

Werk

Jahr: 1929

Kollektion: fid.geo

Signatur: 8 GEOGR PHYS 203:5

Digitalisiert: Niedersächsische Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen

Werk Id: PPN101433392X_0005

PURL: http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN101433392X_0005

LOG Id: LOG_0017

LOG Titel: Zur Anisotropie der physikalischen Parameter von Gesteinen speziell der magnetischen Suszeptibilität

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

Inserting this formula in (7) and (10) and integrating with regard to l within the limits 0 and l_0 [the radii of convergence of series (11)] and with regard to α from 0 to 2π we find:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial V}{\partial x} &= \frac{1}{2} \left(\frac{\partial g}{\partial x} \right)_0 l_0, \\ \frac{\partial V}{\partial y} &= \frac{1}{2} \left(\frac{\partial g}{\partial y} \right)_0 l_0, \\ \frac{\partial^2 V}{\partial x^2} - \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} &= \frac{3}{8} l_0 \left[\left(\frac{\partial^2 g}{\partial x^2} \right)_0 - \left(\frac{\partial^2 g}{\partial y^2} \right)_0 \right], \\ 2 \frac{\partial^2 V}{\partial x \partial y} &= \frac{3}{8} l_0 \left(\frac{\partial^2 g}{\partial x \partial y} \right)_0, \\ \frac{\partial^2 V}{\partial x^2} &= \frac{1}{16} l_0 \left[5 \left(\frac{\partial^2 g}{\partial x^2} \right)_0 - \left(\frac{\partial^2 g}{\partial y^2} \right)_0 \right], \\ \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} &= \frac{1}{16} l_0 \left[5 \left(\frac{\partial^2 g}{\partial y^2} \right)_0 - \left(\frac{\partial^2 g}{\partial x^2} \right)_0 \right], \\ \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} &= -\frac{1}{4} l_0 \left[\left(\frac{\partial^2 g}{\partial x^2} \right)_0 + \left(\frac{\partial^2 g}{\partial y^2} \right)_0 \right]. \end{aligned} \right\} (12)$$

i. e. in the limits of the circle of radius l_0 the derivatives of the potential are computed according to formulae (12) depending: for the first derivatives of the potential upon the gradient of the variation of gravity, $\left(\frac{\partial g}{\partial x} \right)_0$ and $\left(\frac{\partial g}{\partial y} \right)_0$ and for the second derivatives upon their variations.

The further integration for $l > l_0$ may be fulfilled graphically, namely by means of graphics which are used for the account of the influence of topography on the gravitational observations on the basis of a map with isogams*).

Zur Anisotropie der physikalischen Parameter von Gesteinen speziell der magnetischen Suszeptibilität.

Von J. Koenigsberger.

Bei der Bestimmung der magnetischen Suszeptibilität von Gesteinen nach einer für Feldmessungen geeigneten Methode zeigten kristalline Schiefer eine deutliche magnetische Anisotropie, analog ihrer thermischen, elektrischen, elastischen Anisotropie. Man kann die Anisotropie auch ohne die Annahme anisotroper Träger der magnetischen Induktion, wie es z. B. Pyrrhotit ist, schon durch eine bestimmte Anordnung isotroper oder ungeordneter anisotroper Erzkörner erklären.

Die magnetische Suszeptibilität von Gesteinen in magnetischen Feldern, die nicht viel stärker als das Erdfeld sind, kann, wie a. a. O.***) gezeigt wurde, einfach rasch dadurch bestimmt werden, daß man ein Stück des zu untersuchenden Materials mit einer einigermaßen ebenen Fläche in bestimmten kleinen Abstand, z. B. 1.5 cm, von einer an einem Faden aufgehängten Magnetnadel bringt. Man mißt die durch die Anziehung bei paramagnetischen Substanzen oder Abstoßung bei Diamagnetika bewirkte Drehung der Magnetnadel in Skalenteilen. Man

*) B. Numerov: Die topographische Reduktion bei Drehwaagenbeobachtungen. Zeitschr. f. Geophys., Jahrg. 4, Heft 3 (1928).

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

eicht einmal mit einer Flüssigkeit von bekannter Suszeptibilität, z. B. mit einer Eisenchloridlösung bestimmter Konzentration. Gegebenenfalls sind noch Korrekturen zu berücksichtigen für die endliche Dicke normal zur Grenzfläche, für die Größe der ebenen Grenzfläche, für den eventuell durch die Unebenheit und Wellung der Grenzfläche oder sonst geänderten Abstand der Fläche von der Magnetnadel. Die Korrekturen werden nach allgemein gültigen Kurven bei der Ausrechnung angebracht. Der remanente Magnetismus wird durch Umkehren der Probe (mit zwei Grenzflächen) und Mitteln der Werte eliminiert.

Zu dieser Messung kann man ein dafür geeignetes Vertikal- oder Horizontalvariometer gebrauchen. Derart wurde bei der Ausmessung magnetischer Profile die Suszeptibilität der anstehenden Gesteine bestimmt. Die erforderliche ungefähr ebene Fläche der Gesteinsproben ist oft in der Natur schon vorhanden; sonst schlägt man sie mit dem Hammer zurecht.

Bei diesen Beobachtungen, deren Theorie durch W. Thomsons Spiegelbildmethode gegeben ist, zeigte sich, daß einige, aber nicht alle Gesteine mit Paralleltexur eine deutliche Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität aufweisen; maßgebend ist die Richtung der Kraftlinien (Feldstärke) des Spiegelbildes zur Schieferungsebene. Es seien nur einige Beispiele gegeben: 1. Eruptivgneis (sog. Sellagneis; Nalps bei Sedrun, Graubünden, Schweiz) \perp Schieferungsebene: $14 \cdot 10^{-6}$; \parallel : $22 \cdot 10^{-6}$. 2. Granit mit Paralleltexur (sog. Fibbgranit; Gotthard, Schweiz) \perp : $20 \cdot 10^{-6}$; \parallel : $25 \cdot 10^{-6}$. 3. Phyllitglimmerschiefer (Perdatsch, Nalps; Graubünden, Schweiz) \perp : $80 \cdot 10^{-6}$; \parallel : $130 \cdot 10^{-6}$. 4. Biotitglimmerschiefer (V. Tremola; Gotthard, Schweiz) \perp : $50 \cdot 10^{-6}$; \parallel : $100 \cdot 10^{-6}$.

Die magnetische Anisotropie von Gesteinen in den Gneisgebieten, die vielerorts einen erheblichen Teil der oberen Erdkruste ausmachen, beeinflusst wegen des von 0 bzw. 90° verschiedenen Inklinationswinkels auch bei flacher Lagerung der kristallinen Schiefer die Elemente der erdmagnetischen Kraft, kann allerdings bei den meisten bisher vom Verfasser untersuchten Gesteinen keine größeren Differenzeffekte als etwa 15γ oder bei steilem Einfallen in der Deklination etwa eine Minute ergeben. — Änderung des Fallens und Streichens in demselben Gestein können also das Erdfeld, wenn auch wenig, ändern.

Meist ist die magnetische Suszeptibilität in den Richtungen der Schieferungsebene größer als senkrecht dazu. Ähnlich verhält sich bekanntlich die thermische und die elektrische Leitfähigkeit der kristallinen Schiefer; letztere hängt allerdings nicht von dem Gesteinsbestand selbst, sondern von dem Wasser in Hohlräumen (daneben von Graphit und Erzkörnern) ab. Noch nicht untersucht wurde meines Wissens in diesen Fällen, ob das der Anisotropie entsprechende Ellipsoid ein Rotationsellipsoid oder dreiachsig ist, ob also die Gesteine eine flächenförmige Preßbewegung oder überwiegend eine lineare Streckung erfahren haben.

Auch in der Seismik muß sich die erhebliche elastische Anisotropie vieler Gesteine (Kusakabe, Graf, Gamba) bemerkbar machen, welche Frage V. Conrad in seiner Abhandlung über dynamische Geologie an Hand der

Literatur eingehend bespricht*). Daß die Bebenenergie in der Schieferungsebene sich mit geringerem Verlust fortpflanzt als senkrecht dazu, worauf H. Reich**) hinweist, dürfte weniger auf der oben erwähnten Anisotropie des Elastizitätsmoduls, sondern vor allem auf der Anisotropie der noch nicht gemessenen Größen der nichtmolekularen, makroskopischen, elastischen Nachwirkung und Plastizität zusammengesetzter Materialien, also auf der Anisotropie der Dämpfungskonstante der elastischen Wellen in anisotropen Gesteinen, beruhen. Hiermit könnte teilweise vielleicht auch der von V. Conrad***) erschlossene Einfluß der Streichrichtung von Faltegebirgen auf die Periodizität der Erdbeben zusammenhängen. Die eigentliche elastische Anisotropie muß vor allem die Fortpflanzungsgeschwindigkeit betreffen; sie wird zur Entstehung zusammengehörender Wellensysteme verschiedener Geschwindigkeit Anlaß geben. Solche Doppelwellen sind allerdings noch nicht sicher beobachtet [vgl. Anm. *)].

Man kann den Einfluß der Gefügeregelung des Gesteins (B. Sander) auf dessen physikalische Eigenschaften einfach erklären, wenn Körner eines anisotropen Minerals vorhanden sind, die bei der Entstehung der Paralleltextur des Gesteins teilweise parallel orientiert werden. In einigen magnetisch anisotropen Gesteinen, z. B. dem Biotitglimmerschiefer (s. oben 4.) kommt der bei niederen Feldstärken sehr stark magnetische und stark anisotrope Pyrrhotit vor. Man könnte dann annehmen, daß die Gefügeregelung als Orientierungsregelung sich auf die kleinen verstreuten Pyrrhotitkörner erstreckt. In anderen Fällen ist aber fast nur Magnetit da, der zwar magnetisch etwas anisotrop ist, aber als reguläres Mineral kaum eine Orientierungsregelung erfahren dürfte. In letzterem Falle bleibt daher nur die Erklärung nach einem Satze von Cl. Maxwell †) übrig: isotrope, aber anisometrische parallel angeordnete Einlagerungen, die also nach einer Richtung größere oder kleinere Dimensionen haben als nach den anderen, z. B. parallel angeordnete Parallelepipede, Zylinder, Platten bewirken in einem isotropen Medium eine Anisotropie der elektrischen Leitfähigkeit. Da die Probleme der stationären Strömung auf die magnetische Induktion sich übertragen lassen, so kann auch durch die Annahme einer linearen oder flächenförmigen Verteilung der kristallographisch ungeordneten Magnetit- oder Pyrrhotitkörner, also durch echte Gefügeregelung, die magnetische Anisotropie eines Gesteins erklärt werden.

Die Feststellung einer magnetischen Anisotropie von Gesteinen wurde mit Unterstützung der Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft ausgeführt, welcher der Verfasser seinen besten Dank aussprechen möchte.

*) V. Conrad: Enzykl. d. mathem. Wissenschaft VI, 1. Bd., Heft 5, S. 405, Teubner, 1925.

) H. Reich: Beitr. z. Geophys. **17, 86 (1927).

***) V. Conrad: Ebenda **2**, 314 (1926).

†) J. Cl. Maxwell: Treatise I, § 322.