

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_0019

LOG Titel: Über die Tiefenwirkung bei geoelektrischen Rahmenmethoden

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

Die Ordinaten der Fig. 3, mit $\Delta\sigma$ multipliziert, geben also den größten möglichen, von im Untergrund verborgenen Dichteunterschieden verursachten Unterschied der Schwere in P_1 und P_2 an, wobei a die halbe Entfernung zwischen P_1 und P_2 bedeutet und t die Tiefe ist, bis zu der der Dichteunterschied $\Delta\sigma$ vorkommt.

6. Kurze Diskussion des Ergebnisses. Wie eine flüchtige Betrachtung der Kurven (Fig. 3) zeigt, steigt $\frac{\Delta g}{\Delta\sigma}$ mit wachsendem a von Null

bis zu einem Höchstwert an. Dieser Höchstwert ist etwa $40 \cdot t$ (t in Kilometer), also so gut wie gleich dem Werte, den man mittels der einfachen, auf S. 66 gebrachten Abschätzung findet. Wie dort schon gesagt, ist diese Abschätzung nur für große Stationsentfernungen gültig. Bei $a = t$ ist etwa $\frac{3}{4}$, bei $a = \frac{1}{10} t$ etwa $\frac{1}{5}$, bei $a = \frac{1}{100} t$ etwa $\frac{1}{20}$ und bei $a = \frac{1}{1000} t$ etwa $\frac{1}{100}$ des Höchstbetrages $\frac{\Delta g}{\Delta\sigma} = 40 t$ (t in

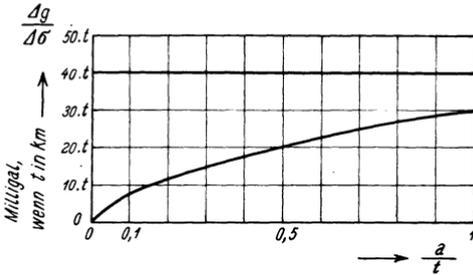


Fig. 4.

Kilometer) erreicht (Fig. 4). Größere, von Dichteunterschieden hervorgerufene Schwereunterschiede sind nicht möglich und werden, falls sie beobachtet sind, von Ungenauigkeiten der Messung und der Reduktionen vorgetäuscht, wenn man nicht Annahmen über die Dichteverteilung im Untergrund machen will, die von den bisherigen Erkenntnissen weit abweichen.

Potsdam, Geodätisches Institut, März 1929.

Über die Tiefenwirkung bei geoelektrischen Rahmenmethoden.

Von J. N. Hummel. — (Mit einer Abbildung.)

Das magnetische Feld eines durch den Untergrund gesandten stationären Stromes wird für den Fall untersucht, daß Rotationskörper abweichender Leitfähigkeit im sonst homogenen isotropen Medium eingelagert sind, wobei die Rotationsachse in der Richtung des homogenen Stromfeldes liegt. Es gelingt zu zeigen, daß bei tief unter der Erdoberfläche liegenden Einlagerungen die Störungen im normalen regelmäßigen Magnetfeld an der Oberfläche nahezu gleichzeitig mit den Verzerrungen im zugehörigen Potentiallinienbilde verschwinden.

Wird mittels Elektroden ein künstliches Stromfeld im Erdboden erzeugt, so kann an der Erdoberfläche entweder das Stromfeld selbst, oder aber das magnetische Feld des Stromes vermessen werden. Die Feststellung des Stromverlaufes geschieht vorteilhaft indirekt mit den Potentiallinienmethoden, bei

denen das Potentiallinienbild an der Oberfläche durch Abtasten mit Sonden ermittelt wird. Die Untersuchung des magnetischen Feldes erfolgt mit den Rahmenmethoden, bei denen die magnetische Feldstärke nach Größe, Richtung und Phase mit Hilfe einer Induktionsspule oder eines Rahmens ermittelt wird. In beiden Fällen können die Meßgrößen Aufschluß über die Beschaffenheit des Untergrundes geben. Es fragt sich nun, was diese Verfahren zu leisten vermögen, und mit welchem von beiden man weitergehende Aufschlüsse erlangen kann. Hinsichtlich ihrer Tiefenwirkung soll hier der Versuch unternommen werden, diese Frage zu beantworten.

Über die Art der Aufschlüsse, die jede der beiden Methoden zu geben vermag, läßt sich am besten durch die theoretische Behandlung einiger charakteristischer Sonderfälle ein Bild gewinnen. Die Berechnung des Potentiallinienbildes bei vorgegebener Leitfähigkeitsverteilung und bei vorgegebener Elektrodenanordnung ist auch in vielen Fällen exakt möglich, wie wir dies in früheren Arbeiten zeigen konnten*). Wir sind deshalb über alle wesentlichen Fragen, die diese Felder betreffen, insbesondere auch über die Tiefenwirkung der hierher gehörenden Verfahren, gut unterrichtet. Dagegen ist die Berechnung des elektromagnetischen Feldes selbst in den einfachsten Fällen nahezu unmöglich. Es ist infolgedessen schon für uns von Wert, wenn es nur gelingt, für Sonderfälle irgendwelche Beziehungen zwischen beiden Feldern zu ermitteln, die es gestatten, sie miteinander zu vergleichen, so daß die weitgehende Kenntnis vom Stromfelde uns auch eine Vorstellung vom zugehörigen Magnetfelde vermitteln kann.

In der Praxis wird aus zweierlei Gründen meist Wechselstrom durch den Boden gesandt. Erstens vermeidet man die Gegenpolarisation, die bei Gleichstrom nur durch besondere Vorrichtungen beseitigt werden kann, und zweitens treten Induktionswirkungen auf, die die Anwendung überaus empfindlicher Meßinstrumente gestatten. Wird Wechselstrom geringer Frequenz verwandt, so sind sowohl das elektrische als auch das magnetische Feld in jedem Zeitmoment nur wenig von den entsprechenden stationären Feldern verschieden, die vorhanden wären, wenn statt Wechselstrom Gleichstrom benutzt, oder besser, wenn von den Induktionswirkungen der Stromlinien aufeinander abgesehen würde. Dieser Grenzfall, der rechnerisch leichter zu erfassen ist, da man unter anderem von Phasenverschiebungen absehen kann, soll zum Ausgangspunkt unserer Überlegungen gemacht werden.

*) J. N. Hummel: Über die Tiefenwirkung bei geoelektrischen Potentiallinienmethoden. Zeitschr. f. Geophys., 4. Jahrg., S. 22—27 (1928). — Derselbe: Untersuchung der Potentialverteilung für einen speziellen Fall im Hinblick auf geoelektrische Potentiallinienverfahren. Ebenda, S. 67—76. — Derselbe: Beiträge zur geoelektrischen Methode. Ebenda, S. 178—203. — Derselbe: Theoretische Grundlagen für die Auffindung von Störungskörpern usw. Gerlands Beitr. 20, 281—287 (1928). — Derselbe: Untersuchung der Potentialverteilung um verschiedene Störungskörper, die sich in einem an und für sich homogenen Stromfelde befinden. Ebenda 21, 204—214 (1929).

Für den Fall eines im homogenen isotropen leitenden Medium räumlich verteilten stationären Stromes, wie er durch zwei Elektroden bestimmter Form hervorgerufen wird, haben J. Koenigsberger*) und H. Jensen**) die Berechnung des Magnetfeldes, allerdings mit einigen Vernachlässigungen, durchgeführt. Ihre Untersuchungen, die sich auf regelmäßige ungestörte Felder beziehen, sagen uns nichts über die Störungen des normalen Feldes aus, wie sie durch Einlagerungen abweichender Leitfähigkeit, die sich im stromdurchflossenen Medium befinden, hervorgerufen werden. Solche Störungen aber gerade wollen wir hier untersuchen.

Ohne zunächst auf spezielle Verhältnisse einzugehen, läßt sich ganz allgemein über die Beschaffenheit des elektromagnetischen Feldes folgendes sagen: Hat man es mit einem normalen ungestörten Stromfeld zu tun, so besitzt auch das zugehörige Magnetfeld einen normalen ungestörten Charakter. Wird in das an und für sich regelmäßige Stromfeld ein Störungskörper hereingebracht, der eine vom homogenen isotropen Muttergestein abweichende Leitfähigkeit besitzt, so findet in beiden Feldern eine Störung statt. Ist seine Leitfähigkeit beispielsweise eine bessere, so findet im Störungskörper selbst eine Verdichtung und in seiner Umgebung eine Lichtung der Stromlinien statt. Die größere Dichte in seinem Innern führt nach dem Gesetz von Biot-Savart zu einer Vergrößerung der magnetischen Feldstärke außerhalb seiner Begrenzung, die geringere Stromdichte in dem ihn umgebenden Mantel zu einer Verkleinerung der magnetischen Feldstärke außerhalb des Mantels. Es tritt also im Magnetfelde insgesamt nur eine Differenz beider Wirkungen in Erscheinung, die sich im allgemeinen in einer Änderung der Größe und Richtung der magnetischen Feldstärke äußern wird. Welcher Art diese Änderung ist, ob eine Stärkung oder Schwächung des Feldes eintritt, bzw. wo eine Stärkung und wo eine Schwächung eintritt, dies kann ohne weiteres nicht gesagt werden. Eine völlige Beantwortung dieser Fragen wird ohne sehr verwickelte Rechnungen auch nicht möglich sein. Will man diese vermeiden, so wird man sich mit qualitativen Aussagen begnügen müssen, die auf einer weitgehenden Idealisierung der Verhältnisse durch vereinfachende Annahmen beruhen. Dagegen soll es uns hier für einige Sonderfälle ohne erhebliche Einschränkungen gelingen, zwischen der Größe der Störung im Magnetfelde an der Erdoberfläche und der entsprechenden Störung im Strom- und Potentiallinienbilde einen recht guten Vergleich ziehen zu können, der für die Praxis der Rahmenmethoden, insbesondere für deren Tiefenwirkung von Bedeutung ist.

Wir knüpfen an einen der wenigen Fälle an, für den das elektromagnetische Feld völlig exakt berechnet ist, nämlich an einen unbegrenzten Kreiszyylinder, der von einem Strome parallel zu seiner Achse derart durchflossen

*) J. Koenigsberger: Berechnung des magnetischen Feldes einer Stromquelle im Raum. Phys. Zeitschr. 28, 342 (1927).

**) H. Jensen: Das magnetische Feld einer räumlichen Strömung bei linearer Stromquelle. Ebenda, S. 815—819.

wird, daß die Stromdichte in konzentrischen Schichten des Zylinders denselben Wert besitzt. Die magnetische Permeabilität μ sei im ganzen Raume konstant. Die Stromdichte kann eine beliebige Funktion des Abstandes von der Achse sein. Es handelt sich also im allgemeinsten Falle um ein inhomogenes Stromfeld, das als Spezialfall unter anderem ein homogenes Stromfeld enthält. Unter diesen Annahmen, die uns noch einen weiten Spielraum für die Stromverteilung lassen, und auf die die geoelektrischen Verhältnisse insofern gut passen, als man es dort ebenfalls mit räumlichen nicht homogenen Stromfeldern zu tun hat, gewinnt der Ausdruck für die magnetische Feldstärke außerhalb des Zylinders eine recht einfache Form. An ihm lassen sich alle Verhältnisse bequem studieren.

Zur Aufstellung der Gleichungen falle die Zylinderachse mit der x -Achse eines Koordinatensystems zusammen. Der Radius des Zylinders sei R , der Abstand eines Aufpunktes von der x -Achse r . Ist I der gesamte durch den Zylinder hindurchgehende Strom, i_x die Stromdichte und q der Querschnitt des Zylinders, so ist

$$I = \int i_x \cdot dq.$$

Aus Symmetriegründen hängen das Vektorpotential V wie auch die magnetische Feldstärke \mathfrak{H} lediglich von r ab. Für das Äußere des Zylinders gilt die folgende Beziehung, deren Ableitung wir uns ersparen können*). Es ist

$$V_x = -2\mu I \cdot \ln r + C,$$

worin C eine beliebige Konstante ist. Unter Berücksichtigung der Beziehung

$$\mathfrak{H} = \frac{1}{\mu} \cdot \frac{dV_x}{dr}$$

erhält man für die Feldstärke im Außenraume den Wert

$$\mathfrak{H}_a = \frac{2I}{r}.$$

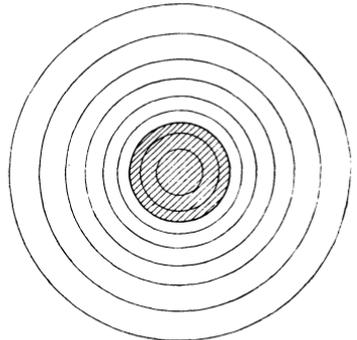


Fig. 1.

Vektorpotential und magnetische Feldstärke sind also im Außenraum völlig unabhängig von der Stromverteilung im Innern des Zylinders, wenn diese nur den obigen Bedingungen genügt. Ob der ganze Strom in der Zylinderachse konzentriert, homogen im Innern verteilt oder eine beliebige Funktion des Abstandes r ist, immer bleibt die Wirkung des Gesamtstromes auf äußere Punkte die gleiche. Nur im Innern des Zylinders stellen sich Unterschiede ein. Für homogene Stromverteilung gibt die obenstehende Figur, die dem Buche von Drude-König entnommen ist**), das magnetische Kraftfeld wieder. Die Kraft-

*) P. Drude, W. König: Physik des Äthers, S. 245 u. 246. Stuttgart 1912.

**) Dieselben: Ebenda, S. 247, Fig. 37.

linien sind konzentrische Kreise, wie aus Symmetriegründen folgt. Die magnetische Feldstärke ist an der Oberfläche am größten und nimmt von dort aus sowohl nach dem Innern wie nach dem Äußeren zu allmählich ab. Im Innenraum ist ihr Wert

$$\mathfrak{H}_i = \frac{2 I r}{R^2}.$$

Um nun auf die geoelektrischen Konsequenzen dieser einfachen Beziehungen zu kommen, wollen wir zunächst ein allseits unbegrenztes homogenes Stromfeld annehmen, in das Einlagerungen abweichender Leitfähigkeit, die die Gestalt von Rotationskörpern besitzen sollen, so hineingebracht sind, daß ihre Rotationsachse in die Stromrichtung zu liegen kommt. Es treten dann im Stromfelde Störungen auf, die theoretisch bis ins Unendliche reichen. Das praktisch erkennbare Störungsgebiet ist aber ein begrenztes und von sichtbaren Verzerrungen im Potentiallinienbilde begleitet. Bei kugelförmigen Einlagerungen ist beispielsweise das Potential für den Außenraum durch die Beziehung

$$\varphi = -\frac{i_x}{\sigma_1} x - \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2\sigma_1 + \sigma_2} \cdot \frac{i_x}{\sigma_1} \cdot \frac{a^3}{r^3} x$$

gegeben, wenn σ_1 die Leitfähigkeit des Muttergesteins, σ_2 diejenige der Kugel, a der Radius der Kugel und x die Projektion von r auf die x -Achse sind. Die Störungen nehmen hier mit der dritten Potenz des Abstandes vom Kugelmittelpunkte ab, werden also recht schnell verwindend klein. Hierzu kommt, daß das Muttergestein niemals völlig homogen ist, daß vielmehr überall kleine oder größere Verzerrungen auftreten, die das Hauptstörungsgebiet begrenzen.

Unter diesen speziellen Voraussetzungen besitzt die Stromdichte innerhalb des Störungsgebietes in konzentrischen Schichten aus Symmetriegründen denselben Wert, während der durch das Störungsgebiet hindurchgehende Gesamtstrom gleich dem entsprechenden Strome im homogenen Felde ist. Lediglich seine Verteilung ist nicht mehr homogen, sondern eine verwickelte Funktion des Abstandes r von der Rotationsachse. Allerdings ist jetzt nicht nur eine einzige Komponente in der Hauptstromrichtung vorhanden, sondern auch solche senkrecht dazu. Sehen wir von diesen vorerst ab, so ergibt sich aus unseren obigen Überlegungen ohne weiteres, daß außerhalb des praktisch begrenzten Störungsgebietes auch jede Störung des magnetischen Feldes praktisch verschwinden muß. Allein die senkrecht auf der Symmetrieachse stehenden Stromkomponenten können noch eine Störung des Magnetfeldes verursachen, die aber weder beträchtlich ist noch einen einfachen Charakter besitzt, so daß sie sich zu Rückschlüssen wenig eignet.

In Annäherung an die in der Praxis wirklich vorliegenden Verhältnisse wollen wir jetzt annehmen, daß wir es mit einem durch eine Ebene begrenzten Halbraum zu tun haben, der parallel der Begrenzungsebene vom homogenen Primärstrom durchflossen wird, und in dem ähnliche Störungskörper in gleicher Weise eingelagert sind. Dann ist das Störungsgebiet nicht mehr symmetrisch

zu der in der Hauptstromrichtung liegenden Achse des Störungskörpers, wie die Berechnung des Potentialflächenbildes lehrt*). Die Störungen sind auf derjenigen Seite, die der Oberfläche zugewandt ist, größer als auf der abgewandten. Und zwar ist die Dissymmetrie um so größer, je näher das Störungsgebiet an die Oberfläche heranrückt. Erreicht es die Oberfläche praktisch nicht mehr, so ist die Dissymmetrie so gering, daß sie vernachlässigt werden kann. Unsere Überlegungen behalten dann im wesentlichen ihre Gültigkeit bei. Ob aber das Störungsgebiet bis an die Oberfläche heranreicht oder nicht, dafür sind ebenfalls wieder die Verzerrungen im Potentiallinienbilde an der Erdoberfläche ein Maßstab.

Wir gelangen somit zu den beiden folgenden Feststellungen: 1. Sind im Potentiallinienbilde an der Erdoberfläche keine Verzerrungen vorhanden, obwohl im Untergrund Leitfähigkeitsunterschiede bestehen, die von Einlagerungen in Gestalt von Rotationskörpern herrühren, wobei die Rotationsachse in der Stromrichtung liegt, so verschwindet auch im Magnetfelde des Stromes an der Erdoberfläche jede Störung, die Rückschlüsse gestattet. 2. Je größer die Verzerrungen im Potentiallinienbilde sind, um so stärker ist auch bei Leitfähigkeitsunterschieden der geschilderten Art die Störung im zugehörigen Magnetfelde.

Durch diese Sätze gewinnen unsere Untersuchungen über Art und Größe der Verzerrungen des Potentiallinienbildes, die durch verschiedene Rotationskörper hervorgerufen werden, auch für die Größe der Störungen im entsprechenden Magnetfelde Bedeutung. Von der Tiefenwirkung läßt sich sagen, daß sie in beiden Fällen nahezu gleich groß ist, und daß man durch Messung der Größe und Richtung der magnetischen Feldstärke mittels eines Rahmens nicht über erheblich größere Tiefen Aufschluß erlangen kann, als dies durch Potentiallinienmessungen unter der Annahme homogenen Muttergesteins möglich ist.

Diese unsere Feststellungen stehen in schroffem Gegensatz zu der bisher allgemein verbreiteten Meinung, nach der die Rahmenmethoden auch unter den bisherigen Voraussetzungen wegen ihrer erheblich größeren Tiefenwirkung den Potentiallinienmethoden weit überlegen seien. W. Heine, der die herrschende Auffassung am klarsten zum Ausdruck gebracht hat, sagt von der Rahmenmethode**): „daß in stärkerem Maße als bei der Potentiallinienmethode die Stromverhältnisse im Untergrund erfaßt werden. Da besonders die Stromstärke jedes einzelnen Stromfadens des Untergrundes sich in dem magnetischen Vektor an der Oberfläche ausprägt, muß die in Einlagerungen besserer Leitfähigkeit erhöhte Stromdichte an der Oberfläche direkt zur Wirkung kommen. Die Ausmessung des magnetischen Feldes des im Boden fließenden Stromes hat somit hinsichtlich der Erfassung der Untergrundverhältnisse eine größere

*) J. N. Hummel: Beiträge zur geoelektrischen Methode, a. a. O. S. 73.

***) W. Heine: Elektrische Bodenforschung, S. 118. Berlin 1928. — Vgl. auch J. Koenigsberger: Über die Berechnung der Wirkungen von Einlagerungen auf natürliche und künstliche homogene Felder in der Erde. Gerlands Beitr. 18, S. 121, Anm. 1 (1927).

Tiefenwirkung, zumal nach der obigen Formel*) die Wirkung proportional $1/r$, also linear abnimmt, während nach der Maxwellschen Formel**) die Wirkung auf die Potentiallinien mit der dritten Potenz abnimmt“. Dies trifft, wie wir gesehen haben, für tiefer gelegene Störungskörper nicht mehr zu. Die Diskrepanz der Auffassungen ist darauf zurückzuführen, daß man die Lichtung der Stromlinien um gut leitende Störungskörper stets vernachlässigt hat, was allenfalls dann angängig ist, wenn das Störungszentrum sehr nahe der Oberfläche liegt.

Besitzen die Störungskörper nicht die spezielle Form und Lagerung, die wir bisher vorausgesetzt hatten, liegt aber das gesamte Störungsgebiet immer noch völlig unter der Oberfläche, so mögen die Dissymmetrie des Stromlinienbildes sowie diejenigen Komponenten der Stromdichte, die senkrecht auf der Hauptstromrichtung stehen, zu größeren Störungen im magnetischen Felde führen. Doch dürfte die Deutung der Störungen, die auf diese Faktoren zurückzuführen sind, keineswegs einfach sein. Auf jeden Fall bleibt auch dann die Tatsache bestehen, daß die Stärkung des magnetischen Feldes, die auf die Verdichtung der Stromlinien im gut leitenden Störungskörper zurückzuführen ist, gleichzeitig von einer Schwächung begleitet ist, die ihre Ursache in der Lichtung der Stromlinien in der Umgebung der Einlagerung hat. Im großen ganzen kompensieren sich auch hier beide Wirkungen.

Man könnte einwenden, daß die Empfindlichkeit der Vermessung bei beiden Meßverfahren eine verschiedene ist, und daß aus diesem Grunde die Rahmenmethoden einen Vorzug verdienen. Lassen sich doch die Richtungsbestimmungen mit Spule auf vielleicht $\pm 1/4^\circ$ genau ausführen, was mit Sonden nicht möglich ist. Dem steht indessen die Tatsache gegenüber, daß die geoelektrischen Methoden keineswegs an der Unempfindlichkeit der Meßapparate, wie es beispielsweise bei Pendelmessungen der Fall ist, ihre Grenze finden. Die Möglichkeit von Rückschlüssen aus den geoelektrischen Meßgrößen ist bei den hier in Frage kommenden Methoden vielmehr dadurch begrenzt, daß die aufschlußreichen Störungen im Felde an der Erdoberfläche, die ihren Ursprung in einzelnen markanten und interessanten Störungskörpern haben, von solchen verwischt und verdeckt werden, die von zahlreichen anderen Störungsmomenten, wie Geländeunebenheiten, Inhomogenitäten, Anisotropien, Schichtungen usw., herkommen. Die meisten dieser unerwünschten Störungen lassen sich nicht in Rechnung setzen, wie es z. B. bei Drehwaagemessungen durch die Geländereduktion geschieht, da die Ursachen dieser im Gegensatz zu denen jener nicht bekannt sind. Eine größere Empfindlichkeit bei der Vermessung dürfte demnach kaum zu einer größeren Tiefenwirkung führen.

*) Gemeint ist die obige Formel $\mathfrak{H}_a = \frac{2I}{r}$.

**) Gemeint ist die obige Formel $\varphi = -\frac{i_x}{\sigma_1} x - \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2\sigma_1 + \sigma_2} \cdot \frac{i_x}{\sigma_1} \cdot \frac{a^3}{r^3} x$.

Liegt das Störungszentrum so nahe der Oberfläche, daß im elektrischen wie im magnetischen Felde merkliche Störungen auftreten, so werden in den meisten Fällen die Rahmenmethoden aus meßtechnischen Gründen eine Reihe von Vorzügen verdienen. Auch mögen die Meßgrößen eine leichtere Deutung zulassen, schnellere Rückschlüsse gestatten und weitergehende Aufschlüsse geben. Wir wollen auf diese Punkte nicht näher eingehen, da uns nur daran lag, die Grenze der Aufschlußmöglichkeit dieser Methoden nach der Tiefe zu umreißen. Lediglich im Hinblick auf dieses Ziel sei noch eine Auffassung kurz gestreift, die verschiedentlich vertreten worden ist. Die Art der Störung des magnetischen Feldes, die in einer Änderung der Richtung und Größe des magnetischen Vektors besteht, kann, wenn die Störungskörper sehr nahe der Oberfläche liegen, qualitativ leicht angegeben werden, indem man eine Reihe vereinfachender Annahmen macht. Derartige Rechnungen sind von Heine*) und Müller**) durchgeführt worden, die eine Verdichtung der Stromlinien im gut leitenden Störungskörper in Rechnung setzen, die Lichtung in dessen Nachbarschaft aber unberücksichtigt lassen. Dieses Vorgehen mag für manche Zwecke, z. B. für den angestrebten, angebracht sein, es ist aber wohl allgemein nicht zulässig und muß insbesondere, falls der Störungskörper in größerer Tiefe liegt, über die Größenordnung der im Felde an der Oberfläche hervorgerufenen Störungen nach unseren Untersuchungen falsche Vorstellungen erwecken.

Wir kehren jetzt wieder zu dem unbegrenzten Zylinder zurück und nehmen an, daß er von einem Wechselstrom mittlerer Frequenz durchflossen wird, während sein Widerstand gering sein soll. Es treten dann Phasenverschiebungen der Stromfäden gegenüber den angelegten Spannungen auf, die auch zu Phasenverschiebungen der Stromfäden untereinander führen, falls diese verschiedene Leitfähigkeit besitzen. Die verschiedenen Phasen der Stromfäden machen das magnetische Feld elliptisch polarisiert, weshalb für diesen Fall unsere bisherigen Betrachtungen ihre Gültigkeit verlieren.

Befindet sich jetzt ein ähnliches Störungsgebiet, wie wir es bisher vorausgesetzt hatten, im Stromfelde vollständig unter der Oberfläche verborgen, so kann es sich nunmehr trotzdem im magnetischen Felde über der Erdoberfläche verraten, da die oben begründete Kompensation nicht mehr stattfindet. Diejenige magnetische Feldkomponente, die von dem gut leitenden Stromzweig stammt, besitzt eine andere Phase als diejenige, die von den gelichteten Stromlinien herrührt. Beide können sich jetzt nicht mehr aufheben. Eine Analyse des Feldes ist bis zu einem gewissen Grade möglich, weshalb die Tiefenwirkung

*) W. Heine: Die Bestandteile des magnetischen Feldes bei geophysikalischen Bodenuntersuchungen mit Wechselstrom und seine Beeinflussung durch leitende Einlagerungen. Zeitschr. f. Geophys., 3. Jahrg., S. 293—307 (1927). — Derselbe: Elektrische Bodenforschung, S. 132 ff. Berlin 1928.

**) Max Müller: Ein quantitatives Meßverfahren zur Bestimmung der Tiefe und des Einfallens von Erzgängen von der Oberfläche aus. Gerlands Beitr. 21, 234—269, Nr. 2/3 (1929).

bei Bestimmung dieser Meßgröße eine erheblich größere sein kann. Grundsätzlich gewinnen somit die Phasenverschiebungen einen starken Einfluß auf das magnetische Feld, den die Praxis seit langem erkannt hat, so daß heute Phasenmessungen bei den meisten geoelektrischen Untersuchungen vorgenommen werden. Es ist allerdings zu bemerken, daß bei den mit Elektroden arbeitenden Verfahren die Bestimmung von Phasen und Phasenverschiebungen in den meisten aller Fälle doch nur wenig praktischen Wert besitzt. Dies ist auf verschiedene Gründe zurückzuführen, auf die hier nicht näher eingegangen werden soll.

Wir hatten bisher immer homogenes Muttergestein vorausgesetzt. Diese Annahme trifft nun in der Natur insofern nur selten zu, als der Untergrund in der Regel geschichtet ist. Insbesondere befindet sich oft unmittelbar an der Oberfläche eine gut leitende durchfeuchtete Humusschicht, die das elektrische und das magnetische Feld in ganz verschiedener Weise beeinflusst. Während nämlich das Magnetfeld durch diese Schicht verhältnismäßig unberührt bleiben kann, können die Verzerrungen im Potentiallinienbilde an der Erdoberfläche nahezu völlig verwischt werden. Da dann die für homogenes Muttergestein berechnete Tiefenwirkung bei den Potentiallinienverfahren auch nicht annähernd erreicht wird, ist es verständlich, daß man in der Praxis mit dem Rahmen die größeren Erfolge erzielt hat. Immerhin bleibt die für die Rahmenmethoden als äußerste Grenze der Aufschlußmöglichkeiten festgelegte Tiefenwirkung bestehen.

Berlin, den 10. März 1929.

Die Verteilung der regelmäßigen täglichen Variationen des Erdmagnetismus in Mitteleuropa.

Von G. Nippoldt.

Seitdem in vielen Gegenden Mitteleuropas magnetische Mutungsmessungen angestellt werden, wächst die Nachfrage nach magnetischen Variationen auch für Orte, die weit von erdmagnetischen Observatorien entfernt sind. Um diesem Bedürfnis der Praxis ein für allemal entgegenzukommen, werden nachstehend numerische Formeln gegeben, welche es ermöglichen, aus den Seddiner Variationswerten jene für die gewünschte Örtlichkeit leicht sich selbst ableiten zu können. Der Umstand, daß Seddin bald aufhören wird zu registrieren, macht bei der relativen Nähe des neuen Observatoriums in Niemegek ($\varphi = 52.1^\circ$, $\lambda = 12.5^\circ$) wenig aus, oder kann durch entsprechende Änderung der ersten Konstanten in der [] berücksichtigt werden.

Es ist angenommen worden, daß der regelmäßige Gang durch die vier ersten Glieder der Reihe

$$a_1 \cos \omega t + b_1 \sin \omega t + a_2 \cos 2 \omega t + b_2 \sin 2 \omega t \quad \omega = 15^\circ$$