Briefliche Mitteilungen.

5. Theoretische Grundlagen der experimentellen Tektonik.

Von den Herren Joh. Koenigsberger und O. Morath.

(Mit 9 Textfiguren.)

Freiburg i. Br., im Oktober 1912.

Allgemein pflegt man im geologischen Unterricht die komplizierten Vorgänge bei der Gebirgsbildung durch einfache tektonische Modelle (Haut eines Apfels, Papier, Tücher) anschaulich zu machen. Manche Forscher haben dann das Ziel erstrebt, die Vorgänge in der Natur durch Modelle nachzuahmen und aus dem Verhalten des Modelles Schlüsse auf die Kräfte bei der Gebirgsbildung zu ziehen. —

Wir erwähnen hier nur die Experimente von J. Hall, Favre, Daubrée, H. Schardt, H. Cadell, E. Reyer, B. Willis und namentlich von W. Paulcke[1]), der eine eingehende klare historische Übersicht der Arbeiten seiner Vorgänger gibt. Gerade in den neuesten Untersuchungen wird immer mehr Wert auf eine möglichst getreue Nachahmung der Natur gelegt, und es ist kein Zweifel, daß die Versuche von H. Schardt, von H. Cadell, von B. Willis, von W. Paulcke dem Ziel immer

[1]) W. Paulcke: Das Experiment in der Geologie. Karlsruhe 1912. Wir möchten z. S. 36, Anm 2 bemerken, daß die Wirkung des Wassers bei der Dynamometermorphose zuerst 1901 von dem einen von uns aus petrographisch-chemischen Gründen gefordert und dann durch Versuche von G. Spezia und solche von dem einen von uns gemeinsam mit W. Müller 1906 als wahrscheinlich nachgewiesen wurde. E. Riecke erwähnte nur beiläufig in einer theoretisch-physikalischen Arbeit die Rolle eines Lösungsmittels bei einseitigem Druck. — An die Verwandlung von Holz in Kohle nur durch Druck (S. 14) vermag der eine von uns nicht zu glauben. Möglicherweise war der Brückenpfeiler, wie das oft geschieht, schon vorher angekohlt worden. Andernfalls muß die Reibungswärme sehr groß gewesen sein.

näher gekommen sind. Diese Vervollkommnung der Mittel ist durch ein richtiges Gefühl der experimentierenden Geologen erreicht worden, ohne daß einer derselben hätte beweisen können, daß seine Anordnung wirklich besser als die früheren war. Die Ergebnisse können nicht als Beweis dienen; denn sie sollen gerade die Beobachtungen in der Natur kontrollieren. — Wir haben uns deshalb die Frage vorgelegt, wie ein Modell beschaffen sein muß, damit es möglichst genau die Vorgänge in der Natur wiedergibt. H. von Helmholtz[1]) hat zuerst das Problem des hydrodynamischen und aerodynamischen Modells theoretisch erschöpfend behandelt: das Studium an Modellen in der Praxis ist heute im Schiffsbau und Flugzeugbau allgemein üblich. — Auch in der Elastizitätslehre fester Körper und den damit zusammenhängenden tektonischen Problemen der Gebirgsbildung ist eine exakte Angabe der Beschaffenheit eines wirklich naturgetreuen Modells möglich. Das Problem ist mathematisch ziemlich einfach; wir wollen uns aber hier darauf beschränken, den Gedankengang der Ableitung darzulegen. Alle Eigenschaften oder physikalischen Konstanten einer Substanz, z. B. die von Granit, sind durch die drei Grundeinheiten, Länge, Masse und Zeit, gegeben[2]). Wenn wir also eine bestimmte Annahme über das Längenverhältnis der Natur zum Modell machen, z. B. daß 100 km = 1 m also das Verhältnis 100000 : 1 sein sollen, ebenso bezüglich der Zeit und Masse, so sind theoretisch alle Eigenschaften der Modellsubstanzen eindeutig definiert; sie müssen in einem bestimmten Verhältnis zu denen der natürlichen Gesteine stehen. Praktisch entsteht dann nur die Frage, ob wir eine solche Modellsubstanz auch herstellen können.

Wir bezeichnen die Eigenschaften in der Natur mit dem Index O: l_0, ϱ_0 usw., die im Modell mit $1 : l_1$, ϱ_1. Also das Längenverhältnis Modell : Natur $= \frac{1}{100\,000} = 1 \cdot 10^{-5}$. Das Größenverhältnis bei dem Modell von W. Paulicke dürfte wohl auch zwischen 10^{-4} und 10^{-5} liegen.

Hinsichtlich der Dichten oder spezifischen Gewichte der Modellsubstanzen haben wir nicht viel Auswahl; die verfügbaren, billigeren Substanzen haben ein spezifisches Gewicht zwischen 1 und 10, also von derselben Größenordnung

[1]) H. v. Helmholtz: Wiss. Abhdlg., 1, S. 158, 1882.

[2]) Man könnte auch die chemischen Vorgänge mit einbegreifen; doch sei hiervon abgesehen, da sie bei der Gebirgsbildung für die Tektonik nur von sekundärer Bedeutung sind.

wie das der Gesteine (2,4—3,4). Wir wählen die Dichte der Modellsubstanzen etwa = 3[1]), also $s_1 = s_0$ oder $[m_1 l_1^{-3}] = [m_0 l_0^{-3}]$, denn Dichte ist Masse m : Volumen l^3. Die Masse transformiert sich also im Verhältnis $\frac{m_1}{m_0} = \left(\frac{l_1}{l_0}\right)^3 = 1.10^{-5}$

Bezüglich der Zeit, mit der wir die Vorgänge am Modell sich abspielen lassen, haben wir keine willkürliche Wahl mehr; denn eine der Größen, welche die Zeit enthält, nämlich die Schwerkraft g, müssen wir so nehmen wie in der Natur. Wir können bis jetzt die Schwerkraft nicht beeinflussen oder eine andere Massenkraft ähnlicher Größe ohne viel Apparatur (Elektromagneten) hinzufügen[2]). Die Schwerkraftbeschleunigung g hat die Dimension $\frac{\text{Geschwindigkeit}}{\text{Zeit}} = \left[\frac{v}{t}\right] = [l \cdot t^{-2}]$.

Es ist also

$$l_0 t_0^{-2} = l_1 t_1^{-2} \quad \text{oder} \quad \frac{l_1}{l_0} = \left(\frac{t_1}{t_0}\right)^2$$

oder

$$\frac{t_1}{t_0} = \sqrt{\frac{l_1}{l_0}}. \quad \text{Da aber} \quad \frac{l_1}{l_0} = 1 \cdot 10^{-5}$$

angenommen wurde, so müßte sich die Zeit für den Modellvorgang zu dem in der Natur sich etwa wie 1 : 300 verhalten. Rein theoretisch müßten wir um ein vollkommen richtiges Modell herzustellen, die jetzigen Eigenschaften der Gesteine und von der geologischen Geschichte die Zeitdauer, den Anfangszustand und die wirkenden Druckkräfte kennen. Praktisch gestaltet sich die Sache hinsichtlich der Zeit einfacher. Auch wenn man, wie der eine von uns auf dem Standpunkt steht, daß einige tektonische Vorgänge bei der Gebirgsbildung sich relativ rasch in kurzen Perioden abgespielt haben, so wird man doch glauben dürfen, daß die Beschleunigungen[3]) äußerst gering und zu vernachlässigen sind. Sogar die Geschwindigkeiten werden recht klein gewesen sein. Deshalb ist es ziemlich gleichgültig, wie lange der Vorgang im Modell braucht; nur dürfen keine nennenswerten Geschwindigkeiten

[1]) Eine etwas andere Zahl wäre ohne wesentliche Bedeutung, wie aus dem folgenden zu ersehen ist.

[2]) W. Paulcke hat diese Schwierigkeit bei seinen Versuchen umgangen, wie später erörtert wird.

[3]) Wir halten die Erdbeben nur für Anzeichen tektonischer Vorgänge, nicht für den Vorgang selbst. Doch weiß man hiervon noch fast nichts.

(mehr als 0,1 cm p. sec.) zustande kommen. Die Rücksicht auf die innere Reibung in den Gesteinen verlangt noch kleinere Werte der Geschwindigkeit, damit die Spannungen[1]) im Modell wie das in der Natur der Fall war, sich während des Vorgangs selbst ausgleichen und keinen nennenswerten Betrag erreichen. Wenn ein tektonischer Vorgang, z. B. im Tertiär, dreimal während 200 000 Jahren und innerhalb dieser Hauptperioden von vielleicht 1000 Jahren Dauer zehnmal in 6 Monaten vor sich gegangen wäre, so entspräche das einer wahren Zeitdauer in der Natur von etwa $30 \cdot 6$ Monaten $= 180$ Monaten; denn die Pausen sind ohne Belang. Im Modell müßte dann der Vorgang $\frac{180}{300} = 0{,}6$ Monate dauern. Wir haben auch bei unseren Versuchen gefunden, daß je langsamer und stetiger wir das Modell sich verändern ließen, um so ähnlicher die Ergebnisse der Natur werden.

Über den Anfangszustand vor der Bildung von Gebirgen ist man verschieden genau unterrichtet. In manchen Gegenden ist die geologische Geschichte vor der Hauptfaltung ziemlich gut, in anderen sehr wenig bekannt.

Bezüglich der wirkenden Kräfte bei einer Hauptfaltung steht es ähnlich. In einigen Fällen müssen Horizontaldrucke die Ursache gewesen sein, in andern sind noch Zusatzhypothesen möglich. Gerade diese Frage sollen die Modelle mitbeantworten und können es, wenn wir sie naturgetreu den theoretischen Forderungen entsprechend wählen. Die Brüche, Verwerfungen usw. soll unseres Erachtens das Modell automatisch wiedergeben. Man muß dazu im Modell die Erdkruste bis zur Tiefe der Druckausgleichung, der des „geschmolzenen" Gesteines, darstellen. Die Druckausgleichungsfläche für die Schwerkraft nach Pratt und die Schmelzfläche (Grenzfläche fest-flüssig) nach der geothermischen Tiefenstufe liegen übereinstimmend in etwa 100 km. Die Ausgleichungsfläche für Spannungen möchten wir schon in etwa 50 km Tiefe suchen. Die Breite der darzustellenden Zone wird man nicht zu klein wählen dürfen. Wohl waren bei den meisten Gebirgsbildungen die Vorgänge einigermaßen auf kürzere Strecken parallel zu den Faltenachsen und senkrecht zu den wirkenden Kräften ähnlich. Doch sind überall erhebliche Wirkungen der seitlichen Massen bekannt. Will man also eine Strecke von

[1]) Es handelt sich hier um entsprechend große Spannungen; kleine Spannungen, wie sie sich im sog. Bergschlag usw. äußern, kommen für das Modell nicht in Betracht.

100 km Querprofil durch ein Gebirge = 1 m Modell[1]) darstellen, so sollte die Tiefe des Modells 50 cm, die Länge mindestens 50 cm betragen. Da die Dichte der Modellsubstanz etwa = 2 ist, so würde die Modellsubstanz etwa 250 kg wiegen. Bei den Versuchen von W. PAULCKE sind sogar schon 3000—3500 kg als Belastung verwandt worden. Wir haben, wie später dargelegt wird, die Tiefe des Modells geringer, 30 cm statt 50 cm genommen, uns mit 30 km = 30 cm Querprofil und demgemäß 40 cm Anfangslänge (Endlänge nach der Verschiebung variabel) begnügt; das Modell wog etwa 25 kg. Durch diese Abänderungen sind die theoretischen Forderungen nicht mehr exakt erfüllt; man müßte, wenn mehr Mittel zur Verfügung stehen, suchen diese einzuhalten.

Die im folgenden abgeleiteten und hier genügend genau befolgten wesentlichen Bedingungen für ein naturgetreues Modell sind aber bisher exakt überhaupt nicht, angenähert durch eine nachgiebige künstliche Überlastung[2]) nur von W. PAULCKE innegehalten. Es sind folgende: Die Schichten müssen durch ihre eigene Schwere brechen, sich wieder verkitten und in sich verschieben können. Verschiedene Schichten haben verschiedene Konstanten.

Die theoretischen Beziehungen sind folgende: Die Zugfestigkeit[3]) für Granit ist 0,5 kg pro qmm. Das besagt, wie eine einfache Rechnung ergibt, daß ein Granitstab von 200 m = $2 \cdot 10^4$ cm Länge nach unten aufgehängt durch seine eigene Schwere abreißen würde. Da die Dichte dieselbe ist, muß die Modellsubstanz so beschaffen sein, daß ein Stab aus ihr am oberen Ende aufgehängt bei einer Länge von $2 \cdot 10^4$ cm : 10^5 = $2 \cdot 10^{-1}$ cm = 2 mm durch sein Eigengewicht abreißt. Er darf also nur sehr wenig widerstandsfähig sein. Kalkstein entspricht Abreißen bei 1 mm Länge, Sand-

[1]) Genauere Angaben, auch für das Größenverhältnis 1 : 10^4, sind in der Dissertation von O. MORATH zu finden.

[2]) Eine starre Belastung durch ein mit Schrauben festgehaltenes Brett hat schon DAUBRÉE angewandt. Eine bewegliche aber gleichmäßige hydrostatische Überlastung führte B. WILLIS ein. In der Anwendung beweglicher, variabler Belastung durch W. PAULCKE liegt ein wesentlicher Fortschritt. Die Versuche von W. PAULCKE dürften das Verhalten der Erdkruste in einer Tiefe von etwa 2—3 km in vieler Hinsicht gut darstellen.

[3]) Wir entnahmen die Zahlen den Veröffentlichungen von C. BACH, von BAUSCHINGER, den physik.-chemischen Tabellen von LANDOLT und BÖRNSTEIN, Berlin, 1910, ferner dem Handbuch d. Physik, herausgegeben von WINKELMANN, Bd. I. Artikel Zug, Druck, Kohäsionen, von F. AUERBACH, Leipzig, 1908.

stein schon bei 0,7 mm. Wesentlich komplizierter sind die Rechnungen zur Ermittelung der Biegungsfestigkeit, Druckfestigkeit usw. der Modellsubstanz. Wir geben hier nur die Resultate.

Biegungsfestigkeit.

Die Länge l_0, bei der ein Stab von der Höhe h_0 und beliebiger Breite infolge seines Eigengewichtes bei Auflegen an beiden Enden und bei nicht unterstützter Mitte durchbricht, ist $l_0 = 176 \sqrt{h_0}$ für Granit. Mit Berücksichtigung der Schubspannung

$$l = \sqrt{3{,}1 \cdot 10^4 \cdot h - 2{,}8\, h^2} \text{ für Granit}$$

$$\text{und } l = \sqrt{3{,}5 \cdot 10^4 \cdot h - 2{,}8\, h^2} \text{ für Kalkstein}$$

$$\text{und } l = \sqrt{26 \cdot 10^4 \cdot h - 2{,}8\, h^2} \text{ für Sandstein.}$$

Im Modell hängen Länge l und Höhe h des Stabes in folgender Weise zusammen:

$$\text{für Granitsubstanz } l = \sqrt{0{,}31\, h - 2{,}8\, h^2}$$

$$\text{für Kalkstein } \quad l = \sqrt{0{,}35 \cdot h - 2{,}8 \cdot h^2}$$

$$\text{und für Sandstein } \sqrt{2{,}6 \cdot h - 2{,}8 \cdot h^2}.$$

Es muß also ein Stab von 5 mm Länge aus der Modellsubstanz geschnitten und an beiden Enden gestützt, bei einer Höhe von 0,1 mm oder bei etwa 8 mm Länge bei 0,3 mm Höhe durchbrechen.

Druckfestigkeit.

Die einseitige Druckfestigkeit ist für Granit etwa 8 kg pro qmm[1]); oder es würde eine freistehende Granitsäule von 2900 m sich selbst an ihrer Unterlage zertrümmern. In der Modellsubstanz muß das demnach schon bei 2,9 cm Höhe eintreten. Man sieht hieraus, gleichgültig ob die Zahl für Granit ganz genau bestimmt ist oder nicht, die äußerst geringe Festigkeit, die eine Modellsubstanz besitzen muß. Dieser Forderung ist bisher nicht genügt worden. Für Sandsteinmodellsubstanz wäre die entsprechende Höhe $h_1 = 0{,}3$ cm, für Kalkstein $h_1 = 1{,}8$ cm.

Die Forderungen bez. der Schubspannung sind dann meist von selbst erfüllt; der eine von uns hat sie aber auch exakt

[1]) Wir haben hier die üblichen, technischen Werte verwandt. F. Rinne und K. Prandtl (N. J. Min. 1907 I, S. 13) haben gezeigt, daß und warum diese zu klein ausfallen. Hier kommt es zunächst weniger darauf an, wenn man nur an der Modellsubstanz die Festigkeit in derselben Weise ermittelt.

diskutiert. Fast gar nicht kommt es auf den Elastizitätskoeffizienten an, weil in der Natur die Kräfte so groß sind, daß bei einseitiger Beanspruchung fast stets eine Zerreißung stattfindet. Die kleinen Spannungsdifferenzen gleichen sich rasch aus, weil ja alle Gesteine von Rissen usw. durchzogen sind.

Die Bedingung für die Kompressibilität ist, wie sich leicht zeigen läßt, stets von selbst genügend erfüllt.

In der Natur sind aber noch zwei andere Größen von Bedeutung, die für den Ingenieur, der die Gesteine auf ihre Haltbarkeit prüft, ohne Belang sind, für die wir daher nur spärliche Daten besitzen: das ist äußere und innere Reibung. Immerhin läßt sich auch für diese Eigenschaften die Größenordnung angeben, und das führt auf eine sehr wichtige Eigenschaft der Modellsubstanz.

Die äußere Reibung tritt ein, wenn zwei Gesteinsschichten auf einander vorbeigleiten, also bei allen Horizontalbewegungen: Decken, Gleitbretter usw. Sie ist angenähert gemessen für:

	bei Ruhe	bei Bewegung
Muschelkalk auf Muschelkalk . . .	0,75	0,69
Rogenstein auf Rogenstein	0,75	0,67

0,75 ist der Bruchteil der Last, der zur Überwindung der Reibung gebraucht wird. Wenn also 1 kg Kalk auf einer Kalkfläche verschoben werden soll, braucht man eine Horizontalkraft, so groß, wie sie zum Heben von 0,75 kg notwendig wäre. Dieser Wert stellt eine maximale Grenze dar. Wenn zwei verschiedene Substanzen aufeinander gleiten, so ist nach einem bekannten physikalisch-technischen Satz der Wert kleiner. Ferner bildet sich in allen glimmerhaltigen Gesteinen sehr rasch eine Zone mit Paralleltextur, wie wir sie in den Alpen, in Norwegen u. a. a. O. an der Basis von Decken oft beobachten können. Häufig tritt auch die sogenannte Mylonitisierung, eine innere, mit Zertrümmerung des Gesteines verbundene Gleitbewegung in der Nähe (aber auch bis 500 m entfernt) der Grenzfläche ein, die die äußere Reibung erheblich heruntersetzt und in innere Reibung verwandelt. Vielfach sind auch wenig mächtige weiche Schichten vorhanden, die wie ein Schmiermittel wirken. Die äußere Reibung muß im Modell dieselbe Größe behalten, da sie eine Zahl ist. Diese Forderung ist, nebenbei bemerkt, leicht zu erfüllen. Schwerer ist es, Substanzen ausfindig zu machen, die den Zwischenmitteln bei den Gleitbrettern nach der Definition von A. Spitz), z. B. Raibler

Schichten, zwischen Hauptdolomit und Wettersteinkalk, Kössner Schichten, Liasschiefer usw. entsprechen.

Anders verhält sich die innere Reibung. Sehr häufig werden in der Natur Gesteine in sich selbst verschoben; sie werden zertrümmert und gleiten ineinander. Hierbei sind zwei Fälle zu unterscheiden. Das Gestein zeigt bei dem betreffenden Druck eine innere Plastizität, wie das in der Natur stets für Steinsalz, öfters für Dolomit, etwas seltener für Kalkstein und nie für Silikatgesteine zutrifft. Marmor erfordert nach den Versuchen von F. D. Adams und von F. Rinne [vgl. die im Anhang[1]) auseinandergesetzten Überlegungen] mindestens etwa einen allseitigen Druck von 1000 kg p. qcm bei gewöhnlicher Temperatur, oder wohl etwa 500 kg p. qcm bei 400°; zu diesem Druck tritt der einseitig wirkende umformende hinzu. Da aber für eine etwas größere Gesteinsmasse der allseitige Druck, wie eine leichte Überlegung ergibt, nicht höher sein kann als die Überlagerung erlaubt, so tritt plastische Deformation von Kalkspath in etwa 5 km Tiefe, oder wenn wie bei der alpinen Faltung Erhitzung auftritt, vielleicht schon in 2,5 km Tiefe auf. Die dem Marmor entsprechende Modellsubstanz muß also unter ihrem Eigengewicht in etwa 2—3 cm Tiefe sich plastisch deformieren. In Wirklichkeit liegen die Verhältnisse in der Natur noch komplizierter. Ursprünglich sind in vielen Gebirgen nicht Marmore, sondern Kalksteine vorhanden. Diese sind, wie F. D. Adams[2]) zeigte, viel widerstandsfähiger. Der Solnhofer Schiefer erfordert, damit Beginnen des Fließens eintritt, bei 450° einen Druck von 4500 kg p. qcm, was einer Überlastung von etwa 18 km gleichkommt. Das wäre eine viel größere Tiefe als sie uns je durch Hebung aufgeschlossen ist. Tatsächlich sieht man auch in der Natur ein sehr verschiedenes Verhalten von reinem, grobkörnigen und von reinem feinkörnigen Kalkstein. Der einigermaßen reine feinkörnige Kalkstein wird plastisch deformiert, und gleichzeitig tritt eine Sammelkrystallisation, die Umwandlung zu Marmor, auf. Wie die Einschlüsse in den Mineralien auf Hohlräumen in solchen Marmoren und Dolomiten (Carrara, Campolungo usw.), zeigen, fand die Umkrystallisation in kohlensäurehaltiger wässeriger Lösung bei höherer Temperatur statt. Diese hat die plastische Deformation sehr erleichtert und im primär feinkörnigen Kalkstein vielleicht schon in Tiefen von 1—2 km ermöglicht. Im Modell kann man indeß zunächst

[1]) Vgl. Anhang über plastische Deformation von Gesteinen.
[2]) F. D. Adams, The Journ. of Geol. 20. III. 1912.

von diesen physikalisch-chemischen Vorgängen absehen und für Marmor und reinen feinkörnigen Kalkstein gemeinschaftlich dieselbe innere Plastizität, gleichgültig wie sie zustande kommt, annehmen.

Unreiner Kalkstein setzt der Wirkung der wässerigen Lösungen größeren Widerstand entgegen, hauptsächlich aus mechanischen Gründen: er ist dichter, daher kann weniger Lösung eindringen, und das Kalkcarbonat wird teilweise von unlöslichen Bestandteilen umhüllt und geschützt. Solcher Kalkstein ist daher auch kaum plastisch. —

Die Silikatgesteine sind an sich nicht plastisch, wohl aber zum Teil deformierbar. Es tritt in ihnen ein Gleiten längs einiger Bestandteile insbesondere der Glimmer ein, und sie erhalten dadurch eine Paralleltextur. Am stärksten ist das bei den glimmerreichsten Gesteinen, den Glimmerschiefern, ausgeprägt. Diese sind daher sehr leicht deformierbar; sie können in feinste Spitzfalten gelegt werden. Außerdem dienen sie andern Schichten als Gleitmittel, weil in den Glimmerschiefern leicht auch bei großer Überlastung eine Bewegung zustande kommt. Sie haben, wie man das kurz bezeichnen kann, eine geringe innere Reibung. — In Gesteinen mit weniger Glimmer ist diese Eigenschaft weniger ausgeprägt; doch gibt stets der Glimmer die Auslösung der Bewegung, bei der die andern Gesteinsteile (Quarz, Feldspat) mehr oder minder stark zertrümmert werden (Mylonite, Protogine). Fehlt Glimmer in einem Gestein, so kommt eine innere Bewegung kaum zustande; die Widerstandskraft eines solchen Gesteinskörpers ist viel größer. Das sieht man sehr schön schon an wenig mächtigen Aplitgängen in Myloniten. —

Durch die innere Bewegung entsteht, wie wir glauben, die Paralleltextur bei den krystallinen Schiefern, und zwar bei denen erster Art, den kontaktmetamorphen, während der Aufschmelzung bei hoher Temperatur, bei denen zweiter Art, den dynamometamorphen, während der tektonischen Vorgänge bei niederer Temperatur. In den Alpen, auch in Norwegen, haben ferner wässerige Lösungen die dynamometamorphe Umformung der Silikatgesteine durch Bildung von Sericit, Epidot, Saussuritisierung usw. wesentlich erleichtert. Im Modell ist eine derartige Verschiebung durch Glimmer nicht direkt nachzuahmen. Die Blättchen müßten um 1.10^5 kleiner sein, also submikroskopische Dimensionen haben, und dazu stimmt schon das ganze Korn der Modellsubstanz nicht. Da aber die Glimmer in der Natur in einem Gestein sich jeder beliebigen Be-

wegung anpassen, genügte uns in erster Annäherung eine allseitige innere Plastizität der Modellsubstanz. Bei Granit tritt diese, wie wir aus den Versuchen von F. W. ADAMS folgern, bei einer Überlastung von 2000 kg per qcm ein, zu der noch der einseitige Druck hinzukommt; das entspricht einer Überlastung von 8 km oder in der Modellsubstanz von 8 cm.

Die Brüche und Verwerfungen der Schichten und Senkungen größerer Teile kann man entweder, wie W. PAULCKE das tut, willkürlich hervorrufen oder auch automatisch im Modell wiedergeben. Wir haben, wie schon erörtert, die Tiefe des Modells bis zur Druckausgleichungsfläche, wo der wahre plastische Zustand der Gesteine eintritt, genommen. Dann wird also ein Absinken der Schichten von

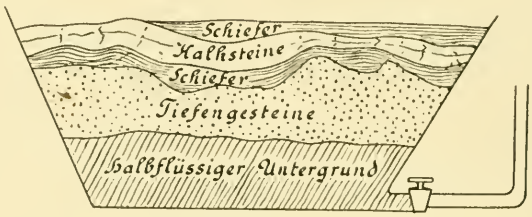


Fig. 1.

selbst eintreten, wenn es dem Vorgang entspricht. Um im Modell die Plastizität dieser untersten Teile darzustellen, ohne ihnen eine zu große Fluidität zu erteilen, muß ein Material genommen werden, in dem ein Druckausgleich rasch eintritt, verglichen mit der Zeit, die hierzu für die oberen Schichten notwendig ist. Das spezifische Gewicht dieser halbflüssigen Masse soll gleich oder eher ein klein wenig größer sein als das der oberen Schichten.

Die tektonisch wirksamen Kräfte im Modell sind theoretisch nur dann bestimmbar, wenn wir wüßten, wie sie in der Natur gewesen sind. Man hat im allgemeinen stets horizontal gerichtete Kräfte angenommen. Aus theoretischen Betrachtungen, auf die a. a. O. eingegangen werden soll, läßt sich schließen, daß die alte Anschauung vielleicht richtig ist, wonach die Spannung im Gewölbe der Erdkruste horizontale Kräfte und damit die tektonischen Vorgänge bedingt. Demnach wäre es am besten, ein seitlich keilförmiges Modell zu bauen (Fig. 1), etwas von der plastischen Unterlage langsam abfließen zu lassen und die dann entstehende Spannung — die

Modellschichten hängen frei, suchen nach unten zu gleiten — sich ausgleichen zu lassen. Wir haben davon abgesehen, weil die Kosten etwas größer sind, und haben uns damit begnügt, die Horizontalkräfte durch Zusammenschub der zwei Seitenwände, wovon die eine beweglich ist, zu erreichen. Durch Übertragung mit Zahnrädern konnte der theoretischen Forderung (S. 67) langsamer Veränderung einigermaßen, wenn auch nicht ganz, genügt werden. Es würde sich bei künftigen Versuchen empfehlen, entweder die obige Anordnung Fig. 1 oder wenigstens eine sehr starke verkleinernde Übersetzung mit Motorantrieb zu wählen, so daß die Verkürzung in einer Minute etwa $^1/_2$ mm oder weniger beträgt.

Die Modellsubstanzen haben etwa drei Gesteinsarten zu genügen: die Hauptmasse muß die Konstanten der Tiefengesteine besitzen; ein geringerer Teil in der Nähe der Oberfläche muß den Kalksteinen entsprechen; einige dünne Zwischenlagen sollen die Schichten ersetzen, die als Schmiermittel dienen. Aus praktischen Gründen müssen ferner einigdünne Schichten gefärbt werden, um das Bild klar wiedere geben zu können.

Anhang I.

Versuch einer praktischen Ausführung des naturgetreuen Modells.

Während die vorhergehenden theoretischen Darlegungen und die ausgerechneten Bedingungen für die Modellsubstanzen den Anspruch auf Richtigkeit und Exaktheit erheben, gilt das von unserer Ausführung eines Modelles nicht; dieses sollte, da wir die Kosten selbst tragen mußten, möglichst billig sein. Wir haben folgende Modellsubstanzen verwandt, die angenähert den oben mitgeteilten Bedingungen genügen, und für den Maßstab 1 : 75000 bis 1 : 25000 verwendet werden dürfen. Sie enthalten leicht zu beschaffendes Material. Für ganz exakte Versuche muß, wie früher dargelegt, für einen bestimmten Maßstab eine bestimmte Mischung hergestellt werden. In der Dissertation des einen von uns sind die Bedingungen ausgerechnet, denen die Modellsubstanz bei 1 : 100000, 1 : 50000, 1 : 10000 genügen muß. Man stellt sich erst die Ramsayfettmischung her, von der für 100 kg Modellsubstanz nur 100 g gebraucht werden; man verwendet hierzu 100 g Paraffin, 20 g Vaseline und 20 g reine Guttapercha, die etwa fünf Stunden lang auf 150°—250° erhitzt werden. Dann mischt man 900 Gewichtsteile Eisenpulver : 135 Teile Maschinenöl : 6 Teile Paraffin : 1 Teil Ramsayfett als

Granitmasse, 900 : 145 : 5 : 1 als Kalksteinmasse. Für die gefärbten Schichten:

rot:

500 Bleipulver : 500 Eisenoxyd : 300 Maschinenöl : 1 Ramsayfett,

grün:

500 Bleipulver : 500 Chromoxyd : 200 Maschinenöl : 1 Ramsayfett.

Kosten:

Maschinenöl techn. (MERCK, Darmstadt)	100 kg	=	38 M.
Eisenpulver Nr. 4 von DE HAEN, Seelze bei Hannover	100 -	=	35 -
Eisenoxyd rot tech. Nr. 7 dgl. . . .	100 -	=	40 -
Bleipulver pulv. f. Akkumulatoren dgl. .	100 -	=	140 -
Chromoxyd grün tech. Nr. 2 dgl. . .	100 -	=	190 -
Paraffin solid. (52°—53°), MERCK-Darmstadt	1 -	=	0,95 -

Kosten für 100 kg Modellsubstanzen:

Eisen	28 M.
Öl	10 -
Paraffin	1 -
alles andere zusammen	15 -
	54 M.

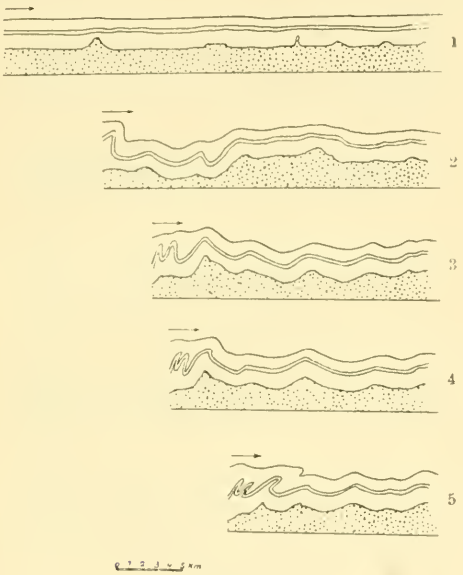
Die Substanzen sind nach jedem Versuch wieder verwertbar. Man muß nur vorsichtig die gefärbten von den ungefärbten Schichten trennen. Jede Masse wird für sich geschmolzen (auf etwa 40° erhitzt) und dann aufgegossen. Um hierbei eine Vermischung mit dem halbflüssigen Untergrund zu vermeiden, wird auf diesen ein ganz dünnes Battisttuch aufgelegt. —

Man kann leicht durch geeignetes Mischen und Prüfung der Materialkonstanten in der früher angegebenen Weise, sich genauer passende Modellsubstanzen und auch für andere Maßstäbe herstellen. Unser obiges Rezept soll nur einen Anhaltspunkt geben.

Wir geben einige Bilder[1]) der mit unserm kleinen Apparat von etwa 40 × 20 × 30 cm angestellten Versuche. Sie machen, wie uns scheint, einen ziemlich naturgetreuen Eindruck, und scheinen jetzt schon gegenüber den bisherigen

[1]) Die Schraffierungen und Punktierungen auf den Figuren haben nichts mit Schichtung zu tun. Der Verlauf der Schichten ist nur aus den Grenzlinien der einzelnen Lager zu erkennen. Die Reproduktion unserer Originalzeichnungen läßt leider manche Details nicht erkennen; insbesondere sind vielfach Ecken abgerundet wiedergegeben.

Versuchen einen Fortschritt darzustellen, obgleich in unserm Modell die Tiefe in verkürzten Maßstab mit Rücksicht auf die Materialersparnis genommen wurde. Wünschenswert für die weitere Forschung wäre in größerem und allseits richtigen Maßstab mit unseren Modellsubstanzen operieren zu können. Auch müßten mehr farbige Schichten genommen werden, um das Bild bis in größere Tiefe verfolgen zu können. Doch fehlen uns die Mittel. Immerhin ist mit diesem kleinen

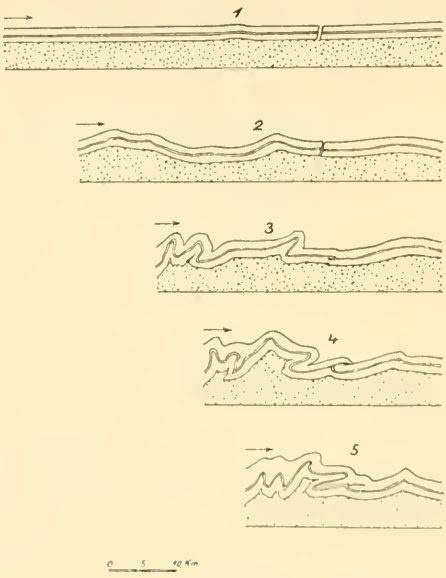


Blatt 1.
Faltengebirge mit überkippten Falten.
Im Modell: 1 : 100000.

Apparat, der mit Modellsubstanzen auf etwa 50 M. kommt, eine gute Veranschaulichung der tektonischen Vorgänge für den Unterricht möglich. Für etwa 800 M. wäre ein exakt richtiger Apparat mit Modellsubstanzen im Maßstab 1 : 75000, der vielleicht am geeignetsten ist, auf einer Länge von 75 km (= 1 m Modell), Breite von 38 km (50 cm Modell) und 50 km Tiefe (60 cm Modell) herzustellen. Etwas überraschend bei den Figuren ist die Häufigkeit von Überschiebungen, die meist in der Mitte, wo die horizontal schiebenden Druckkräfte am geringsten waren, einsetzten, ferner das Fehlen

von Brüchen. Man erkennt deutlich interessante tektonische Einzelheiten; manche sind aus Naturbeobachtungen schon gefolgert worden.

1. Die am stärksten bewegte Stelle wird am meisten gefaltet.
2. Die Falten werden in der Bewegungsrichtung überkippt.
3. Eine als Falte hingleitende Decke, die sog. Überfaltungsdecke bei der die Schichten gewissermaßen aufgerollt werden, ist nicht zu beobachten. (Auch

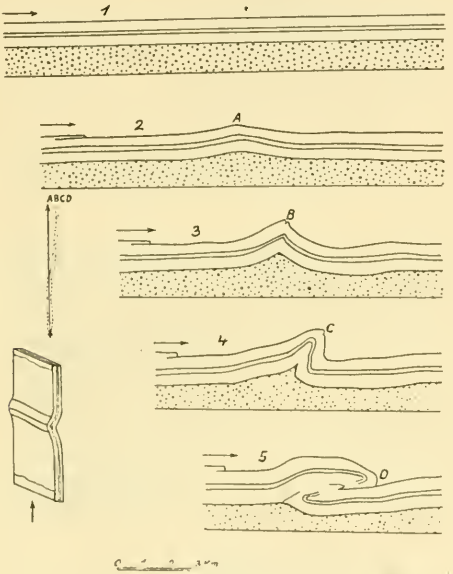


Blatt 2.
Liegende und überschobene Falten.
Im Modell: 1 : 100000.

W. Paulcke scheint sie nicht erhalten zu haben). Die Decke wird nur an ihrem Ende bisweilen gestaucht und aufgefaltet. Dagegen werden aufgerichtete Falten überkippt, flach gelegt und vielleicht etwas ausgewalzt (Blatt 2. Fig. 4 und 5). Eine starke Auswalzung und Ausquetschung von Mittelschenkeln ist nicht zu bemerken. Es scheint, daß im Modell wie in der Natur eine Zerreißung und Verschiebung der Faltenschenkel gegeneinander viel häufiger ist. Auf Blatt 3 wird eine

Falte überkippt (Blatt 3, Fig. 4), auseinandergerissen und der eine Schenkel über den andern überschoben (Fig. 5).

4. Sehr merkwürdig ist Blatt 4, Fig. 3, 4 und 5. Diese zeigen, wie bei der Überschiebung eine Spitzfalte (Fig. 3), gestaucht, gehoben, jeder der beiden Schenkel zurückgefaltet und so auseinandergezerrt wird. Wenn man in der Natur nur Fig. 5 sieht, würde man wahrscheinlich zu ganz andern Erklärungen greifen.

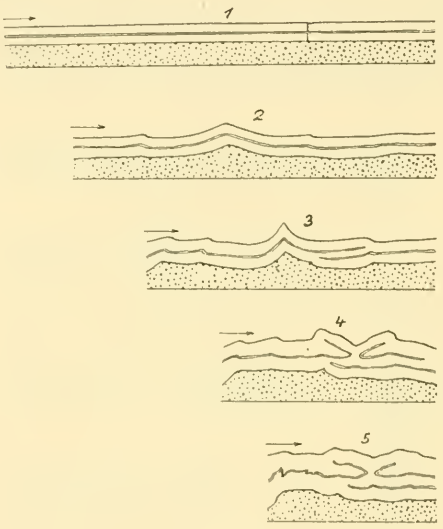


Blatt 3.
Zerreißung einer Falte, Übergang zur Überschiebung.
Im Modell: 1 : 50000.

5. Die Unterlage der Decke wird an ihrem Ende gefaltet (Blatt 6, Fig. 4), manchmal auch etwas hinaufgebogen (Blatt 2, Fig. 4, Blatt 4, Fig. 4). Mehrfache Decken haben wir nicht gesehen, vielleicht wegen zu wenig Farbschichten.
6. Eine Masse, die etwas Widerstand bietet, gibt Anlaß zu einer Überschiebung (Blatt 6), ebenso ein Bruch (Blatt 2, Fig. 2 und 3, und Blatt 4).
7. Größere Hohlräume (Blatt 5, Fig. 2) bilden sich nicht, außer ganz an der Oberfläche.

Zu beachten ist, daß alle diese Bilder nur einer einmaligen tektonischen Bewegung entsprechen, also insofern nicht ohne weiteres mit den alpinen Vorgängen verglichen werden können.

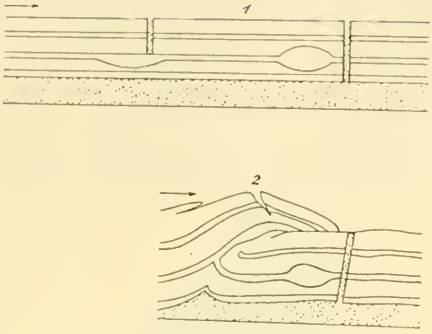
Aus der Tatsache, daß wir nur Falten und Überschiebungen, aber keine Brüche und Verwerfungen erhalten haben, läßt sich vielleicht schließen, daß erstere durch horizontale Druckkräfte. Zusammenschub der Erdkruste durch Kontraktion,



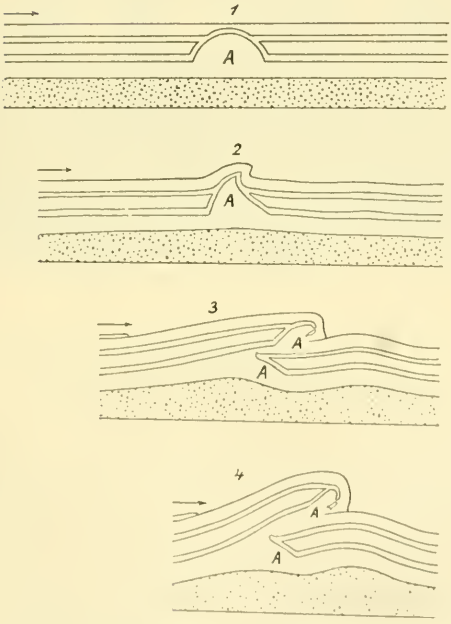
Blatt 4.
Überschiebung mit Stauchungsfaltung.
Im Modell: 1 : 50000.

letztere durch Zerrung bei lokaler Dilatation entstehen[1]). Ob diese Zerrung gleichzeitig mit den Faltungen erfolgte oder eine spätere Nachwirkung eines intensiven Faltungsprozesses ist, läßt sich wohl aus den Naturbeobachtungen bisher nicht sicher entnehmen. Das Verhalten des Modells würde möglicherweise für die zweite Auffassung sprechen. Doch müßten mehr Experimente an einem größeren Modell gemacht werden,

[1]) Man müßte zu dem Zweck im Modellkasten (Fig. 1) etwas flüssigen Untergrund unter Druck eingießen und so eine Hebung und Ausdehnung bewirken.



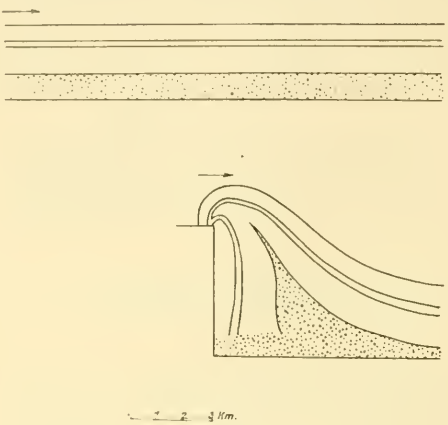
Blatt 5.
Im Modell: 1 : 50000.



Blatt 6.
Im Modell: 1 : 50000.

und namentlich der Verlauf der obersten Schicht durch Farbschichten besser hervorgehoben und untersucht werden.

Die Plastizität der Modellsubstanzen hängt sehr stark von der Temperatur ab. Die angegebenen Rezepte gelten



Blatt 7.
Einzelne Falte an Hinderniss.
Im Modell: 1 : 25000.

für 18° C. Zimmertemperatur. Hält man eine kleinere Plastizität oder innere Reibung als wir sie angenommen haben für richtig, so kann man die gleiche Modellsubstanz bei 14° verwenden, die halbe Plastizität erzielt man etwa bei 8°.

Anhang II.

Zur Plastizität der Gesteine.

L. Milch[1]) hat eine Besprechung der Untersuchungen über Plastizität der Mineralien und Gesteine gegeben; auf diese sei verwiesen. Wir wollen hier nur die Grundlagen für die Zahlenangaben im vorigen Teil und unsere Ansichten darlegen, soweit sie von denen von L. Milch verschieden sind.

Wir machen zunächst die Annahme, daß bei der eigentlichen dynamometamorphen Umformung der Gesteine 500° nicht überschritten werden; die Gründe hierfür wollen wir a. a. O. darlegen. Daß schon bei gewöhnlicher Temperatur eine plastische Umformung von Steinsalz, Sylvin, Kalkspat

[1]) L. Milch: Geol. Rundsch. II, 1911, S. 145.

möglich ist, haben die Versuche von F. Kick, F. Rinne, F. D. Adams gezeigt; also sind auch die aus ihnen bestehenden Gesteine plastisch deformierbar. Andrerseits haben die Versuche von F. D. Adams ebenso klar gezeigt, daß bei Zimmertemperatur und 15000 kg p. qcm und bei 450° und einem Druck von 6750 kg p. qcm[1]) kleine Öffnungen im Granit sich nicht schließen, daß also dies Gestein auch bei solchem Druck und hoher Temperatur nicht plastisch ist.

Fig. 2.
Gestreckte Konglomerate von Quarziten bei Ulvensrand und Mörketjern (Bergen). Die letzteren sind am stärksten gedehnt (das 2. Stück von links); die beiden großen Durchmesser des Ellipsoides verhalten sich zu dem kleineren wie 6 : 1.

Adams konnte andrerseits Granit durch einen Druck von etwa 8000 kg p. Atm.[2]) umformen, ohne daß der Granitblock seinen Halt verloren hatte. Demnach findet ein eigentliches Fließen des Gesteines, wie man es an Metallen, Steinsalz usw. beobachtet, nicht statt. Die Mineralien werden nur zertrümmert, verschoben und durch den Druck ineinander verzahnt. Der Verf. steht da auf demselben Standpunkt, den E. Weinschenk

[1]) F. D. Adams: Journ. of Geol. XX, 1912, S. 115.
[2]) F. D. Adams: Journ. of Geol. XVIII, 1910, S. 523.

einnimmt. Den nämlichen Vorgang benutzt die Technik, um mit hydraulischen Pressen Pulver und Fasern zu solidem Material zu formen. — F. D. Adams erkannte auch unter dem Mikroskop die Zertrümmerung und Verschiebung der Mineralbruchstücke ganz deutlich[1]). Dasselbe gilt von den deformierten Silikatgesteinen in der Natur. Man hat da allerdings vielfach von undulös auslöschendem Quarz in dem Sinne gesprochen, daß man eine plastische Verbiegung von Quarzkrystallen annimmt. Ich habe die stärkst deformierten Quarzitgerölle von Mörketjern und Ulvensrand bei Bergen, die H. Reusch beschrieben hat, daraufhin untersucht. Diese sind einer variablen Streckung ausgesetzt gewesen. An einem Aufschluß sind sie

Fig. 3.
Scheinbar undulös auslöschender Quarz aus den Quarzconglomeraten (Bergen) bei geeigneter Beleuchtung und 200facher Vergrößerung. Man sieht die scharfen Grenzen.

nur wenig deformiert (vgl. Fig. 2 die beiden Gesteinsstücke rechts); sie gehen allmählich in immer stärker deformierte über (vgl. Fig. 2 die beiden Stücke links). Wenn man im Dünnschliff die einzelnen Quarzkörner untersucht, so zeigen viele eine undulös kontinuierlich wechselnde Auslöschung. Bringt man aber den Dünnschliff auf einen Theodolithtisch nach Fedorow, so kann man durch Drehen um die zwei Horizontalachsen stets scharfe Grenzen zum Vorschein bringen; dieselbe Erscheinung ist von den Zwillingsebenen der Plagioklase her bekannt. Der kontinuierliche Übergang zwischen zwei Auslöschungsrichtungen ist also nur scheinbar; er beruht auf der schrägen Lage der Grenzebene gegen den Schnitt. Durch Drehen kann man die Grenzebene vertikal stellen. Fig. 3 zeigt solche scharfe, sogar fast geradlinige Begrenzungen in einem scheinbar undulös auslöschenden Quarzkorn. Ähnliches gilt für die Feldspäte. Die Plastizität des Granits ist also nicht von derselben Natur wie die des Kalksteins, da sie

[1]) F. D. Adams: a. a. O., S. 521.

nicht durch die Mineralien selbst verursacht, sondern eine Zertrümmerung der Bestandteile mit darauffolgender Verkittung oder Verzahnung ist. Daher stellen die Mylonite die eigentliche Facies mechanisch umgeformter Silikatgesteine dar[1]). Besonders gern findet ein Gleiten der Mineralkörner längs der Glimmerblättchen statt; der Glimmer wird zerfasert, und es tritt eine mechanische Parallelstruktur ein.

Fragen wir uns nach dem Minimaldruck, bei dem eine Umformung eines Gesteines eintreten kann, ohne daß seine Festigkeit wesentlich leidet, so sieht man, daß ganz unabhängig von der Natur des Vorganges die Forderung besteht, daß der allseitige Druck das Zerbrechen verhindern, also etwas größer als die Bruchfestigkeit sein muß. Diese Überlegung ist zuerst von A. Heim angestellt worden[2]). Die Umformung erfolgt dann, wenn der Druck nach einer Seite größer ist, und er muß m. E. wieder etwas größer sein als der Druck, der Bruch hervorruft. Wenn also für Marmor nach den Versuchen von F. Rinne und H. Prandtl[3]) die Bruchfestigkeit bei einseitiger Belastung etwa 1000 kg p. qcm ist, so ist zur plastischen Umformung ein allseitiger Druck von 1000 kg p. qcm und einseitiger Überdruck von nochmals 1000 kg nötig. Ein allseitiger Druck kann aber nur bei entsprechender Überlastung zustande kommen. Darauf beruhen die S. 72 angegebenen Zahlen. Ähnliche Daten dürften für grobkörnigen Dolomit gelten. — Für feinkörnigen, nicht ganz reinen Kalkstein, z. B. Solnhofer Schiefer, liegt die Grenze für die Druckfestigkeit, wie F. D. Adams[4]) fand, höher: bei etwa 2200 kg p. qcm. Zur Umformung wäre also der allseitige Druck dadurch gegeben, der einseitige müßte das Doppelte betragen. Bei 450° trat plastische Umbildung mit Schließen von Hohlräumen unter etwa 6700 kg p. qcm, also vermutlich einem allseitigen Druck von etwa 3300 kg p. qcm, ein. Der zur Umformung genügende Druck ist nicht angegeben[5]). — Für Granit ist nach Adams die Druckfestigkeit etwa 1600 kg p. qcm, die Umformung tritt aber erst bei 8000 kg p. qcm[6])

[1]) Außerdem existiert noch eine andere Umformung bei Gegenwart heißer Lösungen. Da werden Plagioklas und Biotit chemisch angegriffen und umgewandelt: Das bedingt Plastizität durch chemische Dynamometamorphose.

[2]) Vgl. auch F. Rinne: N. Jahrb. Min. 1903, I, S. 177.

[3]) F. Rinne: N. Jahrb. Min. 1907, I, S. 43.

[4]) F. D. Adams: Journ. of Geol. XX, 1912, S. 108.

[5]) F. D. Adams: a. a. O., S. 520.

[6]) F. D. Adams: a. a. O., S. 523.

einseitigem Druck ein; danach wäre ein allseitiger Druck von 4000 kg p. qcm als nötig zu vermuten. Wir haben, weil man bei den Versuchen von ADAMS nicht leicht genau den wahren allseitigen Druck und den Einfluß der äußeren Reibung abschätzen kann, einen allseitigen Druck von 2000 kg p. qcm als genügend angenommen. Es mag sein, daß die Annahme von A. HEIM, auf die wir uns hierbei stützen, nicht ganz zutrifft, und daß die größeren Zahlen von ADAMS zugrunde zu legen sind. Doch dürfte, wenn ein Granit glimmerreich ist, und eine gleitende Bewegung längs der Blättchen zustande kommt, die innere Reibung, die sich dieser Umformung entgegenstellt, kleiner sein als die bei der Kompression von Säulen. In der Natur finden wir standfeste Granitmylonite in Tiefen, die sicher nicht über 10 km betragen, und also eine allseitige Belastung von nicht über 2000 kg p. qcm bewirkt haben können.

6. Der Gebirgsbau der lombardischen Alpen.

Von Herrn H. RASSMUSS.

(Mit 4 Textfiguren.)

Vortrag vom 6. November 1912.

Literatur.

Es sind nur die auf die Tektonik bezüglichen speziellen Arbeiten hier angeführt. Die im Text in Klammern beigefügten Zahlen verweisen auf die entsprechende Nummer dieses Verzeichnisses.

1. AIRAGHI, C.: Il Giura tra il Brembo e il Serio. Atti Soc. Ital. di Sc. nat., Milano 1897.
2. DE ALESSANDRI, G.: Osservazioni geologiche sulla Creta e sull'Eocene della Lombardia. Atti Soc. Ital. di Sc. nat., Milano 1899.
3. — Il gruppo del Monte Misma. Ebenda, Bd. 42, Milano 1903.
4. — Sezioni geologiche attraverso il gruppo de Mte. Misma. Atti Soc. Ital. di Sc. nat., Bd. 43, Milano 1904.
5. BALTZER, A.: Geologie der Umgebung des Iseosees. Geol. u. Paläont. Abh., hrsg. v. KOKEN, Jena 1902.
6. BECKER, H.: Carta geologica dell'Alta Brianza 1 : 86400. Milano, Sacchi, 1894.
7. — Brianza. Zeitschr. f. prakt. Geol., Berlin 1895.
8. BENECKE, E. W.: Erläuterungen zu einer geologischen Karte des Grignagebirges. N. Jahrb. Min., Beil.-Bd. III, 1884.
9. v. BISTRAM, A.: Das Dolomitgebiet der Luganer Alpen. Ber. d. Naturf. Ges. zu Freiburg i. B., Bd. XIV, 1903.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft

Jahr/Year: 1913

Band/Volume: 65

Autor(en)/Author(s): Koenigsberger Johann G., Morath O.

Artikel/Article: 5. Theoretische Grundlagen der experimentellen Tektonik. 65-86