

Werk

Jahr: 1928

Kollektion: fid.geo

Signatur: 8 GEOGR PHYS 203:4

Werk Id: PPN101433392X_0004

PURL: http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PID=PPN101433392X_0004 | LOG_0085

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

früheren Veröffentlichung auf S. 269 bis 272 entwickelte Methode für rechteckige Querschnitte angewandt werden. Leider ist der Maximalwert der Krümmungsgröße unsicher, er wurde zu $35 \cdot 10^{-9}$ angenommen, der Maximalwert des

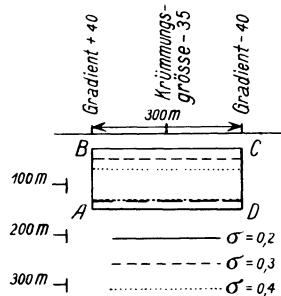


Fig. 6.

Gradienten zu $40 \cdot 10^{-9}$. Die Resultate für die Dichteunterschiede $\sigma = 0,2, 0,3, 0,4$ sind in Fig. 6 wiedergegeben. Der Dichteunterschied 0,4 kommt dem zwischen Diluvium und der Devonscholle am nächsten und man erhält wieder schätzungsweise eine Tiefe von 60 m. Bei nicht senkrechtem Ansteigen ist die Tiefe nicht so groß.

Die Tiefe wird noch geringer, wenn man einen kleineren Abstand zwischen den Extremen des Gradienten annimmt. Da die Messungen eine genaue Festlegung des Überganges vom Gradientenmaximum zum Minimum nicht erlauben, ist eine derartige Annahme vielleicht gerechtfertigt. So kann man ohne Zwang zu einer Tiefe von 20 bis 30 m kommen. Eine solche Tiefe ist mit der oben skizzierten Annahme über die Herkunft der Devonscholle von Schobüll sehr wohl verträglich.

Literatur.

1) H. Reich: Zur Frage der regionalen magnetischen Anomalien Deutschlands, insbesondere derjenigen Norddeutschlands. Zeitschr. f. Geophys. 4, 84—102 (1928).

2) Karl Jung: Die Bestimmung von Lage und Ausdehnung einfacher Massenformen unter Verwendung von Gradient und Krümmungsgröße. Ebenda 3, 257—280 (1927).

Aufsätze.

Zeitvergleich mittels Rußschreibers.

Von Franz Lotze in Göttingen. — (Mit zwei Abbildungen.)

Es wird eine für Uhrgangsbestimmungen geeignete Methode zur Registrierung von Zeitzeichen mittels Rußschreibers angegeben.

Eine ständige Registrierung von Zeitzeichen zum Zwecke von Uhrgangsbestimmungen hat bei Benutzung photographisch registrierender Chronographen außer anderem den Nachteil erheblicher Kostspieligkeit, wenn man größere Laufgeschwindigkeit anwenden und die drahtlosen Zeitsignale in ihrer ganzen Länge ausnutzen will. So würde man bei Laufgeschwindigkeiten von nur 5 bis 10 cm pro Sekunde zu einer vollen Registrierung bereits weit mehr als 10 m Film benötigen. Eine solche durch die Kostenfrage bedingte Beschränkung kann für gewisse Zwecke, wie Vergleich von Uhren untereinander usw., von Nachteil sein.

Es erschien darum nicht ohne Wert, eine Registriermethode auszuarbeiten, die die Nachteile der photographischen Methode vermeidet. Es war naheliegend, den immer sehr sicher und billig arbeitenden Rußschreiber anzuwenden, für den die folgende Arbeitsweise erprobt wurde:

Die drahtlosen Zeitzeichen werden mit einer gewöhnlichen Empfangsapparatur aufgenommen und betätigen ein sehr empfindliches, auf Stromschwankungen von 0.5 Milliampere ansprechendes Relais*). Dieses schließt während der einzelnen Zeitsignale einen Stromkreis, in welchem eine Batterie von 4 Volt und ein Elektromagnet E_1 (s. Fig. 1) liegt. Bei Stromschluß zieht

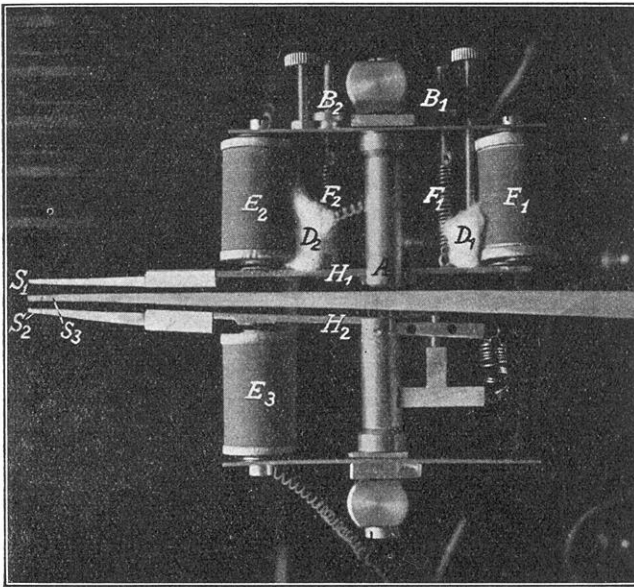


Fig. 1. Registrierapparatur, senkrecht von oben gesehen.

dieser den um die Achse A drehbaren Hebel H_1 an, welcher mittels einer Schreibspitze S_1 auf beruhtem Papier schreibt, das von zwei durch ein Uhrwerk betriebenen Walzen transportiert wird. Die Laufgeschwindigkeit des Papiers ist variierbar zwischen 1 cm und 30 cm pro Sekunde; die Abmessungen des Papiers sind derartig, daß eine etwa 13 m lange Registrierkurve gewonnen werden kann.

An dem gleichen Hebel H_1 greift auf der anderen Seite der Achse A ein zweiter Elektromagnet E_2 an, welcher in einem Stromkreis liegt, der vermittelt eines Relais von der Uhr, deren Gang bestimmt werden soll, im Sekundentakte geöffnet und geschlossen wird. Der Hebel H_1 wird von dem Magneten E_2 nach rechts, von E_1 nach links bewegt. Aus beiden Ausschlagsstellungen wird

*) Herrn Dr. Witte danke ich bestens für manche radiotechnischen Ratschläge.

er wieder in die Ruhelage durch zwei Federn F_1 und F_2 zurückgezogen. Außerdem sind zwei dämpfende Wattebüsche D_1 und D_2 angebracht, durch die gleichzeitig die Ausschlagweite des Hebelarmes reguliert werden kann. Da die elektromagnetischen Kräfte durch in den Stromkreis gelegte Widerstände, die Federspannungen durch die Schrauben B_1 und B_2 und die Hebelausschläge durch D_1 und D_2 regulierbar sind, lassen sich alle an dem Hebelarm H_1 angreifenden Kräfte so ausbalancieren, daß eine einwandfreie Registrierung von Uhrsekunden und drahtlosen Zeitzeichen in Überlagerung ermöglicht ist.

An einem zweiten Schreibhebel H_2 , der die Schreibspitze S_2 trägt, greift ein dritter Elektromagnet E_3 an, welcher mit E_1 in Serie geschaltet ist, also vermittelt des zuerst erwähnten Relais die gleichen drahtlosen Zeitsignale wie E_1 erhält. S_2 schreibt also die Zeitzeichen noch einmal für sich besonders auf. Dieses dient zur Erleichterung der Auswertung.

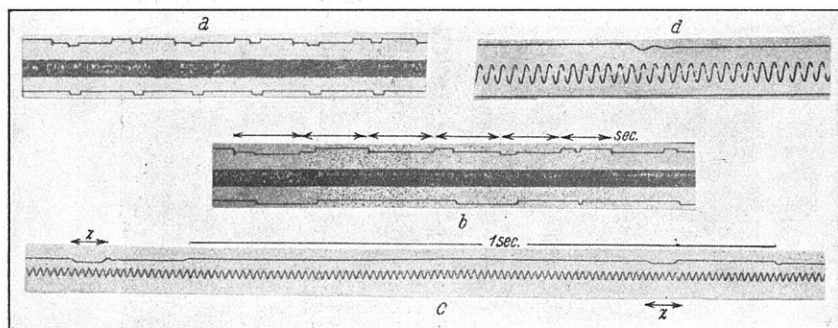


Fig. 2a bis 2d. Ausschnitte aus Diagrammen (nach photographischen Pausen).
Verkleinert auf etwa 0.63 nat. Gr.

Außerdem werden von dem Schreibstift S_3 , der zwischen S_1 und S_2 angebracht ist, die Schwingungen einer elektrisch angeregten Stimmgabel aufgezeichnet, die eine Frequenz von rund 90 Schwingungen pro Sekunde besitzt.

Die Fig. 2a und 2b zeigen Diagramme von Registrierungen bei einer Laufgeschwindigkeit von etwa 13 mm/sec, aus denen man das Arbeiten der Registriervorrichtung ersehen kann. Es handelt sich um Ausschnitte aus Aufnahmen von Pariser und Nauener Zeitzeichen. Die obere treppenförmige Kurve enthält Uhrsekunden und Zeitzeichen überlagert, während die untere eine gesonderte Registrierung der Zeitzeichen gibt, so daß die Auswertung der oberen Kurve keine Schwierigkeiten macht (siehe die Angaben der Figuren). Das breite Band in der Mitte stellt die Aufzeichnung der schwingenden Stimmgabel dar, die erst bei größeren Laufgeschwindigkeiten Bedeutung gewinnt.

In Fig. 2c ist ein Stück einer Aufnahme des Nauener Koinzidenzzeichens wiedergegeben, die bei einer Laufgeschwindigkeit von 122 mm/sec gemacht ist. Das Diagramm zeigt eine volle Sekunde mit einem eingeschalteten und einem vorausgehenden Koinzidenzzeichen (x in der Figur). Fig. 2d erweist, daß auch

noch bei einer Laufgeschwindigkeit von 217 mm/sec die Abrisse der Zeichen genügend scharf sind.

Um das für eine Registrierung zur Verfügung stehende Rußpapier weitgehend ausnutzen zu können, verfährt man so, daß man im allgemeinen geringe Geschwindigkeit anwendet und dieselbe bei den zwischen 12^h 58^m und 13^h alle 10 Sekunden erfolgenden Nauener Zeitsignalen jedesmal erhöht, um nach Aufzeichnung der 10 sec-Zeichen sofort abzustoppen. Bei den Koinzidenzzeichen gibt man der Geschwindigkeit nur größere Beträge während der Zeitspanne, in der eine Koinzidenz erfolgt*).

Die Auswertung der Registrierung geschieht in folgender Weise: In der Überlagerungskurve wird das Intervall zwischen Sekunde und Zeitzeichen mit einem scharfen Stechzirkel abgegriffen und an die Stimmgabelkurve gelegt. Die beiden Endpunkte werden hier durch feine Stiche markiert. Dann wird das Intervall durch Abzählung der Stimmgabelschwingungen bestimmt, wobei man sich eines für die betreffende Laufgeschwindigkeit geeigneten Zählmaßstabes bedienen kann.

Der mittlere Fehler einer Ablesung kann unter diesen Bedingungen bei Laufgeschwindigkeiten von etwa 15 cm auf weniger als ± 0.001 sec herabgedrückt werden. Die Registriergenauigkeit ist im allgemeinen nicht ganz so groß, da durch das Arbeiten der Relais, der Elektromagneten, des Empfängers usw. inkonstante Verzögerungen auftreten können. Allerdings lassen sich diese bei einer genauen Kontrollierung der Ströme durch eingelegte Meßinstrumente weitgehend regulieren.

Für die Registrierung von Zeitzeichen aber genügt auch ohne besondere Vorsichtsmaßregeln die Registriergenauigkeit vollauf, da, wie Mahnkopf**) kürzlich noch besonders betonte, die Ungenauigkeit der Zeitzeichen bzw. der Zeitzeichenkorrektur eine höhere Registriergenauigkeit schon von selbst illusorisch macht.

Da aber eine Steigerung der Registriergenauigkeit für den Vergleich von Uhren untereinander usw. einen Sinn hat, sind systematische Untersuchungen über die Größe der Fehlerquellen und ihre Vermeidung im Gange.

*) Die Regulierung der Geschwindigkeit wird einstweilen noch durch den Beobachter selbst vorgenommen, läßt sich aber leicht auch automatisch bewerkstelligen.

**) Diese Zeitschrift 4, 203 (1928).

Registrierung von radio-gegebenen Zeichen.

(Zu den von der Notgemeinschaft der deutschen Wissenschaft unterstützten Arbeiten gehörig.)

Von **B. Brockamp**, Göttingen. -- (Mit zwei Abbildungen.)

In Heft 5 der Zeitschrift für Geophysik berichtet Herr Dr. Köhler, Potsdam, über eine Apparatur zur Registrierung von Zeitzeichen. Seit dem Frühjahr dieses Jahres arbeiten wir mit einer sehr ähnlichen Apparatur, wie sie Herr Dr. Köhler beschreibt. Über die Ergebnisse der Untersuchungen nach dieser Seite hin habe ich unter dem 16. Juni 1928 an die Notgemeinschaft der deutschen Wissen-

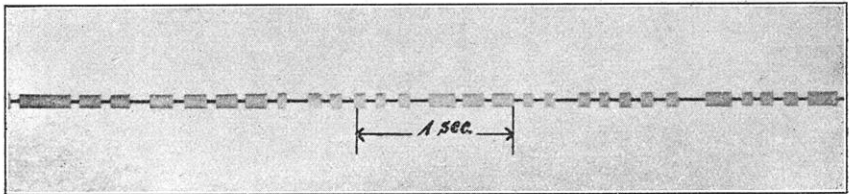


Fig. 1.

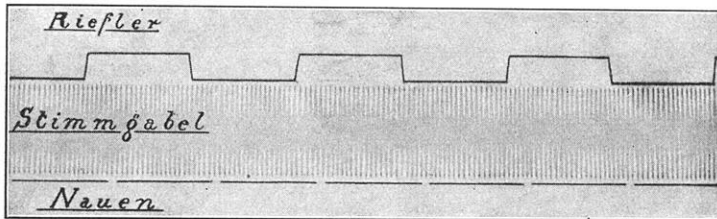


Fig. 2.

schaft berichtet und am 8. August in einer Sitzung der Sprengkommission darauf hingewiesen, daß wir bei den Schallsprengungen am 17. Juli die Zeitzeichen, die für die Schallbeobachtungen in Weimar gegeben wurden, bis Schneidemühl hin (Entfernung Weimar—Schneidemühl etwa 500 km) registrieren konnten.

Die von Herrn Dr. Witte und mir benutzte erste Apparatur beruht darauf, daß beim Empfang von Zeichen eine vom Anker eines Lautsprechermagnet-systems ausgehende Stoßstange einen Spiegel, der an einem Platin-Iridium-gehänge befestigt ist, bewegt. Da bei dieser Apparaturanordnung die Einsätze zwar scharf, die Abrisse aber zu wünschen ließen — bei großen Lautstärken schaukelt das Gehänge arg auf —, wurde eine Gummidämpfung angebracht und so wesentlich bessere Registrierungen erzielt. Um betriebssichere Feld-instrumente zu erhalten, ging ich dazu über, mit der Stoßstange fest verbundene

Biegefedern zu verwenden. Benutzt wurden Federn aus Stahl, Phosphorbronze, Tombak und Münzmetall. Federn aus den beiden letztgenannten Legierungen haben sich besonders bewährt. Die Stärke der Federn beträgt an der Biegestelle 50μ ; sie sind trotz der geringen Stärke durch die ihnen gegebene Form sehr stabil. Die geringe Trägheit und die guten elastischen Eigenschaften der Federn erlauben, sehr schnell gegebene Zeichen und Töne der verschiedensten Frequenz mit scharfem Einsatz und Abriß zu registrieren.

Bei Feldarbeiten hat sich die beschriebene Apparatur gut bewährt. So wurden, wie schon eingangs erwähnt, die Weimarer Zeichen in Schneidemühl registriert. Des öfteren haben wir die Pariser und Nauener Zeitzeichen zum Uhrenvergleich aufgenommen. Bei erdseismischen Sprengungen (mehrere Außenstationen) konnten ebenfalls die radio-gegebenen Zeiten registriert werden.

Bei zuverlässig laufendem Lichtschreiber mit hinlänglich hoher Laufgeschwindigkeit und unter Zuhilfenahme von Stimmgabelschwingungen läßt sich so eine Zeitangabe bzw. ein Zeitvergleich, wie sie für seismische und andere Felduntersuchungen (Schwermessungen?) erforderlich sind, ermöglichen.

Ein elektromagnetisches Meßverfahren zur Erforschung des Stromverlaufs eines dem Erdboden mittels zweier Elektroden zugeführten Wechselstromes.

Von **H. Haalek**, Berlin-Lichterfelde. — (Mit sieben Abbildungen.)

Bei den elektromagnetischen Bodenerforschungsmethoden bildet der Einfluß der stromdurchflossenen Leitungen auf das Aufnahmegerät einen Faktor, den man nach Möglichkeit beseitigen oder in Rechnung stellen muß. Im folgenden wird eine Messungsmethode angegeben, wie man mit Hilfe verschiedener Leitungsanordnungen im Gelände die Intensität und Richtung des allein vom Erdstrom herrührenden Magnetfeldes bestimmen kann mit Hilfe einfacher Richtungsmessungen. Ebenfalls ergibt sich ein Maß für die Größe der Wirkung des im Erdboden fließenden phasenverschobenen Induktionsstromes. Das Ergebnis einer Versuchsmessung wird mitgeteilt.

Vom Generator G (Fig. 3) ist der eine Pol direkt an die Elektrode E_1 angeschlossen; die Zuleitung zur zweiten Elektrode E_2 wird bei A verzweigt und beiderseitig in gleicher halbrechteckiger Form um das Untersuchungsgebiet herumgeführt. Im Erdboden fließt einmal der direkte Elektrodenstrom zwischen E_1 und E_2 (im Prinzip durch Fig. 1 dargestellt), außerdem die durch die beiden Leitungszweige L_1 und L_2 im Erdboden induzierten Ströme, welche ein Wirbel-feld bilden und in der Phase um etwa 90° verschoben sind (im Prinzip durch Fig. 2 dargestellt; in Wirklichkeit überdecken sich die Felder, auch fließen außerhalb des Leitungsnetzes Induktionsströme usw.). Die außerdem noch im

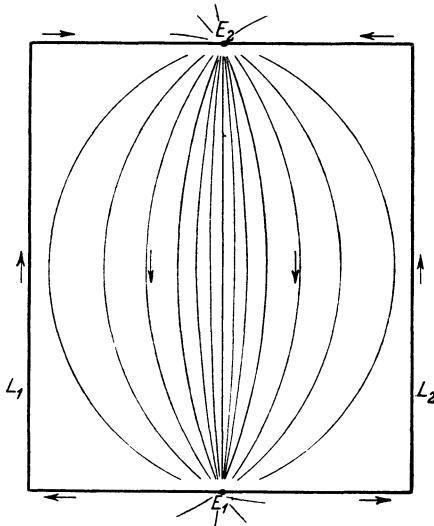


Fig. 1.

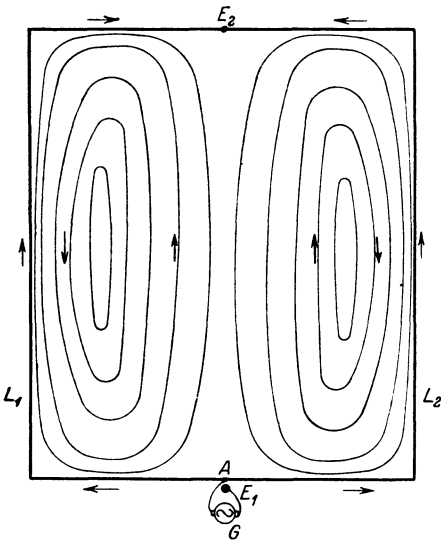


Fig. 2.

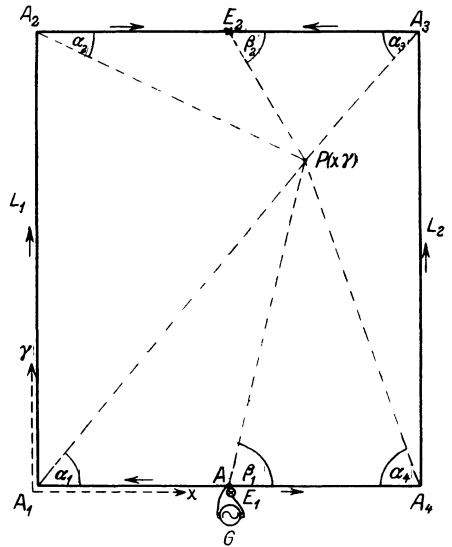


Fig. 3.

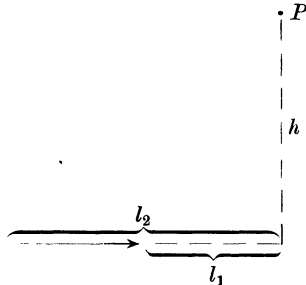
Untergrund erzeugten Ströme, welche ihren Ursprung in der induzierenden Wirkung der einzelnen Stromfäden aufeinander und in den kapazitiven Wirkungen haben, können bei niederfrequentem Strom praktisch vernachlässigt werden.

Es werde zunächst das magnetische Feld der Zuleitungen im Punkt $P(x, y)$ berechnet. Untersuchungsgebiet und Leitungsnetz werden als in gleicher Ebene liegend vorausgesetzt.

$$\begin{aligned} A_1 A_3 &= A_3 A_4 = a, \\ A_1 A_4 &= A_2 A_3 = b. \end{aligned}$$

Die Lage des Koordinatensystems und der einzelnen Winkel α und β zeigt Fig. 3.

Die Feldstärke F eines Leitungsstückes $l = l_2 - l_1$ ist:



$$F = i \int_{l_1}^{l_2} \frac{h}{(l^2 + h^2)^{3/2}} dl = \frac{i}{h} \left\{ \frac{l_2}{\sqrt{l_2^2 + h^2}} - \frac{l_1}{\sqrt{l_1^2 + h^2}} \right\}.$$

Für die Feldstärke in P folgt dann durch Summation der Wirkung der einzelnen Leitungsstücke:

$$F = i_1 \left\{ \begin{aligned} & \frac{\sin \alpha_1 + \sin \alpha_2}{x} - \frac{\sin \alpha_3 + \sin \alpha_4}{b-x} \frac{i_2}{i_1} \\ & + \frac{1}{y} \left[\cos \alpha_1 - \cos \beta_1 - \frac{i_2}{i_1} (\cos \alpha_4 + \cos \beta_1) \right] \\ & + \frac{1}{a-y} \left[\cos \alpha_2 - \cos \beta_2 - \frac{i_2}{i_1} (\cos \beta_2 + \cos \alpha_3) \right], \end{aligned} \right\} \dots \dots \dots (1)$$

wobei i_1 die Stromstärke in der Leitung L_1 und i_2 diejenige in L_2 bedeutet.

Unter Annahme folgender numerischer Werte:

$$\begin{aligned} b &= 1, \\ a &= \frac{3}{2}, \\ i_2 &= i_1 = 1 \end{aligned}$$

zeigt Fig. 4 die Linien gleicher magnetischer Feldstärke in Einheiten von i_1/b . Die horizontale Komponente ist Null und der magnetische Vektor des Leitungsfeldes ist stets vertikal (positiv nach unten) gerichtet. Ein Profil etwa durch die Mitte der Elektrodenbasis gibt, wenn man den Einfluß der beiden Leitungen für sich darstellt, folgendes Bild (Fig. 5):

Messungen in der Nähe der Leitungen sind sehr leicht fehlerhaften Einflüssen zugänglich. Da der Einfluß der Leitungen sehr groß ist, so gehen kleine Unregelmäßigkeiten, wie z. B. Durchhängen der Leitung, Gelände-

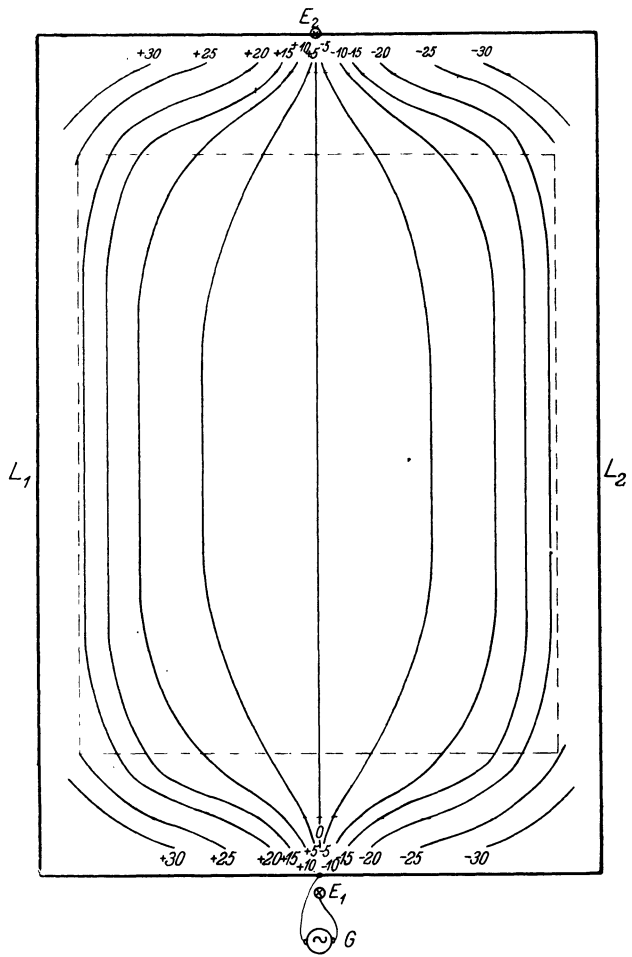


Fig. 4.

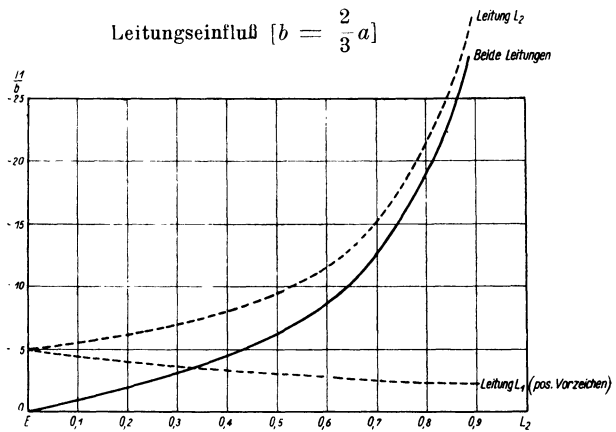


Fig. 5.

unregelmäßigkeiten, kleine Unregelmäßigkeiten in der Richtung usw., sehr stark in die Neigung bzw. Richtung des Rahmens ein und können daher, wenn sie nicht genau beachtet werden, unter Umständen Ursache von Irrtümern bilden. Es ist daher zweckmäßig, die Leitungen so weit um das Untersuchungsgebiet (in Fig. 4 gestrichelt gezeichnet) herumzuführen, daß der Abstand der Meßpunkte von der Leitung genügend groß bleibt. Der Fig. 4 nach muß dieser mindestens eine Größe von $0.08 b$ bzw. $0.15 a$ haben.

Der Leitungseinfluß auf das Aufnahmegerät ist für die Elektrodenbasis gleich Null. Um ihn für das ganze Untersuchungsgebiet bei den Messungen auszuschalten, kann man in folgender Weise vorgehen: Die Messungen werden längs Profilen parallel der Elektrodenbasis ausgeführt, wobei die Stromstärken in den beiden Leitungszweigen mit Hilfe eines regulierbaren Widerstandes in ein solches Verhältnis zueinander gebracht werden, daß der Leitungseinfluß sich für das betreffende Profil gerade aufhebt. Die Bedingung dafür ist $F = 0$. Für den mittleren Teil (angenähert bis etwa $0.2 a$, Abstand von der Leitung) ergibt sich:

$$\frac{i_1}{i_2} = \frac{x}{b-x} \dots \dots \dots (2)$$

Messung und Berechnung des vom Erdstrom herrührenden Magnetfeldes kann auf folgende Weise geschehen:

Es sei α die Neigung des magnetischen Vektors an einem Punkte des Untersuchungsgebietes gegen die Horizontale, welche mit Hilfe des Induktionsrahmens in der bekannten Weise ermittelt wird*). Dann ist:

$$\text{tg } \alpha = \frac{Z}{H},$$

wo Z die vertikale, H die horizontale Komponente des totalen magnetischen Vektors bedeutet. Es bedeute jetzt:

- $i \cdot Z$ = vertikale Komponente des magnetischen Feldes des Erdstromes,
- $i_1 \cdot Z_1$ = " " " " " " der Leitung L_1 .
- $i_2 \cdot Z_2$ = " " " " " " " " " L_2 ,
- $i \cdot H$ = horizontale " " " " " des Erdstromes,

wobei $i = i_1 + i_2$ die gesamte Stromstärke bedeutet.

- α = Rahmenneigung in der Minimumstellung bei Ausschaltung des Leitungszweiges L_2 ,
- β = " " " " " " Ausschaltung des Leitungszweiges L_1 ,
- γ = " " " " " " Einschaltung beider Leitungszweige.

*) Auf den Einfluß der durch die Phasenverschiebungen der einzelnen Stromkomponenten gegeneinander verursachten unscharfen Minima, welche nur eine mehr oder weniger angenäherte Bestimmung der Richtung des totalen magnetischen Vektors ermöglichen, soll an dieser Stelle nicht näher eingegangen werden.

Es ist dann mit Annäherung, indem wir zunächst die Wirkung der induzierten Erdströme vernachlässigen und den Elektrodenstrom allein als wirk-samen Erdstrom annehmen:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{iZ + iZ_1}{i \cdot H} = \frac{Z + Z_1}{H} \dots \dots \dots (3 a)$$

$$\operatorname{tg} \beta = \frac{iZ + iZ_2}{i \cdot H} = \frac{Z + Z_2}{H} \dots \dots \dots (3 b)$$

$$\operatorname{tg} \gamma = \frac{iZ + i_1 Z_1 + i_2 Z_2}{i H} \dots \dots \dots (3 c)$$

Das Stromstärkeverhältnis in den beiden Leitungszweigen geht in die Messungen ein, die Stromstärke selbst fällt bei den elektromagnetischen Rich-

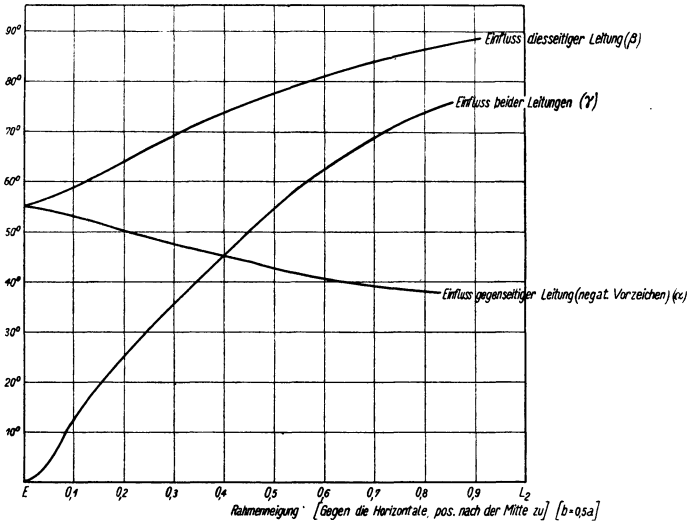


Fig. 6.

tungsmessungen heraus. α , β und γ sind durch Messung, Z_1 und Z_2 aus den Dimensionen der Leitung durch die Theorie bekannt. Die Unbekannten Z und H ergeben sich dann aus (3 a) und (3 b):

$$\left. \begin{aligned} H &= \frac{Z_1 - Z_2}{\operatorname{tg} \alpha - \operatorname{tg} \beta} \\ Z &= \frac{Z_1 \operatorname{tg} \beta - Z_2 \operatorname{tg} \alpha}{\operatorname{tg} \alpha - \operatorname{tg} \beta} = H \operatorname{tg} \alpha - Z_1 \end{aligned} \right\} \dots \dots \dots (4)$$

H und Z in Einheiten i/b (wie Z_1 und Z_2). Der Verlauf der Werte H und Z mit der Entfernung von der Elektrodenbasis ist bei homogenem Boden abhängig von dem Elektrodenabstand $E_1 E_2 = a$, dagegen nicht von der Breite b des Leitungsnetzes. Es ist daher richtiger, die Größen H und Z in Einheiten

von i/a auszudrücken. Eingesetzt in Gleichung (3c), ergibt sich für die Rahmenneigung, die mit γ' bezeichnet werde, bei Einschaltung beider Leitungszweige, wenn also tatsächlich kein Induktionsstrom im Erdboden vorhanden wäre:

$$\operatorname{tg} \gamma' = \frac{i \cdot Z + i_1 Z_1 + i_2 Z_2}{i \cdot H} = \frac{i_1 \operatorname{tg} \alpha + i_2 \operatorname{tg} \beta}{i} \dots \dots (5)$$

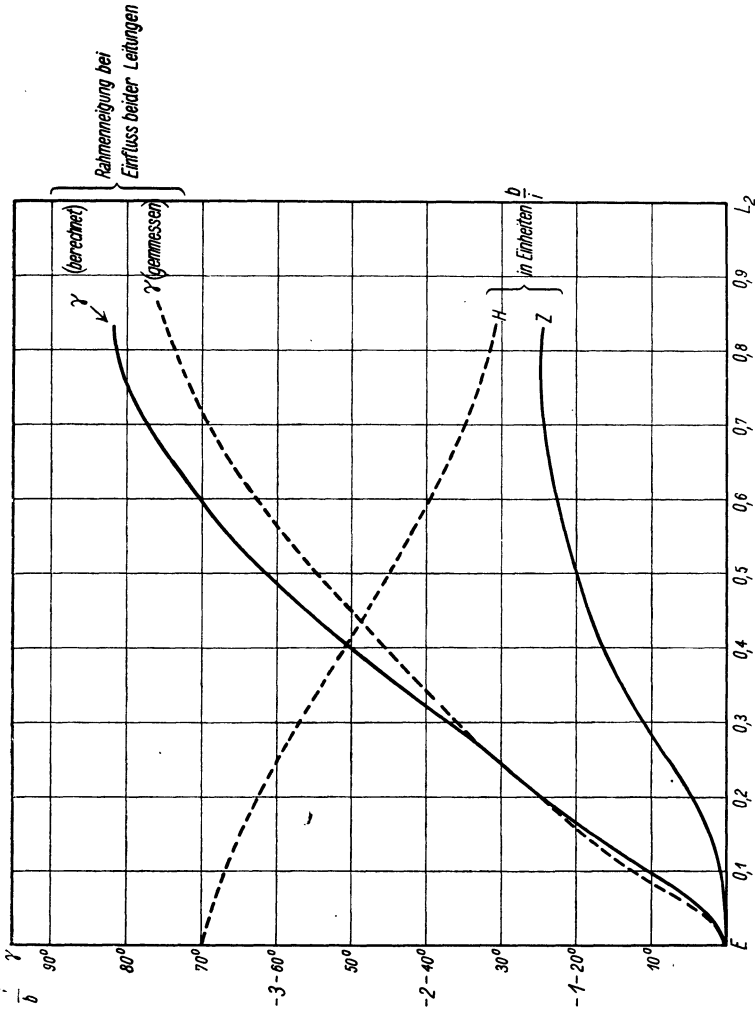


Fig. 7.

Da erfahrungsgemäß der Elektrodenstrom den Induktionsstrom bedeutend an Stärke übertrifft, so muß also γ' mehr oder weniger mit dem wirklich durch Messung gefundenen Wert γ übereinstimmen.

Um das Meßverfahren an einem praktischen Beispiel auszuprobieren, wurden die Messungen bei Gelegenheit einer elektrischen Vermessung in der

beschriebenen Weise längs einiger Profile ausgeführt*). Unter Vernachlässigung einiger unbeträchtlicher Störungen wurden Mittelbildungen vorgenommen, um möglichst die Verhältnisse bei ungestörtem Untergrund**) zu erhalten. Fig. 6 zeigt die in der beschriebenen Weise gemessenen Werte von α , β und γ graphisch dargestellt, Fig. 7 die nach den Gleichungen (4) und (5) berechneten Werte von H , Z und γ' und ebenfalls die gemessenen Werte von γ .

Um ein Bild von der Größe der einzelnen Komponenten des magnetischen Vektors zu bekommen, brauchen wir nur die numerischen Werte einzusetzen:

$$i = i_1 + i_2 = 0,8 \text{ Amp.} = 0.08 \text{ cgs,}$$

$$b = 1.5 \text{ km,} \quad a = 2.7 \text{ km.}$$

Dann ergibt sich (in $\gamma = 10^{-5}$ cgs):

$b - x$ (in m)	$i_1 \cdot Z_{l_1}$	$i_2 Z_{l_2}$	$i_1 Z_{l_1} + i_2 Z_{l_2}$	$i \cdot H$	$i \cdot Z$	$\gamma' - \gamma$
750	+ 0.13	— 0.13	0	+ 0.19	0	0°
600	+ 0.11	— 0.16	— 0.05	+ 0.17	+ 0.01	2
450	+ 0.09	— 0.21	— 0.12	+ 0.13	+ 0.04	5
300	+ 0.08	— 0.30	— 0.22	+ 0.11	+ 0.06	8
150	+ 0.06	— 0.57	— 0.51	+ 0.08	+ 0.07	7,5

Der Einfluß des Leitungsnetzes auf das Aufnahmegerät überwiegt also — außer bis zu einem Abstand von etwa $300 \text{ m} = b/5$ von der Elektrodenbasis — den Einfluß des Erdstromes erheblich. Schaltet man nur einen Leitungszweig ein, so ist in diesem Falle das magnetische Feld dieses Leitungszweiges in 1000 m Entfernung (in diesem Falle $2 i_1 \cdot Z_{l_1} = 0.19 \gamma$, da der gesamte Strom $i = i_1 + i_2$ jetzt durch diese eine Leitung fließt) noch fast ebenso groß wie das maximale magnetische Feld des Erdstromes in der Elektrodenbasis.

Die Tatsache, daß der Leitungsstrom einen so überwiegenden Einfluß auf die elektromagnetischen Messungen ausübt, ist aus zwei Gründen sehr wichtig: erstens weil sich Unregelmäßigkeiten in der Leitungsführung (Richtungsänderungen, Höhenunregelmäßigkeiten od. dgl.) weithin in den Messungen bemerkbar machen, zweitens weil Ungleichheiten in der Leitfähigkeit des Untergrundes, welche aufzusuchen die Aufgabe der elektrischen Bodenforschung ist, sich mit wachsendem Leitungseinfluß um so geringer bemerkbar machen***).

Der Einfluß des im Erdboden fließenden phasenverschobenen Induktionsstromes, welcher sich — abgesehen von dem unscharfen Minimum — in der Größe $\gamma' - \gamma$ zu erkennen gibt, ist bei dem vorliegenden Versuch in der ersten Hälfte zwischen Elektrodenbasis und Leitung nicht merklich, nimmt dann mit der Annäherung an die Leitung zu; im Maximum beträgt er etwa 8°.

*) Aus einer von der Exploration G. m. b. H. durchgeführten elektrischen Vermessung im Erzgebirge.

**) Der Strom war im wesentlichen an die Oberflächenschicht gebunden.

***) Darüber soll in einem späteren Aufsatz berichtet werden.

Die Stärke des Induktionsstromes ist der Frequenz w des benutzten Wechselstromes proportional. Würde man also die Messungen mit anderen Stromfrequenzen wiederholen (dabei sind natürlich, um innerhalb der für die Hörbarkeit der Telephone günstigen Tonfrequenzen zu bleiben, Grenzen gezogen), so könnte man aus den sich ergebenden Unterschieden von $\gamma' - \gamma$ Schlüsse über den Verlauf des Induktionsstromes im Untergrund ziehen. Praktisch hat dieser Umstand freilich wohl kaum eine Bedeutung.

Die bebenauslösende Wirkung der Sonnenflecken, gezeigt an der sogenannten elfjährigen Periode.

Von **Otto Myrbach**, Wien. — (Mit zwei Abbildungen.)

Der Gang der Jahresfrequenz der in Wien registrierten Beben rechtfertigt — in Nah- und Fernbeben zerlegt — die Hypothese, daß Sonnenflecken Erdbeben auslösen können. Als Schulbeispiel für die Auslösung angesammelter Spannungen beim Aufleben der Flecken dient das Japanbeben vom 1. September 1923.

Der vorliegenden Mitteilung liegt wieder das mir von Herrn Prof. Conrad freundlichst zur Verfügung gestellte seismometrische Beobachtungsmaterial der Wiener Warte zugrunde. Bevor ich in späteren Mitteilungen nochmals auf die Fragen zurückkomme, die ich in meiner ersten Mitteilung angeschnitten habe, möchte ich diesmal nur kurz an der sogenannten elfjährigen Sonnenfleckenperiode zeigen, daß der Verlauf der Bebenfrequenz für eine Auslösung durch Sonnenflecken spricht.

Ich wende hier die deduktive Beweisführung an und will die Folgerungen, die sich aus der Annahme einer Bebenauslösung durch Flecken ergeben, an den Tatsachen nachprüfen. In welcher Weise muß die Jahressumme der Erdbeben auf den säkularen Gang der Sonnenflecken reagieren, wenn obige Annahme richtig ist?

Die unmittelbare Ursache für Erdbeben sind wohl anerkanntermaßen Spannungen in der Erdrinde. Sobald diese an irgend einer Stelle einen gewissen Schwellenwert überschreiten, werden die molekularen Energien in kinetische umgesetzt. Die Spannungen brauchen also bis zum Eintritt des Bebens eine gewisse Reifezeit. Tritt zu diesem endogen-terrestrischen Vorgang eine auslösende Kraft von außen hinzu, so braucht die Spannung nicht bis zum Schwellenwert zu reifen, sondern das Beben tritt schon früher ein. Für die jährliche Summe der Beben ergibt sich daraus folgender Schluß: Wenn die Erdkruste ohne äußere Störung ihrer eigenen, inneren Entwicklung überlassen bleibt, also nach unserer Annahme: bei geringer Sonnentätigkeit, werden alle Spannungen bis zum höchstmöglichen Schwellenwert anwachsen, es wird also seltener zu Beben kommen, dafür werden die zustande gekommenen Beben sehr stark sein

und dabei werden große kinetische Energien frei werden, es wird darum den Bebenwellen leichter sein, sich bis zu großen Entfernungen in einer Intensität fortzupflanzen, auf die Seismographen noch ansprechen. Es müßte also bei Fleckenarmut die Weltsumme der Beben gering, ihre mittlere Intensität aber groß sein. Um nicht mißverstanden zu werden, muß ich betonen, daß ich hier ausschließlich die Intensität des Bebens, nicht aber die Wellenamplitude des Diagramms im Auge habe!

Eine auslösende Kraft der Sonnenflecken müßte nun in folgendem Sinne wirken: die Beben werden schon ausgelöst werden, noch ehe der Schwellenwert erreicht ist. Sie werden dann keine solche Intensität mehr haben, dafür muß die Weltsumme der Beben größer werden, denn es werden auch schon geringe Spannungen zur Auslösung gelangen, die unter ungestörten Verhältnissen vielleicht gar nicht zu Beben geführt hätten. Und die häufigere Auslösung schafft neue Gelegenheiten zur Bildung neuer Spannungen. Wir haben also bei Fleckenreichtum vermehrte Weltsumme der Beben bei verminderter mittlerer Stärke zu erwarten.

Kompliziert werden die Verhältnisse, wenn wir die Weltsumme nicht kennen, sondern nur die Zahl der an einem Ort registrierten Beben. Da haben wir folgendes Verhalten zu erwarten: Die — in Wien — beobachteten Nahbeben (mit einer Herddistanz bis zu 1000 km) werden in erster Linie durch Frequenzzunahme auf verstärkte Auslösung reagieren. Zu diesen Nahbeben kommen aber noch die Fernbeben und deren Wellen werden um so häufiger bis Wien vordringen, je stärker sie sind. Obwohl also die Weltsumme der Beben bei ungestörter terrestrischer Reifung der Spannungen kleiner sein wird, muß unter solchen Umständen die Zahl der an einer Stelle registrierten Fernbeben größer sein. Die Nahbeben hingegen werden bei Fleckenarmut an einer Station (die wie Wien nicht in einem Hauptbebengebiet der Erde liegt) selten sein, weil die Spannungen in solcher Zeit Ruhe zur Reifung haben. Sobald aber dann eine regere Fleckentätigkeit der Sonne einsetzt, werden wir ein jähes Ansteigen der Nahbebenhäufigkeit zu erwarten haben, weil nun die während des Fleckenminimums herangereiften Spannungen der Reihe nach ausgelöst werden. Das Frequenzmaximum der Nahbeben ist also unbedingt vor dem Fleckenmaximum im ansteigenden Ast der Fleckenkurve zu erwarten. Denn, wenn einmal alle reifen Spannungen von dem vorangehenden Minimum her ausgelöst sind, kann auch das Fleckenmaximum keine Vermehrung mehr bringen.

Prüfen wir diese Folgerungen am Material: Die zweite Kurve (*A*) der Fig. 1 gibt den nach der Formel $\frac{a + 2b + c}{4}$ ausgeglichenen Häufigkeitsverlauf aller in Wien registrierten Beben. Die nächste Kurve (*B*) verbindet die Häufigkeiten der Nahbeben (ebenfalls ausgeglichen). Um nun aus der Summe aller Beben die Fernbeben möglichst rein herauszuschälen, habe ich zunächst die Zahlen der Nahbeben verdoppelt, um sie in der Größenordnung den Gesamtbebenzahlen anzunähern. Das kommt auf dasselbe hinaus, wie wenn ich den

Entfernungsradius für Nahbeben entsprechend vergrößert hätte. Diese verdoppelten Häufigkeiten sind dann von den Gesamthäufigkeiten abgezogen, die Differenzen ergeben als Anteil der Fernbeben die dritte Kurve. Schließlich ist zum besseren Vergleich mit dieser letzteren die Sonnenfleckenkurve mit umgekehrter Skala wiederholt.

Die Bestätigung der zu prüfenden Folgerungen aus der Auslösungshypothese ist eine vollkommene: der Anteil der Fernbeben geht fast genau parallel der verkehrten Fleckenkurve, d. h. zur Zeit des Fleckenminimums dringen am meisten ferne Beben bis Wien durch, folglich müssen sie durchschnittlich stärker sein, als zur Zeit des Fleckenmaximums, wenn nur wenige durchdringen.

Die Kurve der Nahbeben geht wahrscheinlich ungefähr parallel der unbekannteren Kurve der Weltsummen, da sich ja die Weltsumme aus lauter Nahbebensummen zusammensetzen ließe, wenn wir genügend viele Bebenwarten und ihr ganzes Material zur Hand hätten. Von der Welthäufigkeit wird darum voraussichtlich dasselbe gelten, was hier die Häufigkeit der Nahbeben zeigt, und was nach unseren Erwartungen sehr einleuchtend ist: das Maximum der Häufigkeit fällt auf den ansteigenden Ast der Fleckenkurve, weil da alle zur Zeit des Fleckenminimums angesammelten Spannungen zur Auslösung gelangen.

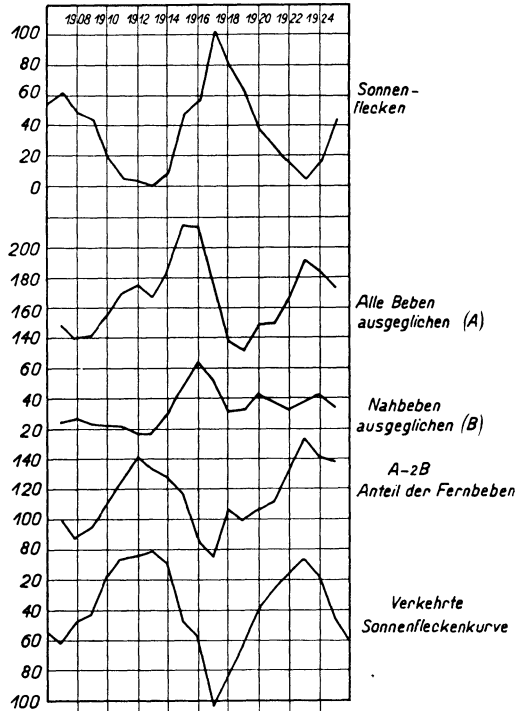


Fig. 1. Sonnenflecken und Frequenz der in Wien registrierten Beben.

Dasselbe, was ich hier für den säkularen Gang der Bebenhäufigkeit im Zusammenhang mit den Sonnenflecken gezeigt habe, dürfte auch für den Gang von Tag zu Tag gelten und wie nach ersterem ist auch nach letzterem die größte Gefahr für katastrophale Beben dann anzunehmen, wenn nach langer Zeit der Sonnenruhe Flecken heraufziehen. Diese Folgerung für den Gang der täglichen Beben wird zu überprüfen sein. Ich möchte nur ein besonders krasses Beispiel erwähnen.

Das letzte, hinter uns liegende Fleckenminimumjahr war 1923. Da war also die letzte Gelegenheit zur Heranreifung allergrößter Spannungen. Und

innerhalb dieses ruhigen Jahres mußten auch fleckenarme Zeiten am günstigsten sein. Eine solche günstige Zeitspanne war, wie die Fleckenkurve in Fig. 2 zeigt, Juli und August. Ich habe Herrn Direktor Brunner von der Züricher Sternwarte um eine Kopie des Sonnenbildes vom 1. September jenes Jahres gebeten. Er war so freundlich, es mir mit einigen Bemerkungen über die Entwicklung des Sonnenzustandes zu senden, wofür ihm hier herzlichst gedankt sei. Nach einer Zeit minimaler Fleckentätigkeit ist eine Gruppe von vier Flecken am 1. September 1923 auf der uns zugekehrten Seite der Sonne in einem Abstand von 37 bis 43° östlich vom Zentralmeridian und in 28 bis 30° Südbreite plötzlich entstanden. Die Bildung dieser neuen Gruppe scheint ausgereicht zu haben, um das bekannte Japanbeben, das so eine entsetzlich katastrophale Wirkung hatte, auszulösen. Gewöhnlich erfolgt — was Oddone*)

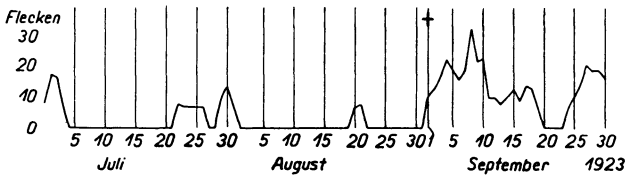


Fig. 2.

Sonnenfleckenverlauf und Japanbeben vom 1. September 1923.

gezeigt hat, und ich durch weitere Beiträge erhärten zu können hoffe — die Auslösung erst, wenn der Fleck durch den Zentralmeridian geht. Damals war die Spannung infolge des vorangehenden Fleckenminimums schon so gewaltig, daß die Auslösung schon früher erfolgte. Herr Prof. Wolfer war so liebenswürdig, auf meine Bitte nachzusehen, ob am kritischen Tage Fackeln den Zentralmeridian passiert haben. Das negative Ergebnis dieser Durchsicht scheint die erwähnte Fleckenbildung für die Auslösung des Bebens allein verantwortlich zu machen. Zur Zeit eines Fleckenminimums dürfte es darum in Bebengebieten sehr vorteilhaft sein, scharf auf das erste Wiederaufleben von Flecken zu achten.

Die Fleckenbildung der Sonne scheint demnach für unsere Erdkruste einen außerordentlich wohlthätigen Wachdienst auszuüben und Spannungen in der Regel auszulösen, bevor sie zu den furchtbarsten Dimensionen anwachsen.

*) E. Oddone: Tremblements de terre et taches solaires. Verh. Intern. Seism. Assoz. im Haag 1907, S. 213—243.

The action of wind on seismographs.

By Whipple. — (With one Fig.)

In an article published recently *) by Prof. Gutenberg he expresses the opinion that the disturbances which are produced in seismograms during gales are due to the direct influence of air currents on the instruments. According to Gutenberg the disturbances can be eliminated by shielding the seismographic pendulums from draughts. Probably this generalisation applies to seismographs at most observatories but it is certainly not verified by experience with the instruments at Kew. These instruments are Galitzin seismographs and it will be seen from the illustration that the oscillations produced by wind are at times very violent. The disturbance of the horizontal pendulums, which are designed to show the EW and NS movements of the ground, is much more marked than the disturbance of the vertical pendulum. Now the cover of the vertical pendulum is provided with openings to allow for the adjustments which have to be made day by day, whilst the covers of the horizontal pendulums are sealed by vaseline so that no draughts can reach the pendulums. Nevertheless these are the pendulums which are affected by wind. To confirm the view that air currents are not responsible for the pendulum movements an experiment recommended by Prof. Wilip was tried. An electric fan was operated near the door of the seismograph room and considerable air currents were produced. The seismograph showed no disturbance whatever.

There seems to be no reason to doubt that the large movements of the horizontal seismographs are due to the rocking of the ground. That the disturbance is so great may be explained by the special circumstances. The observatory is in an open park and is therefore fully exposed to the wind. Moreover, the ground is so low-lying that it is frequently flooded. The gravel a few metres below the surface is always saturated. The Galitzin instruments stand on a concrete pillar, which is isolated from the floor of the basement and rests on gravel. It appears that in a strong wind the whole building is tilted, the underlying stratum on which the foundations rest yields and the movement is conveyed thro the seismograph pillar. It is fortunate that winds which are strong enough to make the seismograms useless are rare; otherwise we should have to find a new site for the instruments.

The illustration shows portions of the three seismograms for January 29th, 1928. During the day there was a South wind of 7 to 12 metres per second. Such a wind affects the N—S seismograms much more than the E—W. An East wind or a West affects both seismographs equally. This seems to show

*) Zeitschr. f. Geophys. 4, 246 (1928).

that the building does not tilt so readily East and West as North and South. It may be remarked that mere draughts in the seismograph room would not show such selective action.

It is of interest to ascertain how much tilting is required to account for the movements of the pendulums. A rough estimate can be made without any close consideration of the theory of the pendulum movements. Consider, for

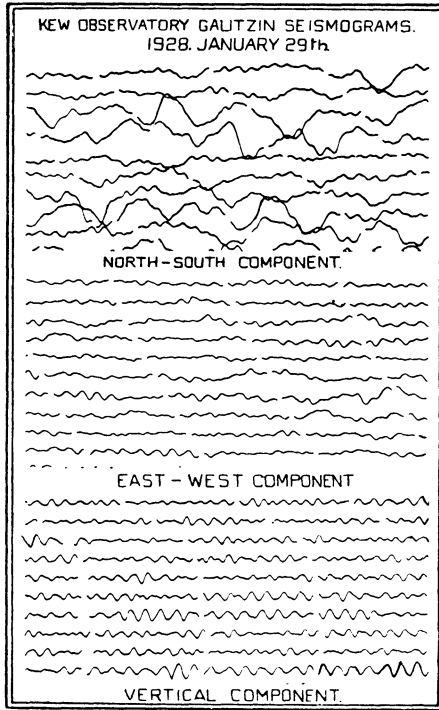


fig. 1.

instance, the case in which the wind-caused disturbance shows for one or two oscillations the period 40 seconds and an amplitude 2 cm. We know that if such oscillations had been due to teleseismic movements the periodic displacement of the ground would have had an amplitude 40 microns and the maximum acceleration of the ground would have been

$$\left(\frac{2\pi}{40}\right)^2 \cdot \frac{4}{10^3} \text{ cm/sec}^2 \text{ or } 10^{-4} \text{ cm/sec}^2.$$

The actual movement of the pendulum is due to the tilting of the pillar. Now tilting through an angle ψ is equivalent to changing the direction of gravity through that angle. The pendulum will swing in the same way as if the ground

had a horizontal acceleration $g \psi$. In this particular example the maximum value of the tilt ψ will be given by the equation

$$g \psi = 10^{-4} \text{ cm/sec}^2.$$

This value of ψ is .000 0001 radian or .02". Thus to produce the observed movement on the seismogram the pendulum should rock through this very small angle. The relative movement of points on the pillar a metre apart has the amplitude 0.1μ .

A vertical pendulum is designed so that it may not be affected by horizontal accelerations, and therefore, as the tilting of the apparatus is equivalent to horizontal acceleration, it is not recorded. Further, the vertical movement of a pillar such as ours is probably quite small. Even if the foundations of the observatory were to tilt as a whole about a median line through the angle that has been mentioned, 10^{-7} radian, the vertical seismograph, which is 3 metres from the median line, would only be lifted by 0.3μ . In the absence of other disturbance the seismograph would just show a movement with that amplitude and the microseismic period of 5 seconds, but generally the movement would be masked by the ordinary microseisms. The records reproduced here show that as a matter of fact there is no evidence for any direct effect of wind on the vertical seismograph.

One distinguished seismologist who had seen some of the Kew records admitted that the evidence for the tilting of the pillar was clear but thought that the tilting might be produced by air currents. It should therefore be noted that the greater part of the pillar is well shielded from the air currents (the trough between the pillar and the floor is almost covered by boards attached to the floor) and the part above the floor is only a quarter of the whole. That the very small air currents in the seismograph room should tilt the massive pillar seems highly improbable. It is much easier to believe that the strong winds acting on the outer walls of the observatory make the whole building and its foundations rock.

One other point may be mentioned. If our horizontal seismographs show tilting due to wind how do we know that they do not show the tilting due to teleseismic waves? The answer is, of course, that these waves as they reach us are very flat. Thus if a surface wave in which the vertical amplitude is 10μ and the period is 20 seconds travels with a velocity $3 \cdot 10^5$ cm/sec this maximum tilt is $\frac{1}{3} \pi \cdot 10^{-9}$ radian. This angle is much smaller than the angle mentioned above, 10^{-7} radian, and is too small to affect the movement of our pendulums. Shorter waves would be steeper and it is known that in countries where earthquakes actually occur the movements of the seismographs are affected by the tilting as well as by the acceleration of the ground. In teleseismic records there appears to be no risk of confusion.

Richmond, England, Kew Observatory.

About a recent discussion on the variation of the atmospheric ozone.

By **J. Cabannes** and **J. Dufay**.

Our paper „Les Variations de la quantité d’ozone contenue dans l’atmosphère“ ⁷⁾ was already in the press when we were informed of a discussion between Dobson ⁹⁾ and Götz ¹²⁾ on the one hand, Dorno ¹¹⁾ and Hoelper ⁸⁾ ¹⁰⁾ on the other hand.

Fabry and Buisson’s researches have shown that the variable absorption of the ultra-violet end of the solar spectrum results from variations in the amount of atmospheric ozone. Through daily measurements made at Oxford during several years, Dobson and his assistants discovered ²⁾ ³⁾:

(I a seasonal variation of the amount of ozone with maximum in Spring and minimum in Autumn,

(II a very marked correlation between the amount of ozone and barometric variations at a ten kilometers’ altitude measured by means of pilot-balloons.

Previous measurements of Götz ⁴⁾, made at Arosa, without a spectroscope, and by a less precise but correct and very simple method led to the same results.

If we recall that the ozone layer is about forty-five kilometers high ⁶⁾, the latter result seems at first surprising, and Dorno and Hoelper suggested that it was erroneous. These authors explain the variations of the atmospheric transparency for ultra-violet solar radiations by the variable haziness of the low layers containing more or less dust and smoke. It is known, for instance, that the atmosphere is less clear in Spring than in Autumn; Götz himself has previously observed it in 1922 ¹⁾, but he has clearly distinguished this effect from the absorption of ozone.

We do not try to refute Dorno and Hoelper’s arguments, which seem to us rather obscure, but we shall only state that our recent papers ⁵⁾ ⁷⁾ confirm Dobson’s opinion without any possible discussion. Our method of determining the thickness of the ozone layer does not use the ultra-violet end of the solar spectrum, but only the wavelengths greater than $0.35\ \mu$ (as far as $1.6\ \mu$). For these radiations the optical density of the atmosphere was determined by Lindholm, Abbot and Fowle at Upsala, Washington, Calama, during the years (1903—1926). We have therefore numerous and certain data. The method we used is as follows: for measurements made on mountains the optical density is in inverse proportion to the fourth power of the wave-length; on a plain, the law of variation is somewhat different, but the representative curve is again easily traced. In both cases, we must except the data relative to the wave-length between 0.48 and $0.65\ \mu$: in this interval the measured

density exceeds the density given by the curve, a selective absorption is therefore added to the former. Now this selective absorption is identical with the ozone absorption determined by Colange in his laboratory. The advantage of this method with regard to the one criticized by Dorno and Hoelper, is that it substitutes interpolation for extrapolation as made by Fabry, Buisson and Dobson. It is here impossible to call in dusts or smokes!

Now, in studying with this method the mean monthly values of the atmospheric transparency above Mount-Wilson, from 1908 to 1920, we find again the seasonal variation announced by Dobson, and it is nearly identical in the three stations of Mount-Wilson, Oxford and Arosa.

Thus the conclusions of Dobson and his assistants are convincingly established.

Literatur.

- 1) P. Götz: Der Trübungsfaktor getrennter Spektralbereiche. *Meteorol. Zeitschr.* 1925, S. 478—481.
 - 2) Dobson and Harrison: Measurements of the Amount of Ozone in the Earth's Atmosphere and its Relation to other Geophysical Conditions. Part I. *Proc. Roy. Soc.* **110**, 660—693 (1926).
 - 3) Dobson, Harrison and Laurence: Measurements of the Amount of Ozone in the Earth's Atmosphere and its Relations to other Geophysical Conditions. Part II. *Ebenda* **114**, 521—541 (1927).
 - 4) P. Götz: Der Jahresgang des Ozongehalts der Hohen Atmosphäre. *Beiträge zur Physik der freien Atmosphäre* **13**, 15—22 (1926).
 - 5) Cabannes et Dufay: Transparence de l'atmosphère dans le spectre visible. Diffusion moléculaire. Absorption par l'ozone. *Journ. de Phys.* **7**, 257—274 (1926).
 - 6) Dieselben: Mesure de l'altitude et de l'épaisseur de la couche d'ozone. *Ebenda* **8**, 125—152 (1927).
 - 7) Dieselben: Les variations de la quantité d'ozone contenue dans l'atmosphère. *Ebenda* **8**, 353—364 (1927).
 - 8) O. Hoelper: Über die Intensitätsverteilung im ultravioletten Sonnenspektrum. *Zeitschr. f. Geophys.* **3**, 184—195 (1927).
 - 9) Dobson: Accuracy of Spectroscopic Measurements of the Amount of ozone. *Ebenda* **3**, 307—308 (1927).
 - 10) O. Hoelper: Entgegnung an Herrn Dobson. *Ebenda* **3**, 309 (1927).
 - 11) C. Dorno: Über Ozonmessungen auf spektroskopischem Wege. *Meteorol. Zeitschr.* 1927, S. 385—388, 462—464.
 - 12) P. Götz: Erwiderung zu C. Dorno, Über Ozonmessungen auf spektroskopischem Wege. *Ebenda* 1927, S. 389—390.
-

Note sur des microséismes solitaires (ondes „Z“) de longue période et sur les microséismes a groupes.

De E. Gherzi. — (Avec deux figures.)

En 1924 dans notre «Étude sur les microséismes» nous avons déjà signalé à l'attention des séismologues des ondes solitaires de plusieurs minutes de période que nous avons relevées sur nos feuilles Galitzine.

Ces ondes, que nous appellerons, par abréviation «ondes Z» (de Zi-ka-wei) s'inscrivent avec une «émersion» très douce et ne se maintiennent que pendant 4 ou 10 minutes. Leur amplitude augmente doucement et leur période paraît assez constante (cf. Par exemple le 26 janvier 1928, début à 16^h. 21 T. M. G. et le 1^{er} Mars 1928 à 20^h. 27^m 54^s). Voici la copie d'un de ces trains d'ondes. Comme nous nous proposons de présenter une recherche plus complète au prochain Congrès Scientifique Panpacifique à Batavia (Mai 1929) nous nous bornons à rappeler ces ondes Z à l'attention des séismologues, car les séismo-

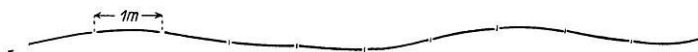


fig. 1.

graphes Galitzine et Anderson-Wood se multipliant il est bien probable que ces mêmes microséismes à longue période et «solitaires» seront signalés dans d'autres stations Séismologiques.

— A la suite de l'aimable et instructive réponse faite par le Dr. B. Gutenberg (cf. Zeitschr. f. Geophys., 4. Jahrg., 1928, Heft 5, S. 246) à notre dernier article sur «Le problème des microséismes à groupes» nous nous permettons d'ajouter ici deux mots.

Nous répétons que la question à résoudre est «la qualité des microséismes à groupes» non pas de savoir si au moment où les vagues frappent une côte privilégiée, on enregistre une grande amplitude de μ .

— De très gros temps anticycloniques n'existent pas en Europe; nous pensons donc que les graphiques obtenus dans ce pays ne suffiraient pas à donner une solution définitive du problème.

Nous avons ainsi proposé le contrôle par les enregistrements obtenus par de Galitzine aux Indes, durant des journées de forte mousson et à l'époque d'un cyclone faisant rage dans le Golfe du Bengale.

Nous pensons aussi que étant donné l'incompressibilité de l'eau une variation à sa surface de quelques mm de mercure serait capable de déplacer la molécule terrestre de quelques μ . Si la force appliquée en un point est petite la surface suivant laquelle elle est appliquée (zone centrale du typhon) est telle

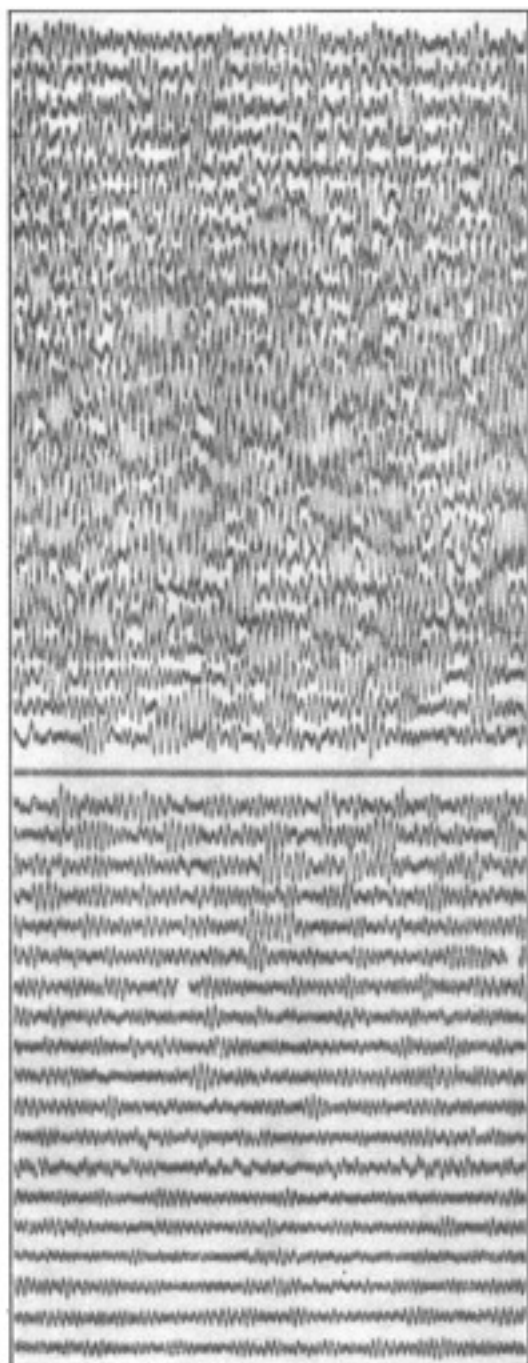


fig. 2.

(plusieurs centaines de Km?) que l'effet simultané produit est important. Nous avons utilisé les formules employées par les ingénieurs dans la mesure de la résistance des matériaux à des chocs verticaux en supposant une épaisseur de 1000 m et une densité de 2.5 pour la couche sur laquelle on appliquerait l'effort qui correspond au poids de quelques mm de mercure.

Le fait qu'à Heligoland et à Apia on enregistre des vibrations rapides lorsqu'un cyclone est au plus près, correspond à montrer qu'à ce moment là ce sont réellement les vagues locales qui en brisant secouent la croûte terrestre. Le beau travail du Dr. Franz Linke, que nous avons sous les yeux, ne traite que la question de l'amplitude du déplacement obtenu et donne les formules employées. Encore une fois la véritable inconnue est la cause de l'aspect de ces microséismes; pourquoi des groupes et non pas une suite de vibrations sans arrêt? (cf. l'article si intéressant de Mr. L. W. Blau dans le N^o de Septembre 1928, du «Journal of the Franklin Institute»).

Nous avons aussi affirmé que la période des ondes qui composent les groupes se maintient pratiquement la même $\pm 5^s$ (en admettant même des coups de 10^s), que le centre du typhon soit loin ou qu'il soit proche. Nous donnons ici la reproduction du dernier typhon enregistré lorsqu'il était à 800 km et au moment où il passait près de nous à moins de 60 km (14 Septembre 1928). Nous ajouterions que le pendule Galitzine est bien supérieur au pendule Wiechert (nous en utilisons aussi un de 1200 kg de masse) pour l'enregistrement des vibrations de 4 à 10^s . Son amortissement presque parfait, le manque de friction dans l'inscription ainsi que sa période propre de 13^s lui donnent la première place pour ce genre de recherches.

En outre la position de l'observatoire de Apia, tout près de la côte (cf. carte dans le livre du Dr. F. Linke) expliquent facilement que le brisement des vagues toutes proches aient donné des enregistrements de courte période, comme celui que nous avons obtenu en cas de fortes vagues, sans influence de cyclone.

Nous admettons, nous aussi, l'influence du module d'élasticité d'un milieu visqueux, dans la période et l'amplitude d'un mouvement dans ce même milieu, mais ce module ne nous semble pas contenir la raison physique suffisante pour expliquer la partie la plus importante du problème à résoudre, c'est-à-dire, la suite irrégulière des ces groupes d'ondes régulières de 4 à 8^s (parfois aussi 10^s ... chez nous très rares).

Aussi on nous pardonnera si dans cette recherche nous aimerions bien comparer nos résultats avec ceux que des pendules Galitzine obtiendraient dans des pays sujets à des très fortes moussons (vents et état atmosphérique anticyclonique) et à de violentes tempêtes (typhons ou dépressions continentales) pour rechercher la cause physique, non pas de l'amplitude en μ des microséismes enregistrés, mais de leur aspect qualitatif qui les a fait mettre, depuis longtemps, dans une classe à part.

Observatoire de Zi-ka-wei près Changhai Novembre 1928.

Eine Anwendung der Theorie von T. Levi-Civita über den „Einfluß einer leitenden Schicht auf das elektromagnetische Feld eines zur Schicht parallel laufenden Wechselstroms“ *) auf geophysikalische Untersuchungen.

Note **A. Rostagni's**, vorgelegt **) vom Korrespondenten **A. Pochettino**.

(Übersetzt nach dem Bericht der R. Acc. dei Lincei, Serie 6 a, 1. Sem., Bd. VII, S. 1006—1010.)

Unter den Methoden zur Erforschung des Untergrundes unter Berücksichtigung seiner elektrischen Eigenschaften und insbesondere unter denjenigen Methoden, die auf die Untersuchung des elektromagnetischen Feldes eines durch den Boden fließenden Wechselstromes gegründet sind, bezeichnet man gewöhnlich als „Sundbergmethode“, diejenige, bei der man diesen Strom unter Verzicht auf eingegrabene Elektroden allein durch Induktion eines vollständig isolierten Stromkreises erzeugt***). Man hält diese Methode für besonders geeignet, auch tiefe Lagerungen erheblicher Leitfähigkeit zu lokalisieren: insbesondere Salzwasser, und somit mittelbar in Verbindung mit den geologischen Ermittlungen Erdöl.

Soviel sich aus den wenigen und knappen Veröffentlichungen hierüber ergibt †), besteht der wesentliche Teil des Primärkreises aus einem geradlinigen, sehr langen (1600 m), isolierten und auf dem Boden ausgestreckten Draht. In dessen Nähe findet die Vermessung des magnetischen Feldes mittels eines Induktionsrahmens statt. Der Stromkreis wird in weiter Entfernung vom Meßgebiet geschlossen (gewöhnlich in Form eines Rechtecks, dessen zweite Seite wenigstens 800 m mißt). Befindet sich im Untergrund eine leitende Schicht, so rufen die in ihr erzeugten Induktionsströme ein magnetisches Sekundärfeld hervor, dessen Stärke und Phase von der Tiefe und Leitfähigkeit der Schicht abhängen.

Die Verteilung der Feldstärke und der Phase an der Erdoberfläche als Funktion des Abstandes vom Primärstrom ist in den erwähnten Veröffentlichungen für verschiedene Schichttiefen durch einige Zeichnungen dargestellt, die teils durch Versuche an Laboratoriumsmodellen, teils auch durch tatsächliche Feldmessungen gewonnen wurden.

*) „Berichte der R. Acc. dei Lincei“, Serie 5, Bd. XI, S. 163, 191 und 228.

**) In der Sitzung vom 17. Juni 1928.

***) Vgl. W. Heine: Elektrische Bodenforschung. Berlin 1928, S. 168 ff.

†) Bezüglich der Literatur siehe die weiter unten zitierte Arbeit von Hummel.

Eine theoretische Idealisierung der Verhältnisse versucht J. N. Hummel in einer kürzlich erschienenen Arbeit *) vorzunehmen, indem er sich die erwähnte Anordnung durch ein geradliniges unbegrenztes Kabel ersetzt denkt, das parallel einer ebenen Platte mit unendlich großer Leitfähigkeit verläuft. Das magnetische Sekundärfeld in demjenigen Halbraum, der den Primärstrom enthält, ist dann dem Felde eines fiktiven Stromes äquivalent, der das Spiegelbild des Primärstromes an der Platte ist, dieselbe Stärke wie dieser besitzt, aber um eine halbe Periode in der Phase verschoben ist.

Der Autor ist jedoch nicht in der Lage, ein Kriterium geben zu können, das a priori gestattet, von Fall zu Fall über die Brauchbarkeit dieser Vorstellung zu urteilen. Er erwähnt nicht, in welcher Weise beim Übergang auf eine endliche Leitfähigkeit die Ergebnisse sich ändern**), noch wodurch insbesondere dann jene Phasenverschiebung des Sekundärfeldes als Funktion des Abstandes vom Primärfeld entsteht, die sich gerade in der Wirklichkeit einstellt.

Die Theorie T. Levi-Civitas dagegen, auf die ich nun zu sprechen komme, wird zwar, wie wir sehen werden, in den in der Praxis vorkommenden Fällen, die uns interessieren, keine viel größere quantitative Annäherung bringen als die einfache Abhandlung Hummels, aber sie setzt jedesmal wenigstens die Grenze dieser Annäherung fest und führt viel tiefer in die Natur der physikalischen Faktoren, die das Problem bestimmen, ein, indem sie ein Modell bietet, das gedanklich weit zufriedenstellender ist.

Man braucht sich nur der allgemeineren Formeln der Theorie zu bedienen, da die weiteren Ausführungen des Autors nur die dem Primärstrom entgegengesetzte Seite der Platte betreffen, auf die gerade die oben besprochene Schirmwirkung ausgeübt wird.

Es möge sich also ein geradliniger unbegrenzter Leiter an der Erdoberfläche befinden, der von einem Strom mit der Stärke

$$i = I_0 \sin wt, \quad w = 2\pi n$$

durchflossen wird. In einer Tiefe d des vollkommen isolierenden Bodens möge eine horizontale unbegrenzte Platte eingebettet sein, deren Dicke im Vergleich mit d gering ist. Der Widerstand eines Quadratcentimeters der Platte möge R sein: d. h. es ist $R = \frac{\rho}{s}$, wenn ρ der spezifische Widerstand in C. G. S. und s die Dicke ist.

Wir legen ein kartesisches rechtwinkliges Koordinatensystem mit seinem Anfangspunkt in die Platte, die z -Achse senkrecht nach oben, die x -Achse dem

*) J. N. Hummel: Physikalische Grundlagen einer neuen geoelektrischen Aufschlußmethode. Zeitschr. f. Geophys. 4, 59 (1928).

**) Er stellt zu diesem Zwecke willkürliche Hypothesen auf.

Drahte parallel, so daß die Gleichungen des Drahtes $y = 0$, $z = d$ sind. Ferner setzen wir*)

$$\Delta^2 = y^2 + (z - d)^2, \quad \nabla^2 = y^2 + (z + d)^2 \quad \text{für } z > 0,$$

$$q = \frac{4\pi n}{R}.$$

Dann erhält man die y - und z -Komponenten des resultierenden magnetischen Feldes als die reellen Teile der Ausdrücke**)

$$M^* = -2 I_0 e^{i\left(wt - \frac{\pi}{2} \right)} \left\{ \frac{d}{dz} \left[\log \frac{1}{\Delta} - \log \frac{1}{\nabla} \right] + \frac{i}{q} \frac{d^2}{dz^2} \log \frac{1}{\nabla} + R'_1 \right\},$$

$$N^* = -2 I_0 e^{i\left(wt - \frac{\pi}{2} \right)} \left\{ \frac{d}{dy} \left[\log \frac{1}{\Delta} - \log \frac{1}{\nabla} \right] + \frac{i}{q} \frac{d^2}{dz dy} \log \frac{1}{\nabla} + R'_1 \right\},$$

wobei R'_1 und R'_2 komplexe Mengen sind [Reste von Reihen von Funktionen komplexer Variablen, mit dem ersten Gliede abgebrochen, auszurechnen nach der Formel von Lagrange]***), von denen wir wissen, daß der Modul nicht größer als

$$\frac{2}{q^2 (z + d)^3}$$

sein kann.

Wir können daher das Feld an der Erdoberfläche ($z = d$) nach Ausführung der Differentiationen und nach Abtrennung der reellen Teile annähernd schreiben

$$M = -\frac{4 I_0 d}{4 d^2 + y^2} \left\{ \sin wt + \frac{1}{2 dq} \frac{4 d^2 - y^2}{4 d^2 + y^2} \cos wt \right\},$$

$$N = -\frac{8 I_0 d^2}{4 d^2 + y^2} \left\{ \frac{1}{y} \sin wt - \frac{1}{dq} \frac{y}{4 d^2 + y^2} \cos wt \right\},$$

wobei der absolute Fehler jeder Komponente niedriger als

$$\frac{I_0}{2 q^2 d^3}$$

ist und der relative Fehler in den beiden um 90° gegeneinander phasenverschobenen Gliedern der M -Komponente für $y = 0$ kleiner als

$$\frac{1}{2 d^2 q^2} \quad \text{bzw.} \quad \frac{1}{dq} \text{ ist.}$$

*) Δ und ∇ sind die Entfernungen des Aufpunktes vom Primärkabel bzw. von seinem Spiegelbild an der Platte.

**) Siehe die zitierte Arbeit, insbesondere S. 230.

***) Das erste Glied beider Ausdrücke (in eckige Klammern eingeschlossen) ist bis auf einen äußerst geringen Betrag genau. Der Koeffizient $B = A^2 R n$, dessen Größenordnung den Umfang des relativen Fehlers bestimmt, ist auch für extreme Werte, die uns interessieren können, wie für $R = 10^{10}$ und $n = 10^5$, von der 10^{-6} ten Ordnung.

In der gleichen Weise würde man die relativen Fehler für die N -Komponente und für die anderen Werte von y errechnen. Ich werde indessen die Erörterung auf die M -Komponente, die man in der Praxis vorzugsweise zu messen pflegt, beschränken. Es zeigt sich nämlich, daß diese Komponente in der Ebene $z = d$ lediglich dem Sekundärfeld angehört, da die Komponente des Primärfeldes in der Ebene, in der der Strom fließt, bekanntlich Null ist.

Damit also die Annäherung gut sei, soll das Produkt dq erheblich größer als Eins sein. In diesem Falle wird die Annäherung für das Glied viel besser sein, das die entgegengesetzte Phase wie der Primärstrom besitzt, als für dasjenige, das um 90° hiergegen verschoben ist. Letzteres ist übrigens für $dq > 1$ immer kleiner als jenes, da der Faktor $\frac{4d^2 - y^2}{4d^2 + y^2}$ zwischen -1 und $+1$ für jeden Wert von y schwankt. Deshalb wird die Annäherung im allgemeinen um so besser sein, je geringer dieses Glied im Vergleich zu jenem ist, ein Ergebnis, das man in folgende Form kleiden kann: die erhaltenen Formeln sind um so genauer, je mehr die Phasendifferenz zwischen dem primären und sekundären Felde sich dem Werte 180° nähert. Man kann schließlich feststellen, daß die Annäherung in dem Ausdruck für die Feldamplitude ebenfalls der Größenordnung $\frac{1}{2d^2q^2}$ entspricht. Sie ist daher weit besser als diejenige der Phase, die von der Ordnung $\frac{1}{dq}$ ist.

Um nun zur Erörterung der Größenordnungen überzugehen, wählen wir ein numerisches Beispiel. Eine Salzwasserschicht besitze den Widerstand $R = 0.1 \Omega = 10^8$ C. G. S.-Einheiten. Dies ist in der Natur möglich, da eine solche Schicht z. B. einer Lagerstätte von 10Ω . cm spezifischen Widerstand und 1 m Mächtigkeit, oder von 20Ω . cm spezifischen Widerstand und 2 m Mächtigkeit usw. entspricht. In diesem Falle wird q etwa $4 \cdot 10^{-7} n$. Für eine Tiefe von $100 \text{ m} = 10^4 \text{ cm}$ und eine Frequenz $n = 1000$ pro sec^{-1} erhält man dann

$$dq = 4, \quad \frac{1}{2d^2q^2} = \frac{1}{32} \approx 0.03, \quad \frac{1}{dq} = 0.25.$$

In diesem Falle gibt unsere Formel die Größe von M mit einer Annäherung wieder, die größer als 3 Proz., und die Phase mit einer solchen, die größer als 25 Proz. ist.

Vernachlässigt man ein Glied von der Ordnung $\frac{1}{4d^2q^2}$, gegenüber der Einheit, so erhält man für die Größe der Feldamplitude

$$M_0 = \frac{4I_0d}{4d^2 + y^2},$$

woraus leicht die Tiefe d mit guter Annäherung folgt. Bezeichnet man nun mit φ den Phasenwinkel zwischen dem Primärstrom und dem Sekundärfeld, so erhält man

$$\operatorname{tg} \varphi = \frac{1}{2} \frac{4d^2 - y^2}{d^2 + y^2},$$

woraus man, da d bekannt ist, q und somit R , wenn auch mit geringerer Annäherung, erhält. Da ferner $R = \frac{Q}{s}$ ist, läßt sich Q nicht ohne besondere Annahmen auf s ermitteln.

Ich glaube, daß diese Ausführungen als Orientierung bei Anwendung der „Sundbergmethode“ dienen können, falls die Verhältnisse denjenigen genügend nahe kommen, die dem idealisierten Schema zugrunde gelegt sind. Dies ist insbesondere dann der Fall, wenn einerseits die Seitenteile des Kabels, die zur Zuleitung des induzierenden Stromes dienen, vom Vermessungspunkt einen genügend großen Abstand im Vergleich zur Tiefe besitzen, so daß keine Störungen erfolgen (falls man diese nicht besonders in Rechnung setzen will), und wenn andererseits die Leitfähigkeit der oberen Bodenschichten nicht so gut ist, daß sie eine wirksame schädliche Schirmwirkung auf das elektromagnetische Feld ausübt.

Mitteilungen.

Bericht über die siebente Tagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft in Hamburg vom 18. bis 22. September 1928.

I. Bericht über die Geschäftssitzung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft am Donnerstag, den 20. September 1928 in Hamburg.

(Satzungsmäßige Hauptversammlung.)

Der Vorsitzende der Gesellschaft eröffnet die Sitzung um 14^h 40^m und berichtet über das abgelaufene Geschäftsjahr. Es sind 37 Mitglieder neu aufgenommen worden, ausgetreten sind 2 Mitglieder. Durch den Tod hat die Gesellschaft 4 Mitglieder verloren, darunter ihren Ehrenvorsitzenden, Geheimrat Wiechert. Der Bedeutung Wiecherts für die Geophysik und die Gesellschaft war bereits bei Eröffnung der Tagung durch den Vorsitzenden gedacht worden. Der Mitgliederbestand beträgt zurzeit 174. Hinsichtlich der Wiederaufnahme internationaler wissenschaftlicher Beziehungen sind bei einigen Schwesterwissenschaften Fortschritte zu verzeichnen gewesen. Eine Anzahl deutscher Astronomen hat an der Tagung der Astronomical Union in Leiden als Gäste der niederländischen Regierung teilgenommen, deutsche Mathematiker an dem von der italienischen Regierung in Bologna veranstalteten Internationalen Mathematikerkongreß. Für die Deutsche Geophysikalische Gesellschaft ist der in Göttingen im Jahre 1925 gefaßte Beschluß über die Beteiligung an der Geodetical and Geophysical Union weiterhin maßgebend.