

Werk

Jahr: 1930

Kollektion: fid.geo

Signatur: 8 GEOGR PHYS 203:6

Digitalisiert: Niedersächsische Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen

Werk Id: PPN101433392X_0006

PURL: http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN101433392X_0006

LOG Id: LOG_0042

LOG Titel: Größenverhältnis von remanentem zu induziertem Magnetismus in Gesteinen; Größe und Richtung des remanenten Magnetismus

LOG Typ: article

Übergeordnetes Werk

Werk Id: PPN101433392X

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

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

Terms and Conditions

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

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

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

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

Contact

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

Rückschnitten nochmals abgeleitet, nachdem das Bayerische Landesvermessungsamt freundlicherweise die Koordinaten der benutzten Miren mit größter Sorgfalt aus den Verzeichnissen bzw. Katasterblättern festgestellt hatte, wofür Oberregierungsrat Dr. Clauß und Regierungsrat Beyer an dieser Stelle der beste Dank ausgesprochen sei. In der obigen Tabelle sind in der mit „M. K.“ überschriebenen Spalte die Meridiankonvergenzen für die Vergleichsstationen angegeben. Fügt man diese Beträge zu den Differenzen (1928—1856) hinzu, so verschwinden die großen Schwankungen fast vollständig. Zur Prüfung der Frage, ob eine Abhängigkeit der Säkularvariation vom Orte besteht, wurden noch drei entsprechende Ausgleichungen vorgenommen und, um die Lamontschen Messungen dabei verwerten zu können, diese mit Hilfe der Unterschiede 1856 bis 1850 — in $D + 40.0'$, in $H - 97 \gamma$, in $I + 14.1'$ — auf 1856 zurückgeführt. Bei der Deklination und Inklination ergaben sich die mittleren Fehler der Koeffizienten größer als diese selbst, bei der Horizontalintensität dagegen die Gleichung:

$$1928 \text{ bis } 1856: \Delta H \gamma = + 804 - 27.2 (\lambda - \lambda_0) + 41.6 (\varphi - \varphi_0),$$

$$\pm 12.8 \qquad \qquad \qquad \pm 21.4$$

wenn $\lambda_0 = 7^\circ 49'$, $\varphi_0 = 49^\circ 25'$ die Koordinaten des mittleren Ortes aller Vergleichsstationen bedeuten und $\lambda - \lambda_0$ bzw. $\varphi - \varphi_0$ in Graden und Bruchteilen derselben eingesetzt werden.

Größenverhältnis

von remanentem zu induziertem Magnetismus in Gesteinen; Größe und Richtung des remanenten Magnetismus

Von J. Koenigsberger. — (Mit 3 Abbildungen)

Die Gesteine werden nach Brunhes und David, zum Teil in orientierten Würfeln, auf Richtung und Größe des remanenten Magnetismus J pro Kubikzentimeter in T untersucht; sie werden in ein hochempfindliches astatisches System von zwei Magnetpaaren gebracht. Zur Bestimmung der Suszeptibilität K bei etwa $10 T$ wurde eine Würfel­fläche einem der vier Magnete außen nach der Bildmethode gegenübergestellt; die Messung an den sechs Flächen ergab auch Anisotropie und Inhomogenität von K . In Tabellen ist gegeben $K, J, J : J_k (J_k = K \text{ mal heutiger Totalintensität})$, die Inhomogenität u und Anisotropie a nach den drei Würfelnormalen, beide relativ zum Mittelwert von $K = 1$. Für Tiefengesteine ist $J : J_k < 1$, für Ergußgesteine meist > 1 bis zu 10, für Laven etwa 10, für einen veränderten Quarzporphyr = 75. K nimmt von 15 bis 1,5 T mit abnehmender Feldstärke nur schwach ab; das in der Natur aus topographischen Effekten berechnete K im Erdfeld stimmt daher in den Fehlergrenzen von $\pm 20\%$ mit dem im Laboratorium gemessenen K überein. Die remanente Magnetisierung wechselt in derselben Tiefengesteins- und Ergußgesteinsmasse oft stark ihre Richtung, so daß Schlüsse auf die Richtung früherer Magnetfelder schon deshalb nicht immer sicher sind.

§ 1. Die magnetische Wirkung eines Gesteins im Erdfeld wird durch den induzierten und den remanenten Magnetismus bestimmt. Nur in den wenigen

Fällen, wo der remanente Magnetismus durch Blitzschlag eingeprägt wurde*), und in einigen anderen Fällen, in denen die Wirkung eines Gesteins im Erdfeld der Richtung und Größe nach ganz anders ist als die Induktion durch das heutige Erdfeld erwarten läßt, weiß man sicher, daß der remanente Magnetismus überwiegt. Sonst ist das Größenverhältnis von remanentem zu induziertem Magnetismus der Gesteine nicht bekannt. Das bedingt eine Unsicherheit in den Deutungen regionaler und lokaler magnetischer Anomalien. Den theoretischen Berechnungen hat man neuerdings nur die Annahme eines induzierten Magnetismus zugrunde gelegt, den remanenten Magnetismus vernachlässigt. Melloni, G. Folgheraiter**), J. Locke***) nahmen dagegen an, daß für die meisten Laven der remanente Magnetismus weit stärker ist als der induzierte. Ihre Vergleichsmethode war qualitativ. — Die folgenden quantitativen Messungen bestätigen ihre Annahme, soweit sie Lavagesteine betrifft. — B. Brunhes†) macht stillschweigend dieselbe Voraussetzung bei der Berechnung der magnetischen Wirkung des Puy de Dome. Auch nach einigen Beobachtungen, die R. Chevallier††) an Ätnalaven im Felde durchführte, scheint der von ihm genau untersuchte remanente Magnetismus den induzierten erheblich zu übersteigen.

§ 2. Eine Voruntersuchung zeigte, daß bei vielen Gesteinen der absolute Betrag der remanenten Magnetisierung sehr gering ist†††). Daher wurde ein hochempfindliches magnetometrisches Verfahren angewandt; die magneto-statische Induktion des Erdfeldes und die Bildwirkung der Magnete kommt dabei möglichst wenig zur Geltung gegenüber dem remanenten Magnetismus. Wegen starker magnetischer Störungen im Institut mußte das Magnetsystem astatisch sein. Um hohe Empfindlichkeit zu bekommen, waren lange Magnete, gute Astasierung, dünner Wolframfaden mit konstanter Nullage§) erforderlich. Diesen Bedingungen genügte ein System von vier möglichst gleichen Magneten aus Coerzitstahl D von Krupp, die so behandelt wurden, daß ein möglichst gleiches Moment für alle vier erzielt wurde. Die Astasierung wird verbessert durch kleine Magnete (Nähnadeln) oberhalb des Systems der vier Hauptmagnete; ihr Abstand

*) F. Pockels: Physikal. Zeitschr. **2**, 306 (1901) und N. J. Mitt. f. Min. 1897, I, S. 66; F. Loewinson-Lessing und F. Mitkevitch: Russ. Geol. Komm. 1925, S. 1, 44, Nr. 5; F. Loewinson-Lessing und A. Turcev: Bull. Acad. Sciences USSR 1927, S. 875, 4. Mai; A. Turcev: ebenda 1927, S. 821; 1928, S. 89.

) G. Folgheraiter: Rend. R. Acc. Lincei (V) **6, 17, 117, 165 (1890); **3**, II, 53 (1894); **4**, I, 203 (1895); **4**, II, 78 (1895).

***) J. Locke: Smithsonian Contribut. III, p. 1 (1852).

†) B. Brunhes: Bull. Soc. Belge d'Astronomie **10**, 270 (1905).

††) R. Chevallier: Ann. de phys. (10) **4**, 5 (1925).

†††) Die Magnetisierung der Volumeneinheit J der Granite, Gneise ist etwa 10^{-5} bis 10^{-6} CGS I ; das Gesamtmoment eines Würfels von 4 bis 5 cm Kantenlänge ist etwa 10^{-3} bis 10^{-4} CGS. Das magnetische Moment einer gesättigt magnetisierten dünnsten Nähnadel von etwa 20 mg ist etwa 0.3 CGS. Die Volumenmagnetisierung der durch Blitz magnetisierten Gesteine beträgt etwa 5 bis 400 CGS.¹

§) Vgl. Zeitschr. f. Physik **40**, 729 (1926); Zeitschr. f. Geophys. **2**, 257 (1926).

von dem System konnte geändert werden, ebenso ihre Richtung. Die erste gegenseitige Anpassung aller Magnete, wenn man ungefähr die richtige Lage des Spiegels und die gewünschte Schwingungsdauer erreicht hat, braucht ein bis drei Wochen, während deren nachjustiert wird*). Nach etwa einem Monat ist die Empfindlichkeit und Nullage dann $1\frac{1}{2}$ Jahr konstant geblieben. Wesentlich ist ein guter Temperaturschutz. Änderungen der Gesamttemperatur sind nicht schädlich, dagegen stören schon kleine örtliche Temperaturdifferenzen von 0.01° und weniger. Diese die Konstruktion aller empfindlichen Instrumente betreffende Tatsache**) steht in Zusammenhang mit den Radiometereffekten der Gasmoleküle, wie der Verfasser durch eingehendere Versuche ermittelte, die auch auf die Drehwaage von Eötvös sich erstreckten. Die Radiometereffekte infolge kleiner Temperaturdifferenzen***) und dann erst die Brown-Smoluchowskischen Schwankungen bestimmen die Grenzen der Empfindlichkeit aller Instrumente.

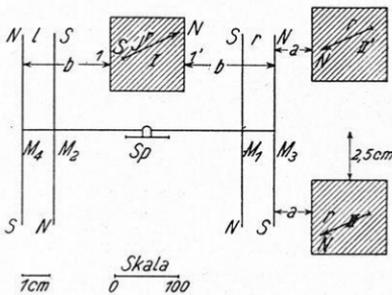


Fig. 1

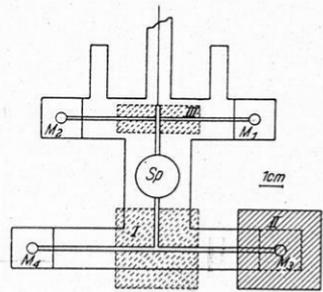


Fig. 2

Um die Temperaturdifferenzen auszugleichen, kommt bei magnetischen Apparaten in der Nähe der Magnetpole nur Kupfer in Frage; Aluminium ist nicht rein genug erhältlich. Ein ausreichender Kupferschutz bedingt aber bei größeren Schwingungsdauern eine starke überaperiodische Dämpfung und damit eine zu langsame Einstellung der Nullage. Durch geeignete Schnitte wurde die Dämpfung herabgesetzt, ohne die thermische Ausgleichung stark zu stören, die zur Vermeidung der radiometrischen Störungen der Nullage erforderlich ist. Fig. 1 und 2 zeigen schematisch die Apparatur; $M_1 M_2 M_3 M_4$ sind die Magnete; Sp der Spiegel.

*) Ein weiterer Schutz durch Eisenzylinder war für die Handhabung unbequem und hätte auch wegen der besonders starken Störungen der Vertikalkomponente einen starken Schutz von oben und unten erfordert; denn Störungen der Vertikalkomponente setzen sich an den Eisenschutzzyllindern teilweise in horizontale um. Eisenschutz ist nur zweckmäßig, wenn er nicht gegen das Instrument bewegt wird; hier müßten aber Gesteinswürfel in den Eisenschutz gebracht werden.

**) Siehe Zeitschr. f. techn. Phys. 1930.

***) Die Theorie der Radiometereffekte haben neuerdings für bestimmte Grundbedingungen entwickelt Edith Einstein, Albert Einstein, P. S. Epstein, Th. Sexl; experimentell hat G. Hettner einige Fälle geprüft.

Ein Gesteinswürfel mit beliebiger Magnetisierungsrichtung (s. Fig. 1) in Stellung I wird z. B. zwischen M_3 und M_4 mit dem Gesteinsnordpol rechts den Nordpol von M_3 abstoßen, den von M_4 anziehen und den Spiegel drehen. Bei umgekehrter Lage des Würfels, wobei die Gesteinsflächen durch Anschläge in genau dieselben Abstände b von den Magneten kommen, findet die Drehung im umgekehrten Sinne statt. Dadurch hebt sich bei symmetrischer Stellung des Würfels die Bildwirkung der Magnete heraus; ein noch vorhandener Rest derselben und die statische Induktionswirkung des Erdfeldes bleiben, homogenes Gestein vorausgesetzt, bei Umkehrung des Würfels konstant, so daß die Differenz bei Umkehrung ohne weiteres nur die doppelte Wirkung der Remanenz im Würfel gibt. Derselbe Apparat dient zur Bestimmung der Suszeptibilität im Laboratorium, wobei der Würfel in Lage II kommt*). Wie Versuche zeigten, wirkt dann fast nur der nächstgelegene Pol von M_3 . Bei Abkompensation auf Nullage fallen etwaige Fehlerquellen und Korrekturen weg. Die quantitative Bestimmung des magnetischen Moments der Gesteinswürfel erfolgt durch Eichung mittels Stromspulen, die an die Stelle der Würfel bei I oder II gebracht werden. Das Moment in Gauß/cm ist $i \cdot F \cdot n \cdot 10$, wobei i in Ampere, die Windungsfläche F in Quadratzentimeter gemessen wird, n ist die Windungszahl. Die Formel gilt zwar für jede Gestalt und Größe des Stromkreises; aber die Kraftwirkung auf die astasierten Magnete ist von deren Gestalt und Größe, also von der Verteilung des Moments in den Stromspulen abhängig. Man kann innerhalb der hier in Frage kommenden Genauigkeit von $\pm 5\%$ eine den Gesteinswürfeln ähnliche, wenn auch nicht ganz homogene Magnetisierung herstellen, indem ein Holzwürfel derselben Größe mit Draht bewickelt wird. Außerdem wird eine kurze Zylinderspule, deren Radius klein war gegen deren Länge, hergestellt, auf welche die bekannten einfachen Formeln angewandt werden dürfen.

Für kleine Ausschläge bis etwa sechs Skalenteile nach beiden Seiten der Nullage gilt innerhalb der Fehlergrenzen Proportionalität mit der Stromstärke, so daß man bei den späteren Messungen nicht genau abzukompensieren brauchte, sondern außerdem die Skalenteile ablas**). Auf dieselbe Art wurden die Kompensationsmagnete geeicht. Dadurch war für die zur Kompensation erforderliche Höhe des Kompensationsmagneten I oder II über dem astatischen System das die gleiche aber entgegengesetzte Wirkung gebende magnetische Moment des Gesteinswürfels bekannt. Für den Würfel von 4 cm Kantenlänge entsprach für kleine Anschläge im Mittel ein Skalenteil = $3.05 \cdot 10^{-3}$, für 6 cm Würfel ein Skalenteil = $4.15 \cdot 10^{-3}$ in I usw. Daß diese Eichwerte C mit der Würfelgröße wachsen, ist verursacht dadurch, daß die Wirkung der Abstandsverringering der wirksamen Momente, nämlich der Näherung der seitlichen Würfelflächen an die Magnete des Systems in horizontaler Richtung, kleiner ist als die der Ab-

*) Siehe Zeitschr. f. Phys. 54, 511 (1929).

***) Es war z. B. für 20 Windungen und die Stromstärke 2.10 Volt : 2000 Ohm, der Doppelausschlag bei Kommutieren 11 Skalenteile.

standsvergrößerung durch die Ausdehnung der Würfelflächen in vertikaler Richtung.

(Der Drahtwürfel von 4 cm gab in Lage III (s. Fig. 2) einen Skalenteil = $1.5 \cdot 10^{-3}$.) Dann wurde für diesen Würfel von 4 cm an der Stelle II (Fig. 1), wo die Suszeptibilität gemessen wird*), bei Stromumkehren der Doppelausschlag für verschiedene Abstände bestimmt**).

Aus den Messungen an den sechs Würfelseiten: $n_1, n_1^1, n_2, n_2^1, n_3, n_3^1$ erhält man aus den Ausschlägen $n_1 - n_1^1 = R_1, n_2 - n_2^1 = R_2$ usw. mit dem oben angegebenen Reduktionsfaktor C für den Doppelausschlag durch Multiplikation die drei Komponenten des remanenten Moments M_1, M_2, M_3 . Das Gesamtmoment M ist

$$M^2 = M_1^2 + M_2^2 + M_3^2 = C(R_1^2 + R_2^2 + R_3^2); \quad (A)$$

die remanente Magnetisierung J in Gauß wird durch Division mit dem Volumen des Würfels erhalten.

Die Formel (A) entspricht der von Brunhes auf Laven der Auvergne angewandten Methode. Für die Anwendung von Formel (A) ist Voraussetzung, daß die Verteilung der remanenten Magnetisierung einfach vektoriell ist, oder was dasselbe bedeutet, daß die Magnetisierungskonstante von der Feldstärke unabhängig war bei der Temperatur, als der remanente Magnetismus angenommen wurde, und daß die Magnetisierung dann bei fallender Temperatur stets proportional anwuchs, unabhängig von ihrer ursprünglichen Größe. Versuche, die a. a. O. beschrieben werden sollen, zeigten, daß obige Annahmen nicht genau zutreffen***), daß deren Gültigkeit vielmehr auch von den Abkühlungsbedingungen abhängt. Doch ist in erster grober Näherung für Gesteine der damit zusammenhängende Fehler in der Bestimmung der heutigen gesamten remanenten Magnetisierung meist kleiner als 20%.

Die Suszeptibilität wird in Stellung II' an sechs Würfelflächen gegenüber einem Pol, z. B. am Nordpol gemessen, genau so wie bei der früher beschriebenen Messung mit einem Magnet. Um die Inhomogenitätseffekte u_1, u_2, u_3 von den Wirkungen der Anisotropie a_1, a_2, a_3 und der Remanenz zu trennen, werden auch an dem anderen Pols S des Magneten in Lage II (s. Fig. 1) genau symmetrisch sechs Messungen s_1, s_1^1 usw. durchgeführt, falls mit dem Feldvariometer, also

*) Siehe Zeitschr. f. Phys. 54, 511 (1929).

***) Dadurch war auch die Eichung der aus den a. a. O. zu besprechenden Variometermessungen berechneten Ausschläge für den remanenten Magnetismus in CGS möglich.

*** Einwandfrei wäre die ballistische Nullmethode von Chevallier für, verglichen mit K , schwache Remanenz, wenn der Würfel im Felde Null, also bei abkompensiertem Erdfeld, in die Spule geschoben wird. Doch ist die absolute Größe der Remanenz bei Graniten so klein, daß die von den Verstärkerrohren auch vergrößerten magnetischen Störungen im Laboratorium überwiegen und erst durch eine Anordnung nach Art der Induktionswaage zu beseitigen sind. Die Unsicherheit in der Bestimmung der Richtung der Magnetisierung ist aber dann noch für Granite von derselben Ordnung wie der hier durch die Feldstärkenabhängigkeit der Suszeptibilität bedingte Fehler.

nur mit einem Magnet, allein gemessen wurde. Die drei Remanenzkomponenten sind im Mittel dann $(n_1 - s_1 - n_1^1 + s_1^1) : 2$ usw.

Mit dem hier beschriebenen Laboratoriumsapparat, mit dem man die Remanenz gesondert direkt in Stellung I mißt, genügt Messung in Stellung II nur an einem Pol. Sind die Ausschläge für die drei Komponenten der Remanenz mit dem Laboratoriumsapparat in Stellung I bestimmt (s. oben) = R_1, R_2, R_3 , so erhält man durch Umrechnung mit Hilfe eines einmal bestimmten Faktors die ihnen entsprechenden Doppelausschläge für Stellung II' = r_1, r_2, r_3 . Man bildet jetzt für Stellung II' $n_1 + r_2^1, n_1^1 - r_2^1$ usw., wobei jeweils das Zeichen zu beachten ist. Positives r_1 bedeutet Nordpol auf der Würfelseite 1. Die Inhomogenität ist dann $(n_1 - n_1^1 + r_1) : n_m = u_1, (n_2 - n_2^1 + r_2) : n_m = u_2$ usw.; hierin bedeutet n_m das Mittel $\sum_{i=1}^6 n_i : 6$.

Die Anisotropie soll definiert werden als $a_1 = K_1 : K, a_2 = K_2 : K$ usw., worin $K = (K_1 + K_2 + K_3) : 3$ ist. Man erhält K_1 aus $(n_1 + n_1^1 + s_1 + s_1^1) : 4$ als Ausschlag und kann K auch als Ausschlag messen. Oder alles in Suszeptibilitäten.

In der scheinbaren Anisotropie kann noch ein nicht sicher auszusondernder Inhomogenitätsanteil verborgen sein.

In erster Näherung gilt für Gesteine die einem Rotationsellipsoid mit den Achsen a und c entsprechende Symmetrie; somit kann man aus K_1, K_2, K_3 ($= K_i$) sowohl K_a wie K_c erhalten nach der Formel: $\varrho_i = \varrho_a \sin^2 \gamma_i + \varrho_c \cos^2 \gamma_i$, worin $\varrho = K : (1 + \frac{4}{3} \pi K)$, also meist $\varrho = K$. γ_i ist der Winkel der Würfel-flächennormalen i mit der c -Achse. — Wenn eine Würfelkante schon der Hauptachse parallel ist, so sind zwei der Größen K_1, K_2, K_3 einander gleich und man erhält direkt K_a und K_c . Wenn man die Orientierung gegen die Hauptachse kennt, so gibt die Formel einen Anhaltspunkt, inwieweit die Anisotropie $K_a : K_c$ noch durch Inhomogenitätsreste gefälscht ist. Bei den alpinen Gneisen ist die Anisotropie relativ zur Inhomogenität ziemlich groß. Dagegen sind bei Massengesteinen die Inhomogenitätsreste oft von der gleichen Größe wie eine etwaige Anisotropie, und erst mit mehreren Würfeln ist ein brauchbarer Mittelwert ihrer geringen Anisotropie zu erhalten. In einem Falle wurde derart Anisotropie eines Massengesteines sicher festgestellt.

Sind die zu untersuchenden Substanzen anisotrop, so kann diese magnetometrische Methode nur einen Näherungswert für eine bestimmte Richtung geben; denn das in Frage kommende Kraftfeld des Magneten im Apparat ist inhomogen; maßgebend sind die Kraftlinien, welche in einem Winkel mit der Normalen von 0 bis 30° die Grenzfläche durchsetzen. Exakte Werte wären nur im homogenen Felde an Körpern zu erhalten, die von geschlossenen Flächen zweiten Grades begrenzt werden. Doch wären die Kosten ihrer Herstellung aus Gesteinen so hoch, daß man von der Untersuchung mehrerer Gesteine absehen müßte. Die Genauigkeit hätte nur Wert, wenn ein Gestein sehr homogen wäre, was gerade anisotrope Gesteine nicht zu sein pflegen.

Durch Messungen an Würfeln von meist 4 cm Kante war weiter beabsichtigt, die Richtung des remanenten Magnetismus festzustellen*). Hierzu wurde an dem anstehenden Gestein eine ziemlich ebene Fläche an geeigneter nicht schwer loszutrennender Stelle ausgesucht. Auf dieser Fläche wurde für das Streichen ein horizontales Pfeilzeichen (Pfeil stets rechts für den Beschauer) und ein vom Pfeil nach unten gehender Strich für Fallen mit Ölstift und Tintenstift angebracht, wobei mit dem Geologenkompaß**) die zwei Winkel, Streichwinkel mit der magnetischen Nordrichtung und Fallwinkel mit der Horizontalen, bestimmt wurden. Diese Fläche wurde später stets eine Würfel­fläche und ist als 1 bezeichnet worden. Die Würfelkanten wurden angenähert parallel und senkrecht zum Pfeil,

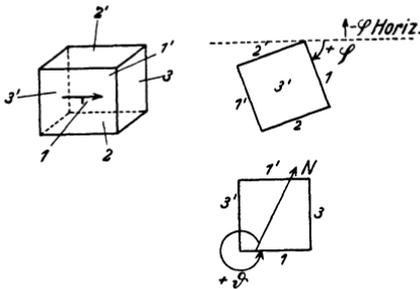


Fig. 3

damit auch zu dem Fallstrich geschnitten. Daher lagen im Gestein vier parallele Würfelkanten horizontal und zwar die von 1—2¹, 1—2, 1¹—2¹, 1¹—2 (s. Fig. 3).

Jede Würfel­fläche, mit Rotlack numeriert, steht mit zwei ihrer Kanten bei der Messung parallel der Achse der Magnetnadel im Instrument (s. Fig. 2). Die gemessenen Komponenten der remanenten Magnetisierung sind also den Flächennormalen und jeweils einer der drei aufeinander normalen Kanten des

Würfels parallel. Somit läßt sich der kleinste Winkel i der Magnetisierung mit einer Horizontalen, der nach unten positiv gerechnet wird und $\leq 90^\circ$ ist, und der Winkel ε dieser Horizontalen mit der jetzigen magnetischen Nordrichtung, der nach Westen positiv ist, leicht aus den drei Zahlenwerten der Komponenten berechnen. Es sei 1 die Fläche mit dem Fallzeichen, 1¹ die Gegenfläche, 2¹ die Fläche oberhalb und 2 unterhalb des Fallzeichens (siehe für das Folgende Fig. 3). 3 ist die Fläche senkrecht auf dem Pfeil an der Pfeilspitze, 3¹ die gegenüberliegende. Der Fallwinkel gegen die Horizontalen sei φ . R_1, R_2, R_3 werden in Richtung der äußeren Flächennormalen als positiv bezeichnet, wenn der Nordmagnetismus der betreffenden Komponente nach außen gerichtet ist. Der Inklinationswinkel i der gesamten remanenten Magnetisierung r wird wie φ von der Horizontalen nach unten positiv gerechnet. Die gesamte Horizontalkomponente R_h ist

$$\sqrt{R_3^2 + (R_1 \sin \varphi + R_2 \cos \varphi)^2}.$$

Die Vertikalkomponente $R_s = R_1 \cos \varphi + R_2 \sin \varphi$, $\operatorname{tg} i = R_s : R_h$. Für $\varphi = 90$ ist $\operatorname{tg} i = R_2 : \sqrt{R_3^2 + R_1^2}$. Der Deklinationswinkel der Magnetisierung wird, da das Streichen mit der Bussolle gemessen wird, zusammengesetzt aus dem

*) Eine Fehlerquelle hierbei bildet die Abhängigkeit des K von der Feldstärke, wie § 8 erörtert.

**) Die anzulegende Kante des Kompasses war durch weiße Farbe gekennzeichnet.

heutigen Deklinationswinkel δ der erdmagnetischen Horizontalfeldstärke und dem Winkel ε , den die Magnetisierung mit dieser macht. Der Streichwinkel ϑ der Fläche 1 in Richtung des Pfeiles des Streichzeichens, also der Außennormalen von 3, sei nach Westen von der magnetischen Nordrichtung positiv gerechnet. Dann ist

$$\varepsilon = \vartheta + \gamma, \text{ wobei } \operatorname{tg} \gamma = \frac{-r_1 \sin \varphi - r_2 \sin \varphi}{r_3}; \text{ für } \varphi = 90 \text{ ist } \operatorname{tg} \gamma = -r_1 : r_3.$$

An einigen Würfeln traten bei Verschieben der Grenzfläche parallel mit sich Änderungen der Komponenten des remanenten Magnetismus bis zu 30% und mehr nach Größe und Richtung auf; bei anderen war die Änderung kleiner.

Bei einigen möglichst genauen Messungen wurden die Asymmetrien verschiedener Art und die kleine Wirkung der Magnetisierungskomponente parallel der Achse der Magnete dadurch eliminiert, daß jeweils für eine Würfelnormale in den vier verschiedenen möglichen Lagen des Würfels mit Drehung um je 90° beobachtet und das Mittel der Ablesungen genommen wird. Die Unterschiede sind aber für homogene Substanzen klein. G. Folgheraiter hatte hierauf aufmerksam gemacht; der von ihm angegebene Grund kommt nur für größere K in Frage, wenn K um mehr als $1 \cdot 10^{-2}$ von 1 verschieden ist und daher in den Flächen des Gesteinswürfels die Kraftlinien merklich gebrochen werden. Bei den meisten Gesteinen sind die Fehler viel stärker, die verursacht sind durch Inhomogenität von K und der remanenten Magnetisierung.

Wenn es sich nur um Richtungsbestimmungen der Magnetisierung handelt, wäre eine Nullmethode, z. B. eine ballistische, wie sie R. Chevallier anwandte, oder eine magnetometrische vorzuziehen. Aber bei schwach magnetischen Gesteinen $K \leq 1 \cdot 10^{-4}$ sind die Nullverfahren auch für die Richtungsbestimmung schwer anwendbar.

§ 3. Es sei zunächst ein Beispiel für ein stark magnetisches Gestein gegeben: Basalt (Roßberg bei Oberramstadt, Hessen, Deutschland) Nr. 25. Würfel $4 \times 4 \times 4$ cm. Volumen = 64 ccm. In Stellung I bedeutet 1—1¹: 1 links, 1¹ rechts (vgl. Fig. 3); Ausschlag nach kleineren Zahlen bedeutet Abstoßung des Nordpolmagneten durch die Fläche 1, die da einen Nordpol hatte.

1—1¹ = 42.3; 1¹—1 = 38.2; 2—2¹ = 37.0; 2¹—2 = 42.0; 3—3¹ = 40.2; 3¹—3 = 34.5. Also ist $R_1 = +4.1$, $R_2 = -5.0$, $R_3 = +5.7$. Daher ist $R = 8.5$ oder nach § 2 ist $J = 8.5 \times 3.0 \cdot 10^{-3} : 64 = 3.95 \cdot 10^{-4}$ CGS. — $\varphi = 100^\circ$, $\vartheta = 46^\circ$. Also $R_s = 4.1 \cos 100^\circ - 5.0 \sin 100^\circ = -5.5$; $R_n = \sqrt{5.7^2 + 4.8^2} = 7.5$; $\operatorname{tg} i = (-5.5) : (+7.5)$; $i = -36^\circ$. Die Magnetisierung ist also nach oben entgegen dem heutigen Feld gerichtet; statt des Südpols steht der Nordpol oben. $\operatorname{tg} \gamma = (-4.8) : (+5.7) = (-0.85) : (+1)$; $\gamma = 360^\circ - 40^\circ$; $\varepsilon = 46^\circ + 360^\circ - 40^\circ = +6^\circ$. Der Winkel dieser Magnetisierung mit astronomisch Nord-Süd beträgt 15° n. W.; denn die Deklination war nach Nippoldt-Schering dort 1911 etwa 11°, jetzt, als 1929 das Streichen gemessen wurde, ist sie etwa 9°.

Die Suszeptibilität wurde am Magnetsüdpol für die sämtlichen Flächen in willkürlichen Einheiten verglichen: $s_1 = 8.0$, $s_1^1 = 5.5$, $s_2 = 12.7$, $s_2^1 = 11.0$,

$s_3 = 10.2, s_3^1 = 8.8$. Im Mittel ist $s = 9.3$. In diese Einheiten für die s umgerechnet ist $R_1 = +1.6, R_2 = -2.0, R_3 = +2.3$, und daher die Inhomogenität u_1 auf $1-1^1 = (2.5 - 1.6) : 9.3 = 0.10$; u_2 auf $2-2^1 = 0.40$; u_3 auf $3-3^1 = 0.10$. Die relative Anisotropie wäre $(11^1) = (6.7 - 9.3) : 9.3 = -0.28, (2, 2^1) = +0.26, (3, 3^1) = +0.02$. Da aber die Inhomogenität bis zu 40% beträgt, ist ein Inhomogenitätsrest von der Größe der hier gefundenen Anisotropie möglich. Man kann also keinen sicheren Schluß auf etwaige Anisotropie dieses Gesteins ziehen. Die Suszeptibilität K berechnet sich in der früher mitgeteilten Weise aus dem mittleren Ausschlag von 9.3 Skalenteilen zu $2.3 \cdot 10^{-3}$ und genauer gemessen durch Kompensation zu $2.5 \cdot 10^{-3}$. Die Induktion durch die heutige Totalintensität von rund 0.45 Gauß des Erdfeldes T in jener Gegend gibt eine Magnetisierung $J_K = 1.12 \cdot 10^{-3}$. Die beobachtete remanente Magnetisierung von $3.95 \cdot 10^{-4}$ ist also 0.35 der heute induzierten. Für die Feldmessungen ist dies Verhältnis aber noch kleiner, weil die Richtung des remanenten Magnetismus stark wechselt, und so infolge der Unordnung der remanente Magnetismus für größere Abstände sich oft aufhebt.

Ein Basalt von einer anderen Stelle desselben Steinbruchs hatte $K = 2.3 \cdot 10^{-3}$. Die Inhomogenitäten u_1, u_2, u_3 waren 18, 3, 5%. Eine etwaige relative Anisotropie war nur halb so groß als die maximale Inhomogenität von 18%, daher unsicher. Die remanente Magnetisierung war etwa gleich der induzierten; ihre Richtung ist durch die Winkel $i = +55^\circ, \varepsilon = +166^\circ$ gegeben. — Als weiteres Beispiel sei ein schwach magnetischer Granit des Aarmassivs Nr. 30 (Gurtellen, Schweiz), Würfel von 4 cm Kante, angeführt: $R_1 = 0.2, R_2 = +0.2, R_3 = +0.3, R = 0.41, J = 1.9 \cdot 10^{-5}$. Im Abstand 1.12 cm: $s_1 = 5.7, s_1^1 = 6.8, s_2 = 6.3, s_2^1 = 5.0, s_3 = 5.2, s_3^1 = 10.4, s$ (Mittel) = 6.5. Ein Glastrog von $4 \times 4 \times 4$ cm mit Eisenchloridlösung von $K = 5.7 \cdot 10^{-5}$ gab im Abstand von 1.32 cm 4.8 Skalenteile Ausschlag. Also ist $K = 5.7 \cdot 10^{-5} \cdot \frac{6.5 \left(\frac{1.12}{1.32}\right)^2}{4.8} \cdot 0.97$, wobei 0.97 die Korrektion für die Größe der Grenzfläche ist; deren gleiche Fläche wirkt in den zwei verschiedenen Abständen etwas verschieden (s. S. 193, Anm. *). Danach ist $K = 5.2 \cdot 10^{-5}$; die heutige totale Induktion J_K ist danach $2.35 \cdot 10^{-5}$. Also ist $J : J_K = 0.80$. Die Richtungswinkel der Magnetisierung sind gegeben durch $\text{tg } i = +0.2 : 0.37, i = +28^\circ$, wobei $\varphi = 98^\circ, \vartheta = 340^\circ, \text{tg } \gamma = +0.02 : +0.3, \gamma = 35^\circ, \varepsilon = 340^\circ + 35^\circ = +15^\circ$. Die Inhomogenität war $u_1 = 0.23, u_2 = 0.15, u_3 = 0.72$. Die relative Anisotropie $(1, 1^1) = 0.04, (2, 2^1) = -0.15, (3, 3^1) = +0.19$ ist kleiner als die maximale Inhomogenität und daher unsicher.

§ 4. Im folgenden sind tabellarisch die Ergebnisse zusammengestellt an Würfeln aus Gesteinsstücken in bekannter Orientierung, die der Verfasser abgeschlagen hat, weiter an Würfeln, welche die Abteilung für Baugewerbe des Preußischen Staatlichen Materialprüfungsamtes in Berlin-Dahlem dem Verfasser gütigst zur Verfügung gestellt hat (mit D bezeichnet), und an Würfeln, welche die Eidgenössische Materialprüfungsanstalt an der

Eidgenössischen Technischen Hochschule in Zürich freundlichst gegeben hat (mit *Z* bezeichnet). Von den Würfeln der Materialprüfungsämter ist die Orientierung nicht bekannt. Die Gesteine, bei denen die Bezeichnung des Staates fehlt, sind aus Deutschland. *u* in der Tabelle bei *J* (remanente Magnetisierung) bedeutet starke Inhomogenität des Würfels, etwa Unterschiede von mehr als 30% in der Größe und über $\pm 40^\circ$ der Richtung. Ebenso bedeutet *u* bei *K* Unterschiede in *K* von mehr als 30% im Würfel. Die Bedeutung der anderen Größen ist im vorhergehenden gegeben.

Tabelle 1.

	<i>K</i>	<i>J</i>	<i>J/J_K</i>	<i>u</i> ₁	<i>u</i> ₂	<i>u</i> ₃	<i>a</i> ₁	<i>a</i> ₂	<i>a</i> ₃
D 8992, Granit ¹⁾	1.1 · 10 ⁻⁵	< 1.10 ⁻⁶	< 0.20	< 0.06	< 0.06	< 0.06	< 0.06	< 0.06	< 0.06
D 267, Granit ²⁾	3.7 · 10 ⁻⁵ <i>u</i>	< 5.10 ⁻⁶ <i>u</i>	0.25	0.80	0	0	?	?	?
D 21 664, Granit ³⁾	0.4 · 10 ⁻⁵ <i>u</i>	< 1.10 ⁻⁶ <i>u</i>	0.5	3.0	0.1	0.06	?	?	?
D 22 846, Zwei- glimmergranit ⁴⁾	4.10 ⁻⁵ <i>u</i>	< 5.10 ⁻⁶ <i>u</i>	< 0.25	0.50	0.30	0	+ 1.0 (?)	- 1.0	0
Z, Granit ⁵⁾	3.0 · 10 ⁻⁵	< 2.10 ⁻⁶	< 0.13	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05
D 21 784, Granit ⁶⁾	4.7 · 10 ⁻⁵	4.10 ⁻⁶	0.17	< 0.05	< 0.04	< 0.04	- 0.03	+ 0.06	- 0.03
D 342 B, Granit ⁷⁾	1.6 · 10 ⁻⁵	5.7 · 10 ⁻⁶	0.70	< 0.04	< 0.04	< 0.04	< 0.04	< 0.04	< 0.04
D 649, Granit ⁷⁾	1.6 · 10 ⁻⁵	4.7 · 10 ⁻⁶	etwa 0.6	0.05	0.05	0.5	< 0.1	< 0.1	< 0.1
D 182 F, Granit ⁷⁾	1.2 · 10 ⁻⁵	7.10 ⁻⁶	etwa 1 (?)	0.05	0.05	0.03	+ 0.15	- 0.07	- 0.07
D 342, Granit ⁷⁾	2.1 · 10 ⁻⁵	< 3.10 ⁻⁶	< 0.3	0.02	0.02	0.10	- 0.04	+ 0.04	+ 0.08
D 16, Granit ⁸⁾	6.10 ⁻⁶	< 3.10 ⁻⁶	?	0.07	0.05	0.12	< 0.07	< 0.07	< 0.07
Z, Granit ⁹⁾	7.6 · 10 ⁻⁶	< 3.10 ⁻⁶	?	0.05	0	0	- 0.06	+ 0.03	+ 0.02
Z, Granit ¹⁰⁾	5.10 ⁻⁶	< 3.10 ⁻⁶	?	0.15	0.05	0	- 0.10	0	+ 0.10
Z, Granit ¹¹⁾	6.10 ⁻⁶	< 3.10 ⁻⁶	?	0.05	0.05	0	< 0.05	< 0.05	< 0.05
D III, Granit ¹²⁾	9.10 ⁻⁶	< 3.10 ⁻⁶	?	0.03	0.03	0	< 0.03	< 0.03	< 0.03
D I, Granit ¹³⁾	1.9 · 10 ⁻⁵	< 4.10 ⁻⁶	< 0.4	0.03	0.02	0.06	< 0.05	< 0.05	< 0.05
Aargranit Nr. 39 ¹⁴⁾	5.2 · 10 ⁻⁵ <i>u</i>	1.9 · 10 ⁻⁵ <i>u</i>	0.80	0.23	0.15	0.72	- 0.04	- 0.15	+ 0.19
Aargranit Nr. 21 ¹⁵⁾	3.9 · 10 ⁻⁵ <i>u</i>	1.10 ⁻⁵ <i>u</i>	0.50	0.30	0.02	0.01	- 0.09	- 0.09	+ 0.18
Magnetitreicher Aar- granit Nr. 26 ¹⁶⁾	6.0 · 10 ⁻⁴ <i>u</i>	6.0 · 10 ⁻⁵ <i>u</i>	0.20	0.41	0.05	0.32	?	?	?
Derselbe Nr. 36, wie Nr. 26 ¹⁷⁾	1.2 · 10 ⁻⁴ <i>u</i>	2.10 ⁻⁵ <i>u</i>	0.33	0.3	0.45	0	?	?	?
Z, Diorit ¹⁸⁾	1.1 · 10 ⁻⁴ <i>u</i>	3.4 · 10 ⁻⁵ <i>u</i>	0.65	0.15	0.30	0.22	—	—	—
Z, Quarzdiort ¹⁹⁾	1.5 · 10 ⁻⁵	< 1.10 ⁻⁶	0.15	0	0	0	- 0.05	- 0.05	+ 0.10
Z, Hornblende- aplit ²⁰⁾	6.7 · 10 ⁻⁴	2.9 · 10 ⁻⁴	1.0	0.08	0.04	0.04	?	?	?
Amphibolit Nr. 29 ²¹⁾	5.8 · 10 ⁻⁵	1.1 · 10 ⁻⁵	0.4	0.02	0.05	0.02	+ 0.05	- 0.04	- 0.01
Amphibolit Nr. 33 ²²⁾	4.2 · 10 ⁻⁵ <i>u</i>	1.4 · 10 ⁻⁵ <i>u</i>	0.7	0.22	0.08	0.17	?	?	?
Amphibolit Nr. 35 ²³⁾	5.7 · 10 ⁻⁵	1.7 · 10 ⁻⁵	0.7	0.09	0.08	0.06	- 0.12	+ 0.03	+ 0.09

1) Ort nicht angegeben. 2) Harz. 3) Schlesien. 4) Lichtenau, Passau. 5) Hauzenberg, Passau. 6) Sachsen. 7) Neiße, Schlesien. 8) Niederschlema, 9) Kalteneck bei Würzburg, 10) Ottenhöfen, Baden. 11) Alptal, Schwarzwald, Baden. 12) Neu Brohna, Luzzach, Sachsen. 13) Brohna, Bautzen, Sachsen. 14) Normaler Aargranit, westlich 50 m über Bahnhof Gurtellen, Uri, Schweiz. 15) 10 m südlich von 14). 16) Magnetitreicher Streifen nördlich 70 m über Hotel Dammagletscher, Göschener Alp, Uri, Schweiz. 17) 20 m westlich von 16). 18) Namerling, Bayern. 19) Taferl, Vilshofen, Bayern. 20) Duchroth, Pfalz. 21) Geschel, Golzeren, Bristen, Uri, Schweiz. 22) Wald östlich Etlzliboden, Bristen, Schweiz. 23) Wasserfall des Seebach, etwa 900 m ü. d. M., Bristen, Schweiz.

Tabelle 2

	K	J	$J : J_v$	u_1	u_2	u_3	a_1	a_2	a_3
D 456 b, Olivin- gabbro ¹⁾	5.1 · 10 ⁻⁴ u	3.3 · 10 ⁻⁵ u	0.13	0.23	0.16	0.27	—	—	—
Gabbrodiorit Nr.27 ²⁾	13.7 · 10 ⁻⁴ u	5.0 · 10 ⁻⁵ u	0.08	0.12	0.10	0.15	?	?	?
Gabbrodiorit Nr.38 ³⁾	3.0 · 10 ⁻⁴ u	1.8 · 10 ⁻⁴ u	1.2	0.12	0.03	0.20	-0.3	-0.7	+1.0
Serpentin Nr. 31 ⁴⁾	1.3 · 10 ⁻³ u	2.1 · 10 ⁻⁴ u	0.33	0.43	0.13	0.17	?	?	?
Serpentin Nr. 30 ⁵⁾	1.4 · 10 ⁻³ u	7.4 · 10 ⁻⁴ u	1	0.01	1.1	1.2	?	?	?
Lavestein Nr. 28 ⁶⁾	6.5 · 10 ⁻³ u	1.6 · 10 ⁻³ u ^{6a)}	0.5	1.5	0.5	2.0	?	?	?
D 871, Diabas ⁷⁾	1.5 · 10 ⁻³	1.6 · 10 ⁻⁴	0.23	0	0.11	0.13	<0.1	<0.1	<0.1
D 141, Diabas ⁸⁾	1.08 · 10 ⁻³ u	4.9 · 10 ⁻⁴ u	1.0	0.25	0.55	0.80	?	?	?
D 42 F, Diabas ⁹⁾	1.6 · 10 ⁻⁴	9.4 · 10 ⁻⁴	0.13	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
D 935, Diabas ¹⁰⁾	9.6 · 10 ⁻⁵	<2.5 · 10 ⁻⁶	<0.05	0	0.05	0.05	<0.05	<0.05	<0.05
Rofnagneis ¹¹⁾	8.0 · 10 ⁻⁶ u	2 · 10 ⁻⁶ u	0.5	0.18	0	0.10	0	-0.10	+0.10
D 667, Gneis ¹²⁾	2.2 · 10 ⁻⁵ u	5 · 10 ⁻⁶ u	0.5	0.40	0.35	0	?	?	?
D 25 221, Zwei- glimmergneis ¹³⁾	9.8 · 10 ⁻⁵	3.2 · 10 ⁻⁵	0.65	0.50	0.35	0,05 + 0,07	0.20	+ 0.07	+ 0.07
Zweiglimmerortho- gneis ¹⁴⁾	2.5 · 10 ⁻⁵	< 2 · 10 ⁻⁶	< 0.2	0.05	0.05	0.05	-0.19	+ 0.10	+ 0.10
Paragneis, injiziert, Nr. 23 ¹⁵⁾	2.7 · 10 ⁻⁵ u	3.1 · 10 ⁻⁵ u	2.4	0.35	0.20	0.08	?	?	?
D 154, Gneis- granulit ¹⁶⁾	1.1 · 10 ⁻⁴ u	5.2 · 10 ⁻⁵ u	1.04	0,05	0.18	0.05	+ 0.19	- 0.04	- 0.15

Sedimente

D 2826, Oolitischer Jurasandstein ¹⁷⁾	2.6 · 10 ⁻⁶	< 3 · 10 ⁻⁶	—	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10
D 7, Ruhrsandstein, Carbon	5 · 10 ⁻⁶	< 3 · 10 ⁻⁶	—	0.05	0	0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05
Septarienton, Tertiär ¹⁸⁾	1.6 · 10 ⁻⁵	< 3 · 10 ⁻⁶	—	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02
Echinodermen- breccie Dogger ¹⁹⁾	7 · 10 ⁻⁶	< 3 · 10 ⁻⁶	—	—	—	—	—	—	—
D 867, Zement . . .	5.3 · 10 ⁻⁴	< 3 · 10 ⁻⁶	—	< 0.01	< 0.01	< 0.01	—	—	—
D 292, Straßen- klinker ²⁰⁾	4.8 · 10 ⁻⁵	3.0 · 10 ⁻⁴	13	0.16	0.08	0	-0.20	+ 0.16	+ 0.04
Hämatit ²¹⁾	2.8 · 10 ⁻³	3.6 · 10 ⁻⁵	0.03	0.47	0.10	0.15	?	?	?

1) Bachergebirge, Slowenien, Jugoslawien. 2) Ruseinertobel, Westseite, Disentis, Schweiz. 3) 50 m von 2), Ostseite, aplitische Streifen, sehr inhomogen. 4) Oberhalb Hospental, Uri, Schweiz. 5) 20 m östlich von 4) mit Dolomitadern. 6) Calmot, Oberalp, Andermatt, Uri, Schweiz. 6a) Inhomogen; Differenzen von ± 50% in Größe und ± 90° in Richtung. 7) Brohna, Bautzen. 8) Neubrohna, Luzza, Sachsen. 9) Kreis Biedenkopf. 10) Zertrümmerter, umgewandelter, verfestigter, geschieferter Diabas, Taunus. 11) Porphyritisch; Innerferrera, Graubünden, Schweiz. 12) Kreis Münsterberg. 13) Lauenstein, Sachsen. 14) Cresciano-Osogna, Ticino, Schweiz (1—1¹⁾, Längsstreifung, großkörnig, ⊥ Schieferung; (2—2¹⁾ || Schieferung; (3—3¹⁾ ⊥ Schieferung, feingestreift. 15) Bellinzona, Schweiz. 16) Ebersbach, Döbeln, Sachsen. 17) Osnabrück. 18) Dinglingen, Lahr, Baden. 19) Gonzen, Sargans, St. Gallen, Schweiz. 20) Schwach gebrannter Ziegel. 21) wie 19).

Tabelle 3.

	<i>K</i>	<i>J</i>	<i>J:J₀</i>	<i>u</i> ₁	<i>u</i> ₂	<i>u</i> ₃	<i>a</i> ₁	<i>a</i> ₂	<i>a</i> ₃
D 290, Quarzporphyr ¹⁾	1 · 10 ⁻⁵	2.8 · 10 ⁻⁴	75	—	—	—	—	—	—
D 21 745, älterer Quarzporphyr ²⁾	39 · 10 ⁻⁵ <i>u</i>	1.3 · 10 ⁻⁴ <i>u</i>	0.65	0.10	0.05	0	?	?	?
D 24 106, Quarzporphyr ³⁾	4.2 · 10 ⁻⁴ <i>u</i>	2.5 · 10 ⁻⁴ <i>u</i>	1.3	0.62	0.35	0.20	?	?	?
D 106, Quarzporphyr ⁴⁾	5.0 · 10 ⁻⁴ <i>u</i>	8 · 10 ⁻⁵ <i>u</i>	0.38	—	—	—	—	—	—
D 22 693 II, Quarzglimmerporphyr ⁵⁾	4.0 · 10 ⁻⁵	1.4 · 10 ⁻⁴	7.0	< 0.02	< 0.02	< 0.02	- 0.07	+ 0.03	+ 0.04
D 22 693 I, Quarzglimmerporphyr ⁵⁾	3.8 · 10 ⁻⁵	7.3 · 10 ⁻⁵	4.3	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02
D 867, Porphyrit ⁶⁾	6.1 · 10 ⁻⁴	8 · 10 ⁻⁶	0.29	0.26	0	0.12	?	?	?
Basalt Nr. 25 ⁷⁾	2.5 · 10 ⁻³ <i>u</i>	4.0 · 10 ⁻⁴ <i>u</i>	0.36	0.38	0.10	0	- 0.28	+ 0.26	0
Basalt Nr. 24 ⁸⁾	1.8 · 10 ⁻³ <i>u</i>	1.2 · 10 ⁻⁴ <i>u</i>	0.15	0.18	0.03	0.05	?	?	?
D 19, Basaltlava ⁹⁾	8.7 · 10 ⁻⁴ <i>u</i>	3.6 · 10 ⁻³ <i>u</i>	9.2	0.6	0.3	0.2	?	?	?
D A, Basaltlava ¹⁰⁾	7.0 · 10 ⁻⁴ <i>u</i>	3.9 · 10 ⁻³ <i>u</i>	11	0.8	0.4	0.9	?	?	?
D 062, Basalt ¹¹⁾	2.5 · 10 ⁻³	3.8 · 10 ⁻³	3.4	0.12	0.25	0.3	?	?	?
D 22 739, Basalt ¹²⁾	6.3 · 10 ⁻³								
Z, Basalt ¹³⁾	4.8 · 10 ⁻⁴ <i>u</i>	6.8 · 10 ⁻⁴ <i>u</i>	3.1	1.0	0.25	0.30	?	?	?
D, Basalt A ¹⁴⁾	1.1 · 10 ⁻³ <i>u</i>	4.5 · 10 ⁻³ <i>u</i>	9	1.1	1.0	0.81	?	?	?
D 537 c, 1, Basalt ¹⁵⁾	2.7 · 10 ⁻³	3.5 · 10 ⁻³ <i>u</i>	2.8	0.25	0.15	0.40	?	?	?
D 537 b, 2, Basalt ¹⁵⁾	1.3 · 10 ⁻³	5.5 · 10 ⁻³ <i>u</i>	9	0.40	0.90	0.15	?	?	?

1) Pouch, Bitterfeld, natürlich gebleicht. 2) Halle. 3) Kollmen, Wurzen, Sachsen. Dies Gestein ist recht inhomogen in bezug auf *K* und in bezug auf Größe und Richtung der Magnetisierung. $r_1 = -11.6$ bis +12.6; $r_2 = -0.6$ bis +1.6; $r_3 = -2.9$ bis +3.6. 4) Kollmen-Böhlitz, Wurzen, Sachsen. 5) Kaisitz, Lommatzsch, Sachsen. 6) Neuschönefeld, Bunzlau. 7) Roßberg, Oberramstadt, Hessen. 8) 70 m von 1 in derselben Höhe des Basaltstromes. 9) Eifel, dicke Lava. 10) Eifel, blasige Lava, durchsetzt von Hohlräumen von 1 bis 5 mm Durchmesser. 11) Frankenstein, Schlesien. 12) Kassel. 13) Niederobfleiden, Fulda. 14) Wie 10). 15) Hoher Grimmen, Goldberg.

Tabelle 4.

Orientierung des remanenten Magnetismus.

	<i>i</i>	<i>ε</i>		<i>i</i>	<i>ε</i>
I. Aargranit (1, 14)	+ 28 ⁰	15 ⁰	IV. Serpentin (2, 5)	+ 64 ⁰	221 ⁰
I. Aargranit (1, 15)	- 27	355	V. Lavezstein (2, 6)	+ 35	180
II. Aargranit (1, 16)	+ 38	230	VI. Amphibolit (2, 21)	+ 60	160
II. Aargranit (1, 17)	- 45	93	VII. Amphibolit (2, 22)	+ 40	230
III. Gabbrodiorit (2, 2)	+ 42	263	VIII. Amphibolit (2, 23)	- 3	238
III. Gabbrodiorit (2, 3)	- 55	241	X. Basalt (3, 7)	- 36	6
IV. Serpentin (2, 4)	+ 20	42	X. Basalt (3, 8)	- 55	160

ε bedeutet den Deklinationswinkel von der am Ort nach jetzt magnetisch Nord gerichteten Horizontalen aus nach Westen gerechnet, *i* den Inklinations- oder kleinsten Winkel mit einer Horizontalen, nach unten positiv gerechnet.

§ 5. Aus obigen Zahlen läßt sich folgendes schließen:

1. Die untersuchten Sedimente haben keinen nachweisbaren remanenten Magnetismus. Doch ist zu bedenken, daß dessen relative Größe, verglichen mit

dem induzierten Magnetismus, wegen der geringen Suszeptibilität nicht sicher zu bestimmen war. Die magnetische Inhomogenität der Sedimente ist gering. Eine Anisotropie war an den untersuchten Stücken nicht sicher feststellbar.

2. Die untersuchten Granite haben meist sicher nachweisbaren, relativ zur Induktion mittelstarken, remanenten Magnetismus. Der Aargranit hat ziemlich hohes $J : J_k$; er ist also nicht stark sekundär im kleinen durchbewegt. Ein Diorit (1, ¹⁸) zeigt eine erhebliche remanente Magnetisierung, die Hälfte der induzierten. Ein Olivingabbro (2, ¹) dagegen zeigt eine relativ schwache, genau meßbare remanente Magnetisierung, 14% der induzierten.

3. Außergewöhnlich starke relative remanente Magnetisierung, oft größer als 1, haben die untersuchten Quarzporphyre, ein Quarzglimmerporphyr, viele, nicht alle, Basalte und die zwei untersuchten Laven.

Daß der remanente Magnetismus, der, wie weitere Versuche zeigten, bei vielen, nicht bei allen, Gesteinen schon zwischen etwa 400 bis 500° aufgenommen wird, bisweilen größer sein kann als die Induktion bei Zimmertemperatur, ist auffallend. Es widerspricht scheinbar dem Gesetz von Curie, wonach die Suszeptibilität mit steigender Temperatur abnimmt. Oder man muß annehmen, daß die Magnetisierung der betreffenden Mineralien durch das Erdfeld in diesen Fällen bei der hohen Temperatur der Sättigung nahe kam, und daß die Koerzitivkraft sehr groß ist*).

Man könnte vielleicht den Fall, daß die remanente Magnetisierung stärker ist als die induzierte, als den normalen ansehen; kleinere Remanenz wäre nur scheinbar, durch Unordnung infolge innerer Bewegungen verursacht. Man könnte weiter annehmen, bei der hohen Temperatur von 570° bedingt das Erdfeld schon teilweise Sättigung. Bei tieferer Temperatur wird die Koerzitivkraft viel stärker; ein dann angelegtes induziertes Feld kann nur auf einen Teil der Magnetonen wirken.

Als Träger des remanenten Magnetismus kommen in Gesteinen vor allem in Frage: Magnetit, Magnetkies und der von Alb. Brun**) entdeckte Jozit, FeO; viel weniger wirksam sind Hämatit und noch weniger Ilmenit. Es ist möglich, daß Jozit das Mineral ist, welches sehr starke Koerzitivkraft und schon im Erdfeld Sättigung besitzt, so daß eine Induktionswirkung sich nicht mehr geltend machen kann. Einige dieser Mineralien können staubförmig fein, kaum sichtbar in der Grundmasse von Gesteinen und in Kristallen eingeschlossen sein. Die reinen eisenhaltigen Silikate, Biotite, Augite, Hornblenden, Olivin, Epidot usw. tragen meines Erachtens weniger bei.

*) An einigen Gesteinen wurde versucht, ob Hämmern und Schneiden die Magnetisierung der Größe oder Richtung nach merklich (auf $\pm 10\%$) beeinflussten. Das Ergebnis war negativ. Dasselbe hatten schon R. Brunhes und David an Laven der Auvergne und R. Chevallier an den Ätnalaven gefunden.

) Alb. Brun, *Ecolae geol. helv.* **19, 141 (1925); *Archives Sciences phys. nat. Geneve* (5) **6**, 263 (1924).

Die magnetische Inhomogenität auch kleiner Gesteinswürfel ist, wie zu erwarten, nicht gering. Überraschend aber ist, daß sie anscheinend öfters größer ist als die petrographisch-chemischen Unterschiede, wenigstens die Unterschiede in den häufigen, die Zusammensetzung bestimmenden Mineralien. Die mittlere Zusammensetzung zweier Proben von etwa 10 ccm Größe aus einem Würfel von 100 ccm stimmt nach allgemeiner Annahme auf etwa 10% in den einzelnen Bestandteilen überein; die Petrographen basieren manche Schlüsse auf Differenzen von 10% in dem Alkalien- und Kalkgehalt. Die magnetische Suszeptibilität zeigt dagegen in makroskopisch einheitlich aussehenden Gesteinsstücken Differenzen bis zu 30% und mehr. Danach wären die selteneren sogenannten akzessorischen Mineralien lokal stärker differenziert als die häufigen. Daß die remanente Magnetisierung ähnliche, zum Teil größere Unterschiede zeigt, könnte man daneben noch auf Bewegungen usw. zurückführen. Chevalliers Feststellung der weitgehenden Homogenität der Magnetisierung der Ätnalaven nach Größe und Richtung weist auf mangelnde Fluidität dieser Laven. Umgekehrt könnte Beweglichkeit und Differentiation in den Tiefengesteinen Ursache der Inkonzanz der Richtung und der Inhomogenität der Remanenz sein. Jedenfalls empfiehlt sich die Messung der magnetischen Parameter an größeren Proben (Würfel über 3 cm Kantenlänge) in nicht zu kleinen Abständen, sowie Mittelung und Angaben über die Inhomogenitätsgröße.

Die Sedimente sind, nach den bisher untersuchten Proben zu urteilen, magnetisch homogener als die meisten Eruptiva.

Einige Eruptiva wurden in Feldern von etwa 3000 Gauß bei 18° C magnetisiert, was einen leicht nachweisbaren starken remanenten Magnetismus bewirkte in Übereinstimmung mit den Ergebnissen von Loewinson-Lessing und Turcew (s. S. 191, Anmerkung *).

Beachtenswert ist das Verhalten eines veränderten gebleichten Quarzporphyrs von Pouch bei Bitterfeld, der starken remanenten Magnetismus, aber keine meßbare Suszeptibilität besitzt, also sehr starke Koerzitivkraft aufweisen muß. Nach freundlicher Mitteilung des Staatlichen Prüfungsamtes ist das Material weder chemisch noch elektromagnetisch behandelt worden. Dagegen soll eine natürliche Veränderung z. B. durch Brand eines Braunkohlenflözes dort möglich sein. Andere später zugesandte Stücke zeigten dasselbe Aussehen und Verhalten. Wenn also im Erdfeld eine natürliche thermische oder thermale Reaktion den chemischen Bestand veränderte, worauf die Bleichung deutet, so könnte man annehmen, daß ein bestimmtes dabei entstehendes Eisenerz im Erdfeld remanenten Magnetismus bis zur Sättigung annahm, und zwar derart, daß eine Induktionswirkung nachher nicht mehr merkbar ist, daß also das betreffende Mineral in diesem Zustand eine sehr hohe Koerzitivkraft angenommen habe. Eine Messung an einem hydrothermal auskristallisierten einheitlichen Magnetitkristall zeigte keine dieser Eigenschaften. Es dürften also bei dem Quarzporphyr für das in Frage kommende Mineral Bedingungen vorgelegen haben, die weder bei dem aus dem Magma auskristallisierten und von 1000° ab sich abkühlenden Magnetit der nor-

malen Gesteine, noch bei dem hydrothermal gebildeten Magnetit vorlagen. Die Magnetite verschiedener Fundorte und der künstliche zeigen in ihrem magnetischen Verhalten erhebliche Unterschiede, die zum Teil auf Anisotropie und Orientierung, zum Teil auf Verunreinigungen und Gitterstörungen, wie das Studium der elektrischen Leitfähigkeit zeigt, zum Teil aber auch auf das Vorhandensein remanenter Magnetisierung, also auf die Entstehungstemperatur zurückzuführen sein dürfte.

§ 6. Die remanente Magnetisierung wird vielen Gesteinen zwischen 400° und 500° aufgeprägt. Bei den Eruptiva ist $J : J_K$ wechselnd. Man kann diesen Wechsel der relativen Intensitäten erklären:

1. Durch Bewegung mit und ohne Zertrümmerung nach der Magnetisierung, also unter etwa 450° C; denn durch Unordnung der ursprünglich in einheitlicher Richtung remanent magnetisierten Mineralien kann auch für einen kleinen Würfel nach außen die Wirkung der remanenten Magnetisierung auf Null sinken. Dies trifft wohl für manche Basalte zu.
2. Durch primäre Verschiedenheit, bedingt durch verschieden rasche Abkühlung und Durchlaufen des kritischen Punktes. Auch andere variable physikalische Parameter außer der Temperatur, z. B. der Druck*), könnten mitwirken.
3. Durch ein wechselndes Mengenverhältnis der in Frage kommenden Eisenerze (z. B. Magnetit, Magnetkies, Jozit) und deren verschiedene Temperaturabhängigkeit der Suszeptibilität; auch die Coerzitivkraft ist für die einzelnen Mineralien verschieden. Daher sind Reduktions-, Oxydations-, Entmischungsprozesse von Bedeutung**).
4. Durch wechselnde Stärke des erdmagnetischen Feldes. Das ist aber äußerst unwahrscheinlich mit Rücksicht auf Einsteins Hypothese.

Aus den Zahlen von Tabelle 2 ergibt sich, daß eine Konstanz der Richtung der Magnetisierung bei den untersuchten Gesteinen nicht vorhanden war, im Gegensatz zu dem Verhalten der Auvergne- und Ätnalaven. Bei den alpinen Massengesteinen kann man das durch die spätere Zertrümmerung und Umlagerung erklären***),

*) Der Druck scheint aber für die Remanenz verglichen mit der Abkühlungsgeschwindigkeit bedeutungslos; denn die an der Oberfläche erstarrten Ätnalaven haben stärkere remanente Magnetisierung als gleich basische Tiefengesteine von wohl ähnlicher oder stärkerer Suszeptibilität.

***) Michel-Levy et G. Grenet, C. R. 188, 640 (Févr. 1929).

***) Ein genaueres magnetisches Studium der alpinen kristallinen Schiefer kann vielleicht die Beziehungen von Durchbewegung und Temperatur klären. Abgesehen von den Myloniten und Diaphthoriten, die nicht zu den eigentlichen kristallinen Schiefem gehören, war mit der Durchbewegung höhere Temperatur verbunden. Es ist auffallend, daß ein ziemlich wenig zertrümmertes Gestein wie der Orthogneiß von Cresciano kleines $J : J_k$ hat; es ist also vielleicht bei relativ hoher Temperatur, aber noch unter der Remanenztemperatur, plastisch ohne Zertrümmerung stark durchbewegt worden. Bei anderen stark metamorphen und auch zum Teil zertrümmerten Gesteinen ist $J : J_k$ relativ groß; also hat da innerhalb der Würfelgröße Durchbewegung nicht stattgefunden.

aber nicht beim Basalt vom Roßberg. Wechselnde Richtung der Magnetisierung des Basalts hat auch R. Eötvös bei Budapest qualitativ mit Kompaß festgestellt. Auch P. L. Mercanton*) fand Umkehrungen und Unregelmäßigkeiten in der Magnetisierungsrichtung bei demselben Basaltstrom.

Die Magnetisierungstemperatur muß also eine solche gewesen sein, bei der viele Basalte noch halb flüssig oder plastisch waren. Nach A. L. Day**) ist 600° die niedrigste Temperatur, bei der die durch Gase fluiden Laven von Kilauea auf Hawai noch Bewegung zeigen. Für die basaltischen Ätnalaven nimmt man etwa 950° Grenztemperatur an. Im Laboratorium sind etwa 1300° C erforderlich. In der Natur scheint aber für manche Basalte und viele Tiefengesteine ein halbplastischer Zustand unter 450° bestanden zu haben.

Zur Entstehung starker einheitlicher remanenter Magnetisierung sind also jedenfalls zwei Bedingungen notwendig, deren Erfüllung oder Nichterfüllung auch petrographisch interessante Anhaltspunkte gibt.

1. Das Magma darf unterhalb der Magnetisierungstemperatur nicht mehr beweglich oder fluid sein.
2. Das Gestein darf nach der Erstarrung nicht zertrümmert und in sich bewegt worden sein.

§ 7. Geophysikalisch interessiert vor allem die Frage, inwieweit die remanente Magnetisierung J gegenüber der durch die Totalintensität T induzierten $KT = J_K$ sich geltend macht. Die Untersuchungen zeigen, daß bei Sedimenten J nicht in Frage kommt und daß J bei Tiefengesteinen oft unter 0.5 des induzierten KT liegt. Zudem sind Größe und Richtung von J in den Gesteinen oft nicht konstant. Dadurch wird die Wirkung der remanenten Magnetisierung nach außen je nach dem Grad der Unordnung stark vermindert, zum Teil völlig aufgehoben, so daß man vielfach, aber nicht immer, nur die Induktion zu berücksichtigen braucht. Dagegen kann in Ergußgesteinen J größer als J_K sein. Dies wird bei erdmagnetischen Messungen bemerklich, wenn die heutige Richtung der Magnetisierung stark von der Richtung des heutigen Erdfeldes abweicht. Man hat versucht, starke negative Anomalien derart zu erklären; es können aber scheinbar negative Pole auch durch normale Induktion bedingt sein. Solche Fälle haben C. Heiland***) und der Verfasser †) diskutiert.

Die Fälle der Umkehrung der remanenten Magnetisierung können, wie der lokale Wechsel in derselben Gesteinsmasse zeigt (siehe Tabelle 4, Nr. I, II, III, IV, X), auf Bewegungen beruhen. Ob dies für alle derartigen Umkehrungen (Phonolit usw. vom Kaiserstuhl nach G. Meyer, Gabbro vom Duluth nach Broderick,

*) P. L. Mercanton, Soc. Suisse de Geophys. Metereol., Astron. 1926, p. 345.

**) A. H. Day, Some Causes of Volcanic Activity. Franklin Institut Philadelphia 1924.

***) C. A. Heiland: Geophysical Methods of Prospecting. Quarterly Colorado School of Mines 24, 56, Nr. 1 (1929).

†) Beitr. z. Geophys. 19, 273 (1928).

Magnetitflöz von Berggießhübel nach Seblatnigg, einige Basalte nach Mercanton und nach Matuyama) zutrifft, ist unsicher. — Der Annahme einer tatsächlichen Umkehrung der Inklinationsrichtung steht die Schwierigkeit entgegen, daß Albert Einsteins Annahme der Entstehung des Erdmagnetismus durch Rotation der Erdmasse eine völlige Umlagerung der Erdkruste über das Innere verlangen würde. Diese Umlagerung hätte aber nicht in der Rotationsrichtung, sondern senkrecht zu der Rotationsrichtung stattfinden müssen, was zu den Kreiselgesetzen nicht paßt*). Die Umlagerung hätte dann, um z. B. die Beobachtungen von Brunhes**) und P. David an der einen Auvergnelava (an kontaktmetamorphem Ton und Basalt von Pontfarcin) zu erklären, in relativ kurzer Zeit erfolgen müssen. Der Basalt von Puy de Dome und kontaktmetamorpher Ton und Basalt von Royat haben normale Inklination, der von Pontfarcin anormale. Heute ist die Inklination wieder normal. Also hätte, um die Umkehrung bei Pontfarcin zu erklären, jedenfalls seit dem Spätmiozän bis Pliozän, zu einer Zeit, nachdem die tektonischen alpinen Bewegungen fast aufgehört hatten, allerdings noch in den Zeiten der großen Klimaschwankungen, diese Umlagerung stattfinden müssen***).

§ 8. Abhängigkeit des K von \mathfrak{H} von 10 bis 1.5 Gauß bei Zimmertemperatur. F. Pockels†) hat in einer Spule magnetometrisch durch Kompensation an verschiedenen Basalten in Stabform K von etwa 10 bis 200 Gauß gemessen. Die Änderung von $K = 10^3 \cdot m : \mathfrak{H}$ mit der Feldstärke ist gering, wie folgende bei steigenden Feldstärken erhaltenen Zahlen zeigen. I, 1: $\mathfrak{H} = 51$ G, $K = 6.28$; $\mathfrak{H} = 93$, $K = 6.07$. — I, 2: $\mathfrak{H} = 96$, $K = 7.03$; $\mathfrak{H} = 136$, $K = 7.17$; $\mathfrak{H} = 182$, $K = 6.68$. — II (4 Stäbe): $\mathfrak{H} = 11$, $K = 8.71$; $\mathfrak{H} = 21.7$, $K = 9.22$; $\mathfrak{H} = 34$, $K = 8.92$; $\mathfrak{H} = 44$, $K = 8.65$; $\mathfrak{H} = 57$, $K = 8.88$. — III: $\mathfrak{H} = 11$, $K = 8.56$; $\mathfrak{H} = 23$, $K = 9.12$; $\mathfrak{H} = 34$, $K = 9.94$; $\mathfrak{H} = 43$, $K = 9.37$; $\mathfrak{H} = 53$, $K = 10.02$; $\mathfrak{H} = 70$, $K = 9.75$; $\mathfrak{H} = 86$, $K = 9.81$; $\mathfrak{H} = 100$, $K = 10.53$. Von 30 bis 10 Gauß dürfte danach eine geringe Abnahme sicher vorhanden sein††). — Laboratoriumsversuche, die ich nach der Bildmethode ausführte, ergaben für die

*) Die Deklination ändert sich zwar tatsächlich rasch; aber das ist mit den Kreiselgesetzen in Übereinstimmung zu bringen.

***) B. Brunhes: Bulletin Soc. belge d'Astronomie 10, 270 (1905).

***) Noch viel größere Schwierigkeiten bieten sich einer Erklärung der sorgfältigen und eingehend mitgeteilten Beobachtungen von Folgheraiter an etruskischen (umgekehrt) südlich magnetisierten und spätrömischen Vasen (nördlich), die einer Inklinationsänderung von 60° im Zeitraum der letzten 1800 bis 1000 Jahre entsprechen. Hier haben wohl andere Ursachen die Polumkehr verursacht, die vielleicht auch manche der obigen Anomalien erklären können, worauf in einer Fortsetzung dieser Untersuchung eingegangen werden soll.

†) F. Pockels, Ann. d. Phys. 63, 195 (1897).

††) Der bei Zimmertemperatur künstlich aufgeprägte remanente Magnetismus war bei den Versuchen von Pockels für die niedrigsten angewandten Feldstärken von etwa 10 Gauß nur etwa 4 bis 8% des induzierten. Natürlichen remanenten Magnetismus hatte Pockels an den untersuchten Basalten nicht gefunden, wohl, weil die Empfindlichkeit der Apparatur dafür nicht genügte.

folgenden Gesteine von 12 bis 1.5 Gauß auch nur eine recht schwache Abnahme von K mit abnehmenden \mathfrak{H} , die fast noch innerhalb der Fehlergrenzen der Methode von $\pm 10\%$ liegt. Z. B. Basalt 22739: $\mathfrak{H} = 5$, $K = 1$ (K abs. = $6.3 \cdot 10^{-3}$); $\mathfrak{H} = 3$, $K = 0.96$; $\mathfrak{H} = 2$, $K = 0.97$; $\mathfrak{H} = 1.5$, $K = 0.88$. Hornblendeaplit (Duchroth): $\mathfrak{H} = 12$, $K = 1$ (K abs. = $6.7 \cdot 10^{-4}$); $\mathfrak{H} = 5.3$, $K = 0.86$; $\mathfrak{H} = 3.0$, $K = 0.81$. Unterhalb 1.5 Γ ist eine genaue Untersuchung mit diesen Magneten schwierig, weil der Abstand für die Bildmethode zu groß wird. Es stimmen aber die in der Natur im Erdfeld an großen Massen alpiner Gesteine*) gemessenen topographischen Effekte innerhalb der Fehlergrenzen ihrer auf $\pm 20\%$ unsicheren Berechnung zu den im Laboratorium gemessenen Suszeptibilitäten**). Demnach dürften die in dieser Arbeit angegebenen, meist bei etwa 5 bis 10 Gauß gemessenen Werte für viele Zwecke in Betracht der Inhomogenität der Gesteine genügend genau der im Erdfeld vorhandenen Suszeptibilität entsprechen. Wahrscheinlich sind die Werte im Erdfeld meist etwa 15% kleiner.

Zur Durchführung dieser und anschließender Arbeiten hat die Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft eine Unterstützung gegeben, wofür der Verfasser besten Dank aussprechen möchte.

Math.-physik. Institut der Universität Freiburg i. B.

Über eine magnetische Anomalie am Lebasee in Ostpommern

Von **H. Reich** — (Mit 3 Abbildungen)

Die positiven magnetischen Störungen Ostpommerns ordnen sich zu zwei WSW—ENE streichenden Zügen, von denen der nördliche längs der Küste hinzieht und merkwürdige Beziehungen zum heutigen Küstenverlauf zeigt. Eine besonders auffallende Störung westlich von Leba wurde näher untersucht und auf einen in > 600 m unter der Erdoberfläche liegenden 12 km langen und tiefen und etwa 1 km breiten Eruptivkörper mit E—W-Streichen zurückgeführt.

Die Vermessung erster Ordnung von Preußen [Ad. Schmidt¹⁾] hat als viel diskutiertes Ergebnis die großen magnetischen Störungen des deutschen Ostens näher bekanntgemacht. Die wenigen zerstreuten Messungen reichten aber nie aus, auch Gestalt und Ausdehnung der durch diese Messungen entdeckten Störungskörper zu bestimmen. Eine geologisch-geophysikalische Deutung dieser Störungen ist aber nur dann möglich, wenn hierüber Spezialuntersuchungen vorliegen. Über Ostpreußen sind in den letzten Jahren eine ganze Anzahl solcher Spezial-

*) Vgl. Beitr. z. Geophys. **23**, 248 (1929).

***) Die remanente Magnetisierung dieser Gesteine liegt hinsichtlich ihrer Größe relativ zur induzierten unter **1**; ihre Orientierung wechselt rasch, so daß nach außen ihre Wirkung verschwindet.