

Zeitschrift:	Schweizerische Zeitschrift für Vermessungswesen und Kulturtechnik = Revue technique suisse des mensurations et améliorations foncières
Herausgeber:	Schweizerischer Geometerverein = Association suisse des géomètres
Band:	28 (1930)
Heft:	1
Artikel:	Geophysikalische Methoden zur Erforschung des Untergrundes [Fortsetzung]
Autor:	Baeschlin, F.
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-192072

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 07.01.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Wert, weil die Genesis, soweit sie der Berg überhaupt zu erkennen gibt, in der Darstellung festgehalten ist.

Rud. Leuzinger hat mit großem Verständnis 118 Hochgebirgsblätter des T. A. auf Stein übertragen, dabei zu Feines vergröbert, zu Grobes verfeinert, und manchmal ist ihm sogar eine bessere Darstellung als dem Topographen auf seinem Originalblatt gelungen. Ein Kind und Freund der Berge, hat er das meiste, was er gestochen hat, auch gesehen und so eine sehr lebendige Darstellung erreicht. (Tafel I, Abb. 5, 6, 7 und 8; Tafel II, Abb. 10, 11, 13 unten, 14 rechts und 15 unten.)

Ch. Jacot-Guillarmod³⁴ ist wie Becker besonders auf das genetische Prinzip eingestellt, überbietet ihn aber in der konsequenten Durchführung dieses Gedankens.³⁵ Seine genetische Einstellung ist aus Abb. 15 auf Tafel II ersichtlich. Eine photographische Aufnahme zeigt einen Ausschnitt, der von Jacot in Vertikalprojektion dargestellten Südwand der Tête à Pierre Grept. (Die Aufnahme ist etwas flankierend und bei vollem Sonnenlicht exponiert; man sei also vorsichtig bei der Beurteilung der Felszeichnung nach dieser Photographie.) Das geübte Auge erkennt in dieser Felswand sofort die große liegende Falte. Jacot registriert dieses Phänomen auch. Wir haben dabei den Eindruck, daß er an der Grenze des topographisch Erlaubten angelangt ist. Als Richtlinie gilt, daß die Darstellung solcher genetischer Tatsachen nur insoweit gestattet ist, als die Darstellung der orographischen Verhältnisse nicht darunter leidet. Jacot ist in seinen Zeichnungen außerordentlich stilrein insofern, als man seine Hand überall und sofort an der besonderen Strichführung erkennt. Von ihm stammt auch die Felszeichnung in der Olympkarte 1 : 20 000.³⁶

(Schluß folgt.)

Geophysikalische Methoden zur Erforschung des Untergrundes.

Von *F. Baeschlin*, Professor an der Eidg. Techn. Hochschule, Zürich.
(Fortsetzung.)

Nachstehend geben wir die Formeln, nach denen die verschiedenen Bestimmungsstücke eines solchen Störungsvektors ineinander verwandelt werden können:

$$\Delta T = \Delta H \cdot \cos J + \Delta Z \cdot \sin J, \quad \Delta J = \frac{1}{2} \sin 2J \left(\frac{\Delta Z}{Z} - \frac{\Delta H}{H} \right)$$

³⁴ 1867—1925. War nach dem Dienst bei der Landestopographie Privat-topograph. Seine Arbeiten siehe T. A. 420 Ardez (Lit. 4, Abb. 15); 417 Samnaun; 529 Orsière; 525 Finhaut (Lit. 4, Abb. 27); 480 Anzeindaz.

³⁵ Man vergleiche z. B. seine Aufnahme der Dents du Midi mit derjenigen von Becker; beide sind ausschnittweise publiziert in „Die Alpen“, Monatsschrift des Schweizer Alpenklub, 1927, pag. 453, Tafel II.

³⁶ Marcel Kurz: Le Mont Olymp.

$$\Delta X = \Delta H \cdot \cos D - \Delta D \cdot H \cdot \sin D$$

$$\Delta Y = \Delta H \cdot \sin D - \Delta D \cdot H \cdot \cos D$$

$$\Delta Z = \Delta H \cdot \operatorname{tg} J + \Delta D \frac{H}{\cos^2 J}$$

$$\Delta T = \sqrt{(\Delta X)^2 + (\Delta Y)^2 + (\Delta Z)^2}$$

Die Deklination d der störenden Kraft ist gegeben durch

$$\operatorname{tg} d = \frac{\Delta Y}{\Delta X} \quad \text{und ihre Inklination } i \text{ durch}$$

$$\sin i = \frac{\Delta Z}{\Delta T}$$

Die Horizontalintensität der störenden Kraft wird

$$\Delta H = \Delta T \cdot \cos i = \sqrt{(\Delta X)^2 + (\Delta Y)^2}$$

Die *räumlichen* Störungen der normalen Verteilung der magnetischen Kraft bilden das eigentliche Objekt der magnetischen Methoden der angewandten Geophysik. Die *zeitlichen* Variationen müssen bei der Durchführung solcher Messungen sorgfältig berücksichtigt werden, um alle Beobachtungen rechnerisch auf einen bestimmten Zeitmoment reduzieren zu können.

An zeitlichen Variationen des magnetischen Erdfeldes unterscheiden wir:

1. Tägliche Variationen.
2. Jährliche Variationen.
3. Säkulare Variation.
4. Plötzliche Störungen (magnetische Stürme).

Die normale räumliche Verteilung des magnetischen Feldes längs der Erdoberfläche zeigt, daß die Erde in erster Annäherung etwa einem in ihrem Innern liegenden Stabmagneten äquivalent ist, welcher im Jahre 1830 in einer geraden Linie lag, welche die Erdoberfläche am magnetischen Nordpol in $73^\circ 35'$ nördlicher Breite und $264^\circ 21'$ östlicher Länge von Greenwich und im magnetischen Südpol in $72^\circ 35'$ südlicher Breite und $152^\circ 30'$ östlicher Länge von Greenwich schnitt. Entsprechend der säkularen Variation verschieben sich diese Punkte im Laufe der Zeit. Das magnetische Moment dieses Magneten ist gleich $8 \cdot 10^{25}$ absolute Einheiten, d. h. die Erde ist etwa 1/10 Promille so stark magnetisiert, wie eine gleich große Kugel aus Stahl im Höchstfalle magnetisiert werden könnte. Nach Bauer und Angenheister entstammen 94 % des Erdfeldes dem Erdinnern, 3 % stellen ein äußeres Feld dar und 3 % besitzen kein Potential.

Verbindet man Punkte gleicher Deklination in einem bestimmten Zeitpunkt miteinander, so erhält man *Isogonen*; sie fallen nicht mit den geographischen Meridianen zusammen. Kurven gleicher Inklination werden *Isoklinen* genannt; Kurven gleicher Horizontalintensität heißen *Horizontalisodynamen*, Kurven gleicher Vertikalintensität werden *Vertikalisodynamen* genannt. Diese Kurvensysteme fallen nicht mit den geographischen Parallelkreisen zusammen. Es gibt Erdkarten für diese isomagnetischen Linien. Sucht man durch geeignete Wahl der

Beobachtungsstationen und Mittelbildungen die örtlichen Störungen auszumerzen, so spricht man von terrestrischen isomagnetischen Linien; wenn dagegen die in einem möglichst engen Netz von Beobachtungspunkten gemessenen Werte auf eine Karte übertragen und die isomagnetischen Linien unmittelbar interpoliert werden, so erhält man *wahre* isomagnetische Linien. Während die terrestrischen Linien ihrer Bestimmung entsprechend einen flachgeschwungenen, gleichmäßigen Verlauf über weite Strecken hin aufweisen, wird die Linienführung der wahren isomagnetischen Kurven im allgemeinen um so komplizierter, je dichter das Netz der Beobachtungsstationen gewählt wird, da sich in ihnen die über mehr oder minder große Gebiete verteilten örtlichen Störungen voll auswirken.

Es ist Sache der *magnetischen Landesvermessungen*, diese Verhältnisse festzuhalten. In den letzten Jahren wurde durch Dr. Brückmann auch die magnetische Landesvermessung der Schweiz begonnen, und es steht zu hoffen, daß sie in wenigen Jahren abgeschlossen werden kann.

Die Differenzen zwischen den terrestrischen und den wahren magnetischen Größen bezeichnet man als lokale „Anomalien“. Die magnetischen Aufschlußmethoden beziehen sich auf die Behandlung der Eigentümlichkeiten lokaler, auf kleinere Gebiete beschränkter Störungsgebiete.

Instrumente zur Messung der erdmagnetischen Elemente.

Man unterscheidet Instrumente und Methoden zur *absoluten* und zur *relativen* Bestimmung der verschiedenen Elemente des erdmagnetischen Feldes. Für die hier in Frage stehenden Untersuchungen kommen wesentlich die relativen Methoden zur Anwendung. Im allgemeinen bestimmt man die Deklination, die Inklinations und die Horizontalintensität mit Hilfe eines sogenannten magnetischen Theodoliten.

Die magnetische Deklination wird durch Vergleichung der Richtung der magnetischen Kraft mit der Richtung des astronomischen Meridians bestimmt. Die Inklinations mißt man mittels einer in der magnetischen Meridianebene um eine horizontale Achse schwingenden Nadel, deren Schwerpunkt in ihre Umdrehungssachse fallen soll, oder mit Hilfe des sogenannten Erdinduktors, dessen Prinzip in folgendem liegt:

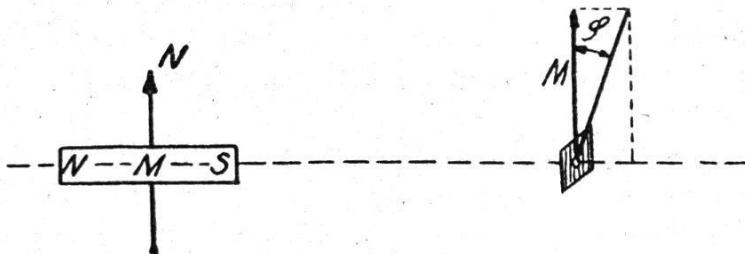
Dreht man eine Drahtspule um eine Achse, die parallel zu den magnetischen Kraftlinien liegt, so wird in ihr keine elektromotorische Kraft induziert; bei jeder andern Stellung der Spulendrehachse dagegen wird bei einer Drehung der Spule eine solche elektromotorische Kraft induziert und zwar entsteht ein Maximum der Induktion, wenn die Drehachse normal zu den magnetischen Kraftlinien steht. Sucht man empirisch diejenige Stellung der Spulendrehachse, bei der kein Induktionsstrom fließt, so zeigt sie die Richtung der erdmagnetischen Kraft an. Diese Methode des Erdinduktors kann auch zu absoluten Bestimmungen der Totalintensität verwendet werden.

Die Horizontalintensität bestimmt man gewöhnlich durch Kombination der Schwingungsmethode mit der Ablenkungsmethode.

Das magnetische Moment M eines Magnetstabes ist gleich seiner Polstärke multipliziert mit dem Polabstand. Läßt man einen solchen Magnetstab um eine vertikale Drehachse Schwingungen um seine Ruhelage ausführen, so ist die Schwingungsdauer t

$$t = \sqrt{\frac{\pi^2 \cdot K}{M \cdot H}}$$

wo H die Horizontalintensität des Erdmagnetismus am Meßorte, K das Trägheitsmoment des Magnetstabes für die Drehachse, $\pi = 3,14159\dots$ ist. K läßt sich aus den Dimensionen des Stabes genau berechnen, während t durch Beobachtung gefunden werden kann. Aus einem solchen Versuch erhält man daher das Produkt $M \cdot H$. Um M und H einzeln zu bestimmen, vergleicht man das von dem Magneten mit dem magnetischen Moment M erzeugte Feld mit dem Erdfelde H . Das kann auf verschiedene Weise geschehen. Bei Verwendung der Gaußschen ersten Hauptlage geht man vor wie folgt:



Figur 11.

m ist eine kleine Magnetnadel, die um eine vertikale Achse schwingen und deren Stellung an einer Teilung abgelesen werden kann. Der Ablenkungsmagnet M , der vorher zu den Schwingungsbeobachtungen verwendet wurde, liegt magnetisch ost-westlich und die abzulenkende Nadel m liegt in der Entfernung L auf der Verlängerung seiner magnetischen Achse. Wenn L gegen die Länge des Ablenkungsmagneten groß ist, und φ den Ablenkungswinkel der kleinen Nadel aus dem magnetischen Meridian darstellt, so wird

$$\frac{M}{H} = \frac{1}{2} L^3 \cdot \operatorname{tg} \varphi$$

Aus der Kombination von $M \cdot H$ mit M/H erhält man H und M .

Weiter können wir hier auf die Instrumente und Methoden nicht eintreten. Wer sich mehr dafür interessiert, möge die Spezialliteratur konfrontieren.

Die Anwendbarkeit magnetischer Methoden für geophysikalische Aufschlußarbeiten beruht darauf, daß nach dem modernen Stande der Wissenschaft die lokalen Anomalien in der Verteilung der magnetischen Kraft durch Einlagerung magnetischer bzw. magnetisierbarer Massen hervorgebracht werden. Man kann daher aus den magnetischen Messungen Schlüsse über die räumliche Konfiguration im Untergrunde verborgener Massen magnetischer bzw. magnetisierbarer Materialien ziehen. Die Grundlage solcher Untersuchungen bilden daher die magnetischen Eigenschaften der Gesteine. Man hat von den chemischen Elementen und den Gesteinen die sogenannte „Permeabilität“ μ ,

d. i. die magnetische Leitfähigkeit eines Körpers gegenüber dem leeren Raum als Einheit bestimmt. Bei theoretischen Messungen wird oft auch die „Suszeptibilität“ κ benutzt.

Zwischen μ und κ besteht die Beziehung

$$\mu = 1 + 4\pi\kappa, \text{ wo } \pi \text{ die Ludolfsche Kreiszahl } 3.14159\dots \text{ ist.}$$

Stoffe, welche den magnetischen Kraftfluß besser leiten als der leere Raum, heißen paramagnetisch (ihre Suszeptibilität ist positiv); solche, die ihn schlechter leiten, heißen diamagnetisch (ihre Suszeptibilität ist negativ). Die natürlichen Gesteine weisen Suszeptibilitäten κ von 0 bis $100\,000 \cdot 10^{-6}$ Cm-Gr-Sek-Einheiten auf. Paramagnetisch sind: Eisen, Nickel, Kobalt, Mangan, Chrom, Cer, Titan, Palladium, Platin, Osmium. Diamagnetische Stoffe sind: Wismut, Antimon, Zink, Blei, Silber, Kupfer, Gold, Glas, Schwefelkohlenstoff und andere. Wenn man ein frei drehbares Stäbchen eines paramagnetischen Stoffes zwischen die Pole eines kräftigen Elektromagneten stellt, so stellt es sich in die Verbindungsleitung der beiden Pole. Ein analoges Stäbchen eines diamagnetischen Stoffes dagegen stellt sich normal zur Verbindungsleitung der beiden Pole.

Da sich viele wirtschaftlich wertvolle Mineralien und Gesteine durch ihre magnetische Permeabilität so erheblich von den sie einschließenden Gebirgsarten unterscheiden, daß das Studium der Anomalien des magnetischen Erdfeldes zu ihrer Auffindung und Begrenzung führen kann, so erkennt man die praktische Bedeutung der hier skizzierten Methode. Sie hat denn auch schon viele Erfolge zu verzeichnen. Auch hier trifft dasselbe zu, was wir bei der Drehwagmethode gesagt haben, daß man sich bei den betreffenden Analysen von den geologischen Verhältnissen leiten lassen muß. Dann aber gelingt es oft auch, die Tiefe der Vorkommnisse zu bestimmen. Wir müssen es uns versagen, auf Beispiele einzutreten und verweisen auch hier auf die Literatur.

Auf die *Verwertung radioaktiver und luftelektrischer Messungen für geophysikalische Aufschlußarbeiten* trete ich hier nicht ein, weil diese Methode heute noch von geringerer Bedeutung ist und auch für unsere Leser etwas zu sehr abliegt.

Auch auf die *Verwertung von Temperaturmessungen zu Aufschlußarbeiten* treten wir nicht ein, um den Aufsatz nicht zu lang werden zu lassen.

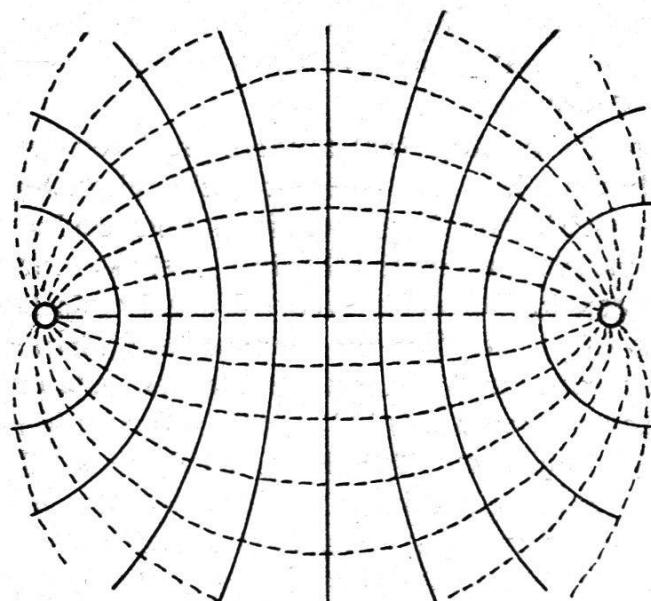
Mit diesen Methoden haben wir diejenigen Verfahren genannt, welche sich auf Fernwirkungen natürlicher Kräfte stützen. Wir möchten nun noch zwei Methoden kurz skizzieren, welche sich auf künstlich erzeugte Phänomene gründen; deren Beeinflussung durch unterirdische Vorkommnisse gibt den Anhaltspunkt zu Aufschlußarbeiten.

Elektrische Erderforschungsmethoden.

Wenn man in zwei Punkten der Erdoberfläche ein elektrisches Potential anlegt, so bilden sich durch die Erde sogenannte *Erdströme* aus. Indem man diese an verschiedenen Punkten der Erdoberfläche

ausmißt, kann man auf unterirdische vorkommende Gesteine von anormaler elektrischer Leitfähigkeit schließen.

Man verwendet für diese Zwecke sowohl Gleichstrom als auch Wechselstrom, wobei die Wechselstrommethoden heute im Vordergrunde stehen. Man benutzt auch die bei der drahtlosen Telegraphie verwendeten Hochfrequenzströme.



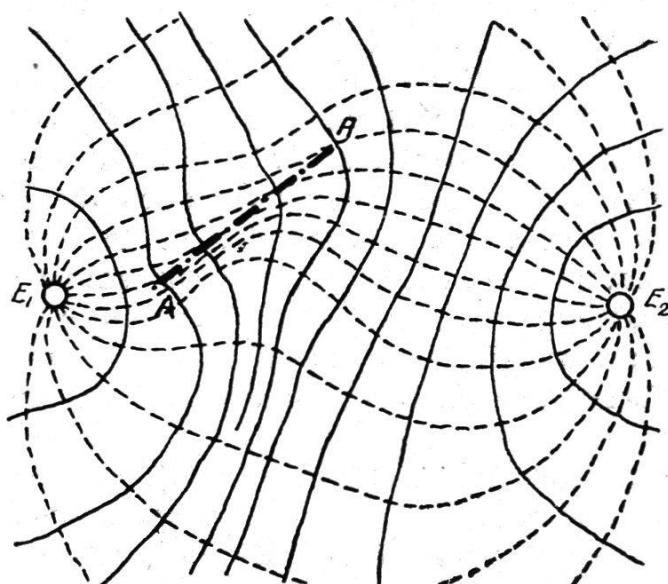
Figur 12.

Schlumberger und seine Schüler verwenden punktförmige Elektroden, deren Verbindungsline eine zweckdienliche Lage gegen die zu suchenden unterirdischen Objekte besitzen muß.

Figur 12 zeigt die Ausbildung der Aequipotential- und Strömungslinien zwischen solchen Punktelektroden E_1 und E_2 in ebenem Gelände über einem elektrisch homogenen Untergrunde schematisch.

Figur 13 zeigt das gleiche in einem durch den leitenden Gang $A-A$ gestörten Gebiete.

Bei der Untersuchung mittels Wechselstromfeldern muß man besondere Sorgfalt auf die Verlegung der Zuleitungen vom Generator zu den Feldelektroden verwenden, da von diesen Leitungen jetzt Induktions- und Influenzwirkungen ausgehen. Darauf näher einzutreten, würde uns hier zu weit führen. Hingegen wollen wir in möglichster



Figur 13.

Kürze auf die durch Wechselstrom im Boden erzeugten Wirkungen eintreten.

Zunächst bildet sich analog wie beim Gleichstrom im Boden ein Strömungsfeld aus, welches mit der erzeugten Wechselspannung nahezu in gleicher Phase ist, da der Widerstand des Schließungskreises des Wechselstromgenerators über den Erdboden zwischen den Feldelektroden vorherrschend ohm'scher Natur ist. Sämtliche Stromlinien dieses Strom-

systems beginnen und enden an den Feldelektroden als Quellen, wie bei der für Gleichstrom in der Figur 11 dargestellten Stromverteilung.

Eine gewisse Verschiebung der Stromlinien, sowie der Aequipotentiallinien dieses, wie man sagt, durch galvanische Kopplung erzeugten Wechselstromsystems gegenüber der Stromverteilung durch Anlegen einer Gleichspannung an die gleichen Elektroden wird durch elektromagnetische Wechselwirkung mit magnetischen oder magnetisierbaren Einlagerungen hervorgebracht.

Ferner sind Verschiebungen der Aequipotentiallinien im Wechselstromfelde dem Gleichstromfelde zwischen den gleichen Feldelektroden gegenüber möglich, wenn die elektrischen Eigenschaften von Bodenteilen von der Frequenz des Wechselstromes abhängig sind. Insbesondere kommen hier Kapazitätswirkungen in Betracht, wenn die galvanische Leitfähigkeit von Schichten so gering wird, daß der Verschiebungsstrom im Dialektrikum in die Größenordnung des Leitungsstromes gelangt und wenn infolge der geologischen Beschaffenheit des Untergrundes in dem betreffenden Gebiet das Potentialgefälle hoch wird. Das gilt z. B. für einen völlig trockenen Quarzgang innerhalb eines leitenden Grundgebirges, welches dann die Belegungen eines Kondensators darstellt, dessen Dialektrikum die nicht leitende Quarzmasse bildet.

Außer diesem Stromsystem, dessen Quellen in den Feldelektroden und den eventuell auftretenden freien Ladungen an schlecht oder nicht leitenden Einlagerungen liegen, existiert ein zweites Stromsystem, welches durch die Induktionswirkung der Zuleitungen des Wechselstromes vom Generator zu den Elektroden im Boden hervorgebracht wird. Dieses durch Induktionswirkung hervorgebrachte Strömungsfeld ist ein *Wirbelfeld*. Es besitzt kein Potential und alle Stromlinien schließen sich in sich selbst. Man kann zwar auch Linien in ihnen festlegen, deren Punkte miteinander verbunden in der Verbindungsleitung keinen Strom hervorbringen. Diese Linien umschlingen aber nicht die Elektroden, sondern bilden Stern- oder wirbelförmige Figuren um Zentren, deren Form und Lage in hohem Maße von der Eigenschaft der räumlichen Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit im Untergrunde abhängig ist.

Das induzierte Stromwirbelsystem ist ferner in seinem Phasenzustand um ca. 90° gegen den induzierenden Strom und damit auch gegen die Generatorenspannung verschoben. Wenn die Bodenströme durch eine sinusförmige Wechselspannung erregt werden, so setzen sich die sämtlichen Stromkomponenten an jedem Orte im Felde zu einem resultierenden Stromvektor zusammen, dessen freies Ende eine ebene Ellipse beschreibt. Die Ausmessung dieser Verhältnisse, auf die Ambronn zuerst aufmerksam gemacht hat, kann neue, sehr aussichtsreiche Wege für das hier vorliegende Problem weisen.

Die in Form eines Wechselstromes angelegten Spannungen erzeugen aber auch ein magnetisches Wechselfeld der Bodenströme. Zu seiner Vermessung verwendet man eine frei im Raum bewegliche drehbare Spule aus vielen Windungen nicht zu dünnen Drahtes mit

lockerer Wicklung. An den Enden der Spule ist entweder unmittelbar oder über einen Kathodenröhrenverstärker mit zwei bis drei Röhren ein Telephon angeschaltet. Bildet man z. B. die letzte Röhre des Verstärkers als Gleichrichterröhre aus, so kann man auch die Größe der Induktion in jeder Lage der Spule quantitativ bestimmen, um z. B. die räumliche Kurve, die der magnetische Vektor durchläuft, ausmessen zu können. Die Lage der Spulenachse im Raum wird durch Kompaß und Lot bestimmt.

Diese Methode der Induktionsmessungen wird z. B. in dem von Ambrohn skizzierten Beispiel ganz besonders erfolgreich sein:

Unter einem schwach leitenden Deckgebirge liege eine nahe horizontale, gut leitende Schicht, z. B. eine Salzwasserschicht in einem Erdölgebiet, deren Tiefenlage gesucht wird. An der Erdoberfläche über der leitenden Schicht werden dann in genügender Entfernung voneinander zwei Elektroden angebracht. Der Wechselstromgenerator befindet sich in der Mitte zwischen den Elektroden, der Rückstrom im Untergrunde zwischen den Elektroden wird sich dann in der leitenden Schicht zu konzentrieren suchen, so lange die Entfernung der Elektroden voneinander nicht zu gering ist. Auch wenn die Leitfähigkeit der Deckenschicht klein ist, können in der Tiefenschicht Wirbelströme durch Induktion, z. B. mittels einer geschlossenen Schleife erzeugt werden, was bei der Untersuchung über Wasservorkommen im Untergrunde wüstenhafter Gebiete praktische Bedeutung besitzt. Die Stärke der Wirbelströme hängt dann auch von der Leitfähigkeit der Tiefenwasser ab, die ihrem Salzgehalt proportional ist, so daß vielleicht auf diesem Wege über diese wirtschaftlich äußerst wichtige Frage Aufschlüsse zu erhalten sein werden.

Hochfrequenzfelder. Erzeugt man hochfrequente Wechselströme, wie sie in der drahtlosen Telegraphie verwendet werden, so entsteht eine elektromagnetische Strahlung. Diese Strahlung breitet sich im Gegensatz zu den elektrischen Strömen, welche an leitende Materialien gebunden sind, gerade in den Nichtleitern ungehindert aus. Als Empfänger verwendet man eine Rahmenantenne mit nachfolgender Hochfrequenz- und Niederfrequenzverstärkung und Galvanometer.

Diese Wellen werden an der Begrenzung von Leitern zurückgeworfen, wobei genau die gleichen Gesetze gelten wie für die Lichtstrahlen in der Optik. Werden z. B. solche elektrischen Schwingungen in Schächten erzeugt, so lassen sich eventuell feuchte Salztonschichten genau ausmessen.

Wir können auf diese interessanten und in voller Entwicklung sich befindlichen Fragen hier aus Raumangst nicht weiter eintreten.

Dagegen wollen wir zum Schlusse etwas eingehender auf die seismischen Methoden eintreten.

Die Untersuchung des Untergrundes mittels elastischen (seismischen) Wellen.

Wenn an irgendeiner Stelle des Erdkörpers eine kräftige Erschütterung entsteht, etwa durch das Zusammenbrechen einer tektonischen

Falte, so bilden sich im Erdkörper elastische Schwingungen aus, die man *seismische Wellen* nennt.

In Luft und Flüssigkeiten nennt man solche elastische Schwingungen Schallwellen; sie stellen longitudinale Verdichtungs- und Verdünnungswellen dar. Jedes Teilchen schwingt parallel zur Fortpflanzungsrichtung der Welle um seine Ruhelage hin und her.

In festen Körpern aber bilden sich verschiedene Wellen aus. Neben den Longitudinalwellen bilden sich auch noch Transversalwellen (Scherungswellen) aus, bei denen die Teilchen senkrecht zur Fortpflanzungsrichtung der Wellen schwingen.

Die Geschwindigkeit der Longitudinalwellen V ist

$$V = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1 - \sigma}{(1 + \sigma)(1 - 2\sigma)}}$$

Die Geschwindigkeit der Transversalwellen \mathfrak{V} aber ist

$$\mathfrak{V} = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1}{2(1 + \sigma)}}$$

Hier bedeuten:

E = Modul der Längendehnung.

σ = Poisson'sche Konstante (für die verschiedenen Gesteinssubstanzen zwischen 0.2—0.5).

ρ = Dichte der Masse.

λ = I. Lamé'scher Koeffizient.

μ = II. Lamé'scher Koeffizient, Starrheits- oder Righeitskoeffizient.

Dabei ist

$$\lambda = \frac{\sigma}{(1 + \sigma)(1 - 2\sigma)} \cdot E; \quad \mu = \frac{1}{2} \frac{E}{1 + \sigma}$$

$$\sigma = \frac{1}{2} \frac{1}{\lambda + \mu}; \quad E = \frac{\mu}{\lambda + \mu} (3\lambda + 2\mu).$$

Man kann aus den gemessenen Geschwindigkeiten V und \mathfrak{V} auf die elastischen Eigenschaften und die Dichte der von den Erschütterungswellen durchlaufenen Bodenschichten schließen.

Wenn die Wellen auf Grenzen zwischen verschiedenen festen Körpern treffen, so entstehen im II. Medium gebrochene Wellen. Ein Teil der Wellenenergie wird reflektiert. Es entspricht sowohl den longitudinalen als auch den transversalen Wellen je ein gebrochener und ein reflektierter Wellenzug beider Arten, so daß sich also sehr komplizierte Bewegungszustände ausbilden. Dazu kommen dann noch weitere Wellenarten, welche an die Oberfläche selbst gebunden sind. Die wichtigsten dieser *Oberflächenwellen* sind die sogenannten *Rayleighwellen*, welche sich aus dem Zusammenwirken der longitudinalen und der transversalen Wellen an der Grenzfläche allmählich ausbilden und die sich längs der Erdoberfläche mit der Geschwindigkeit

$$\sqrt{V_2} = 0.9194 \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} = 0.9194 \mathfrak{V}.$$

fortpflanzen, sowie die *Querwellen* (Love-Wellen), bei denen die Teilchen

senkrecht zur Fortpflanzungsrichtung der Wellen schwingen und welche mit Eigenschwingungen der obersten Bodenschichten im Zusammenhange stehen. Hier haben wir nur kurz auf die Wellenausbreitung in isotropen Materialien hingewiesen. In anisotropen Medien, wo die Fortpflanzungsgeschwindigkeiten der Wellen von der Fortpflanzungsrichtung abhängig sind, werden die Verhältnisse noch viel komplizierter.

Um aus den seismischen Beobachtungen auf den Gesteinscharakter der durchlaufenen Schichten schließen zu können, muß man die elastischen Konstanten für eine genügende Zahl von Gesteinstypen experimentell bestimmen. Solche Bestimmungen liegen vor. Temperatur und Druck haben einen sehr erheblichen Einfluß.

Obwohl wir uns hier nur mit der physikalischen Erforschung der obersten Erdschichten beschäftigen wollen, so müssen wir uns doch kurz über die Methoden der wissenschaftlichen Seismik oder Erdbebenkunde, die sich mit dem ganzen Erdkörper beschäftigt, orientieren.

Die Erde setzt sich aus einer Anzahl von konzentrischen Kugelschalen mit nach innen zunehmender Dichte und mit verschiedenen elastischen Eigenschaften zusammen. Die einzelnen Schichten darf man sich als nahezu homogen und isotrop vorstellen.

Der Schichtenbau des Erdinnern. Wird an einer Stelle der Erdrinde eine starke Erderschütterung, ein Erdbeben, ausgelöst, so würden sich in einer homogenen Erdkugel die Wellen mit stets gleichbleibender Geschwindigkeit ausbreiten. Die Strahlen der seismischen Energie würden gerade Linien, Sehnen, darstellen, und die Zeit, welche bis zum Eintreffen der Wellen an einem Beobachtungsorte verstreicht, würde der Länge dieser Sehnen proportional sein.

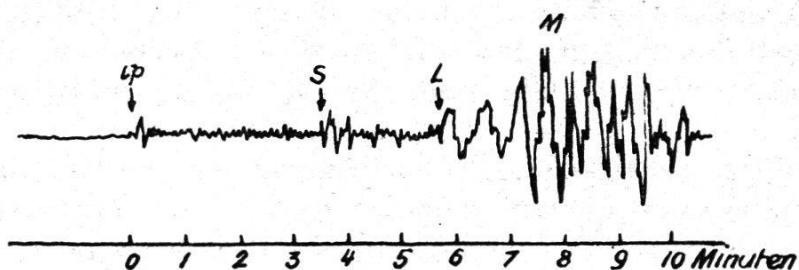
Die Wirklichkeit zeigt aber ganz andere Gesetze. Aus den Zeitdifferenzen zwischen der Auslösung einer großen Zahl von Erdbeben und dem Eintreffen der Wellen an den verschiedenen Beobachtungs-orten, den sogenannten Laufzeiten, hat man Tabellen aufgestellt, welche die Abhängigkeit der Laufzeit von der Entfernung des Beobachtungsortes vom Epizentrum des Bebens angeben. Das Epizentrum eines Bebens ist derjenige Ort an der Erdoberfläche, welcher lotrecht über dem eigentlichen Bebenherde im Untergrunde (dem Hypozentrum) liegt. Die Entfernung wird längs des größten Kreises und meist in Winkelgraden angegeben.

Von jedem Erdbebenzentrum gehen elastische Wellenzüge verschiedener Natur mit verschiedenen Geschwindigkeiten aus, für deren jede man gesonderte Laufzeitkurven aufzustellen hat.

Als Beispiel für die Bewegung der Erdoberfläche beim Vorüberziehen der von einem Erdbeben erzeugten elastischen Bodenwellen sei das Seismogramm eines mittelweiten Bebens in der folgenden Figur schematisch dargestellt (Epizentralentfernung ca. 2500 km).

Die longitudinalen Wellen, welche die größte Geschwindigkeit aufweisen, bringen den ersten mit *P* (prima undae) bezeichneten Ausschlag in der bis dahin nur schwach unruhig welligen Aufzeichnung

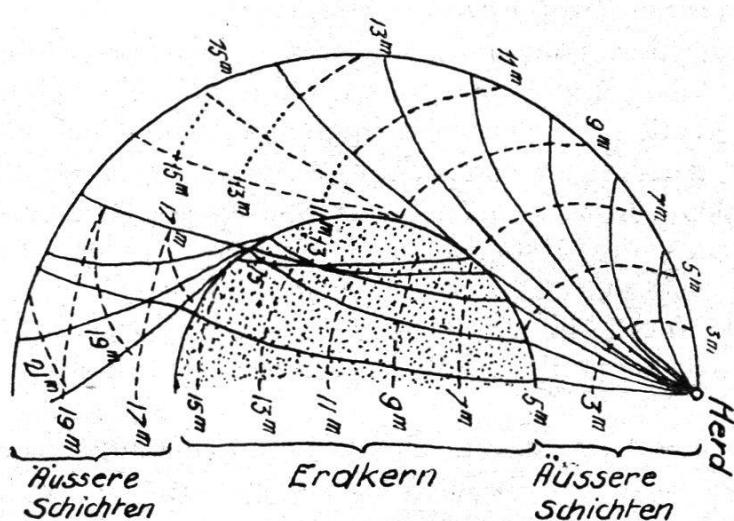
des Seismographen hervor. Einem scharfen Einsatz, wie er hier angenommen ist, wird ein *i* (impetus) beigefügt, während ein allmähliches Anwachsen der Bodenbewegung mit *e* (emersio) bezeichnet wird. Die



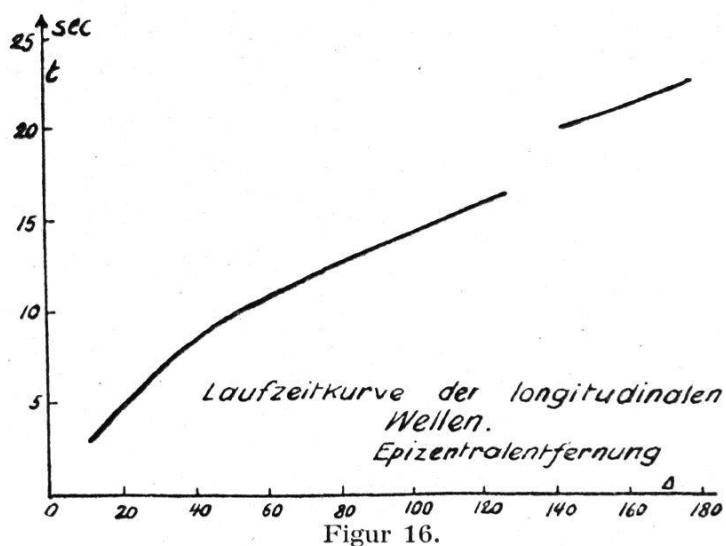
Figur 14.

nach dem Einsatz der *P*-Wellen unruhiger gewordene Kurve wird dann nach etwa $3\frac{1}{2}$ Minuten durch die Ankunft der ersten transversalen Wellenzüge *S* (secundae undae) unterbrochen, denen nach ca. $2\frac{1}{2}$ Minuten die ersten Oberflächenwellen *L* (longae undae) folgen, die im Laufe der nächsten Minuten an Amplitude noch anwachsend in die *M*-Wellen (maximae undae) übergehen um dann im Laufe längerer oder kürzerer Dauer wieder abzuklingen.

An Hand der neuesten Laufzeitkurven darf man sich den Aufbau des Erdkörpers etwa folgendermaßen vorstellen: Die Erde besteht aus einem nahezu kugelförmigen Kern, dem sich Kugelschalen wechselnder stofflicher Zusammensetzung konzentrisch auflagern. Die oberste Schicht von 60 km Dicke ist der Mantel. Dann folgt bis 1200 km Tiefe die Baryosphäre; bis auf 2900 km Tiefe folgt die Zwischenschicht und dann der Kern.



Die zu dieser schematischen Darstellung gehörige Laufzeitkurve



Figur 16.

gibt Figur 16, in welcher aber der rückwärtige Ast des oberen Teilstückes fortgelassen worden ist. Entsprechende Verhältnisse geben sich für die transversalen Wellen mit dem Unterschiede, daß transversale Wellen, welche den Kern passiert haben, bisher nicht nachgewiesen werden konnten.

Figur 15 läßt auch den Winkel (Emergenz-

winkel), unter dem die longitudinalen Erdbebenwellen auf die Erdoberfläche auftreffen, sowie seine Abhängigkeit von der Epizentralentfernung erkennen. Die hier gezeichneten Emergenzwinkel nennt man *wahre*. Demgegenüber unterscheidet man auch *scheinbare* Emergenzwinkel, berechnet aus der Richtung der Verrückung eines Erdpunktes. Die beiden Arten von Emergenzwinkeln sind verschieden, da z. B. die einfallenden longitudinalen Wellen von der Grenzfläche als longitudinale und transversale Schwingungen unter verschiedenen Reflexionswinkeln zurückgeworfen werden.

(Schluß folgt.)

Schweizerischer Geometerverein.

Zentralvorstand.

Auszug aus dem Protokoll der Sitzung vom 14. Dezember 1929 in Zürich.

Vorsitz: Zentralpräsident Bertschmann. Entschuldigt Nicod und Delacoste.

1. *Mutationen*: Eintritte: Urheim Hans, Grundbuchgeometer, in Zug; Kormann E., Grundbuchgeometer, in Leubringen. Austritt: Peter Jakob, Grundbuchgeometer, in Schlieren. Verstorben: Lattmann Emil, Sektionsgeometer, Zürich; Schaifele Matthias, Grundbuchgeometer, Oerlikon.

2. *Hilfskräftefrage*: Es wird ein Referat angehört von W. Fisler, Zürich, Mitglied der Kommission. Da diese ihre Arbeiten nicht abgeschlossen hat, sind seine Ausführungen als persönliche aufzufassen.

Die Diskussion ergibt im allgemeinen Zustimmung zu den aufgestellten Grundsätzen (siehe Dezembernummer der Zeitschrift).

Die Sektion Zürich-Schaffhausen wird beauftragt, womöglich einen Vorkurs im Frühjahr 1930 probeweise durchzuführen.

Als Vertreter des Zentralvorstandes und neuer Präsident der Kommission wird Früh bestimmt. In der Hilfskräftefrage soll in Verbindung mit den eidgenössischen Behörden möglichst rasch eine Lösung angestrebt werden.