmasala	—	1,12 · 10 ⁻¹²	—
Meteoriten (Oktaedrit O m)	Thuuda	—	0	—
— O —	Angusta Co., Virginia (Staunton)	—	0	—
— (Ataxit)	Santa Catarina (Muechacos)	—	0	—
Tellurisches Eisen	Insel Disco, Grönland	—	0,424 · 10 ⁻¹²	—
Oolith	Bath	—	5,84 · 10 ⁻¹²	—
Oolith	St. Alban's Head	—	4,05 · 10 ⁻¹²	—
Marmor	East Lothian	—	3,87 · 10 ⁻¹²	—
Kimmeridgeton	Ely	—	3,77 · 10 ⁻¹²	—
Petrolimsandstein	Galizien	—	3,04 · 10 ⁻¹²	—
Dachschiefer	Wales (?)	—	2,57 · 10 ⁻¹²	—
Verkieselte sandige Schiefer	St. Ives, Cornwall	—	2,50 · 10 ⁻¹²	—
Gaultton	Cambridge	—	2,13 · 10 ⁻¹²	—
Tou	Terling, Essex	—	1,73 · 10 ⁻¹²	—
Roter Sandstein	East Lothian	—	1,68 · 10 ⁻¹²	—
Kies (fringsiebt)	Terling, Essex	—	1,42 · 10 ⁻¹²	—
Rote Kreide	Hunstanton	—	1,06 · 10 ⁻¹²	—
Feuerstein	Terling, Essex	—	0,54 · 10 ⁻¹²	—
Weißer Marmor	Deccan, Indien	—	0,52 · 10 ⁻¹²	—
Marmor	East Lothian	—	—	—
Kreide	Liegendes der Grube Cherry Hinton, — Cambridgeshire	—	0,78 · 10 ⁻¹²	—
Kreide	Hangendes, ebenda	—	0,25 · 10 ⁻¹²	—

HIMSTEDT¹⁾ hat in allen Quellen, die er untersuchte, aus den verschiedensten Gesteinsarten stammend, in Thermen besonders stark, und in elsässischen Erdölquellen Emanationen nachgewiesen, die mit denen des Radiums übereinstimmten, und schließt daraus auf eine universelle Verbreitung des Radiums in der Erde.

ELSTER und GEITEL²⁾ fanden eine besonders hohe Radioaktivität der Luft in unterirdischen Räumen, Höhlen, tiefen Schluchten, die nur aus der Erde herkommen kann.

Ferner sind tonige Bodenproben aktiv (Lehm, Ackererde). Besonders starke konstante Aktivität zeigt der Fango von Battaglia.

Die Ursache kann in allen diesen Fällen nur in einem vorhandenen Radiumgehalt gesucht werden, wie sich aus der übereinstimmenden Abklingungskonstante ergibt.

v. D. BORNE³⁾ stellte fest, daß radioaktive Emanationen den auf rein organischem Wege entstandenen Steinkohlenflözen fehlen, dagegen an Urgesteine, Effusiv- und Tiefengesteine und deren Umlagerungsprodukte gebunden sind. Nicht das Erdinnere, sondern die Gesteine, vor allem die Eruptivgesteine, sind Träger der Aktivität. Die Erzgebirgsgranite sind 5 mal so stark aktiv als die Schieferhülle. Als Ursache kommt neben Radium- auch Thoriumaktivität in Frage.

Durch Aufschließen größerer Quantitäten und durch Herausziehen des aktiven Bestandteils hat STRUTT⁴⁾ eine große Zahl Eruptivgesteine und Sedimente der verschiedensten Fundpunkte auf ihren Radiumgehalt hin untersucht und die in umstehender Tabelle (S. 442 u. 443) zusammengestellten Zahlen gefunden.

Nach seinen Feststellungen schwankt der Radiumgehalt der Eruptivgesteine α zwischen $25,5 \cdot 10^{-12}$ und $1,84 \cdot 10^{-12}$ g in 1 ccm.

Einen ablehnenden Standpunkt in der Frage, ob im Erdinnern erhebliche Radiummengen vorhanden sind, die für die Wärmeabgabe irgendwie in Frage kommen, nimmt SOMMER-

¹⁾ F. HIMSTEDT: „Über die radioaktive Emanation der Wasser- und Ölquellen.“ Phys. Zeitschr. V, 1904, S. 210.

²⁾ ELSTER und GEITEL: „Über die radioaktive Substanz, deren Emanation in der Bodenluft und der Atmosphäre enthalten ist.“ Phys. Zeitschr. V, 1904, S. 11.

³⁾ v. D. BORNE: „Über die Abhängigkeit der Radioaktivität der Bodenluft von geologischen Faktoren.“ Jahrb. der Radioaktivität und Elektronik II, 1905, Heft 1.

⁴⁾ J. R. STRUTT: „On the Distribution of Radium in the Earth's Crust, and on the Earth's Internal Heat.“ Proc. Roy. Soc. A. 77, 1906, S. 472; 78, 1907, S. 150.

FELDT¹⁾ ein. Denn wären derartige Mengen anzunehmen, so wäre ein gleiches auch für das Innere anderer Himmelskörper zu erwarten. Eine Untersuchung der Steinmeteoriten der Tübinger Sammlung auf einen etwaigen Radiumgehalt führte zu einem völlig negativen Ergebnis. Dem stehen indes die STRUTTSchen Untersuchungen gegenüber. Letzterer benutzte von Steinmeteoriten Quantitäten von 50 g, die auch in derselben Weise wie die Gesteine aufgeschlossen wurden. Eine derartige Aufschließung ist aber notwendig, da durch das dichte Gefüge die Emanationen zurückgehalten werden.

Die Radiummenge in der Erde und ihre Verteilung.

Bei dieser universellen Verbreitung des Radiums und seiner starken Wärmeentwicklung ist die Frage berechtigt, ob mindestens der gesamte Wärmeverlust, den die Erde durch Abgabe in den Weltraum erleidet, durch Radiumwärme ersetzt wird, daß also ein durch Radiumwärme hergestelltes stationäres Wärmegleichgewicht besteht. Die gesamte hierzu nötige Radiummenge ist von RUTHERFORD²⁾ berechnet worden. Aus dem Temperaturgradienten $T = 0,00037$, der mittleren Wärmeleitfähigkeit des Erdkörpers $\lambda = 0,004$ findet er die in der Sekunde der Erdoberfläche zugeführte Wärmemenge zu:

$$Q = 4 \pi R^2 T \cdot \lambda \dots \dots \dots 1)$$

Ist q der Radiumgehalt der Erde, auf die Volumeneinheit umgerechnet, e die Wärmeproduktion von 1 g Radium in der Zeiteinheit, so ist die in der Zeiteinheit von der Erde erzeugte gesamte Wärmemenge

$$Q_1 = \frac{4}{3} \pi R^3 q e \dots \dots \dots 2)$$

zu setzen.

Für den Fall des durch radioaktive Prozesse erzeugten thermischen Gleichgewichts ist $Q = Q_1$. Daraus folgt

$$q = \frac{3 T \cdot \lambda}{R e} \dots \dots \dots 3)$$

und eingesetzt $q = 2,6 \cdot 10^{-13}$ g in der Volumeneinheit der Erde oder mit ELSTER und GEITEL³⁾ zu:

$$\underline{q = 2,5 \cdot 10^{-13} \text{ g in 1 ccm der Erde.}}$$

1) E. SOMMERFELDT: „Enthält das Erdinnere Radium?“ Berichte über die 40. Versammlung des Oberrheinischen geologischen Vereins zu Lindau 1907.

2) RUTHERFORD: a. a. O. S. 507—509.

3) J. ELSTER und H. GEITEL: „Die Radioaktivität der Erds substanz und ihre mögliche Beziehung zur Erdwärme.“ Wolfenbüttel 1907. Bei

Eine ähnliche Betrachtung stellte LIEBENOW¹⁾ an. Er setzt $\lambda = 0,006$, den Temperaturgradienten $= 0,0003$ und findet einen Wärmeverlust von rund 10^{13} Grammkalorien pro Sekunde, derselbe würde — die Wärmezeugung des Radiums mit PASCHEN zu 226 Grammkalorien pro Stunde angenommen — von höchstens $2 \cdot 10^{14}$ g Radium ausgeglichen werden können, sonst würde die Erde allmählich wärmer werden müssen. Diese Gesamtmenge des Radiums auf die Erdmasse gleichmäßig verteilt, ergäbe $2 \cdot 10^{-7}$ g pro cbm oder $1/5000$ mg. In einem Kubikmeter Wolfenbütteler Gartenerde sind nach ELSTER und GEITEL²⁾ $2 \cdot 10^{-4} = 1/5$ mg Radium enthalten, also rund tausendmal soviel. Daraus schließt er, daß das Radium in der Erde nicht gleichmäßig über die Masse verteilt vorkommen kann, sondern auf die Nähe der Erdoberfläche beschränkt sein muß. Bei einer Verteilung nur auf der Oberfläche von $5 \cdot 10^{14}$ qm würden 0,4 g pro qm entfallen, eine Menge, die einer 6 cm mächtigen Schicht Uranpechblende entsprechen würde.

Nach STRUTT³⁾ liegt der Radiumgehalt der massigen Gesteine zwischen $25 \cdot 10^{-12}$ bis $1,8 \cdot 10^{-12}$ g (vgl. die oben mitgeteilte Tabelle). Auch diese Werte sind sehr erheblich größer als die für das thermische Gleichgewicht erforderliche Menge an Radium.

Dieses Mißverhältnis beweist, daß der Radiumgehalt nicht gleichmäßig über die Erdmasse verteilt sein kann, sonst würde man zu dem unmöglichen Ergebnis kommen, daß die Erde ständig wärmer würde. STRUTT und nach ihm ELSTER und GEITEL berechnen ferner unter derselben Voraussetzung noch die Mächtigkeit der radiumhaltigen Schale. Ist R der Erdradius, ρ der für das thermische Gleichgewicht erforderliche Radiumgehalt in der Volumeneinheit der Erdmasse $= 2,5 \cdot 10^{-13}$, x der beobachtete mittlere Radiumgehalt der massigen Gesteine in der Volumeneinheit, R_1 der Radius des radiumfreien Kernes,

den nachfolgenden Berechnungen bin ich ELSTER und GEITEL gefolgt und habe die von ihnen benutzten Konstanten gleichfalls der Berechnung zugrunde gelegt. Es ist $R = 6,3703 \cdot 10^8$ cm, $\frac{d\vartheta}{dx} = T = 0,0003$, $\lambda = 0,006$, $e = 0,0373$ gesetzt worden.

¹⁾ C. LIEBENOW: „Notiz über die Radiummenge.“ Phys. Zeitschr. V, 1904, S. 625—626.

²⁾ ELSTER und GEITEL: „Über die Radioaktivität der Erdschubstanz.“ S. 23.

³⁾ R. J. STRUTT: „On the Distribution of Radium in the Earth's Crust, and on the Earth's Internal Heat.“ Proc. of the Royal Soc. of London 77, 1906, S. 480—482.

so ist die Mächtigkeit der Radiumschale

$$d = R - R_1.$$

Das thermische Gleichgewicht erfordert eine gesamte Radiummenge von:

$${}^{4/3}\pi R^3 \rho,$$

dieselbe soll gleich sein der auf eine Oberflächenschale beschränkten Radiummenge von ${}^{4/3}\pi (R^3 - R_1^3) z$, also:

$${}^{4/3}\pi R^3 \rho = {}^{4/3}\pi (R^3 - R_1^3) z \dots \dots \dots 1)$$

$$R_1 = R \sqrt[3]{1 - \frac{\rho}{z}} \dots \dots \dots 2)$$

$$d = R \left(1 - \sqrt[3]{1 - \frac{\rho}{z}} \right),$$

oder in erster Annäherung

$$d = \frac{R \rho}{3 z} \dots \dots \dots 3)$$

Dieser Näherungswert ist für die nachfolgende Berechnung von ausreichender Genauigkeit.

Die Mächtigkeit der Radiumschale ist in erster Linie von dem mittleren Radiumgehalt der massigen Gesteine abhängig.

Die nachfolgende Kurve gibt die Dicke der Radiumzone für die verschiedenen Radiumwerte der massigen Gesteine an innerhalb der von STRUTT beobachteten Grenzen. Sie schwankt zwischen 22 und 300 km, je nachdem man den größten oder kleinsten beobachteten Wert einsetzt.

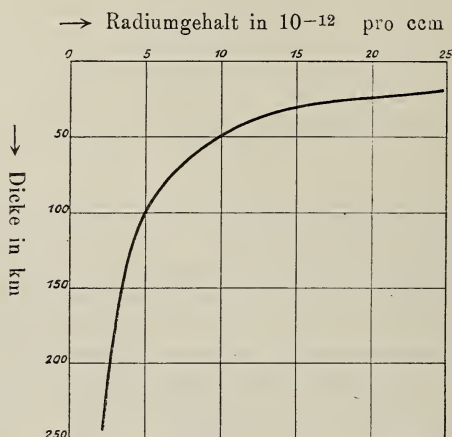
STRUTT gab z den mittleren Wert $5 \cdot 10^{-12}$ g, eine Zahl, die er für den Augitsyenit von Laurvig, Norwegen, ermittelt hat, der von den untersuchten Gesteinen wohl der idealen Durchschnittszusammensetzung der Erdkruste noch am nächsten kommt; er fand 108 km Mächtigkeit der Radiumzone für diesen Wert.

Als Durchschnittswert aller seiner Beobachtungen findet man $z = 9,14 \cdot 10^{-12}$ g. Welcher Wert als am wahrscheinlichsten anzunehmen ist, soll zunächst unentschieden bleiben.

Auf einem völlig verschiedenen Wege hat EVE¹⁾ die Menge des Radiums in der Erde zu bestimmen versucht. Er benutzte die von der Erde ausgehenden γ -Strahlen, die sich durch ihr außerordentlich hohes Durchdringungsvermögen auszeichnen und offenbar auch zum größten Teil vom Radium herkommen. Dieselben üben für sich eine Ionisierung der Luft aus und

¹⁾ S. EVE: On the Radioactive Matter in the Earth and the Atmosphere. Phil. Magaz. XII, 1906, S. 189—200.

werden erst durch einen Bleimantel von 5 cm Stärke zurückgehalten. Es sei hier kurz das Endergebnis des ziemlich komplizierten Weges mitgeteilt. Ist σ die Summe aller γ -Strahlen, die in den Apparat von der Erde aus hineingelangen, α ihr Absorptionskoeffizient in derselben, = 0,092 für das Zentimeter gefunden, κ die Intensität der von 1 g Radium ausgehenden, auf die Entfernung 1 cm reduzierten γ -Strahlen, so läßt sich $\frac{\kappa}{\sigma}$ bestimmen. Dieser Wert beträgt $1,4 \cdot 10^9$ (von ELSTER und GEITEL auf 1 g Radium umgerechnet).



Die Mächtigkeit der Radiumschale in ihrer Abhängigkeit von dem Radiumgehalt der Gesteine.

Die in der Volumeneinheit enthaltene Radiummenge q findet man zu:

$$q = \frac{\alpha \sigma}{2 \pi \kappa} = 11 \cdot 10^{-12} \text{ g.}$$

Mag diese Methode auch mit Beobachtungsfehlerquellen noch behaftet sein, so ist das Ergebnis doch recht bemerkenswert. Der Wert fällt in die STRUTTSche Beobachtungsreihe hinein und kommt dem Durchschnittswert von $9,14 \cdot 10^{-12}$ sogar recht nahe.

Zusammenfassung.

Die Abkühlungshypothese erklärt, wie KOENIGSBERGER gezeigt hat, den beobachteten Verlauf des Temperaturgefälles

in tiefen Bohrlöchern nicht befriedigend. Als weitere Wärmequellen kommen radioaktive und chemische Prozesse in Frage.

Radioaktive Substanzen, vor allem das Radium, sind in geringen Mengen allgemein verbreitet, wie die Aktivität der Bodenluft, der Quellen, Thermen und Petroleumquellen, von Bodenproben, Eruptivgesteinen und Sedimenten beweist. Die darin beobachtete Radiummenge ist größer, als zur Herstellung des thermischen Gleichgewichts erforderlich ist. Da die Erde nicht allmählich wärmer wird, kann die Radioaktivität deshalb nicht gleichmäßig über die ganze Erdmasse verteilt sein, sondern muß auf eine Oberflächenschale beschränkt sein, während der Erdkern frei davon ist. Die Mächtigkeit der aktiven Schale ist von dem mittleren Radiumgehalt der Gesteine abhängig und ist zwischen 20 und 300 km einzugrenzen.

Ursache der oberflächlichen Verbreitung des Radiums oder der Radioaktivität.

Darf es nach den mitgeteilten Forschungsergebnissen als sehr wahrscheinlich gelten, daß der Radiumgehalt oder die Aktivität in bestimmten Tiefen abnimmt bzw. ganz aufhört, so ist zunächst der Grund dieses eigenartigen Verhaltens zu ermitteln. Man wird kaum fehlgehen, die Ursache hierfür in der Eigenart der radioaktiven Erscheinungen selbst zu suchen. Nach der Desaggregationstheorie von RUTHERFORD und SODDY sind die radioaktiven Elemente instabil. Ihr Zerfall ist mit einer gewaltigen Energieentwicklung verknüpft, für die es unter den gewöhnlichen chemischen Reaktionen kein Analogon gibt. Auch noch durch einen weiteren Punkt unterscheiden sich diese Reaktionen. Ihr Verlauf wird durch die Temperatur in keiner Weise beeinflusst. BRONSON¹⁾ hat ein Temperaturgebiet von -180° bis $+1600^{\circ}$ daraufhin untersucht. Auch SCHMIDT²⁾ fand bis 1300° keine Änderung der Halbierungskonstante von Radium C. Selbst bei den hohen Temperaturen, wie sie auf der Sonne herrschen, scheinen sich radioaktive Prozesse abzuspielen, wie der Heliumgehalt dartut, der auf der Sonne bekanntlich früher als in der Erdatmosphäre nachgewiesen wurde. Helium ist aber ein Nebenprodukt des Radiumzerfalls. Die mit der Tiefe in der Erde zunehmende

¹⁾ H. L. BRONSON: „The Effect of Temperature on the Activity of Radium and its Transformation Products.“ Proc. of the Royal Soc. of London 78, 1907, S. 494—500.

²⁾ H. W. SCHMIDT: „Über den Zerfall von Radium B und C bei hohen Temperaturen.“ Phys. Zeitschr. IX, 1908, S. 113—117.

Temperatur kann aus diesem Grunde nicht Ursache des Aufhörens der Radioaktivität bzw. des Radiumgehalts in einer gewissen Tiefe sein.

Ausgehend von der Beobachtung, daß Meteoreisen nicht radioaktiv ist, diskutieren STRUTT, ferner ELSTER und GEITEL¹⁾ als mögliche Ursache für die Verbreitung des Radiums nahe der Oberfläche die Inhomogenität der Erdmasse. Wie die mittlere Dichte der Erde beweist, muß der Erdkern aus spezifisch schwererer Masse bestehen. Nach WIECHERT²⁾ hätte man ihn sich als Eisenkern von ca. 5000 km Radius zu denken. Es wäre demnach ein Radiumgehalt nur in der Lithosphäre vorhanden, der Kern als radiumfrei anzunehmen. Allein die Radiumschale erreicht bei weitem nicht die hierzu notwendige Dicke, wie alle Rechnungen ergeben.

Die Zahl der Elemente, die nach Art des Radiums instabil sind, ist, soweit unsere Kenntnis bis jetzt reicht, eine beschränkte, obschon nicht von der Hand zu weisen ist, daß dieselbe eine allgemeine Eigenschaft der Materie³⁾ sein kann. Es sind das Elemente mit hohen und höchsten Atomgewichten: Uran 238,5, Thorium 232,5, Aktinium (?), Radium 225. Man kann den Bau dieser Atome vielleicht als besonders kompliziert ansehen. Sie befinden sich an der Erdoberfläche in einem instabilen Zustand. Nun kann die Frage aufgeworfen werden, ob nicht gewisse physikalische Bedingungen denkbar wären, unter welchen auch diese Elemente stabil sind wie die große Mehrzahl und ein Zerfall unter Energieabgabe nicht mehr eintritt.

V. D. BORNES⁴⁾ Untersuchungen haben ergeben, daß die Eruptivgesteine die eigentlichen Träger der radioaktiven Stoffe sind. Diese haben also denselben Ursprung wie das vulkanische Magma und stammen aus den gleichen Tiefen, d. h. aus der Lithosphäre. Die obigen Erörterungen führen zu dem Ergebnis, daß radioaktive Prozesse unter Wärmeabgabe sich nur in einer verhältnismäßig wenig mächtigen Oberflächenschale (20—300 km, je nach dem anzunehmenden Radiumgehalt) abspielen. Eruptives Material kann auch aus größeren Tiefen

¹⁾ ELSTER und GEITEL: a. a. O. S. 31, 32.

²⁾ WIECHERT: „Über die Massenverteilung im Innern der Erde.“ Nachrichten v. d. Kgl. Ges. d. Wiss. zu Göttingen 1897, S. 221—243.

³⁾ NORMANN R. CAMPBELL: „Die Radioaktivität als allgemeine Eigenschaft der chemischen Elemente.“ Jahrb. d. Radioaktivität und Elektronik 1905, S. 434.

⁴⁾ V. D. BORNE: „Untersuchungen über die Abhängigkeit der Radioaktivität der Bodenluft von geologischen Faktoren.“ Habilitationsschrift Breslau 1905, S. 36.

stammen, für welche eine Radioaktivität nicht mehr zu erwarten ist. Es ist die Frage nun zu stellen: „Sind jene Tiefen radiumfrei oder besitzen sie den gleichen Radiumgehalt, sind aber die physikalischen Bedingungen derartige, daß ein Zerfall unter Energieentwicklung dort nicht mehr in dieser Weise eintritt?“

Der Umstand, daß die Eruptivgesteine und radioaktiven Substanzen aneinander gebunden sind und die am stärksten aktiven Mineralien ihre Stoffe zweifellos aus Eruptivgesteinen hergenommen haben, spricht zugunsten der zweiten Vorstellung. Dann kann die mögliche Ursache des Zerfalls nur in dem gegen die Erdoberfläche zu abnehmenden Druck gesucht werden.

Der inaktive Kern geht bis zu der Stabilitätsgrenze der radioaktiven Substanzen, die bei einem bestimmten Druck erreicht sein würde.

Bei höherem Druck sind diese in ihrem Bau kompliziertesten Elemente stabil, während sie in Gebieten niederen Drucks in einfacher gebaute Elemente¹⁾ zerfallen.

Eruptivgesteine und damit radioaktive Stoffe dringen aus der Tiefe gegen die Oberfläche empor, aus Gebieten hohen Drucks in solche niedrigeren Drucks, würde auf diese Weise eine stete Ergänzung der bereits zerfallenen radioaktiven Massen durch den Vulkanismus denkbar sein.

In einer Tiefe von

22 km herrschen	5940	Atm. Druck		
50 - - -	13500	-	-	
108 - - -	29160	-	-	
300 - - -	81000	-	-	

die mittlere Dichte der Gesteine = 2,7 gesetzt. Nach den STRUTTSchen Zahlen würden die für die Stabilitätsgrenze in Frage kommenden Druckkräfte von der obigen Größenordnung sein.

Die Temperatur im Erdinnern.

Geht man von der Voraussetzung aus, daß auf der Erde ein stationäres Wärme Gleichgewicht besteht, und daß dasselbe

¹⁾ Einen ähnlichen Gedanken spricht MARCKWALD und vor ihm LEVIN aus, daß unter dem ungeheuren Druck und der hohen Temperatur des Erdinnern die radioaktiven Prozesse langsamer oder sogar in umgekehrter Richtung verlaufen. W. MARCKWALD: Ber. d. Deutsch. Chem. Ges. 41, 1908, Nr. 8, S. 1559. M. LEVIN: Zeitschr. f. Elektrochemie 13, 1907, S. 392—393.

durch wärmeentwickelnde Vorgänge, die ihren Sitz in der Oberflächenschale der Erdkugel haben, hergestellt wird, so wird die Vorstellung, die man sich auf Grund der Abkühlungshypothese von der Wärmeverteilung im Erdinnern gemacht hat, in wesentlichen Punkten zu ändern sein. Die Temperatur des Erdinnern kann dann die hohen Werte von der Größenordnung 100000° (Sv. ARRHENIUS) nicht erreichen, sie wird vielmehr unterhalb der radioaktiven Schale konstant sein müssen und zwar keinen allzuhohen Maximalwert erreichen [LIEBENOW¹⁾].

Die konstante Maximaltemperatur an der unteren Grenze der radioaktiven Zone ist von STRUTT²⁾ berechnet und von ELSTER und GEITEL³⁾ durch Einführung des Näherungswertes

vereinfacht worden. Ist $\frac{d\vartheta}{dx}$ der Temperaturgradient, λ das

Wärmeleitungsvermögen, e die Wärmeproduktion von 1 g Radium in der Sekunde, x der Radiumgehalt in 1 ccm, R der Erdradius, δ die Dicke der Radiumschale und Θ die konstante Maximaltemperatur, so läßt sich die Temperatur als Funktion der Tiefe berechnen.

Vernachlässigt man die Erdkrümmung, so fließt in der Zeiteinheit durch die Einheit des Querschnitts die Wärmemenge:

$$w = \frac{d\vartheta}{dx} \cdot \lambda \quad \dots \dots \dots 1)$$

Diese Wärmemenge soll durch radioaktive Prozesse erzeugt werden. Die Radiummenge x der Volumeneinheit der Gesteine liefert die Wärme ze , es ist also:

$$\frac{dw}{dx} = -ze \quad \dots \dots \dots 2)$$

Daraus folgt durch Einsetzen von w

$$\frac{d^2\vartheta}{dx^2} = -\frac{ze}{\lambda} \quad \dots \dots \dots 3)$$

z , e und λ sollen als Konstante angesehen werden. Diese Annahme ist zwar für den Wert λ nicht streng richtig. Durch Integration erhält man:

$$\vartheta = -\frac{ze}{2\lambda}(x^2 + ax + b).$$

a und b sind Konstanten. Dieselben bestimmen sich durch folgende Grenzwerte. An der Oberfläche, also für $x = 0$,

1) LIEBENOW: a. a. O. S. 626.

2) STRUTT: a. a. O. S. 480—484.

3) ELSTER und GEITEL: a. a. O. S. 29—30.

kann die Temperatur $\vartheta = 0$ gesetzt werden. An der unteren Grenze der Radiumschale, in der Tiefe $x = \delta$, ist die Temperatur konstant; der Gradient $\frac{d\vartheta}{dx} = 0$ zu setzen. Diese Bedingungen ergeben $b = 0$ und $a = -2\delta$. Durch Einsetzen erhält man:

$$\vartheta = \frac{ze}{2\lambda} x(2\delta - x) \dots \dots \dots 4)$$

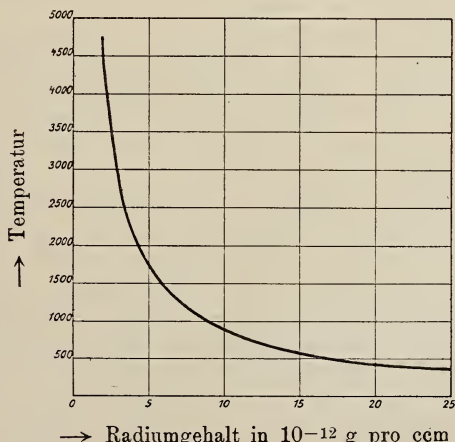
Diese Formel gibt die zu jeder Tiefe gehörige Temperatur an und ist zur Konstruktion der Temperaturgefällskurven auf dem unten mitgeteilten Diagramm verwandt worden. Daraus folgt die konstante Maximaltemperatur an der unteren Grenze der Radiumzone, also in der Tiefe $x = \delta$,

$$\Theta = \frac{ze}{2\lambda} \delta^2 \dots \dots \dots 5)$$

und, da $\delta = \frac{R\varrho}{3\alpha}$,

$$\Theta = \frac{eR^2\varrho^2}{18\lambda\alpha} \dots \dots \dots 6)$$

Berechnet man mit Hilfe dieser Formel mit den Konstanten von ELSTER und GEITEL, die von STRUTT selbst benutzten zeigen kleine Abweichungen, die Maximaltemperatur Θ , so schwankt dieselbe je nach dem mittleren Radiumgehalt zwischen $350^0 - 5000^0$.



Die vorstehende Kurve gibt die konstanten Temperaturen für die verschiedenen α -Werte an.

KOENIGSBERGER¹⁾ nimmt an, daß die Wärmeentwicklung nach dem Innern nicht plötzlich, sondern allmählich abnimmt, z. B. proportional einer beliebigen Potenz n des Erdradius, dann ist, wenn x den Abstand von der Oberfläche, r den variablen Abstand vom Erdmittelpunkt bedeutet, der Temperaturgradient an der Oberfläche

$$\frac{d\vartheta}{dr} = -\frac{q'}{\lambda} \frac{r^{n+1}}{n+3} = -0,0003,$$

im Abstand x

$$\frac{d\vartheta}{dr} = \left(1 - [n+1] \cdot \frac{x}{R}\right),$$

während in den ersten 10—20 km der Temperaturgradient durch Kompensation durch die Abnahme des Wärmeleitvermögens annähernd konstant ist. Es könnte die maximale Innentemperatur für $n = 30$ erreicht sein und höchstens 3000° betragen.

Alle diese Beobachtungen und Berechnungen führen zu relativ niedrigen Maximal-Temperaturen im Erdinnern, die schon in geringer Tiefe erreicht werden.

Auf einem anderen Wege hat THIENE²⁾ Anhaltspunkte für die Schätzung der maximalen Erdtemperatur im Erdinnern zu gewinnen gesucht. Die untere Grenze ergibt sich aus der Temperatur der Laven bei ihrer Eruption. Dieselben besitzen eine Temperatur von ca. 1000°.

Bedenkt man, daß das Magma auf seinem Wege bis zur Oberfläche und durch physikalische Vorgänge während der Eruption erhebliche Wärmemengen verloren hat, so ist als untere Grenze 2000° nicht zu niedrig angesetzt. Die obere Grenze muß die kritische Temperatur der auf der Erde vorkommenden Substanzen sein, da die Stoffe im überkritischen Zustand vollkommen gemischt sein müssen, und eine Sonderung nach dem spezifischen Gewicht, wie sie für die Erde anzunehmen ist, nur unterhalb der kritischen Temperatur möglich ist. Dieselbe wird zu ca. 10000° angenommen. Gegen diese letzte Schlußfolgerung ist einzuwenden, daß eine Seigerung von Gasen mit großen Dichteunterschieden auch im überkritischen Zustand denkbar ist und jedenfalls auf der Sonne³⁾ z. B. statt-

¹⁾ J. KOENIGSBERGER: „Über den Temperaturgradienten der Erde bei Annahme radioaktiver und chemischer Prozesse.“ Phys. Zeitschr. 1906, S. 298.

²⁾ THIENE: „Temperatur und Zustand des Erdinnern.“ Jena 1907. S. 51—52.

³⁾ Sv. ARRIENIUS: a. a. O. S. 106.

gefunden hat. Überdies schließt der hyperkritische Zustand selbst die Krystallisation nicht aus, wie TAMMANN¹⁾ am Phosphoniumchlorid gezeigt hat.

Alle oben mitgeteilten Berechnungen haben zur Grundlage die Voraussetzung des stationären thermischen Gleichgewichts. Es ist nun die Frage auf geologischer Basis zu prüfen, ob ein solches Gleichgewicht überhaupt besteht.

Besteht ein stationäres Wärmegleichgewicht?

Lassen sich im Laufe der geologischen Perioden Tatsachen heranziehen, die für eine stetige Abkühlung der Erde sprechen oder nicht? Hier stellen sich große Schwierigkeiten entgegen, weil einmal unsere Kenntnis der Paläogeographie noch in dem ersten Anfangsstadium steckt und außerordentlich lückenhaft und unsicher ist, zweitens weil Klimaänderungen von einer Reihe anderer Faktoren eher abhängen als von der Eigenwärme der Erde, also zur Entscheidung nicht ohne weiteres verwendbar sind. Seit den unermesslich langen Zeiten²⁾, während welchen die Erde für Organismen bewohnbar ist, muß an der Oberfläche die Temperatur in engen Grenzen nahezu konstant gewesen sein. Denn Organismen sind in ihren Lebensbedingungen mit der flüssigen Phase des Wassers verknüpft. Die mittlere konstante Bodentemperatur an der Oberfläche, in einer Tiefe, die nicht mehr von äußeren Einflüssen abhängig ist, kann sich seit jener unendlich langen Zeit nur innerhalb enger Grenzen verändert haben; die abgegebene Wärme ist aus dem Wärmeverrat der Erde ständig ersetzt worden. Man darf wohl annehmen, daß der Temperaturgradient seit langen Zeiten angenähert denselben Wert besessen hat.

Verfolgt man die Erdgeschichte rückwärts, so ist eine zyklische Wiederholung von Perioden, die besonders große Umwälzungen auf der Erdoberfläche nach sich zogen, unverkennbar. In den einzelnen Zyklen ist stets die Reihenfolge die gleiche. Zeiten der Ruhe sind mit der Ausbreitung der Ozeane verbunden, sie fallen mit den großen allgemeinen Meeres-transgressionen zusammen. Es folgen die Perioden der Gebirgs-faltung und gleichzeitig eine besonders starke vulkanische Tätigkeit. Den Abschluß bildet eine Eiszeit. Die Ursache dieser zyklischen Wiederholung kann nur in der Erde selbst gesucht werden. Es sind Kräfte im Innern, die allmählich

¹⁾ G. TAMMANN: a. a. O. S. 284.

²⁾ Sv. ARRHENIUS: a. a. O. S. 285.

anwachsen und Spannungen in der Oberflächenkruste erzeugen, die schließlich zur Auslösung gelangen und dann die Umwälzungen auf der Erde bewirken, bis sich ein neues Gleichgewicht wieder hergestellt hat.

Das Kräftespiel im Innern dauert während der Ruheperiode fort, bis die Auslösung des nächsten Zyklus erfolgt.

Seit Beginn der paläozoischen Periode unterscheidet ARLDT¹⁾ folgende fünf Zyklen (siehe nebenstehende Tabelle).

Was zunächst die Eiszeiten betrifft, so ist jedenfalls die diluviale Vereisung unstreitig die größte gewesen. Sie beschränkte sich nicht nur auf die nördliche Hemisphäre, sondern auch auf der südlichen sind Spuren einer stärkeren Vereisung allenthalben zu konstatieren.

Die permocarbonische²⁾ Eiszeit ist vor allem auf dem alten Gondwana-Kontinent zur Entwicklung gelangt. Zu einer Inlandeisbildung ist es höchstens in Indien und Australien gekommen, während in Südafrika die Eismassen von dem Hochgebirge ausgingen. Auf der nördlichen Halbkugel kennt man sichere Spuren einer permischen Vereisung nur an wenigen Punkten, so z. B. in England.

Weit weniger intensiv ist die devonische Vereisung gewesen, die im Oldred Schottlands nachgewiesen ist und sich an das Kaledonische Faltengebirge anschließt.

Spuren einer silurischen Vergletscherung trifft man im südwestlichen Schottland, ausgehend von dem Hebridenzug.

Glazial sind endlich wohl die präcambrischen Gaisaschichten am Varangerfjord in Norwegen, ferner die Konglomerate bei Cobald³⁾, N. Ontario, Kanada.

Ist unsere Kenntnis von den älteren Eiszeiten auch eine außerordentlich lückenhafte und unsichere, so läßt sich doch das eine mit Sicherheit erkennen, daß im Laufe der Erdgeschichte die zyklisch wiederkehrenden Vereisungen an Intensität zugenommen haben.

Auch die Gebirgsfaltungen treten in gewissen Perioden besonders intensiv auf. Die letzte Periode, die zur Miocänzeit ihren Kulminationspunkt erreichte, hat die jugendlichen Faltengebirge vom Typus der Alpen entstehen lassen. Die Frage, ob die tertiären Faltungen mehr oder weniger intensiv waren als die der vorangegangenen Carbonzeit, läßt sich dahin

¹⁾ TH. ARLDT: „Die Entwicklung der Kontinente und ihrer Lebewelt. Ein Beitrag zur vergleichenden Erdgeschichte.“ Leipzig 1907. S. 506.

²⁾ E. KOKEN: „Indisches Perm und die permische Eiszeit.“ Neues Jahrb. Min., Festband 1907, S. 446.

³⁾ Amer. Journ. Sc. 4, Bd. 23, 1907, S. 187.

Zyklus	Periode	Eiszeit	Gebirgsbildung	Vulkanische Tätigkeit	Transgressionen
Mesozoisch-känozoischer Zyklus	Jetztzeit	Diluviale Eiszeit	Alpin. Gebirgsfaltung	Eruption der Basalte, Trachyten u. Phonolithe usw. Max. zur Tertiärzeit	Mesozoische Transgression. Max. Cenomane Transgression.
	Quartär				
	Tertiär				
Jungpaläozoischer Zyklus	Kreide				
	Jura				
	Trias				
	Zechstein				
Jungpaläozoischer Zyklus	(Permocarbon)	Permische Eiszeit			
	Rotliegendes		Hercynische Gebirgsfaltung	Eruption der Porphyre, Porphyrite u. Melaphyre	
	Obercarbon				
	Untercarbon				
Mittelpaläozoischer Zyklus	Oberdevon				Devon. Transgression
	Mitteldevon	Devonische Eiszeit			
	Unterdevon		Kaledonische Gebirgsfaltung	Eruption von Diabasen	Ob.-silur. Transgress.
Altpaläozoischer Zyklus	Obersilur				
	Untersilur	Silurische Eiszeit	Brasilische Gebirgsfaltung	Eruption von Diabasen	Cambr. Transgress.
Algonkischer Zyklus	Cambrium				
	Präcambrium	Präcambr. Eiszeit	Hebräische Gebirgsfaltung	Eruption von Diabasen	Unteralgonkische Transgression

beantworten, daß die Intensität und Ausdehnung der tertiären Faltungen den carbonischen gegenüber geringer ist. In dem Alpengebiet z. B. ist eine vorpermische, carbonische Faltung nachweisbar. Dieselbe greift aber weit über dieses Gebiet hinaus. Carbonisch sind die Auffaltungen der deutschen Mittelgebirge; hier ist die carbonische Faltung sicher ausgedehnter gewesen. Ähnliche Verhältnisse finden sich auch in anderen Gebieten der Erde. Schwieriger ist diese Frage für die ältesten Faltungszyklen zu beantworten, da die in dieser Zeit entstandenen Gebirge zum größten Teil verhüllt sind und kein klares Bild von der Ausdehnung und dem Umfang gewinnen lassen. Immerhin läßt sich doch erkennen, daß die Gebirgsfaltungen an Intensität und Umfang im Verlauf der Erdgeschichte abgenommen haben.

Perioden der Gebirgsbildung und Zeiten erhöhter vulkanischer Tätigkeit fallen zusammen. Dieses Zusammentreffen zeigt deutlich, daß beide Phänomene in letzter Linie auf die gleichen Ursachen zurückzuführen sind. Die tertiäre Eruptivtätigkeit bleibt hinter der permisch-carbonischen zurück. ARLDT¹⁾ taxiert die vulkanischen Eruptionen während der ältesten Formationen in ihrer ganzen Ausdehnung einer Sedimentation von ca. 6000 m Mächtigkeit entsprechend, während die permocarbonischen nur = 4000 m, die tertiären höchstens 1200 m Sedimentation äquivalent sind. Die Zeiten erhöhter vulkanischer Aktivität sind demnach kürzer geworden und infolgedessen die gefördertete Masse geringer.

Hieraus ist zu entnehmen, daß der Vulkanismus im Laufe der Zeit an Intensität abgenommen hat und damit auch die ihn erzeugenden Kräfte. Zunahme der Intensität und Ausdehnung der Eiszeiten, Abnahme des Vulkanismus und der Gebirgsbildung weisen auf eine allmähliche Abkühlung der Erde hin. Ein durch Radiumwärme erzeugtes stationäres Wärmegleichgewicht besteht demnach sicherlich nicht, da sich eine fortschreitende Abkühlung zu erkennen gibt. Bei einem vollständigen Gleichgewicht müßte in der obersten Erdkruste Ruhe herrschen. Erst durch Störung desselben aber sind die dynamischen Vorgänge, die in Gebirgsbildung, säkularen Hebungen und Senkungen, vulkanischen Ausbrüchen und Auslösen von Erdbeben bestehen, möglich.

Wenn nun ein derartiges stationäres Gleichgewicht nicht bestanden hat, so hat es sich auch in der jüngsten Ver-

¹⁾ ARLDT: a. a. O. S. 495.

gangenheit nicht erst eingestellt; denn dieselben Faktoren, die die Gleichgewichtsstörungen der Kruste bedingen, wirken noch jetzt, wie die Erdbeben davon Zeugnis ablegen, daß fortwährend noch Spannungen in der Erdkruste entstehen und zur Auslösung gelangen.

Die letzte Ursache aller dynamischen Störungen der Erdkruste kann also nur die stetig fortschreitende Abkühlung der Erde sein.

Es läßt sich jedoch das eine deutlich erkennen, daß durch die Wärmeerzeugung des in der Oberflächenschale zerfallenden Radiums und anderer radioaktiver Stoffe der Abkühlungsprozeß außerordentlich stark aufgehalten wird und dadurch die unendlich langen Zeiträume geschaffen worden sind, in denen sich die organische Lebewelt zu ihrer heutigen Höhe hat entwickeln können.

Die Erde verfügt nach den obigen Ausführungen über zwei Hauptwärmequellen, erstens den ursprünglichen Vorrat an Eigenwärme, zweitens die Wärme, die durch radioaktive Prozesse nächst der Oberfläche erzeugt wird. Chemische Prozesse können als Wärmequellen wohl lokal von Bedeutung werden, man wird ihnen aber einen allgemeinen entscheidenden Einfluß auf die Wärmeverhältnisse kaum beimessen.

Dem thermischen Gleichgewicht strebt der Abkühlungsprozeß zu, ohne es bisher erreicht zu haben. Wie groß der Anteil ist, der im Wärmehaushalt der Erde auf Rechnung radioaktiver Prozesse zu setzen ist, ist unbekannt; sie dürften indes wohl die Hauptmasse der ausgegebenen Wärme liefern.

Der Verlauf der Temperaturgefällskurve und der Schmelzkurve des Magmas in der Erde.

Die Erde ist als eine sich abkühlende Kugel mit einer nicht unbedeutenden Wärmequelle in ihrer äußeren Schale aufzufassen. Zu diesem Schluß führen die Untersuchungen STRUTTS und einer Reihe anderer Beobachter. Das Ansteigen der Temperatur mit wachsender Tiefe wird demnach anderen Gesetzen folgen müssen, als sich aus der Abkühlungshypothese ergibt.

Die Ableitung eines Temperaturgesetzes in der Erde für den Fall, daß auf der Erde durch radioaktive Prozesse ein stationäres Wärmegleichgewicht herbeigeführt ist, hat STRUTT gegeben. Diese Voraussetzungen sind aber auf der Erde nicht ganz erfüllt. Die Temperaturgefällskurve, die die Temperatur

als Funktion der Tiefe aufzeichnet, läßt sich in ihrem Verlauf durch nachfolgende zwei Grenzfälle einengen.

1. Die Wärme entstammt nur dem ursprünglichen Vorrat. Die Temperatur nimmt der Abkühlungshypothese gemäß etwa proportional mit der Tiefe zu. Der Gradient ist nächst der Oberfläche im Mittel 0,0003.

2. Die Wärme wird allein durch radioaktive Prozesse in einer oberflächlichen Schale erzeugt.

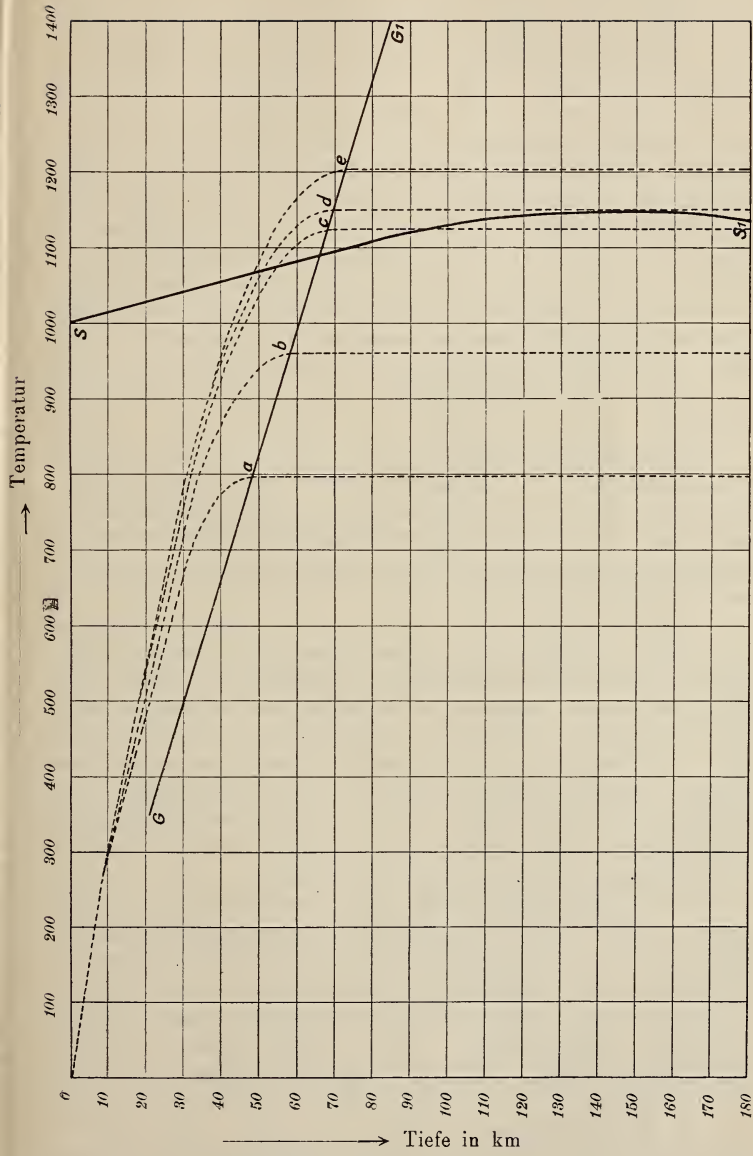
Der Gradient ist nächst der Oberfläche im Mittel 0,0003, nimmt mit wachsender Tiefe ab, um an der unteren Grenze der wärmeproduzierenden Schale 0 zu werden. Die Dicke dieser Schale und die unterhalb derselben herrschende konstante Temperatur ist von dem mittleren Radiumgehalt der Erdkruste in erster Linie abhängig.

Die wirkliche Temperaturgefällskurve der Erde wird zwischen den für die beiden Grenzfälle giltigen Kurven verlaufen. Sie wird sich dem zweiten Grenzfall um so mehr nähern müssen, je größer der auf die Radiumwärme entfallende Anteil ist. Danach kann man sich folgendes Bild von dem Verlauf der Temperaturkurve machen. Bis zu 10 bis 20 km ist die Kurve nahezu geradlinig, der Gradient konstant = 0,0003, dann biegt die Kurve um; unterhalb der aktiven Schale wird die Temperatur nur sehr langsam ansteigen. Die Kurve verläuft ähnlich wie die für den Grenzfall giltige, daß durch Radiumwärme stationäres Gleichgewicht herbeigeführt wird. Für Tiefen bis zu einigen 100 km wird sich das Bild, welches den zweiten Grenzfall von der Temperaturverteilung in der Erde gibt, nicht allzuweit von den tatsächlichen Verhältnissen entfernen.

In erster Linie wird für den Verlauf dieser Kurve der mittlere Radiumgehalt der Gesteine der Oberflächenschale bestimmend sein.

Zur Beantwortung der eingangs gestellten Frage, bis zu welchen Tiefen die Krystallisation der Erdkruste vorgerückt ist, ist eine Diskussion notwendig, wo die dem wahrscheinlich anzunehmenden Radiumgehalt entsprechende Temperaturgefällskurve die Schmelzkurve schneidet.

Auf der nachfolgenden Tafel sind auf der Abszisse die Temperaturen, auf der Ordinate die Tiefen nach unten abgetragen. Es soll ferner nur der Grenzfall, daß die Radiumwärme allein die Wärmequelle liefert, berücksichtigt werden, da dieser Fall bereits eine angenäherte Vorstellung von den Verhältnissen, wie sie in der Wirklichkeit anzunehmen sind, zu liefern vermag.



Mittlerer Radiumgehalt = 1,00

9,14

$7,876 \times 10^{-12}$ g im con-Gestein.

Die maximale Innentemperatur wächst proportional mit der Mächtigkeit der aktiven Außenschale, beide Werte sind abhängig von α , dem mittleren Radiumgehalt der Gesteine. Über den wahrscheinlichsten Wert α sollen zunächst noch keine Annahmen gemacht werden, sondern die Aufgabe ist allgemein zu lösen. Wenn SS_1 die Schmelzkurve ist, so ist ihr Verlauf sicherlich von 1000° nach 1150° nicht zu hoch, eher zu niedrig angenommen. Die unteren Grenzen der aktiven Schale und die unter ihr herrschende konstanten Temperaturen werden für die verschiedenen α -Werte durch die Gerade GG_1 angezeigt, in dieser Linie biegen die Temperaturgefällskurven zur Geraden um. In bezug auf das gegenseitige Verhalten von Schmelz- und Temperaturgefällskurven sind drei Fälle möglich:

1. Die Schmelzkurve wird nur einmal, und zwar in dem sich zurückbiegenden Ast, geschnitten. Die Erstarrung ist bis über den maximalen Schmelzpunkt hinaus vorgerückt und hat das Gebiet der Krystallisation unter Volumenausdehnung erreicht.

Die Temperaturgefällskurven a und b zeigen ein derartiges Verhalten. Als Grenze ist eine Temperaturgefällskurve anzunehmen, die mit der Schmelzkurve einen Berührungspunkt gemeinsam hat. Diesen Kurven entsprechen Radiumwerte, die nach den oben gemachten Voraussetzungen bis auf ca. $8,0 \cdot 10^{-12}$ g im ccm herabgehen.

2. Die Schmelzkurve wird mehrmals geschnitten, das erste Mal innerhalb der aktiven Zone. In relativ geringer Tiefe ist die Schmelzflüssigkeit der Gesteine erreicht. Der sich zur Geraden umbiegende Abschnitt der Temperaturgefällskurve schneidet als Sehne die Schmelzkurve zweimal; unterhalb des Gebietes des maximalen Schmelzpunkts wird das Gebiet der Krystallisation unter Volumenvermehrung noch erreicht. Es verläuft also um den maximalen Schmelzpunkt ein fester Gürtel, der von der äußeren Kruste durch eine sehmelzflüssige Magmazonne getrennt wird.

Diese Bedingungen treffen für den zwischen der Grenzkurve von Fall 1, die nicht gezeichnet ist, und der Temperaturgefällskurve d, deren konstante Maximaltemperatur gleich der Temperatur des maximalen Schmelzpunkts ist, zu, also für Innentemperaturen, die nur wenig unter der Temperatur des maximalen Schmelzpunkts liegen. Die hierzu gehörigen Radiumwerte liegen nach den gemachten Annahmen zwischen $8 \cdot 10^{-12}$ g und $7,6 \cdot 10^{-12}$ g im ccm.

3. Die Schmelzkurve wird nur einmal, und zwar in ihrem oberen Teil, im Gebiet der Krystallisation unter Volumen-

kontraktion geschnitten. Der anisotrop festen, relativ dünnen Erdkruste steht der mächtige isotrope Erdkern gegenüber. Radiumwerte von weniger als $7,6 \cdot 10^{-12}$ g im ccm liefern Temperaturgefällskurven, die diese Bedingung erfüllen.

Welcher der drei Fälle ist nun als wahrscheinlich anzunehmen?

Der in den Eruptivgesteinen festgestellte Radiumgehalt, das Mittel der STRUTTSchen Beobachtungen ergibt $9,14 \cdot 10^{-12}$ g im ccm, aus den EVESchen Messungen folgt $11 \cdot 10^{-12}$ g, spricht für Fall 1 oder höchstens für Fall 2. Nimmt man die Schmelzkurve zu höheren Temperaturen verlaufend an, als es hier geschehen, verlegt man den maximalen Schmelzpunkt tiefer, berücksichtigt man endlich, daß die Grundannahme des stationären Wärmegleichgewichts nicht ganz erfüllt ist, so verschieben sich die Temperaturkurven zu höheren Temperaturen, und die Grenzbedingungen der obigen drei Fälle werden von Kurven, die kleineren α -Werten angehören, erfüllt. Damit wächst die Wahrscheinlichkeit, selbst für α -Werte, die noch wesentlich unter den obigen Durchschnittswert heruntergehen, Fall 1 oder wenigstens Fall 2 anzunehmen.

Man wird überhaupt den Wert der Zahlen, die durch die obige Überschlagsrechnung gewonnen sind, nicht überschätzen dürfen, denn die zur Rechnung benutzten Konstanten sind bisher kaum bis zur wünschenswerten Sicherheit festgestellt. Ferner treten weitere Komplikationen hinzu, die sich gar nicht übersehen lassen, wie Änderung der Wärmeleitfähigkeit mit der Temperatur, die nicht berücksichtigt wurde; überhaupt ist es schwierig, einen richtigen Mittelwert für die Wärmeleitfähigkeit zu finden, da derselbe bei den verschiedenen Gesteinen in den weitesten Grenzen schwankt.

Gegen Fall 1 und für Fall 2 und 3 sprechen Schlußfolgerungen, die sich aus der Art und Weise der Fortpflanzung von Erdbebenwellen für die Mächtigkeit der festen Erdkruste machen lassen. WIECHERT¹⁾ findet die Dicke der Erdrinde bis zur Magmaschicht aus der Geschwindigkeit der Hauptwellen in erster Annäherung zwischen 14 und 35 km liegend; die bei großen Weltbeben besonders häufig auftretenden Perioden von 17 und 18 Sekunden führen zur Mächtigkeit von 30 km. MILNE²⁾ fand sie 30 engl. Meilen = 48 km.

¹⁾ E. WIECHERT und K. ZOEPPRITZ: „Über Erdbebenwellen.“ Nachrichten d. Kgl. Ges. d. Wiss., Math.-phys. Kl., Göttingen 1907, Heft 4, S. 469.

²⁾ J. MILNE: „Recent Advances in Seismology.“ Proc. of the Royal Soc. of London 1906, S. 367.

Setzt man diesen Wert $x = 48$ km in die oben entwickelte STRUTTSche Formel

$$\vartheta = \frac{\alpha e}{2\lambda} x (2\delta - x)$$

ein, so ergibt sich ferner ϑ aus dem Verlauf der Erstarrungskurve zu 1063° in dieser Tiefe. Da $\delta = \frac{R \varrho}{3 \alpha}$ ist, läßt sich der α -Wert finden und damit die Kurve e auf der Tafel konstruieren, die die von MILNE geforderte Bedingung erfüllt. Nach Einsetzen der Konstanten erhält man $\alpha = 7,28 \cdot 10^{-12}$. Dieser Wert ist nur wenig kleiner als der Grenzwert des besprochenen Falls 2, der ein dreimaliges Schneiden der Erstarrungs- bzw. Schmelzkurve erfordert. Es bedarf nur einer geringen Verschiebung der Verhältnisse, und die Bedingungen von Fall 2 sind erfüllt.

Auch die isostatischen Bewegungen der Erdkruste fordern in geringer Tiefe eine schmelzflüssige Magmazone, wie sie Fall 2 und 3 gibt.

Gegen Fall 3 und für Fall 1 und 2 sprechen die Ebbe- und Flutphänomene und die Polschwankungen, die eine Starrheit der Erde etwa von der Größenordnung des Stahls voraussetzen. Man hat den Widerspruch dieser Tatsachen mit der Forderung der Erdbebenforschung, einer geringen Dicke der festen Erdkruste, durch die Hypothese zu überbrücken gesucht, daß unter den gewaltigen Druckkräften, wie sie im Innern der Erde herrschen, alle Stoffe sich in einem Zustand der Rieghheit¹⁾, d. i. elastischen Widerstandsfähigkeit gegen Formveränderungen, befinden. Bei welchen Drucken dieser Zustand beginnt, ist jedoch unbekannt.

Nur Fall 3 wird den Forderungen der alten Kontraktionstheorie gerecht; für ihn gilt, daß die Abkühlung der Erde eine Zusammenziehung nach sich ziehen muß. Diese Theorie versagt aber in sehr vielen Fällen und hat anderen Theorien der Gebirgsbildung Platz machen müssen. Als wichtigstes Argument gegen sie lassen sich die Ergebnisse der Schweremessungen in den Faltengebirgen in das Feld führen. Daß aber der Zusammenschub der Erdkruste zu Faltengebirgen ebensogut durch eine Expansionstheorie erklärt werden kann, ohne mit den Schweremessungen in Widerspruch zu geraten, hat ROTHPLETZ²⁾ gezeigt. Nur Fall 1 und 2 erzeugen durch

¹⁾ E. WIECHERT: a. a. O. S. 418.

²⁾ A. ROTHPLETZ: „Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen.“ Stuttgart 1894, S. 227.

Volumenvermehrung eine Energie, die zu einer allmählich anwachsenden Spannkraft von innen nach außen führt.

Erwägt man die Argumente, die für und wider die drei Fälle sprechen, so ist Fall 2 allein imstande, allen aufgestellten Forderungen gleichzeitig zu genügen. Dieser Fall kommt aber nur durch den eigenartigen Verlauf der Temperaturgefällskurve bei Annahme radioaktiver Prozesse nächst der Oberfläche zustande, und zwar unter engbegrenzten Bedingungen, die zu einem dreimaligen Schneiden der Schmelzkurve führen. Die schmelzflüssige Zone ist in geringer Tiefe erreicht. Man wird diese Tiefe vielleicht höchstens bis 50 km veranschlagen dürfen. Die flüssige Magmazone kann auf eine gleiche Mächtigkeit geschätzt werden. Der krystallisierte Gürtel um den maximalen Schmelzpunkt ist vielleicht von derselben Mächtigkeit wie die beiden ersten Zonen zusammengekommen. Es ist zwar bisher noch nicht gelungen, Anzeichen von Reflexionen oder Brechungen der Erdbebenwellen an tiefer gelegenen Unstetigkeitsschichten in der Erde aufzufinden, die über etwaige Änderungen des Zustands Auskunft geben würden. Auch für die Grenze, Steinmantel und Metallkern¹⁾, ließ sich ein gleiches ebensowenig feststellen.

Daß eine Energieerzeugung beim Abkühlungsvorgang durch Krystallisation unter Volumenvermehrung in einer bestimmten Tiefe zu einer allmählich anwachsenden Spannkraft führt, die von innen nach außen wirkt und allein als vulkanische Kraft im Sinne von NAUMANN und VON RICHTHOFEN in Frage kommen kann, wird durch die TAMMANNschen Untersuchungen und durch die Wärmeproduktion radioaktiver Prozesse in der Oberflächenschale erst verständlich. Diese Vorgänge ziehen eine andere Temperaturverteilung in der Erde nach sich, als es die Abkühlungshypothese verlangt.

¹⁾ E. WIECHERT: a. a. O. S. 519.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft](#)

Jahr/Year: 1908

Band/Volume: [60](#)

Autor(en)/Author(s): Wolff Ferdinand von

Artikel/Article: [10. Die vulkanische Kraft und die radioaktiven Vorgänge in der Erde. 431-465](#)