

## Werk

**Jahr:** 1935

**Kollektion:** fid.geo

**Signatur:** 8 GEOGR PHYS 203:11

**Digitalisiert:** Niedersächsische Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen

**Werk Id:** PPN101433392X\_0011

**PURL:** [http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN101433392X\\_0011](http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN101433392X_0011)

**LOG Id:** LOG\_0069

**LOG Titel:** Die Messung der elektrischen Strömung im räumlichen Leiter

**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](mailto:gdz@sub.uni-goettingen.de)

<sup>17)</sup> G. Angenheister: Beobachtungen an pazifischen Beben. Nachr. d. Kgl. Ges. d. Wiss. Göttingen 1921. Seismik, Kap. 8 im Bd. VI des Handb. d. Phys. Berlin 1928.

<sup>18)</sup> v. zur Mühlen: Über seismische Oberflächenwellen und ihre Beziehung zum geologischen Aufbau des eurasiatischen Kontinents. Zeitschr. f. Geophys. **10**, 26—39 (1934).

<sup>19)</sup> W. Rohrbach: Über die Dispersion seismischer Oberflächenwellen. Zeitschr. f. Geophys. **8**, 113 (1932).

<sup>20)</sup> Dean S. Carder: Seismic Surface waves and the crustal Structure of the Pacific Region. Bulletin of the Seismological Society of America Vol. 24, N. 3.

<sup>21)</sup> W. Wien u. Harms: Handb. d. Experimentalphys. 1934, Bd. 17, Teil 1; H. Martin: Schwingungslehre § 9, Schwebungen.

Göttingen, Geophysikalisches Institut, April 1935.

## Die Messung der elektrischen Strömung im räumlichen Leiter

Von Joh. Nep. Hummel — (Mit 4 Abbildungen)

Es wird eine Methode angegeben, die es gestattet, die Strömungsdichte im räumlichen allseits ausgedehnten Leiter mittels einer einzigen Meßoperation unmittelbar zu bestimmen.

*1. Die Bedeutung der Strömungsmessung in der Geophysik.* Die Erde mit ihrer Atmosphäre stellt für den elektrischen Strom einen meist inhomogenen und oft auch anisotropen räumlichen Leiter dar, in dem sich ein stationärer Strom nach vielen Richtungen hin unbegrenzt ausbreiten kann. An einem solchen Objekt versagen aber die meisten Methoden zur Messung der Strömungsdichte, die in der Elektrotechnik entwickelt worden sind, wo man es mit eng begrenzten oder gar linearen Leitern zu tun hat. Und doch ist gerade in der Geophysik die Bestimmung der Strömungsdichte von der größten Bedeutung. Die Kenntnis der natürlichen Erdströme wie auch die des vertikalen Stromflusses in der Atmosphäre ist für den Elektrizitätshaushalt der Erde und insbesondere für die Erklärung der negativen Erdladung grundlegend. Es soll deshalb auf zwei Verfahren hingewiesen werden, die die Ermittlung der elektrischen Strömung im räumlichen Leiter gestatten.

*2. Die Errechnung der Strömung aus Spannung und Widerstand.* Ähnlich wie bei einem linearen Leiter die Stromdichte mittels des Ohmschen Gesetzes aus Spannung und Widerstand berechnet werden kann, ist dies auch bei einem räumlich ausgedehnten Leiter mittels einer entsprechenden Beziehung zugänglich. Dieser Weg erfordert im allgemeinen zwei Meßoperationen, eine Spannungsmessung und eine hiervon unabhängige Widerstandsbestimmung.

Zur Widerstandsbestimmung bedient man sich vorteilhaft der Neumann-Wennerschen Methode, bei der dem Boden durch zwei Elektroden ein Strom  $i$  zugeführt und die dem Boden hierdurch aufgedrückte Spannung zwischen zwei Punkten mittels zweier Sonden gemessen wird (Fig. 1\*).]. Um bei diesem Meß-

\*) Vgl. z. B. J. N. Hummel: Theorie der elektrischen Methoden. Handb. d. Experimentalphys. **25**, 401—462 (1930).

verfahren von den störenden natürlichen Erdströmen unabhängig zu sein, ist entweder Wechselstrom zu verwenden oder der natürliche Spannungsabfall an den Sonden vor Vornahme der Messung zu kompensieren. Man erhält dann für den spezifischen Widerstand im unbegrenzten Körper ganz allgemein

$$\frac{1}{\sigma} \equiv \rho = 4\pi \frac{V_2}{i} \cdot \frac{1}{\frac{1}{r_1} + \frac{1}{s_2} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{s_1}}$$

wobei  $V_2$  den künstlichen Spannungsabfall an den Sonden und  $r_1, r_2, s_1, s_2$  die geometrischen Abmessungen der Anordnung (Fig. 1) bedeuten. Wird die Messung anstatt im unbegrenzten Medium an der Begrenzung des leitenden Halbraumes vorgenommen, also z. B. an der Erdoberfläche, so ist der Faktor 4 in der Gleichung durch den Faktor 2 zu ersetzen.

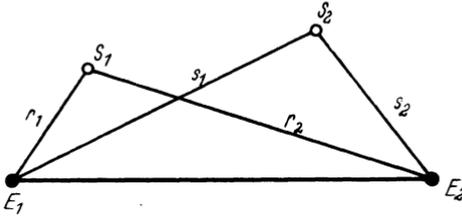


Fig. 1. Elektroden- und Sondenanordnung zur Messung der Strömungsdichte im räumlichen Leiter

Liegen nach dem Vorschlage von Wenner die Elektroden und Sonden auf einer Geraden, derart, daß jeder Punkt von dem ihm benachbarten den gleichen Abstand  $a$  besitzt, so erhält man einfacher

$$\rho = 4\pi a \frac{V_2}{i} \quad \text{bzw.} \quad \rho = 2\pi a \frac{V_2}{i}$$

Nach der Ermittlung des spezifischen Widerstandes an einem Meßorte benutzt man die beiden noch im Boden steckenden Sonden der Anordnung, um mit ihnen nach Abschaltung des hineingesandten künstlichen Stromes das natürliche Spannungsgefälle im Medium zu bestimmen. Ist die natürliche Strömung im Meßgebiete homogen, so läßt sich auf sie das Ohmsche Gesetz in Anwendung bringen. Man erhält für die Strömungskomponente in Richtung der Sondenverbindung

$$J = V_1 \frac{\sigma}{b},$$

wobei  $V_1$  der natürliche Spannungsabfall auf der Längeneinheit und  $b$  der Sondenabstand sind. Bei der Wennerschen Basisanordnung wird  $b = a$ .

Kombiniert man die letzte Gleichung mit der obigen, so erhält man für die Strömungsdichte in Richtung der Sondenverbindung ganz allgemein

$$J = \frac{V_1}{V_2} \cdot \frac{\frac{1}{r_1} + \frac{1}{s_2} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{s_1}}{4\pi b} i = k' \frac{V_1}{V_2} i$$

und bei Benutzung der Wennerschen Elektroden- und Sondenanordnung

$$J = \frac{1}{4\pi a^2} \cdot \frac{V_1}{V_2} i = k \frac{V_1}{V_2} i.$$

Es besteht also in jedem Falle zwischen spezifischem Widerstand, Spannung und Stromdichte Proportionalität. Der konstante Faktor, der in den Gleichungen auftritt,

$$k' = \frac{\frac{1}{r_1} + \frac{1}{s_2} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{s_1}}{4 \pi b} \quad \text{bzw.} \quad k = \frac{1}{4 \pi a^2}$$

ist durch die Geometrie der Anordnung gegeben. Er kann berechnet oder auch experimentell bestimmt werden.

Diese Methode der Strömungsmessung ist im Prinzip von Mc Collum ausgearbeitet und ausführlich beschrieben worden\*). Es handelt sich bei seinem Vorgehen, wie bereits erwähnt, um die räumliche Analogie zu der bei linearen Leitern möglichen Bestimmung der Stromstärke aus Spannung und Widerstand nach dem Ohmschen Gesetz.

Zu dieser Art der Strömungsermittlung sind grundsätzlich zwei Meßoperationen an jedem Ort erforderlich, eine Spannungs- und eine Widerstandsbestimmung. Diese doppelte Arbeit ist lästig und nur dort zu vermeiden, wo der spezifische Widerstand des Materials konstant oder wenigstens von vornherein bekannt ist. In diesem Falle, in dem man mit der Spannungsmessung allein auskommt, ist die Methode zu empfehlen und vielfach angewandt worden. Nun kann aber in der Geophysik, wo die spezifische Leitfähigkeit des Leiters mit dem Orte und der Zeit oft erheblich schwankt, nur selten mit einem bestimmten Wert gerechnet werden. Deshalb wäre hier eine Methode sehr erwünscht, die es gestattet, die Strömungsdichte unter allen Umständen mittels eines einzigen Versuchs unmittelbar zu messen. Im folgenden soll eine solche beschrieben werden.

3. *Die unmittelbare Strömungsmessung.* Verwendet wird wieder die Neumannsche Elektroden- und Sondenanordnung. Doch wird diesmal die Stärke des künstlichen Stromes, der dem Medium durch die Elektroden zugeführt wird, so bemessen, daß die Spannungsdifferenz an den Sonden gerade verschwindet. Dann kann zur Ermittlung des spannungsfreien Zustandes nunmehr ein empfindliches Galvanometer dienen, das bei völliger Kompensation keinen Ausschlag mehr zeigt. Es handelt sich also um eine Nullmethode, bei der das Integral der Stromdichte über die gesamte Weglänge zwischen den beiden Meßsonden verschwindet, anders ausgedrückt, bei der die vorher zwischen den Sonden vorhandene Strömung im Mittel gerade kompensiert wird.

Setzt man voraus, daß mittels der Sonden die Spannungsdifferenz frei von elektrochemischen Einflüssen angezeigt wird und daß sowohl das natürliche Strömungsfeld als auch die spezifische Leitfähigkeit des Materials im Meßbereich homogen sind, so kann auf diesem Wege aus dem in den Boden gesandten Strom und der Geometrie der Anordnung allein die natürliche Stromdichte unmittelbar

\*) B. Mc Collum: Measurement of Earth Currents. Electric Railway Journ. 58, 809—813 (1921) Nr. 19; B. Mc Collum u. K. H. Logan: Practical applications of the earth current meter. U. S. Bur. Standards, Techn. Paper 351 (1927).

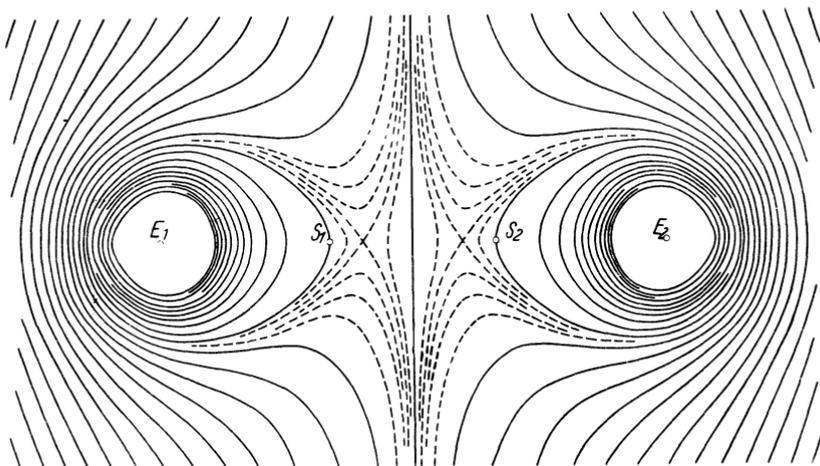


Fig. 2

Potentiallinienverlauf bei Kompensation der Strömung mittels der Wenerschen Elektroden- und Sondenordnung

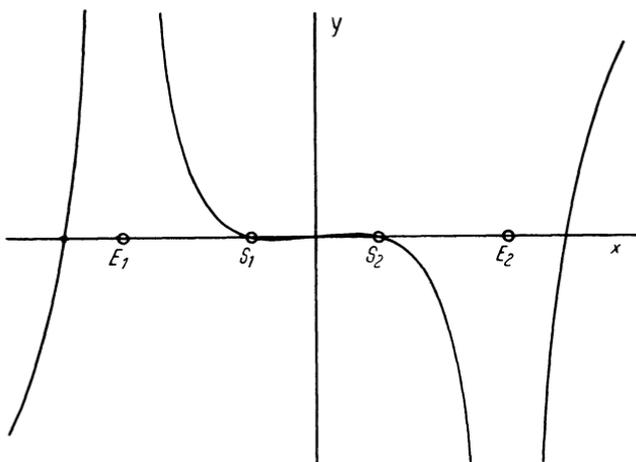


Fig. 3

Potentialabfall längs der Meßbasis bei Kompensation der Strömung mittels der Wenerschen Elektroden- und Sondenordnung

berechnet werden. Verschwindet nämlich die Spannungsdifferenz zwischen den Sonden, d. h. wird  $V_2 = -V_1$ , so vereinfacht sich die obige Gleichung für die Stromdichte, und man erhält

$$J = - \frac{\frac{1}{r_1} + \frac{1}{s_2} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{s_1}}{4 \pi b} i \equiv -k' \cdot i.$$

Verwendet man wieder die Wennersche Elektroden- und Sondenanordnung, so erhält man einfach

$$J = - \frac{1}{4 \pi a^2} i \equiv - k \cdot i.$$

Vergleicht man dieses Verfahren der Strömungsmessung mit dem oben beschriebenen, das auf Mc Collum zurückgeht, so besteht der wesentliche Unterschied darin, daß man diesmal jeweils mit einer einzigen Meßoperation auskommt.

Um eine Vorstellung von der Potentialverteilung im Falle der Kompensation zu geben, ist beistehend in Fig. 2 der Verlauf der Äquipotentiallinien an der Erdoberfläche qualitativ und in Fig. 3 der Potentialabfall längs der Basis quantitativ aufgezeichnet. Zugrunde gelegt ist beidemale die Wennersche Elektroden- und Sondenanordnung. Man erkennt aus den Figuren, daß zwar nicht überall die Strömung zwischen den Sonden verschwindet, jedoch ihr Wegintegral und damit auch die gesamte Spannungsdifferenz zwischen den Sonden.

*4. Technische Bemerkungen zur Messung.* Zunächst sind zwei elektrochemische Erscheinungen zu berücksichtigen, die die Meßresultate fälschen können: Die Kontaktspannungen an den Sonden und die Polarisation des Mediums, falls dieses elektrolytisch leitet, durch den hineingesandten künstlichen Strom.

Von diesen beiden Erscheinungen kann das Auftreten unerwünschter Kontaktspannungen in bekannter Weise durch die Verwendung sogenannter unpolarisierbarer Elektroden soweit herabgedrückt werden, daß erhebliche Fälschungen der Meßergebnisse nicht zu befürchten sind.

Störender und nicht so leicht zu beseitigen ist die Polarisation des elektrolytisch leitenden Untergrundes durch den hineingesandten künstlichen Strom. Denn das natürliche Strömungsfeld wird dadurch, daß durch den Boden ein künstlicher Strom gesandt wird, in seiner elektrischen Beschaffenheit verändert. Man erkennt dies am besten daran, daß nach dem Abschalten des künstlichen Stromes erhebliche Änderungen der natürlichen Strömungsverhältnisse festgestellt werden können. Es kommt zur Entstehung eines Polarisationsstromes, der auch noch Stunden nach dem Abschalten des hineingesandten Stromes beobachtet werden kann. Um etwaige Störungen durch solche Polarisationsströme nach Möglichkeit herabzusetzen, wird man bemüht sein, geringe Ströme möglichst kurzfristig in den Boden zu senden. Man steigert also, von einer geringen Stromstärke ausgehend, den Strom bis auf die notwendige Kompensationsstärke durch vorsichtiges Tasten und nimmt die Messung so schnell wie möglich vor.

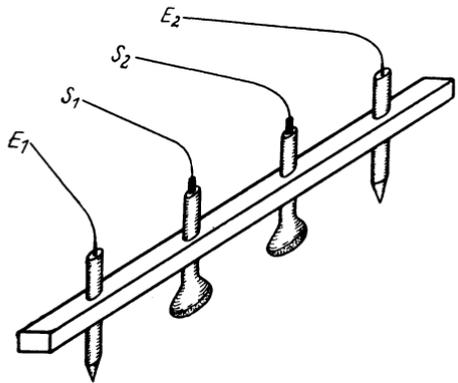


Fig. 4  
Meßgerät zur unmittelbaren Bestimmung der elektrischen Strömung im räumlichen Leiter

Eine andere Möglichkeit, die störenden Wirkungen der Polarisation zu beseitigen, besteht darin, den in den Boden hineingesandten künstlichen Strom in Abständen zu kommutieren und die Messungen nur beim Fließen des Stromes in der einen Richtung vorzunehmen.

Hinsichtlich der Montage der Elektroden- und Sondeneinrichtung ist es bei kleinem Meßgebiet empfehlenswert, die Stromführungen unverrückbar fest und isoliert voneinander durch einen Querbügel zu verbinden (Fig. 4), wodurch ein Gerät entsteht, das äußerlich einer Harke ähnelt. Mit dieser „Harke“ wird dann das Untersuchungsgebiet abgetastet.

5. *Anwendung der unmittelbaren Strömungsmessung in der reinen und angewandten Geophysik.* Die Methode ist zunächst anwendbar zur Messung der natürlichen stationären Erdströme im Untergrund, beispielweise des vertikalen Erdstromes in der obersten Erdkruste. Allerdings wird man bei diesen schwachen Strömen im elektrolytischen Leiter gegen die störende Polarisation des Bodens durch den hineingesandten künstlichen Strom anzukämpfen haben.

Das letzte Moment spielt keine Rolle mehr, wenn es sich darum handelt, den vertikalen Erdstrom in der Atmosphäre zu messen. Zur Herabsetzung des Übergangswiderstandes, der hier normalerweise sehr groß ist, sind vorteilhaft radioaktive Elektroden und Sonden zu verwenden.

Die Polarisation im Untergrund fällt um so weniger ins Gewicht, je stärker die natürlichen Felder sind. Nun hat man mit vergleichsweise starken Feldern oft in Bohrlöchern infolge der Wanderung der Flüssigkeit durch das poröse Gestein zu rechnen. Da diese starken Ströme in ihrem Verlauf und ihrer Stärke durch Polarisationserscheinungen nicht erheblich verfälscht werden, zumal wenn man die Messungen entsprechend vorsichtig vornimmt, vermag die Methode der unmittelbaren Strömungsmessung hier große Bedeutung zu gewinnen.

*Hannover, im Juli 1935.*

## **Bestimmung von Schichtneigungen aus dem Emergenzstrahl bei Sprengungen**

Von **Rolf Bungers**, Göttingen — (Mit 2 Abbildungen)

Die Abweichung der Horizontalprojektion des Emergenzstrahls aus der Richtung der Sprengbasis wird durch die Neigung der refraktierenden Schicht im Untergrund erklärt. Dies wird zur Berechnung von Neigung und Einfallswinkel der Schicht verwendet.

In letzter Zeit hat man im Geophysikalischen Institut in Göttingen versucht, auch bei Sprengungen die Einsätze der seismischen Wellen in drei Komponenten zu beobachten, um über die genauere Struktur und den genaueren Verlauf der Wellen Klarheit zu gewinnen. Dies hat auch praktischen Wert. So hat H. K. Müller gezeigt\*), daß dem Knick in der Laufzeitkurve, der auf dem Vorhandensein

\*) Vergleich von Laufzeitkurve und Gang des Emergenzwinkels bei Sprengungen. Zeitschr. f. Geophys. **11**, 111 (1935).