

## 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\_0067

**LOG Titel:** Seismische Untersuchungen des Geophysikalischen Instituts in Göttingen

**LOG Typ:** section

## 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)

## Seismische Untersuchungen des Geophysikalischen Instituts in Göttingen

### XIX. Über die Ausbreitung sinusförmiger Bodenbewegung

Von **Gustav-Adolf Schulze**, Göttingen — (Mit 10 Abbildungen)

Es wird eine Methode gegeben die Fortpflanzungsgeschwindigkeit künstlich erregter, sinusförmiger Bodenbewegungen zu messen. Für oberen Muschelkalk ergab sich bei der Frequenz 3 Hertz 1350 m/sec. Die Abhängigkeit der Geschwindigkeit von der Frequenz wurde untersucht. Frequenzänderungen der Bodenschwingungen beim Anlaufen einer Maschine erzeugen in einiger Entfernung Schwebungen. Diese werden erklärt durch das Zusammentreffen von Wellen verschiedener Perioden, die auf zwei verschiedenen Wegen mit verschiedener Laufzeit gelaufen sind. Aus diesen Messungen läßt sich die Dicke der obersten Schicht berechnen.

Bei dem seismischen Aufschlußverfahren werden Sprengungen in verschiedenen Entfernungen beobachtet. Aus den beobachteten Laufzeiten kann die Schichtung des Untergrundes erschlossen werden. Dagegen lassen sich aus der Form des Schwingungsbildes bisher nur schwer Rückschlüsse auf das durchlaufene Gebiet ziehen, da sich die Seismogramme von Sprengungen in verwickelter Weise aus Stößen und sinusförmigen Schwingungen der verschiedensten Frequenzen zusammensetzen, von Ort zu Ort ändern und daher schwer deutbar sind. Die Gesetzmäßigkeiten, nach denen sich Amplituden und Frequenzen der Bodenerschütterungen bei der Ausbreitung ändern, lassen sich viel einfacher untersuchen, wenn man das Verhalten des Bodens bei sinusförmigen Schwingungen kennt. Aus diesen Gründen sind in den letzten Jahren, insbesondere in einer Zusammenarbeit zwischen der deutschen Forschungsgesellschaft für Bodenmechanik an der Technischen Hochschule Berlin (Degebo) und dem Geophysikalischen Institut in Göttingen systematische Untersuchungen über die Ausbreitung von Maschinenschwingungen für die verschiedensten Böden durchgeführt worden<sup>1)</sup> bis <sup>5)</sup>, siehe auch <sup>6)</sup> und <sup>7)</sup>. Der erste Teil dieser Arbeit behandelt die Ausbreitung von stationären sinusförmigen Bodenschwingungen (konstante Frequenz und Amplitude), der zweite Teil die Ausbreitung von nicht stationären sinusförmigen Bodenschwingungen (sinkende oder steigende Frequenz und Amplitude). Das Material des zweiten Teiles wurde in der oben erwähnten Zusammenarbeit mit der Degebo gewonnen.

#### I. Ausbreitung stationärer Bodenschwingungen

*1. Instrumentelles.* Im ersten Teil wird der Frequenzbereich von 2 bis 6 Hertz benutzt. Als Sender dienten der Prüfstand 4 der Lagerversuchsabteilung und ein Kompressor des Reichsbahnausbesserungswerkes Göttingen, das in zuvorkommender Weise die Maschine zu verabredeter Zeit laufen ließ. Das Hauptziel dieses Teiles

der Arbeit war die Bestimmung der Fortpflanzungsgeschwindigkeit bei Frequenzen von 3 und 6 Hertz als Ergänzung zu Messungen mit höheren Frequenzen.

Für die Messung der Fortpflanzungsgeschwindigkeit standen drei Horizontal-seismographen zur Verfügung und zwar: zwei transportable ( $H_{12}$ ,  $H_{16}$ ) und ein Stationsseismograph ( $H_{17t}$ , 17-Tonnenpendel mit optischer Registriereinrichtung). Die beiden transportablen Seismographen  $H_{12}$  und  $H_{16}$  hatten eine Eigenfrequenz

von ungefähr 1.15 Hertz (Eigenperiode 0.88 sec). Ihre Vergrößerung war 30000 bei etwa 2 m Lichtweg. Die Apparate waren bei den meisten Messungen mit einer Öldämpfung 8 : 1 gedämpft. Die Konstanten für den Stationsseismographen ( $H_{17t}$ ) waren: Eigenfrequenz 0.73 Hertz (Eigenperiode 1.38 sec), Vergrößerung 60000, Luftdämpfung 6 : 1. Alle drei Apparate sind an anderer Stelle beschrieben\*).

Da die Apparate für sinusförmige Schwingungen der Frequenzen 2 bis 6 Hertz benutzt werden sollten, wurden  $H_{12}$  und  $H_{16}$  für diesen Frequenzbereich auf dem Horizontalschütteltisch<sup>9)</sup> und<sup>10)</sup> des Geophysikalischen Instituts der Universität Göttingen geprüft. Dieser besteht im wesentlichen aus einer auf

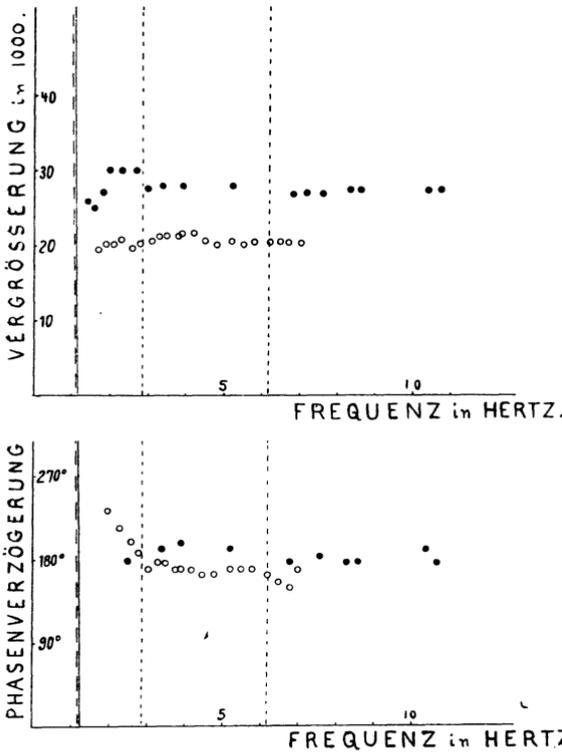


Fig. 1. Auf dem Schütteltisch ermittelte Vergrößerung (oben) und Phasenverzögerung (unten) als Funktion der Frequenz für die transportablen Seismographen  $H_{12}$  ●●● und  $H_{16}$  ○○○. Benutzter Frequenzbereich : : Eigenfrequenz  $H_{12}$  | und  $H_{16}$  :

Kugeln gelagerten Platte, die sich mit Hilfe eines Schwungrades mit Exzenter in sinusförmige Bewegungen versetzen läßt. Die Bewegung dieser Schüttelplatte wurde gleichzeitig mit der des Seismographen aufgenommen. Die Auswertung einer solchen Messung ist in Fig. 1 wiedergegeben. Man erhält Phasenverzögerung und Vergrößerung als Funktion der Frequenz. Die experimentelle Bestimmung der Phasenverzögerung ergab  $180^\circ$  in guter Übereinstimmung mit der Theorie.

\*) Die Apparate sind beschrieben:  $H_{12}$  in 8;  $H_{16}$  in 1, 11;  $H_{17t}$  in 1, 8, 12.

Die Vergrößerungskurven zeigen ungefähr den theoretischen Verlauf. Diese Eichkurven geben nur ein Beispiel für eine Eichung. Vergrößerung und Phasenverzögerung wurden vor jeder Meßreihe bestimmt.

Die eben beschriebene Methode der experimentellen Seismographeneichung ließ sich nicht für das Stationspendel  $H_{17t}$  verwenden. Um dessen Verhalten in dem benutzten Frequenzbereich zu ermitteln, wurden Vergleichsmessungen mit einem der vorher auf dem Schütteltisch geeichten Apparate gemacht. Mit Hilfe von gleichzeitigen Marken konnte die Phasenverzögerung des  $H_{17t}$  gegen  $H_{12}$  bestimmt werden. Es ergab sich für den Stationsseismographen eine Phasenverzögerung von  $144^\circ$  gegenüber der Bodenbewegung. Nach den Konstanten des  $H_{17t}$  war für diesen Frequenzbereich der theoretische Wert von etwa  $155^\circ$  zu erwarten.

2. *Versuchsanordnung.* Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Wellen bei Sprengungen lassen sich durch die Ankunftszeiten eines scharfen Einsatzes der Bodenbewegung ermitteln (Laufzeitverfahren). Bei fortschreitenden stationären sinusförmigen Bodenbewegungen fehlen diese Einsätze und man muß gleiche Phasen, z. B. die Umkehrpunkte derselben fortschreitenden Welle, an den einzelnen Stationen einander zuordnen. Eine falsche Zuordnung wird vermieden, wenn die Entfernung von Station zu Station  $\Delta E$  nicht mehr als eine Wellenlänge beträgt, deren Größe man in den nötigen Grenzen schätzen kann. Dann ist  $v = \Delta E / \Delta t$ , wo  $t$  die Ankunftszeit einer bestimmten Phase bedeutet. Aus diesen Messungen über kurze Entfernungen erhält man zunächst die Größenordnung der Geschwindigkeit. Kennt man diese, so kann man durch Messungen bei großem Stationsabstand die Genauigkeit heraufsetzen. Die Gefahr einer falschen Zuordnung besteht dann nicht mehr.

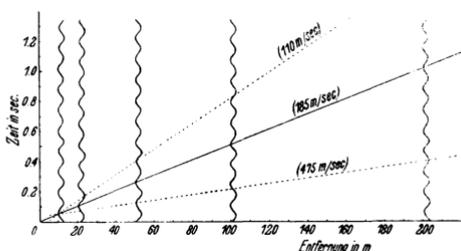


Fig. 2. Beispiel für die Eindeutigkeit der Geschwindigkeitsbestimmung. Laufzeitdiagramm. Es ist nur die Fortpflanzungsgeschwindigkeit von 185 m/sec möglich

Fig. 2 gibt ein Beispiel hierfür. Es sind für gleiche Zeiten die an den verschiedenen Stationen beobachteten Phasen in Abhängigkeit von der Entfernung der Stationen von einer Basisstation aufgetragen (Laufzeitdiagramm). Ist an sämtlichen ausgezogenen Stationen (10, 20, 50, 100 und 200 m) gemessen, so lassen sich gleiche Phasen nur durch eine Schar paralleler Geraden verbinden. Die ausgezogene Gerade gibt die richtige Geschwindigkeit von 185 m/sec an. Jede andere Gerade verbindet verschiedene Phasen miteinander. Wäre nur an den Stationen 10 und 50 m registriert, so würden bei Zuordnung zu anderen Umkehrpunkten in Station 50 m sich Geschwindigkeiten von 110 m/sec und 475 m/sec ergeben. Nimmt man die Stationen 20, 100 und 200 m mit hinzu, so sind diese beiden Geschwindigkeiten nicht mehr möglich, da die punktierten Geraden

bei diesen Stationen durch eine andere Phase als in Station 10 und 50 m gehen.

Für die Bestimmung der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der sinusförmigen Bodenbewegung im Untergrund des Hainbergs wurden fünf Stationen benutzt, die in einem Profil durch die Reichsbahnmaschine und den Stationsseismographen  $H_{17t}$  lagen. Fig. 3 gibt eine Übersicht über die Lage der Stationen im Gelände des Geophysikalischen Instituts, das in etwa 3 km Entfernung von der Reichsbahnmaschine liegt. Mit den drei zur Verfügung stehenden Seismographen wurde gleichzeitig auf drei Stationen beobachtet. Da die Bodenbewegung in der Hauptsache in der Richtung N 20° W erfolgte, waren die Amplituden in der N—S-Komponente des Stationsseismographen  $H_{17t}$  größer als in der E—W-Komponente.

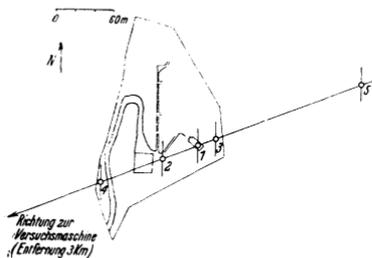


Fig. 3. Richtung zur Versuchsmaschine und Lage der Beobachtungsstationen im Gelände des Geophysikalischen Instituts Göttingen

Beobachtungsstationen und Schwingungsrichtung der Seismographen

Die einzelnen Stationen und die jeweils benutzten Seismographen

1. Altes Erdbebenhaus  $H_{17t}$  Stationsseismograph
2. Institutshof 40 m bis Altes Erdbebenhaus  $H_{12}$
3. Wald 20 m bis Altes Erdbebenhaus  $H_{16}$
4. Weg 100 m bis Altes Erdbebenhaus  $H_{16}$
5. Wiese 194 m bis Altes Erdbebenhaus  $H_{12}$

Aus diesem Grunde wurde als Schwingungsrichtung der Seismographen bei allen Messungen N—S gewählt. Die jeweils benutzten drei Stationen waren durch Kabel verbunden und erhielten bei der Messung gleichzeitige Zeitzeichen von einer Uhr mit  $\frac{1}{2}$  sec-Kontakten.

3. *Ergebnisse im homogenen Medium.* Die Differenz der Ankunftszeiten ergab die Laufzeit von Station zu Station. Die erste Messung wurde über Entfernungen von 20 m und 40 m ausgeführt. Diese Messung gab die Größenordnung der Geschwindigkeit.

Tabelle 1

Zusammenstellung der Laufzeitdifferenzen für die verschiedenen Stationspaare

Die benutzten Stationen (s. Fig. 3)	Entfernung von Station zu Station m ( $\Delta E$ )	Laufzeitdifferenz sec ( $\Delta t$ )
1—3	20	— 0.017 $\pm$ 0.009
1—2	40	+ 0.031 $\pm$ 0.007
(3—2)	60	+ 0.048 $\pm$ 0.009
1—4	100	+ 0.015 $\pm$ 0.010
1—5	194	— 0.142 $\pm$ 0.005

In Tabelle 1 sind die Werte mit den zugehörigen Entfernungen eingetragen. Aus der Laufzeitkurve ergibt sich eine Geschwindigkeit von 1350 m/sec (siehe Fig. 4). Diese Geschwindigkeit gilt für Schwingungen der Frequenz 3 Hertz und für den Untergrund des Hainbergs. Die zugehörige Wellenlänge beträgt 400 bis 500 m.

Die Longitudinal-Geschwindigkeit im Muschelkalk des Hainbergs ist von H. K. Müller<sup>13)</sup> zu 3360 m/sec gemessen worden. Das Verhältnis der longitudinalen zur transversalen Geschwindigkeit beträgt in diesem Falle 2.5 : 1 gegenüber dem theoretischen Wert 1.73 : 1. Für den Göttinger Flugplatz (siehe weiter unten) beträgt die longitudinale Geschwindigkeit 2500 m/sec und die transversale Geschwindigkeit 1100 m/sec. Dieses entspricht einem Verhältnis 2.3 : 1.

Der Wert aus Station 1 und 4 fällt erheblich aus der Laufzeitkurve heraus. Die Stationen 1, 2, 3, 5 liegen unmittelbar oder sehr angenähert auf dem Muschelkalk des Hainbergs, so daß die dünne Deckschicht wohl vernachlässigt werden kann. Die Station 4 liegt unmittelbar am Steilabfall des Hainbergs. Wenige Meter westlich verläuft die erste Verwerfung, die durch den Abbruch des Leinetalgrabens entstanden ist. Macht man über die Dicke  $D$  der Deckschicht dort und die Geschwindigkeit  $v$  in ihr die wahrscheinlichen Annahmen, daß  $D = 10$  m und  $v = 200$  m/sec ist, so erhöht sich die Laufzeit von Station 4 nach 1 um 0.05 sec. In Fig. 4 würde dann Punkt 1.4 in die Laufzeitkurve fallen.

Bei der Messung der Geschwindigkeit wurde davon ausgegangen, daß sich die Wellen radial vom Maschinenstandort ausbreiten. Radiale Ausbreitung kann man aber nur in einem homogen geschichteten Medium annehmen. Da die Wellen bei ihrem 3000 m langem Wege durch die verschiedensten Erdschollen gelaufen sind, ist es natürlich möglich, daß die Wellenfront sich geändert hat.

Nimmt man an, daß die Wellenfront sich ändert durch das Auftreffen auf die Verwerfung, die durch den Abbruch des Leinetalgrabens entstanden ist, so läßt sich die Drehung berechnen. Aus einer geologischen Karte ergab sich ein Winkel  $\alpha_1 = 25^\circ$ , den der Wellenzug mit dem Einfallslot an der Verwerfung bildet. Dieser Wert wurde der Rechnung zugrunde gelegt. Eine Drehung  $\Delta\alpha = \alpha_2 - \alpha_1$  der Wellenfront kann entstehen, wenn die Wellen vor ( $\alpha_1$ ) und hinter ( $\alpha_2$ ) der Verwerfung mit den verschiedenen Geschwindigkeiten  $v_1$  und  $v_2$  laufen. Es ist dann  $\sin \alpha_2 = \sin \alpha_1 \cdot v_2/v_1$ . Die mögliche Drehung hängt also ab von den Geschwindigkeiten vor und hinter der Verwerfung und dem Winkel gegen das Einfallslot. Dieser Winkel und die Geschwindigkeit hinter der Verwerfung sind mir bekannt. Liegt eine Drehung vor, so ist die Geschwindigkeit falsch bestimmt worden. Sie ist jetzt  $v = \Delta E/\Delta t \cos \Delta\alpha$ . In Tabelle 2 sind für angenommene Geschwindigkeiten vor der Verwerfung die Drehung der Wellenfront und die hiernach umgerechnete Geschwindigkeit in dem Untergrund hinter der Verwerfung angegeben. Aus der Tabelle geht hervor, daß bei einer Geschwindigkeit von 1100 m/sec, wie sie an anderer Stelle im Leinetal für die Frequenz 3 Hertz

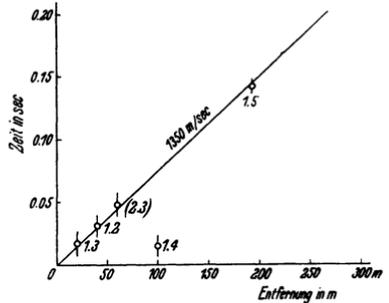


Fig. 4. Laufzeitkurve für sinusförmige Bodenbewegungen der Frequenz 3 Hertz im Untergrund des Göttinger Hainbergs (Juni 1934)

Die Zahlen unter den Meßpunkten geben die benutzten Stationen an; die Geraden den mittleren Fehler

gemessen worden ist, die Drehung nur  $6^\circ$  beträgt. Dieser Drehung entspricht eine korrigierte Geschwindigkeit von 1340 m/sec; die gemessene Geschwindigkeit von 1850 m/sec unterscheidet sich nur sehr wenig hiervon. Will man diese Frage entscheiden, so muß man gleichzeitige Messungen auf Kreisen um den Maschinenstandort machen und so die Abweichung von der radialen Ausbreitung messen.

Tabelle 2]  
Berechnung der Drehung der Wellenfront und der korrigierten Geschwindigkeit

Angenommene Geschwindigkeit vor der Verwerfung m/sec	Drehung der Wellenfront $\Delta \alpha$	Korrigierte Geschwindigkeit hinter der Verwerfung m/sec
1100	6.0 <sup>0</sup>	1340
1000	9.2	1330
850	15.4	1300
700	23.3	1240
500	38.1	1060

Alle diese Fragen, Geschwindigkeit in dem Gelände vor der Verwerfung und Festlegung der Wellenfront vor und hinter der Verwerfung ließen sich nicht mehr nachprüfen, da die für diese Versuche benutzte Maschine nicht mehr in Betrieb genommen werden konnte.

4. *Ergebnisse im geschichteten Medium. Dispersion.* Bei früheren Messungen auf dem Göttinger Flugplatz hatte sich gezeigt, daß für einen bestimmten Frequenzbereich die Fortpflanzungsgeschwindigkeit abhängig ist von der Frequenz. Diese Bodenschwingungen waren mit Hilfe einer Schwingungsmaschine der Degebo erzeugt worden. Mit dieser Maschine ließen sich aber nur Frequenzen über 6 Hertz erregen. Bei niedrigeren Frequenzen reichten die Bodendrucke nicht mehr aus und die Schwingungen waren nicht mehr sinusförmig. Da die Geschwindigkeit von 8 bis 6 Hertz noch stark zunahm, sollte versucht werden, die Grenzgeschwindigkeit (Geschwindigkeit in der unteren Schicht) durch Vervollständigung der Dispersionskurve nach niedrigen Frequenzen zu ermitteln. Als Sender stand bei diesen Messungen ein Kompressor der Reichsbahn mit den festen Frequenzen von 3 und 6 Hertz zur Verfügung. Es war nicht möglich, in kleinen Frequenzabständen von etwa  $\frac{1}{2}$  Hertz von 6 zu 3 Hertz fortzuschreiten. Zuerst wurde in ungefähr 500 m Entfernung von dem Kompressor die Geschwindigkeit in der oben beschriebenen Weise ermittelt. Es ergab sich hier als Anschlußwert an den ersten Teil der Dispersionskurve für 6 Hertz eine Geschwindigkeit von 735 m/sec. Die frühere Messung mit der Schwingungsmaschine hatte für 6 Hertz 750 m/sec ergeben. Für 3 Hertz ergab die neue Messung bei 500 m Entfernung von dem Kompressor 950 m/sec. Eine weitere Messung wurde in der Nähe des Geländes gemacht, auf dem der erste Teil der Dispersionskurve aufgenommen wurde (in der Nähe des Göttinger Flugplatzes in 1400 m Abstand von dem Kompressor). Die Geschwindigkeit betrug hier für die Frequenz 3 Hertz 1130 m/sec, bei 6 Hertz wurde nicht gemessen. In Tabelle 3 sind die Werte noch einmal zusammengestellt.

Tabelle 3. Zusammenstellung der Werte für die Dispersionskurve

Maschine	Entfernung des Beobachtungsortes von der Maschine	Frequenz Hertz	Geschwindigkeit m/sec
	m		
Schwingungs-Maschine . . . . .	100	24	150
Schwingungs-Maschine . . . . .	150	6	750
Reichsbahn-Maschine (Kompressor) . . .	500	6	735
Reichsbahn-Maschine „ . . .	500	3	950
Reichsbahn-Maschine „ . . .	1400	3	1130

Diese hohen Geschwindigkeiten sind keine Eigenart der niedrigen Frequenzen. Bei Königswusterhausen wurde auf moorigem Untergrund für die Frequenz 4 Hertz eine Geschwindigkeit von 36 m/sec gemessen (ungefähr die gleiche Geschwindigkeit ergab sich dort bei höheren Frequenzen). Die Geschwindigkeit ist also ein Kennzeichen für den durchlaufenen Untergrund.

Bei hohen Frequenzen sind die Wellenlängen klein und die Wellen verlaufen bei geschichtetem Untergrund ausschließlich in der oberen Schicht mit deren Geschwindigkeit. Bei zunehmender Wellenlänge greifen die Wellen mehr und mehr in die untere Schicht ein. Wellen von sehr großen Wellenlängen laufen hauptsächlich in der unteren Schicht.

Bei den Frequenzen 6 und 3 Hertz biegt die Dispersionskurve auf konstante Geschwindigkeit (siehe Fig. 5). Nimmt man diese Geschwindigkeit

$v_u = 1200$  m/sec für die untere Schicht, und  $v_o = 150$  m/sec für die obere Schicht, so kann man für verschiedene Dichteverhältnisse  $\rho_u/\rho_o$  und verschiedene Schichtdicken Dispersionskurven berechnen<sup>15), 16), 17), 18), 19)</sup>.

Es ist

$$\operatorname{tg} \frac{2 \pi h n}{v} \sqrt{\frac{v^2}{v_o^2} - 1} = \frac{\rho_u}{\rho_o} \cdot \frac{v_u^2}{v_o^2} \sqrt{\frac{1 - \frac{v^2}{v_u^2}}{\frac{v^2}{v_o^2} - 1}}$$

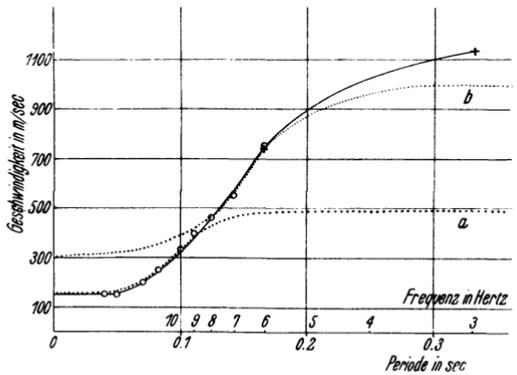


Fig. 5  
Dispersionskurve, aufgenommen auf dem Göttinger Flugplatz, verglichen mit theoretischen Kurven

- ○ ○ Meßpunkte, gewonnen mit Hilfe der Schwingungsmaschine der Deutschen Forschungsgesellschaft für Bodenmechanik
- + + + Meßpunkte, gewonnen mit Hilfe der Reichsbahn-Maschine
- — — Experimentell gefundene Kurve
- ⋯ ⋯ ⋯ Berechnete Kurven

a)  $v_o = 150$  m/sec;  $v_u = 500$  m/sec;  $h = 3.6$  m  
 b)  $v_o = 300$  m/sec;  $v_u = 1000$  m/sec;  $h = 11.4$  m  
 für a) und b)  $\rho_u/\rho_o = 1.1$

$h$  Schichtdicke;  $n$  Frequenz;  $v$  gemessene Geschwindigkeit. In Fig. 5 sind zum Vergleich die berechneten Kurven mitgezeichnet. Bei der Rechnung wurde angenommen, daß es sich um mehr als zwei Schichten (oder sich nach unten kontinuierlich ändernde Schichten) handelt. Man erreicht so eine Annäherung durch eine Kurve, die sich stückweise aus Dispersionskurven für je zwei Schichten zusammensetzt<sup>20</sup>). So wurden die punktierten Kurven a) und b) gewonnen. Diese stimmen in großen Teilen mit der gemessenen Kurve überein. Die theoretische Kurve mit einer Schichtdicke von 11.4 m kommt der gemessenen Kurve am nächsten. Beobachtet wurde mit dem Laufzeitverfahren (Sprengungen) ein Geschwindigkeitssprung in 11 m Tiefe. Eine Bohrung zeigt bei 10.6 m Tiefe sehr nassen Ton über festem, trockenem Liaston.

Eine Maschine, die bei kleineren Tourenzahlen als 3 noch die nötigen Bodenamplituden gab, stand nicht zur Verfügung. Die Kurve ließ sich daher nicht nach niedrigen Frequenzen weiter fortsetzen.

Die Frequenz der Brandungsmikroseismik liegt bei etwa  $\frac{1}{5}$  Hertz, die der Hauptwellen bei Erdbeben bei  $\frac{1}{10}$  bis  $\frac{1}{60}$  Hertz. Die Geschwindigkeiten dieser Wellen steigen bis etwa 4.3 km/sec<sup>18), 19)</sup>. Es handelt sich bei diesen Wellen um Wellen in Schichten von viel größeren Dimensionen.

## II. Ausbreitung nicht stationärer Bodenschwingungen

1. *Versuchsanordnung.* Die bisher beschriebenen Messungen bezogen sich auf stationäre (konstante Frequenz und Amplitude) sinusförmige Bodenschwingungen.

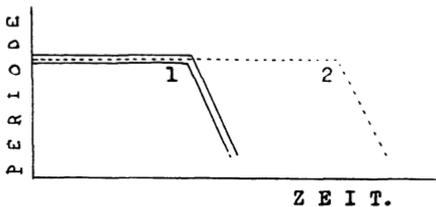


Fig. 6. Schematische Darstellung der Geschwindigkeitsmessung durch Veränderung der Periode des Senders

— — — — — Periode des Bodens am Maschinenstandort  
 ········· Periode des Bodens in  $s$  m Entfernung vom Sender

Die jetzt folgenden beziehen sich auf nicht stationäre Zustände, auf Bodenschwingungen steigender oder sinkender Frequenz, wie sie beim An- und Auslaufen der Schwingmaschine erregt werden. Hierbei sollte die Laufzeit der Wellen vom Erreger (Maschinenstandort) bis zum Beobachtungsort gemessen werden.

Die Periode des Senders (Maschine) wurde anfangs konstant gehalten und danach erst kontinuierlich geändert. In Fig. 6 sind schematisch die Perioden

des Senders und des Bodens am Beobachtungsort in  $s$  m Entfernung von der Maschine als Funktion der Zeit dargestellt. Die erste Periodenänderung am Beobachtungsort (in Fig. 6 bei 2) tritt zeitlich später auf als die am Sender (Fig. 6 bei 1). Die Zeit  $t$  von 1 bis 2 gibt die Laufzeit der Wellen für den Weg  $s$  vom Sender bis zu dem Beobachtungsort. Von dem Zeitpunkt 2 ab macht der Boden am Beobachtungsort dieselbe Periodenänderung durch wie *vorher* der Sender. Es ist dann  $v = s/\Delta t$ . Diese schematische Darstellung entspricht einer wirklichen Messung nur dann, wenn die Bodenbewegung am Beobachtungsort nur durch Wellen, die auf *einem* einzigen Wege gelaufen sind, bedingt wird, z. B. in einem homogenen Untergrund.

2. Messungen im homogenen Untergrund. Solche Geschwindigkeitsmessungen mit nicht stationären Zuständen wurden für drei Entfernungen ausgeführt. Bei diesen und den im folgenden beschriebenen Messungen wurde als Sender die bereits erwähnte Schwingmaschine der Degebo und als Empfänger ein leicht transportabler elektrischer Seismograph des Geophysikalischen Instituts benutzt. Über die Eichung dieses Seismographen wird an anderer Stelle dieser Zeitschrift berichtet. In Fig. 7 sind die Messungen in 30, 60 und 90 m Entfernung von der Maschine wiedergegeben. In dieser Figur ist angenommen, daß nur Wellen auf einem Wege zum Beobachtungsort gelangen. Gemittelte Geraden geben die Änderung der Perioden an der Maschine und den Beobachtungsorten an. Die erste Abweichung von einer konstanten Periode ist durch Pfeile angegeben. Die Abstände der Pfeile 1 und 2 sind die Laufzeiten der Wellen jeweils für die Entfernung Maschine bis Beobachtungsort (Tabelle 4).

Es zeigt sich, daß eine einheitliche Geschwindigkeit in dem Gelände nicht besteht. Ständen mehr Meßpunkte zur Verfügung, so ließen sich aus dem Laufzeitdiagramm (wie bei Sprengungen) Rückschlüsse auf den durchlaufenen Untergrund ziehen. Die gemessenen Geschwindigkeitsmittel stimmen ungefähr mit den bei konstanter Frequenz gemessenen Geschwindigkeiten überein.

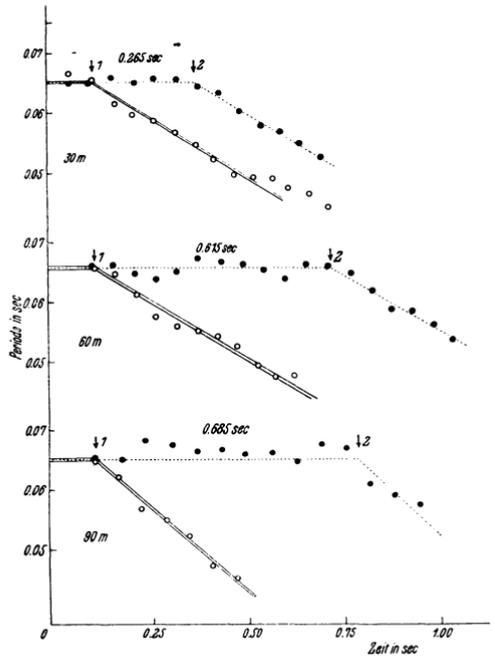


Fig. 7  
 Geschwindigkeitsmessungen für die Entfernung Sender—Beobachtungsort von 30, 60 und 90 m  
 ○ ○ ○ ——— Periode des Senders an der Maschine gemessen  
 ● ● ● ..... Periode des Bodens am Beobachtungsort gemessen

Tabelle 4. Laufzeiten für verschiedene Entfernungen

Entfernung Sender—Beobachtungsort m	Laufzeit sec	Geschwindigkeitsmittel m/sec
30	0.265	113
60	0.615	98
90	0.685	131

3. Messungen im nicht homogenen (geschichtetem) Untergrund. Ist der Untergrund nicht homogen, sondern geschichtet, so kommen im allgemeinen Wellen auf verschiedenen Wegen nach unterschiedlichen Laufzeiten am Beobachtungsort an.

In Fig. 8 ist eine auf geschichtetem Untergrund durchgeführte Messung wiedergegeben. In dem oberen Teil der Figur sind die Perioden des Senders und der Bodenschwingungen am Beobachtungsort in Abhängigkeit von der Zeit eingetragen. Im unteren Teil ist die Amplitude am Beobachtungsort angegeben. Die an der Maschine gemessenen Perioden sind als Kreuze gezeichnet. Die Periodenänderung der Maschine wurde durch eine besondere Einrichtung mitregistriert (s. Fig. 10). In der Periodenzeitkurve für den Beobachtungsort treten in regelmäßigen Abständen plötzliche sprunghafte Periodenänderungen auf. Diese fallen mit den Amplitudenminima der Amplitudenzeitkurve zusammen. Es treten hier also Schwebungen der Amplitude durch Überlagerung zweier Sinusschwingungen auf.

Für die folgenden Überlegungen werden zwei Sinusschwingungen konstanter Maximal-Amplitude und von benachbarter aber in sich konstanter Periode angenommen. Das entspricht nicht ganz der Versuchsanordnung, da die Maschine beim Anlaufen Schwingungen kontinuierlich sinkender Periode aussendet. Die Messungen lehren aber, daß wir mit der obigen Annahme die Vorgänge schon genügend erklären können. Das wesentliche ist eben, daß am Beobachtungsort wegen der verschiedenen Laufzeit in den beiden Schichten sich Schwingungen verschiedener Periode treffen. Wird die obige Annahme gemacht, so gilt<sup>21)</sup>:

Aus der Amplitudenzeitkurve folgt das Schwebungsintervall  $T = 2.32$  sec. (Eine von den Schwebungen reicht von der Zeit 5.45 bis 7.77 sec.)

Aus der Periodenzeitkurve folgt, daß im Minimum des Schwebungsintervalls die Periode sprunghaft sinkt.

Daraus folgt, daß die Schwingung mit höherer Frequenz (kleinerer Periode) die größere Amplitude besitzt.

Dann ist die Zahl der resultierenden Wellen im Schwebungsintervall gleich der Zahl der Schwingungen mit höherer Frequenz in diesem Intervall. Es kommen innerhalb des Schwebungsintervalls 22 Wellen am Beobachtungsort an. Daraus folgt die Periode dieser Schwingungen  $T_2 = 2.32/22 = 0.105$  sec.

Für reine Schwebungen gilt  $T_s = \frac{T_1 T_2}{T_1 - T_2}$ . Daraus folgt

$$T_1 = \frac{T_2 T_s}{T_s - T_2} = 0.110 \text{ sec.}$$

Für die Periodenänderung  $T_1 - T_2 = 0.110 - 0.105 = 0.005$  sec braucht die Maschine 1.6 sec.

Am Beobachtungsort treffen  $T_1$  und  $T_2$  gleichzeitig ein, also hat das vom Sender um 1.6 sec später erzeugte  $T_2$  eine um 1.6 sec kürzere Laufzeit. Es ist also auf kürzerem Wege oder mit größerer Geschwindigkeit gelaufen. Sind  $t_1$  und  $t_2$  die Laufzeiten von  $T_1$  und  $T_2$ , so ist  $t_1 - t_2 = 1.6$  sec.

Das Versuchsgelände war auch durch Schwingungsmessungen mit konstanter Sendefrequenz untersucht worden. Das Ergebnis war, daß hier zwei Schichten übereinanderliegen. Die obere Schicht I besitzt eine Fortpflanzungsgeschwindigkeit für Maschinenwellen von  $v_1 = 15$  m/sec, die untere Schicht II von  $v_2 = 67$  m/sec. Schicht I ist sehr dünn gegenüber den benutzten Entfernungen Sender—Station,

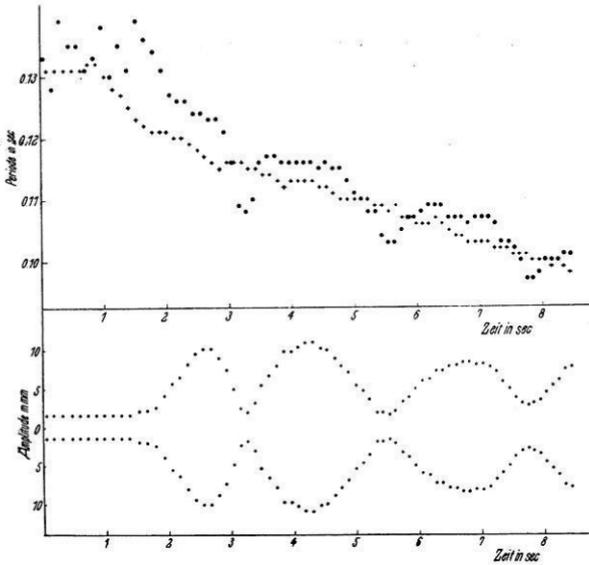


Fig. 8. Periodenzeitkurve und Amplitudenzeitkurve für eine Messung beim Anlaufen der Maschine auf zweifach geschichtetem Untergrund

+ + + Periode der Maschine (Sender). ●●● Periode der Bodenbewegung am Beobachtungsort  
 ●●● Amplituden am Beobachtungsort

Einen Ausschnitt der Messung 2.5 bis 4.0 sec gibt Fig. 10 wieder

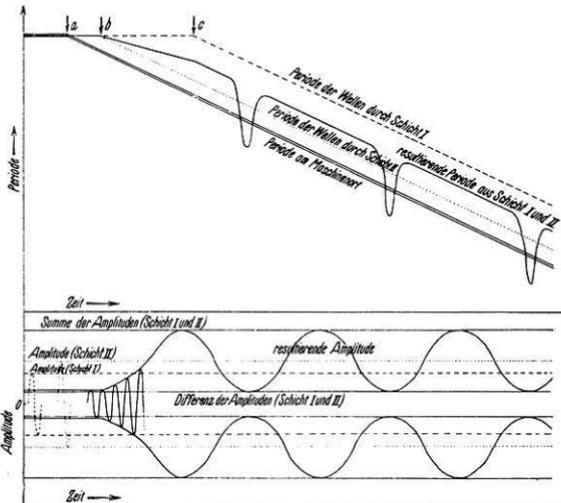


Fig. 9. Schematische Zeichnung der Messung zu Fig. 8. Die beiden Figuren unterscheiden sich nur durch die Fehlerstreuung. Periodenzeitkurve und Amplitudenzeitkurve beim Anlaufen der Maschine auf zweifach geschichtetem Untergrund

==== Periode der Maschine (Sender). Verschobene Periodenzeitkurve des Senders für die Laufzeit durch  
 --- Schicht I (längere Laufzeit), ..... Schicht II (kürzere Laufzeit). ——— Resultierende Periode  
 der Bodenbewegung am Beobachtungsort. ——— Amplituden am Beobachtungsort bzw. Verbindungs-  
 linie der Umkehrpunkte. .... Amplitude der Wellen, die durch Schicht II gelaufen sind. - - - - - Am-  
 plitude der Wellen, die durch Schicht I gelaufen sind

so daß die Wege  $\Delta_1$  und  $\Delta_2$  vom Sender zur Station durch Schicht I und durch Schicht II nahe gleich sind. Sind die zugehörigen Laufzeiten  $t_1$  und  $t_2$ , so gilt  $t_1 - t_2 = \Delta_1/v_1 - \Delta_2/v_2$ .

Diese Laufzeitdifferenz  $t_1 - t_2$  ist oben auf andere Weise beim Anlaufen des Senders zu 1.6 sec bestimmt worden. Nimmt man  $v_1 = 15$  m/sec als bekannt an, so ergibt sich für  $\Delta_1 = \Delta_2 = 30$  m

$$v_2 = \frac{\Delta_2 v_1}{\Delta_1 - (t_1 - t_2) v_1} = 75 \text{ m/sec.}$$

Gemessen wurde, wie oben erwähnt,  $v_2 = 67$  m/sec.

Das Amplitudenminimum (1 mm) ist gegeben durch die Differenz der beiden Teilschwingungen, das Maximum (11 mm) durch die Summe. Hieraus berechnet sich das Amplitudenverhältnis der Wellen, die auf den Wegen I und II gelaufen sind, zu 1 : 1.2. Die größeren Amplituden haben die Wellen, die durch die Schicht II gelaufen sind.

Fig. 9 soll dieselben Vorgänge beim Anlaufen der Maschine noch einmal schematisch darstellen. Es sind bei der Rechnung Laufzeiten der Wellen für die Wege durch die Schichten I und II und Amplitudenverhältnis der beiden ankommenden Wellen und die mittlere Geschwindigkeit der Periodenänderung der Maschine der wirklichen Messung (Fig. 8) entnommen. Fig. 8 und 9 unterscheiden sich also nur durch die Fehlerstreuung. Im oberen Teil der Fig. 9 sind die Perioden in Abhängigkeit von der Zeit eingetragen. Die Periodenänderung der Maschine beginnt im Zeitpunkt  $a$ . Entsprechend den Laufzeiten der Wellen durch die Schichten II (67 m/sec) und I (15 m/sec) treten die ersten Periodenänderungen dieser Wellen am Beobachtungsort erst in den Zeitpunkten  $b$  und  $c$  auf. Die kürzere Laufzeit und die größere Amplitude haben die Wellen, die durch die Schicht II mit 67 m/sec gelaufen sind (punktierte Gerade). Die gestrichelte Gerade gibt die Periode der Wellen wieder, die durch die Schicht I gelaufen sind, die ausgezogene Linie die aus den beiden Wellen resultierende Periode. Im unteren Teil der Fig. 9 ist die Amplitude am Beobachtungsort abgebildet.

In der Zeit von 0 bis  $b$  kommen am Beobachtungsort nur Wellen mit gleicher Periode an. Die Periode ist gleich der Maschinenperiode. Die Amplitude kann einen beliebigen Wert zwischen der Summe und der Differenz der beiden einzelnen Amplituden annehmen, je nach der Phasendifferenz der beiden Wellen, die an der Station gleichzeitig eintreffen. Nach dem Zeitpunkt  $c$  kommen am Beobachtungsort gleichzeitig zwei Wellen mit sehr nahe konstanter Periodendifferenz an. Zwischen diesen Wellen treten Schwebungen der Amplitude auf. Die Amplitude schwankt zwischen der Summe und der Differenz der beiden einzelnen Amplituden. Die resultierende Periode liegt zwischen den Perioden der einzelnen Wellen und zwar näher der mit der größeren Amplitude (punktierte Gerade, durch die Schicht II mit 67 m/sec). Da die Schwingung mit höherer Frequenz (kleinerer Periode) die größere Amplitude hat, tritt im Amplitudenminimum sprunghafte Periodenverkürzung auf. Die Größe des Schwebungsintervalls richtet sich nach der Periodendifferenz der beiden Teilschwingungen. Streng genommen kann man

bei den einzelnen Schwingungen innerhalb eines Schwebungsintervalls nicht von Perioden sprechen, da die Dauer jeder Schwingung auch bei konstanten Teilfrequenzen von der Dauer der benachbarten etwas verschieden ist. In Fig. 9 ist diese Änderung der Periode im Amplitudenmaximum nicht merklich.

Bei den Berechnungen mit Schwebungen wird dadurch nichts geändert, daß statt konstanter Perioden sich gleichmäßig ändernde Perioden konstanter Periodendifferenz benutzt wurden. Die schematische Zeichnung (Fig. 9) wurde graphisch berechnet.

In Fig. 10 ist ein Ausschnitt der Registrierung wiedergegeben. Es sind gleichzeitig aufgenommen die Periode an der Maschine, die Bewegung des Bodens in 30 m Entfernung von der Maschine und eine Stimmgabel 50 Hz. Bei der Maschinenperiode erhält man einen gleichmäßigen Abfall von 0.118 bis 0.113 sec. Die Periode der Bodenbewegung am Beobachtungsort hat neben der gleichmäßigen Abnahme der Periode noch eine sprunghafte auf 0.105 sec im Amplitudenminimum.

*Zusammenfassung.* Es wurde im Gelände des Geophysikalischen Instituts Göttingen die Geschwindigkeit im Untergrund (oberer Muschelkalk) durch Maschinenschwingung bestimmt. In 3 km von der Maschine wurden die durch sie erregten Bodenschwingungen (3 Hertz) an drei Stationen mit gleichen Zeitzeichen aufgezeichnet. Aus der Phasendifferenz ergab sich die Geschwindigkeit im oberen Muschelkalk zu 1350 m/sec.

Im Leinetal ist die Geschwindigkeit der Maschinenschwingungen im Untergrund abhängig von der Frequenz (Dispersion). Eine von Köhler und Ramspeck aufgenommene Dispersionskurve wurde durch Messung bei 3 und 6 Hertz erweitert. Die experimentell gefundene Kurve wurde mit den theoretisch berechneten Kurven verglichen, wobei angenommen wurde, daß drei Schichten mit verschiedener Geschwindigkeit vorhanden sind.

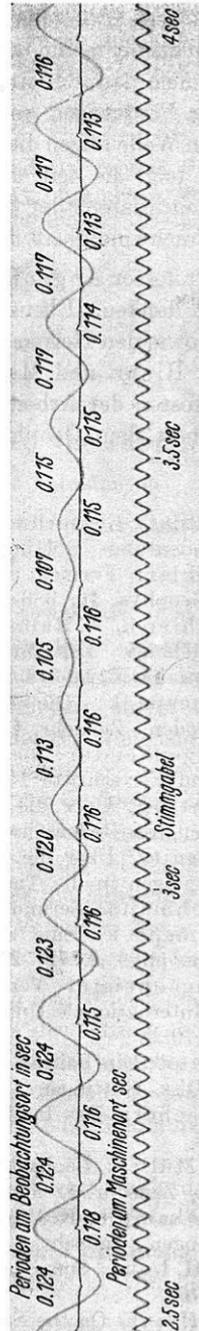


Fig. 10  
Registrierung eines Schwebungsintervalles (2:1 verkl.), vgl. Fig. 8: 2.5 bis 4 sec

Die gerade Linie mit Zeitmarken ist die Aufzeichnung der Periode am Maschinenort, die zugeschriebenen Zahlen bedeuten die einzelnen Periodenlängen in sec Bodenbewegung am Beobachtungsort. Stimmgabel 50 Hertz.

Beim Anlaufen der Maschine auf zweifach geschichtetem Boden wurden Schwebungen der Bodenschwingungen beobachtet. Denn die Energie breitet sich auf zwei Wegen (durch die obere und untere Schicht) mit den zugehörigen Geschwindigkeiten aus. Es kommen dadurch am Beobachtungsort gleichzeitig Schwingungen zweier verschiedener Frequenzen an. Aus Schwebungsintervall und der Frequenz der resultierenden Welle folgen diese beiden Teilfrequenzen. Aus dem Anlaufdiagramm der Maschine folgt die Zeit, die zu dieser Frequenzänderung benötigt wurde. Das ist die Laufzeitdifferenz der beiden Wellenzüge, aus der bei bekanntem Weg und bekannter Geschwindigkeit der oberen Schicht die der unteren folgt.

Herrn Professor Angenheister möchte ich für die Anregung und Förderung dieser Arbeit danken. Ebenso danke ich Herrn Dr. Köhler für manchen wertvollen Rat, sowie den Herren Dr. Ramspeck, Dr. Gerecke, Dr. Lorenz und den Mechanikern Riehn und Magerkurt für ihre Hilfe.

Die Unkosten der Arbeiten wurden zum Teil bestritten aus Mitteln, die die Notgemeinschaft dem Geophysikalischen Institut zur Verfügung stellte.

### Literatur

1) R. Köhler: Eigenschwingungen des Untergrundes, ihre Anregung und ihre seismische Bedeutung. Göttinger Nachr. 1934, Bd. 1, Nr. 2.

2) R. Köhler: Formen der Bodenschwingung bei sinusförmiger Anregung. Zeitschr. f. Geophys. **10**, 386—387 (1934).

3) R. Köhler u. A. Ramspeck: Übertragung von Maschinenschwingungen auf Boden und Gebäude. Zeitschr. f. angew. Math. und Mech. **13**, 435 (1933); Zeitschr. f. techn. Phys. **14**, 512—514 (1933).

4) A. Ramspeck: Die Ausbreitungsgeschwindigkeit sinusförmiger elastischer Wellen im Boden. Zeitschr. f. Geophys. **10**, 387—388 (1934).

5) G. Angenheister: Ausbreitung von Maschinenschwingungen im Untergrund. Forschung und Fortschritte 1934, S. 260.

6) L. Mintrop: Über die Ausbreitung der von Massendruckern einer Großgasmaschine erzeugten Bodenschwingungen. Diss. Göttingen 1911.

7) G. Bornitz: Über die Ausbreitung der von Großkolbenmaschinen erzeugten Bodenschwingungen in die Tiefe. Berlin 1931. J. Springer.

8) W. Hohmann: Seismometrie im Dienste der Geophysik. Jao Nachrichten.

9) A. Ramspeck: Eine Schüttelplatte zur Untersuchung von Seismographen. Zeitschr. f. Geophys. **8**, 71—74 (1932).

10) G. Angenheister: Verwendung der Resonanzmethode bei seismischen Untersuchungen. Internationale Union für Geodäsie u. Geophys. Veröff. d. Zentralbüros, Serie A, Nr. 10.

11) J. Brand: Ein Beitrag zum Studium der Bodenbewegungen nicht seismischen Ursprungs. Diss. Göttingen 1925.

12) E. Wiechert: Das Institut für Geophysik der Universität Göttingen. Teubner 1906.

13) H. K. Müller: Beobachtung der Bodenbewegung in drei Komponenten bei Sprengungen. Zeitschr. f. Geophys. **10**, 40 (1934).

14) B. Brokamp u. K. Wölken: Bemerkungen zu den Beobachtungen bei Steinbruchsprengungen. Zeitschr. f. Geophys. **5**, 163—171 (1929).

15) A. E. H. Love: Some problems of geodynamics. Cambridge University Press 1911, Art. 176.

16) H. Jeffreys: On the Surface Waves of Earthquakes. Monthly Notices of the Royal Astronomical Society. Geophysical Supplement 1925, S. 280—282.

<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).