Mitteilungen
der Reichsanstalt für Erdbebenforschung in Jena
Herausgegeben vom Direktor
Heft 5

Angewandte Geophysik

Von

O. Meisser

Mit 31 Abbildungen im Text

[1933.]

Die „Mitteilungen“ der Reichsanstalt für Erdbebenforschung bringen gemeinverständliche Aufsätze und zusammenfassende Darstellungen für weitere Kreise, im Gegensatz zu den „Veröffentlichungen“, die den wissenschaftlichen Originaluntersuchungen vorbehalten sind.

Das vorliegende Heft ist ein Sonderabdruck aus der 2. Auflage des Handwörterbuches der Naturwissenschaften, das im Verlag von Gustav Fischer in Jena erscheint.

A. Sieberg.

Z 1933. 2665 Z

O. Meisser

Angewandte Geophysik

BIBLIOTHECA ACAD. GEORGIAE AUG.

1. Was ist angewandte Geophysik? 2. Gravimetrische Aufschlußmethoden. a) Instrumente. α) Intensitätsmessungen. β) Korrektionen. γ) Diskussion. b) Eötvössche Drehwaage. α) Korrektionen. β) Diskussion. c) Drehwaage und Δg-Messungen. 3. Magnetische Aufschlußmethoden. a) Instrumentenkunde. b) Diskussion. 4. Elektrische Verfahren. a) Verfahren mit natürlichen Eigenströmen. b) Widerstandsmessungen. c) Das elektrische Feld bei direkter Stromzuleitung. α) Gleichstrommethoden. β) Wechselstrommethoden. d) Wellenmethoden. 5. Seismische Verfahren. a) Das Laufzeitkurvenverfahren. b) Instrumente. c) Diskussion. d) Technische Seismik. 6. Radioaktivität. a) Instrumente. b) Diskussion.

1. Was ist angewandte Geophysik? Die Geophysik beschäftigt sich mit den physikalischen Eigenschaften unseres Erdkörpers. Ihr Ziel ist, aus seinem physikalischen Zustande und den sonstigen bekannten Erfahrungstatsachen eine genauere Kenntnis über den Aufbau der Erde zu gewinnen. So gelingt es, über die Ausbreitungsvorgänge bei seismischen Wellen, die ihren Weg auch durch das Erdinnere nehmen, bestimmte Angaben selbst über die tiefsten Schichten zu machen. Ferner läßt sich aus dem Verlauf der Schwerkraft die Gestalt der Erde ermitteln und die Struktur der obersten Erdkruste (Isostasie) eingehend untersuchen. So kann man für jedes Sondergebiet der Geophysik stets eine bestimmte physikalische Eigenschaft der Erde angeben, deren Diskussion in Verbindung mit anderen beobachtbaren Erscheinungen die einzelnen Bausteine für unser heutiges Gesamtbild von der Erde ergeben.

In der Geophysik sucht man zunächst den „Feldverlauf" der jeweiligen physikalischen Erscheinung für die gesamte Erde festzustellen. Vergleicht man dann die allgemeine Erscheinung mit den entsprechenden lokalen und regionalen, so zeigt sich meistens eine geringe Abweichung von dem normalen terrestrischen Verlauf. Man hat neben der allgemeinen Struktur eine „Feinstruktur". Es ist nun naheliegend, diese nur örtlich beschränkten Abweichungen auf entsprechende Inhomogenitäten der jeweiligen physikalischen Eigenschaften in den obersten Erdschichten zurückzuführen. Umgekehrt lassen sich aus dem Störungsfeld Aufschlüsse über entsprechende Aenderungen in der geologischen Struktur dieser Schichten gewinnen. Man hat hier im Gegensatz zur Wünschelrute die Möglichkeit, auf rein wissenschaftlicher Grundlage auch quantitativ genau auswertbare Aufschlußarbeiten leisten zu können und bezeichnet die in Hinsicht auf ihre praktischen geologischen und wirtschaftlichen Aufgaben entwickelten Verfahren zusammen als „Angewandte Geophysik".

Da eine Feldstörung ΔF im allgemeinen nach (1)

$$\Delta F \approx \frac{\text{Differenz der physikalischen Gesteinskonstanten}}{(\text{Entfernung})^n} \cdot \text{Ausdehnung} \qquad (1)$$

Fortsetzung auf nächster Seite (1109).

durch eine Differenz in den Gesteinskonstanten bedingt ist, so wird dadurch bereits eine wichtige Einschränkung der Methoden der angewandten Geophysik gegeben. Eine weitere Beschränkung erfahren alle Meßverfahren durch die Beobachtungsgrenze, die sowohl von der Ausdehnung als auch von der Tiefenlage des geologischen Vorkommens abhängt.

Im folgenden werden die einzelnen Verfahren kurz näher skizziert, die im letzten Jahrzehnt zum Aufsuchen von nutzbaren Bodenschätzen ausgebildet und angewandt worden sind. Dabei kann man zeigen, daß ihre Entwicklung aus der allgemeinen Geophysik meistens nur durch eine wesentliche Steigerung der sonst üblichen Meßgenauigkeit möglich war.

2. Gravimetrische Aufschlußmethoden. Die gravimetrischen Aufschlußmethoden beruhen auf der irdischen Schwere bzw. auf dem spezifischen Gewicht der verschiedenen Gesteine. Auf Grund des Newtonschen Gravitationsgesetzes (vgl. Art. „Gravitation") läßt sich zeigen, daß die mittlere Erddichte den Wert 5,52 hat, und daß unsere Erdoberfläche als Niveaufläche näherungsweise durch ein Rotationsellipsoid dargestellt wird. Ferner läßt sich aus den experimentell ermittelten Schwerewerten eine sog. „Normalschwere" γ z. B. (nach Helmert 1901)

$$\gamma = 978{,}052\,[1 + 0{,}00528 \cdot \sin^2\varphi - 0{,}000\,007 \sin^2 2\varphi] \qquad (2)$$

herleiten. Die Betrachtungen der Normalschwere γ und der teils hiervon abweichenden gemessenen Schwerewerte g führte zu der Lehre von der Isostasie. Man fand, daß in großen Zügen den sichtbaren Massenüberschüssen (Gebirge) bzw. Massendefekten (Meere) ein unterirdischer Massenausgleich entspricht, so daß von einer gewissen Tiefe (isostatische Ausgleichsfläche) an hydrostatisches Gleichgewicht herrscht, d. h. auf jede Fläche gleicher Größe wirkt derselbe Druck. Diese Gleichgewichtsstörungen sind durch die jeweiligen Massenunregelmäßigkeiten in den obersten Erdschichten (bis zu einigen hundert Kilometer Tiefe) bedingt. Es lag nun nahe, die Störungen des Schwerefeldes nicht nur im Ausmaße größerer Gebirge (Alpen, Harz), sondern auch für kleinere Gebiete zu wirtschaftlichen Zwecken heranzuziehen, um über die Lagerung und Mächtigkeit solcher geologischen Schichten, die sich in ihrem spezifischen Gewicht unterscheiden müssen, Aufschlüsse zu bekommen. Betrachtet man ein einfaches Zweischichtenproblem, wo unter Schotter ($\sigma_1 \sim 1{,}8$, vgl. Fig. 1) sich z. B. der Buntsandstein ($\sigma_2 \sim 2{,}4$) aufwölbt, so spiegelt sich in dem Intensitätsverlauf (Δg) der Schwerestörung bereits der Grenzflächenverlauf wieder, außerdem wird die Schwerericht-tung beiderseitig der Erhebung abgelenkt, d. h. man hat es mit einer Lotstörung zu tun. Für die meßtechnische Erfassung solcher Störungserscheinungen genügen also bereits relative Bestimmungen der Schwereintensität (Δg), der Lotrichtung (δ) und evtl. der Ausbuchtungen der zu der Schwererichtung senkrecht verlaufenden Niveaufläche (N —··—··— in Fig. 1).

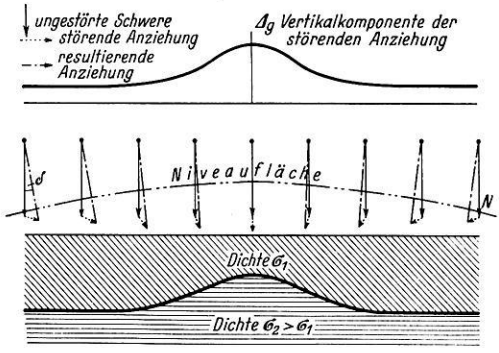


Fig. 1.

a) Instrumente. α) Intensitätsmessungen. Die relative Bestimmung der Schwereintensität wird mit den üblichen Methoden zur Zeit auf ca. $^1/_{1\,000\,000}$ genau ausgeführt. Man bedient sich einmal schwingender sog. „invariabler Pendel" (Fig. 2a), bei denen ihrer Konstruktion entsprechend die „reduzierte" Pendellänge stets konstant bleibt. Aus den Halbschwingungen T_1 und T_2 an den Orten 1 und 2 ergibt sich der Schwereunterschied zu

$$g_1 - g_2 = \Delta g \sim 2\frac{(T_2 - T_1)}{T_1} \cdot g_1;$$

für $\Delta g = 0{,}001$ cm sec^{-2} ist bei $T \sim 0{,}5$ sec eine Genauigkeit von $\Delta T = 2{,}5 \cdot 10^{-7}$ sec erforderlich. (Die nähere Beobachtungstechnik findet sich unter „Pendel".) Trotz der sehr umfangreichen und z. T. schwierig zu handhabenden Apparatur ist es mit einem leistungsfähigen modernen Pendelapparat möglich, bei kleineren Stationsabständen (5 bis 10 km) an einem Tage 2 Stationen zu erledigen. Neuerdings versucht man die Schweredifferenzen auch statisch zu bestimmen. Die Instrumente sind so konstruiert, daß eine konstante Gegenkraft der Schwere das Gleichgewicht hält, z. B. eine Quecksilbersäule wirkt auf ein abgeschlossenes Luftvolumen (Fig. 2b). Die „astasierten Pendel" (Fig. 2c) gestatten dynamisch oder statisch ebenfalls g zu messen.

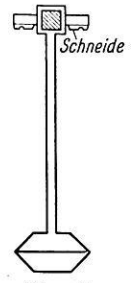


Fig. 2a. v. Sterneckssches invariables Pendel.

β) Korrektionen. Um die einzelnen Werte für die Schwere innerhalb eines

gegebenen Gebietes miteinander zu vergleichen, müssen sie einheitlich auf eine gemeinsame Niveaufläche (meistens wählt man die Meeresoberfläche) reduziert werden. Zu diesem Zweck ist eine Höhenkorrektion

$$\left(g_{h=0} - g_h = \Delta g_h = \frac{2h}{R} g_0 = 0{,}308_6 \cdot h \text{ mgal (h in m)}\right)$$

erforderlich, außerdem müssen die sichtbaren topographischen Massenunregelmäßigkeiten (topographische Korrektion) und die zwischen dem Beobachtungsort und der

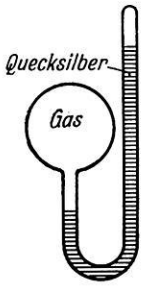


Fig. 2b.

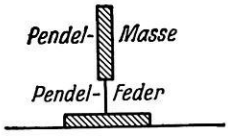


Fig. 2c.

idealen Reduktionsniveaufläche (meistens Young-Bouguersche Korrektion

$$g'_{h=0} - g'_h = \Delta g'_h = -\frac{3}{2} \cdot \frac{\vartheta}{\vartheta_m} \cdot \frac{h}{R} \cdot g_0\Big)$$

befindliche Gesteinsplatte (Dichte ϑ) rechnungsmäßig berücksichtigt werden.

γ) Diskussion. Die übrigbleibenden Differenzen zwischen der „Normalschwere" (γ) und dem einheitlich so reduzierten Beobachtungswert ergeben in graphischer Darstellung die Unterlagen für die Linien gleicher Störungswerte. Ueberall, wo ein Schwereüberschuß vorhanden ist, besteht ein unterirdischer Massenüberschuß. Ein Schweredefizit ist entsprechend zu deuten. Um sich von den gemessenen Beträgen eine anschauliche Vorstellung machen zu können, sei hier die

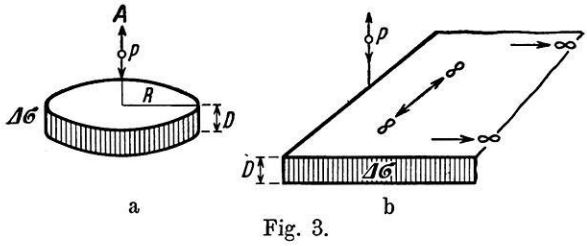


Fig. 3.

Schwerestörung für eine Platte (Fig. 3a) bzw. eine unendliche Stufe (Fig. 3b) gegeben, es ist

$\Delta g_P \sim 2\pi k \cdot \Delta\sigma \cdot D (R \gg D)$ (Punkt auf der Achse A) $\Delta g_P \sim \pi k \cdot \sigma \cdot D$ (3) (Punkt über der Kante)

(k Gravitationskonstante, $\Delta\sigma$ Dichteunterschied gegen das umgebende Nebengestein)

Aus diesen Ausdrücken ergibt sich, daß eine unendliche Platte von der Dicke 10 m bei einem spezifischen Gewicht von 2,4 eine Schwereänderung von 0,001 cm sec^{-2} (1 mgal) hervorruft. Beträgt die Dichtedifferenz $\Delta\sigma$ weniger, so entspricht 1 mgal einer größeren Schichtdicke. Mit den obigen „Faustformeln" kann man leicht eine Schätzung der zu ermittelnden Größen vornehmen. Weiterhin erlauben die Ausdrücke (3) den Schluß, daß die Wirkungen in Δg für große ausgedehnte

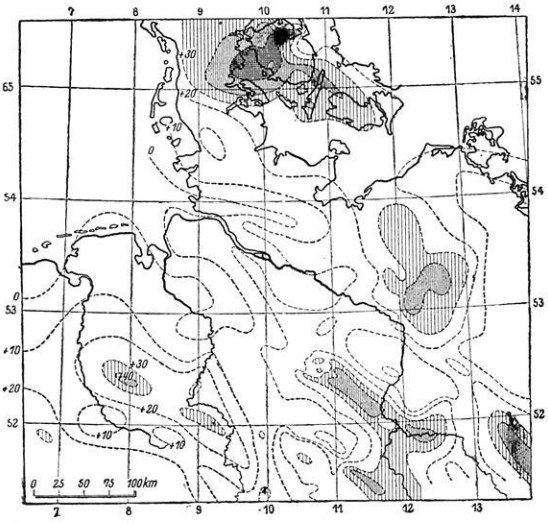


Fig. 4. Bouguersche Schwereanomalien in Norddeutschland. (Nach Messuugen des Geodät. Inst. in Potsdam zusammengestellt von F. Kossmat.)

unterirdische Masseninhomogenitäten zunächst von ihrer Tiefenlage sehr wenig abhängen, sondern hauptsächlich durch ihre Mächtigkeit bedingt sind. Diese relativen Schwereintensitätsmessungen sind wegen ihrer nicht allzu großen Empfindlichkeit ($\Delta\sigma$ meistens nicht sehr groß) für größere, ausgedehnte Untergrundstrukturuntersuchungen (Verlauf von alten überdeckten Grundgebirgen) anzuwenden. Somit ist ein großer Stationsabstand (Größenordnung von 10 km) gestattet, und man kann größere Flächen schnell überprüfen. Derartige Aufgaben liegen z. B. bei der Erforschung der Norddeutschen Tiefebene vor. Es handelt sich hier darum, solche Stellen anzugeben, an denen das überdeckte Grundgebirge relativ flach unter der Erdoberfläche liegt (vgl. Fig. 4). Unter stark vereinfachenden Annahmen kann man die Störungslinien geologisch mit einiger Vorsicht als unterirdische Isohypsen deuten.

b) Eötvössche Drehwaage. Da selbst bei relativen Intensitätsmessungen trotz erheblichen instrumentellen Aufwandes eine wesentliche Grenze dadurch gezogen ist, daß die Vergleichsnormale (Pendel, Gegenkraft)

auf ungefähr $^1/_{1000000}$ ihres Betrages invariabel bleiben muß, hat man frühzeitig eine wesentlich einfachere und bequemere Meßgröße des gestörten Schwerefeldes zu erfassen gesucht. In Fig. 1 zeigt sich die Inhomogenität des „Kraftfeldes" außer einer Intensitätsänderung auch noch durch eine Richtungsschwankung der Lotlinien an. Eine direkte experimentelle Bestimmung dieser „Lotabweichungen" führt nur zu einer den relativen Intensitätsmessungen entsprechenden Genauigkeit. Wesentlich weiter kommt man jedoch mit den Aenderungen der kleinen Horizontalkomponenten der Schwere $\left(\frac{\partial g}{\partial x}, \frac{\partial g}{\partial y}\right.$, wenn x die horizontale Nord- und y die horizontale Ostrichtung wiedergibt). Hängt man einen Waagebalken mit den beiden Massen m in verschiedener Höhe (vgl. Fig. 5) auf, so lassen sich aus dem Drehmoment, das von den horizontalen Schwereinhomogenitäten bedingt ist,

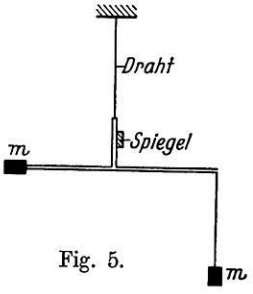


Fig. 5.

die Potential-(W-)Größen

$$\frac{\partial^2 W}{\partial x\, \partial z} = \frac{\partial g}{\partial x}, \frac{\partial^2 W}{\partial y\, \partial z} = \frac{\partial g}{\partial y}$$

und

$$\frac{\partial^2 W}{\partial x\, \partial y}, \frac{\partial^2 W}{\partial y^2} - \frac{\partial^2 W}{\partial x^2}$$

finden. Die beiden ersten Ausdrücke stellen den horizontalen „Schweregradienten"

$$\left(\frac{\partial g}{\partial s} = \sqrt{\left(\frac{\partial g}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g}{\partial y}\right)^2}\right)$$

dar. Diese Größe gibt an, um wieviel sich die Schwere in der Horizontalen beim Fortschreiten um einen cm ändert, die Meßgenauigkeit von 1 Eötvös ($= 1 \cdot 10^{-9}$ CGS) besagt, daß auf 1 cm Strecke g sich um ein Billionstel ($1 \cdot 10^{-12}$) seines Wertes ändert. Die anderen Glieder $\frac{\partial^2 W}{\partial x\, \partial y}, \frac{\partial^2 W}{\partial y^2} - \frac{\partial^2 W}{\partial x^2}$ heißen „Krümmungsglieder", sie hängen mit den Krümmungen der Niveaufläche (—··— in Fig. 2) zusammen und sind ein Maß für ihre „Verbeulungen". Sie zeigen direkt die Abweichung dieser Fläche von der Kugel- bzw. Ebenengestalt an. Gemessen werden diese Größen mit der Eötvösschen Drehwaage.

α) Korrektionen. Selbstverständlich gehen bei einem solchen Instrument, das Schwereänderungen in der Größenordnung von einem Billionstel gegenüber den relativen Intensitätsmessungen mit einer Genauigkeit von „nur" $^1/_{1000000}$ noch nachweist, die sichtbaren Massenunregelmäßigkeiten in Instrumentennähe sehr stark ein. Man berücksichtigt alle Massen rechnerisch so, daß die Angaben für eine Ebene durch den Stationspunkt (Gehängeschwerpunkt) gelten.

β) Diskussion. Die „Gradienten" und „Krümmungsglieder" lassen sich zur Deutung für unterirdische geologische Aufschlußarbeiten verwenden. An dem Beispiel einer Stufe

$$\frac{\partial g}{\partial s} = 2k \Delta\sigma \ln \frac{r_2}{r_1} \qquad (4)$$

in Fig. 6 und Formel (4) sieht man, daß die Größe eines Gradienten abgesehen von der Dichtedifferenz $\Delta\sigma = \sigma_2 - \sigma_1$ nur von den geometrischen Verhältnissen $\left(\frac{r_2}{r_1}\right)$ abhängt. Ueberall da, wo ausschließlich horizontal liegende Schichten selbst verschiedener Dichte

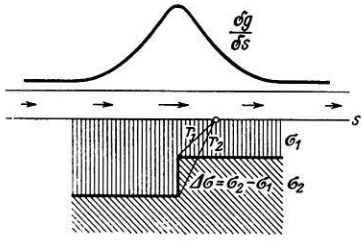


Fig. 6.

vorhanden sind, kann man die Drehwaage nicht anwenden. Hingegen gibt die Drehwaage bei wechselndem Profil trotz kleiner Dimensionen stets gute Ergebnisse.

Die Gradienten zeigen an der Erdoberfläche nach der schweren Einlagerung hin bzw. von einer leichteren Einlagerung weg. Das Bild der gesamten Drehwaagengrößen ist damit zur Lokalisierung von geologischen, nicht horizontal verlaufenden Grenzflächen geeignet. Diese Art von Schweremessungen hat eine umfangreiche praktische Anwendung zur Aufsuchung von Salzdomen, zur Festlegung von Erdölsonden, zur Lokalisierung von Verwerfungen usw. gefunden. Auch im Bergwerk läßt sich die Drehwaage unter besonderen Vorsichtsmaßregeln mit Nutzen verwenden.

c) Drehwaage und Δg-Messungen. Nach der Gleichung (5)

$$\Delta g_{1,2} = \int_1^2 \frac{\partial g}{\partial s} \cdot ds \qquad (5)$$

kann man in derselben Niveaufläche stets auch den entsprechenden Schwereunterschied aus den Gradienten berechnen. Den Unterschied in den Δg- und den Drehwaagemessungen sieht man an einem idealisierten Zweischichtenproblem (Fig. 7). Die Δg-Linien geben direkt den Höhenverlauf des unterirdischen Gebirges wieder, während der

Gradient die „Böschungsverhältnisse“ anzeigt. Man kann das topographische Beispiel auch auf beide Meßverfahren übertragen. Die direkten Δg-Messungen entsprechen den barometrischen Höhenmessungen, während die Drehwaage (als hinkender Vergleich) einem Gefällemesser entspricht und entsprechend mehr Einzelheiten von dem unterirdischen Profil wiedergeben kann. Praktisch

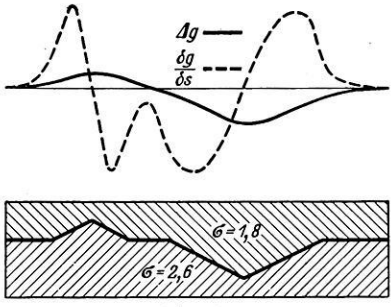


Fig. 7.

wird man stets so vorgehen, daß große Gebiete zunächst mit einem weitmaschigen Netz von Δg-Messungen versehen werden. Ueberall da, wo sich Abweichungen von dem normalen Schwereverlauf zeigen, ist dann die Gelegenheit gegeben, mit der Drehwaage das Bild durch eingehendere Untersuchung auch in seinen Einzelheiten zu vervollständigen. Selbstverständlich setzt eine Diskussion die Kenntnis der spezifischen Gewichte der vorkommenden geologischen Schichten voraus. Außerdem muß man für eine einwandfreie Diskussion außer den geologischen Unterlagen möglichst auch noch andere Aufschlußverfahren zur Ergänzung mit heranziehen, da dieselbe Schwerewirkung von recht verschiedenen Massenkonfigurationen hervorgerufen werden kann und der gemessene Effekt sich stets als Resultat aus vielen einzelnen Wirkungen darstellt.

3. Magnetische Aufschlußmethoden. Das magnetische Feld, das durch seine Richtung und die Größe der magnetischen Kraft an jeder Stelle bestimmt ist, ist prinzipiell auf der ganzen Erde hinreichend bekannt. Ebenso hat man die formale mathematische Theorie (Gauß) genügend entwickelt. Man weiß, daß das Magnetfeld seinen Sitz hauptsächlich in der Erde hat, die in erster Näherung als homogene längs der Rotationsachse magnetisierte Kugel aufzufassen ist. Dazu kommt eine Quermagnetisierung. Obwohl man die einzelnen Daten relativ gut kennt, kann die Geophysik heute keine einwandfreie Erklärung von der Entstehung des Erdmagnetismus geben. In Fig. 8a sind die Linien gleicher Deklination (Isogonen für 1922) für die Erde gezeichnet, während in Fig. 8b dieselben Linien vergrößert für Deutschland (Isogonenkarte vom Deutschen Reich nach den Ergebnissen der neueren magnetischen Messungen für die Epoche 1925 nach Karl Hausmann) wiedergegeben sind. Auch hier zeigt sich wieder dieselbe Erscheinung, daß das „terrestrische“ Feld im kleinen eine „Feinstruktur“ aufweist, die durch die verschiedenen magnetischen Gesteine der obersten Erdrinde verursacht wird. Ebenfalls kann man aus solchen Feldstörungen auf die entsprechenden geologischen Störungen bzw. Einlagerungen schließen, wenn die magnetischen Konstanten bekannt sind. Ein wesentlicher Punkt bei allen magnetischen Beobachtungen sind die zeitlichen Schwankungen des Erdfeldes, die stets berücksichtigt werden müssen.

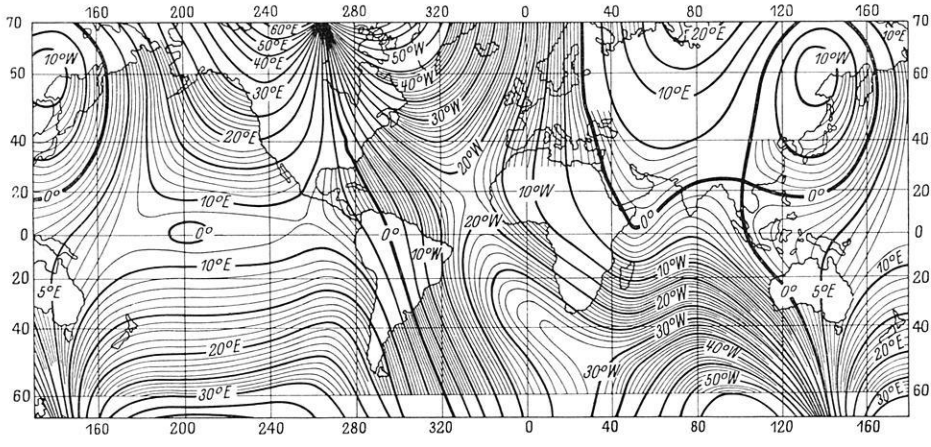


Fig. 8a.

a) Instrumentenkunde. Neben den Richtungsmessungen (Deklination δ, Inklination i) genügt eine Komponentenintensitätsbestimmung (Fig. 9) (Horizontalintensität H), um den magnetischen Kraftvektor (J) für einen Ort zu ermitteln. Für ausgedehnte Untersuchungen des gesamten Erdfeldes wird der magnetische Theodolit und das Inklinatorium

vornehmlich gebraucht (vgl. Art. „Erdmagnetismus"). Um nur Feldstörungen festzustellen, genügen bereits relative Messungen. Die Größe des Erdfeldes beträgt 0,4—0,6 Γ (Gauß). Die für relative Untersuchungen wirtschaftliche Genauigkeit kann höchstens auf einige γ ($1\,\gamma = 10^{-5}\,\Gamma$) getrieben werden, da die Fehler in der Berücksichtigung der zeitlichen Schwankungen und die Inkonstanz der Instrumente eine größere Genauigkeit hinfällig machen würden. Die relativen Intensitätsinstrumente sind im Prinzip durch eine „Kompensationskraft" (Magnet, Schwerkraft) auf eine Basisstation eingestellt, auf die die einzelnen Beobachtungspunkte bezogen werden. Als Lokalvariometer sind für die Vertikalintensität die magnetische Waage (nach A. Schmidt [Fig. 10a] bzw. Koenigsberger [Fig. 10b]) zu nennen, wobei ein Laufgewicht bzw. ein Magnet die Vertikalintensität kompensiert. Für Horizontalintensitätsvariationen dient (neben einer Horizontalintensitätswaage) das Kohlrauschsche Einstabvariometer (Fig. 11), das aus den Ablenkungen einer Magnetnadel durch einen Kompensationsmagnet die Intensitätsänderungen der Horizontalkomponente mißt. Damit man die einzelnen Messungen untereinander vergleichen kann, sind sie stets auf dieselbe Zeit zu reduzieren. Um die zeitlichen Schwankungen zu eliminieren, werden die Registrierungen einer Feldstation bzw. eines benachbarten magnetischen Observatoriums herangezogen. Die Skalenwertbestimmung der einzelnen Instrumente erfolgt durch ein künstliches Feld, das entweder durch Helmholtzspulen elektrisch oder mit Permanentmagneten in einer ihrer Hauptlagen erzeugt

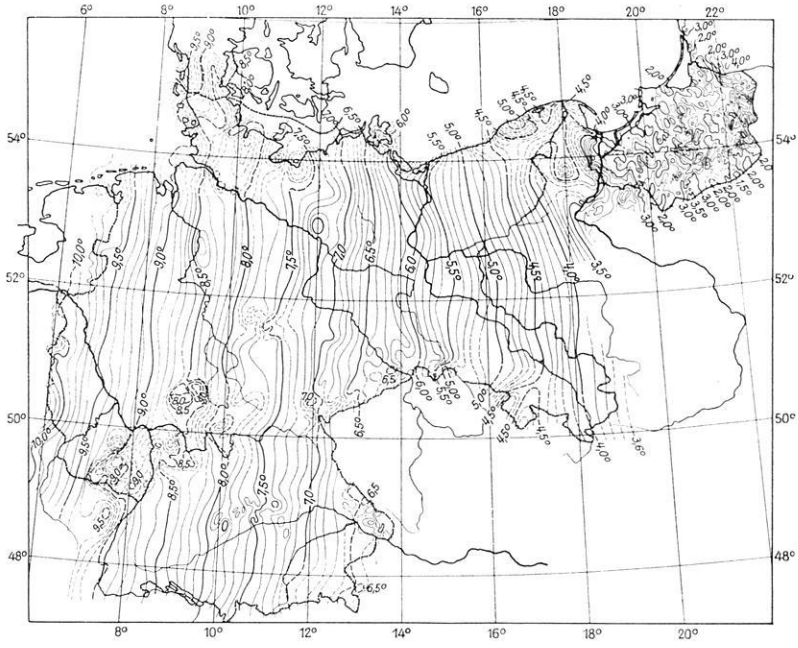


Fig. 8b.

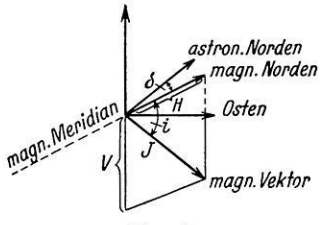


Fig. 9.

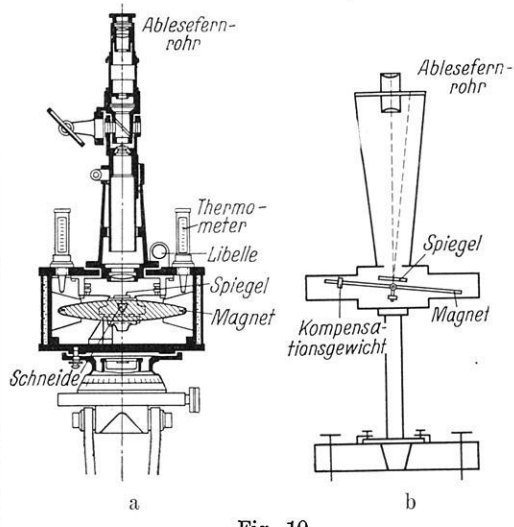


Fig. 10.

wird. Die Meßtechnik bei solchen magnetischen Aufnahmen ist relativ einfach und bequem zu handhaben.

b) Diskussion. Für eine nicht nur qualitative Diskussion der gemessenen magnetischen Störungsbilder trifft in vielen Fällen die Voraussetzung zu, daß die betreffenden Massen durch die Induktion des Erdfeldes magnetisiert sind. Für ganz einfache Ueberschlagsrechnungen kann man in allererster Näherung eine geschlossene Einlagerung in größerer Entfernung durch einen „Ersatzmagneten" diskutieren, bei weiterer Verfeinerung sind regelmäßige Körper, die durch Flächen zweiten Grades (Kugel, Ellipsoid) begrenzt werden, zugrunde zu legen. Selbstverständlich sind die Voraussetzungen homogener Magnetisierung und die sonstigen Idealisierungen über die Gestalt in der Natur nicht erfüllt. In Fig. 12 ist für ein Rotationsellipsoid mit horizontal bzw. vertikal liegender Achse im magnetischen Meridian der Verlauf der Vertikalintensität (—) bzw. der Horizontalintensität (— — —) für ($H = 0{,}2\ \Gamma$, $V = 0{,}4\ \Gamma$) gleiche Tiefe des Mittelpunktes (Haalck) wiedergegeben. Im allgemeinen

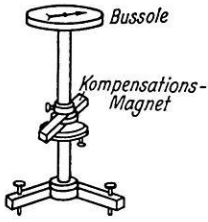


Fig. 11.

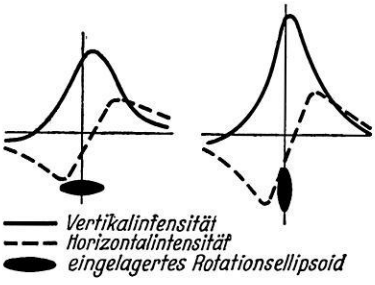


Fig. 12.

nimmt die Stärke einer Störung mit dem Quadrat bis dem Kubus mit der Tiefe ab und für die Horizontal- und Vertikalkomponente gilt, daß ein Minimum bzw. Maximum in der einen Komponente einer größten Aenderung (Tangente) in der anderen Komponente entspricht. Besondere Vorsicht in der Deutung ist erforderlich, wenn stark magnetische Gesteine unmittelbar unter der Oberfläche liegen. Selbstverständlich muß man für eine Diskussion der Beobachtungen die magnetischen Gesteinskonstanten (Suszeptibilität) kennen. Die Tiefenlage läßt sich aus der Ausdehnung der magnetischen Feldstörung und der Differenz der Suszeptibilitäten ermitteln. Allgemeine Betrachtungen auf Grund des Poissonschen Satzes (von Eötvös) gestatten bei homogener Magnetisierung direkt die drei magnetischen Komponenten (X, Y, Z) und die mit der Drehwaage gemessenen Potentialglieder

$$\left(\frac{\partial^2 W}{\partial x\,\partial y}, \frac{\partial^2 W}{\partial y^2} - \frac{\partial^2 W}{\partial x^2}, \frac{\partial^2 W}{\partial x\,\partial z}, \frac{\partial^2 W}{\partial y\,\partial z}\right)$$

untereinander in Beziehung zu bringen und so, wenn die Störung gravimetrisch und magnetisch von derselben Masse herrührt, Drehwaagemessungen mit magnetischen Messungen zu kombinieren.

In Fig. 13 a ist der Verlauf der magnetischen Horizontalintensität (— — —), Vertikalintensität (———) über der Kursker magnetischen Anomalie längs eines Profiles

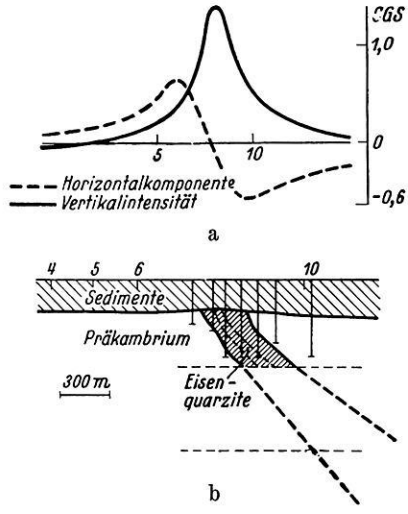


Fig. 13.

senkrecht zum Streichen wiedergegeben. Das entsprechende geologische Profil zeigt Fig. 13 b nach Archangelski. In einer Tiefe von 152 bis 186 m erreichten die Bohrungen das kristalline Grundgebirge. Eine Schicht von magnetithaltigem Quarzit, dessen Mächtigkeit 210—225 m beträgt und der ziemlich steil (55—80°, tiefer 35—40°) nach Osten einfällt, verursacht diese außerordentlich starke Störung.

Die magnetischen Methoden dienen in erster Linie zur Aufsuchung von stark magnetischen Mineralien, hierbei kommen vornehmlich eisenhaltige Erze (Magnetit) in Frage. Umgekehrt sind aber auch viele eisenhaltige Gesteine, z. B. Roteisen- bzw. Brauneisenvorkommen nur schwach magnetisch. Hohe magnetische Suszeptibilitäten besitzen noch die Eruptivgesteine. Salzstöcke sind schwach diamagnetisch, doch sind bei allen solchen sehr geringen magnetischen Störungen einmal wegen der schwierigeren Meßtechnik und wegen der besonderen sorgfältigen Berücksichtigung auch der tieferen geologischen

Schichten die Ergebnisse nur mit großer Vorsicht zu diskutieren. Der im allgemeinen recht einfachen Handhabung von magnetischen Instrumenten stehen für die Auswertung der Isanomalen zum Teil beträchtliche Anforderungen an theoretischen Kenntnissen und praktischen Erfahrungen gegenüber.

4. Elektrische Verfahren. Die elektrischen Verfahren haben keine in der allgemeinen Geophysik besonders entwickelten Hilfsmittel benutzen können. Die Forschungen über „Erdströme" sind trotz größerer Untersuchungen noch in den Anfängen. Dennoch lag es sehr nahe, die Unterschiede in der elektrischen Leitfähigkeit der einzelnen Bodenschichten für Aufschlußarbeiten heranzuziehen. Die meisten Mineralien, abgesehen von den Metallen und einigen wenigen ihrer Verbindungen, sind ausgesprochene Isolatoren. Die Gesteinsschichten, die sich z. T. auch aus elektrisch sich verschieden verhaltenden Bestandteilen zusammensetzen, weisen eine Feuchtigkeit auf. Gerade der Wassergehalt mit seinen gelösten leitenden Bestandteilen (Elektrolyt) gibt den Bodenschichten recht beträchtliche Leitfähigkeitsunterschiede, die sich bis über 10 Zehnerpotenzen erstrecken können. Aus diesem Grunde darf man die an einzelnen Gesteinsproben erhaltenen Widerstandswerte nur mit Vorsicht einer Diskussion zugrunde legen. Es sind stets in voller Strenge nur solche Angaben einwandfrei, die entweder an der Lagerstätte mit entsprechenden Widerstandsverfahren gewonnen sind oder bei denen Proben mit natürlichen Bedingungen (Bergfeuchtigkeit) benutzt wurden.

Die elektrischen Verfahren haben gegenüber den gravimetrischen bzw. magnetischen Methoden den großen Vorteil, daß das Feld erst künstlich erzeugt werden muß und man so eine weitere Versuchsbedingung in die Hand bekommt.

a) Verfahren mit natürlichen Eigenströmen. Befindet sich ein metallischer Körper unter der Erdoberfläche, so muß, wenn sein oberer Teil oxydiert ist (Pyrit, Magnetkies, Magnetit), infolge der verschiedenen Kontaktpotentiale ein elektrischer Strom um und durch den Erzkörper fließen (Fig. 14). Nach Schlumberger läßt sich die Lage einer solchen Minerallagerstätte durch negative „Potentialzentren" nachweisen. Man nimmt mit unpolarisierbaren Elektroden (in Kupfersulfat tauchende Kupferstäbe) und einem Potentiometer die Aequipotentiallinien auf (Größenordnung einige Millivolt pro Meter) (Fig. 15). In Fig. 16 sind die Aequipotentiallinien (————) und die zugehörigen elektrischen Profile (— — —) an der Pyritlagerstätte Saint-Bel (Rhône) wiedergegeben. Die schwarzen Gebiete bezeichnen die in 40 m Tiefe durch Abbau aufgeschlossenen Pyritkörper. Es zeigt sich, daß den drei negativen Zentren $C_{1,\,2,\,3}$ gangförmig gelagerte Erzlinsen entsprechen. Die eingezeichneten Potentialdifferenzen sind auf einen entfernteren Punkt (Potential Null) bezogen. So einfach dieses Verfahren der elektrischen Eigenströmung ist, so ist es doch stets nur an bestimmte metallische Erzlagerstätten gebunden. Außerdem können auch starke elektrisch leitende Störungen (wassergefüllte Spalten) das Potentiallinienbild verfälschen, so daß sich schließlich das Verfahren, das sehr einfach und schnell zu handhaben ist, nur mehr qualitativ auswerten läßt. Aehnliche Verfahren sind für kleinere Flächen (Größenordnung einige Quadratmeter) von Hunkel („turbulente Eigenströmung") ausgebildet. Die Potentialdifferenzen werden natürlichen Erdströmen zugeschrieben, die in den obersten Schichten infolge verschiedener Konzentration der Bodenflüssigkeiten entstehen.

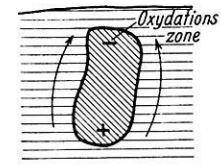


Fig. 14.

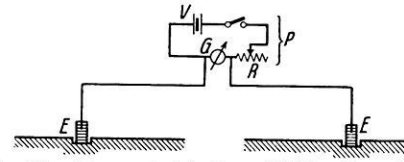


Fig. 15. E unpolarisierbare Elektroden. P Potentiometer. V Batterien. G Voltmeter. R Regulierwiderstand.

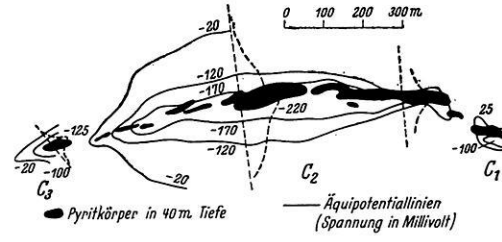


Fig. 16.

b) Widerstandsmessungen. Die bequeme Methode, mit zwei Elektroden den Ohmschen Widerstand aus Strom und Spannung an der Erdoberfläche zu bestimmen, läßt sich in der Praxis nur höchst roh ausführen, weil sich der Hauptteil des Widerstandes an den Elektroden befindet und dieser „Uebergangswiderstand" sich im Boden nicht immer genügend sicher erfassen läßt. Für den unendlichen Halbraum sind aber einige „Vierpunktmethoden" ausgearbeitet, mit denen man für einen elektrisch homogenen Halbraum den spezifischen Widerstand

und für einen mehrfach elektrisch geschichteten Boden bei horizontaler Lagerung den jeweiligen „scheinbaren" spezifischen Widerstand ermitteln kann. Legt man an zwei Elektroden E_1 und E_2 eine Spannung und läßt den Strom J fließen, so erhält man für einen isotropen Untergrund den mittleren spezifischen Widerstand ϱ aus der Spannung V zwischen den Punkten (Sonden) F_1 und F_2 zu

$$\varrho = 2\pi \frac{V}{J} \cdot \frac{1}{\frac{1}{r_1} + \frac{1}{R_2} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{R_1}} \qquad (6)$$

wobei die r_i und R_i nach Fig. 17 die entsprechenden Elektrodenabstände bezeichnen. Wählt man die Abstände $E_1F_1 = F_1F_2 = F_2E_2 = b$, so wird (Methode von Wenner)

$$\varrho = 2\pi \cdot \frac{V}{J} \cdot b \qquad (7)$$

Für die Kombinationen der Elektrodenentfernungen zu den Spannungspunkten (F) sind noch verschiedene andere Wertemöglichkeiten in Gebrauch. Praktische Messungen benutzen wegen der Polarisation

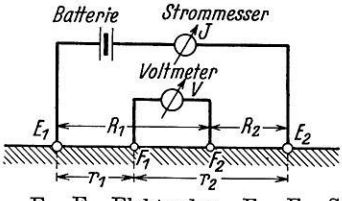


Fig. 17. E_1, E_2 Elektroden. F_1, F_2 Sonden.

kommutierten Gleichstrom oder sehr niedrigperiodigen (< 50 Hertz) Wechselstrom. In der Praxis findet man für die einzelnen Entfernungen (b in (7)) nicht denselben Widerstandswert. Es gilt, diesen „scheinbaren" spezifischen Widerstand mit dem nicht homogenen Untergrund in Verbindung zu bringen. Theoretische Betrachtungen gestatten nun, die einzelnen verschieden elektrisch leitenden Schichten bei horizontaler Lagerung ihrer Tiefe und Mächtigkeit anzugeben. Empirisch wurde gefunden (Gish und Rooney), daß in den Kurven für den scheinbaren Widerstand die Abstände charakteristischer Kurvenpunkte mit den Tiefenlagen einzelner Schichten sich verbinden lassen; die Theorie lieferte bisher noch keine einfache Auswertung. Die Fig. 18 zeigt den „scheinbaren Widerstand" nach der Wennerschen Methode in Australien (Imperial Geophysical Experimental Survey) bei Koonda. Die beiden durch Bohrung festgestellten salzhaltigen Wasserhorizonte W_1 und W_2 sind durch eine deutliche Widerstandsverringerung (o) zu erkennen. Der Anstieg von ϱ bei (↓) ist vielleicht durch eine 40 Fuß mächtige harte Schicht (coral) bedingt. Die Anwendung der Widerstandsmethoden ist hauptsächlich für horizontal geschichtetes Gelände mit elektrisch verschiedenen Schichten geeignet und besonders einfach in der Diskussion, wenn die Messungen an ein Bohrloch bzw. einen geologischen Aufschluß angeschlossen werden können. Die Meßarbeit ist wie bei allen elektrischen Methoden relativ einfach.

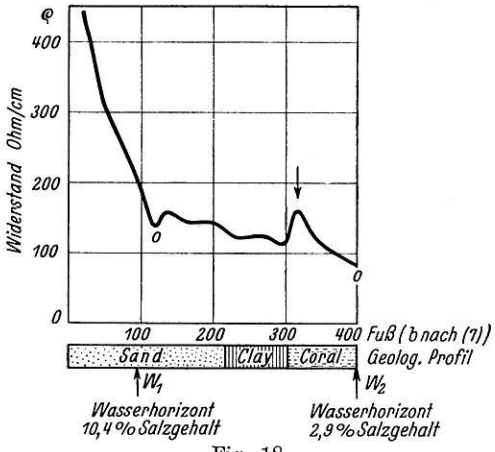


Fig. 18.

c) Das elektrische Feld bei direkter Stromzuleitung. *a*) Gleichstrommethoden. Für die theoretischen Grundlagen legt man zunächst den isotropen homogenen Halbraum zugrunde, studiert an diesem idealen Beispiel die Stromausbreitung und versucht dann die in der Praxis auftretenden Abweichungen durch entsprechende elektrische

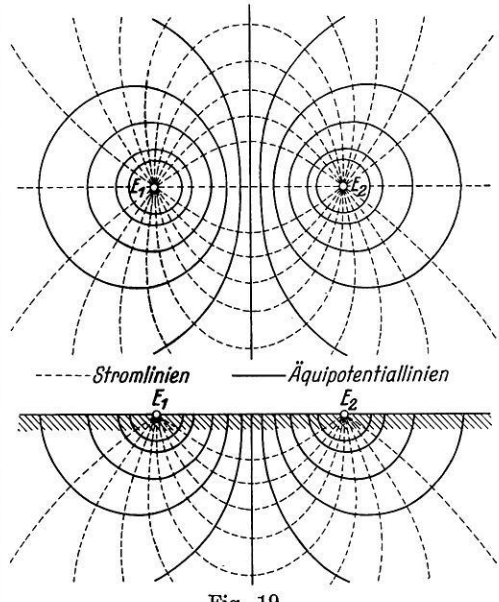


Fig. 19.

Bodeninhomogenitäten geologisch auszudeuten. Führt man der Erdoberfläche an zwei Punkten durch die Elektroden E_1 und E_2 einen Gleichstrom zu, so wird der Strom (vgl. Fig. 19) längs der (————) gezeich-

neten „Stromlinien" bei homogenen isotropem Untergrund fließen. Die Linien gleichen Potentials (— — —) verlaufen senkrecht zu den Stromlinien. An der Erdoberfläche bildet sich das charakteristische „Aequipotentiallinienbild" aus. In der Nähe der Elektroden drängen sich die Stromlinien stark zusammen, und hier herrscht das größte Spannungsgefälle. Die Linien gleicher Spannung sind in der Nähe der Elektroden annähernd Kreise, und die Mittellinie ist eine

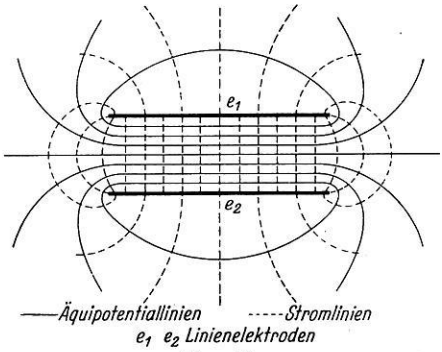


Fig. 20.

Gerade. Die entsprechenden Strom- bzw. Potentialflächen haben die Linie E_1, E_2 als Rotationsachse. Läßt man die Elektroden in zwei unendlich lange Linien ausarten, so ergibt sich an der Erdoberfläche das Bild (nach Lundberg) der Fig. 20 für die Aequipotentiallinien und Stromlinien, die zwischen den Elektroden e_1, e_2 stets nur parallele Gerade sind. Bei ausgedehnten Untersuchungsgebieten

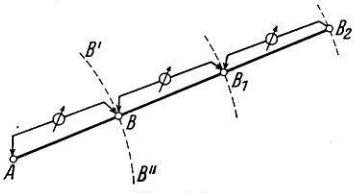


Fig. 21.

wird man aus Gründen der Bequemlichkeit Punktelektroden vorziehen. Zur experimentellen Ausführung benötigt man zwei unpolarisierbare Elektroden und ein empfindliches Galvanometer. Die Elektrode in A bleibt fest, während man die Stellung der anderen Elektrode auf dem Kreis B'B'' so lange verändert bis die Potentialdifferenz zwischen A und B verschwindet (Fig. 21). Faßt man alle so gewonnenen Punkte zusammen, so hat man eine Aequipotentiallinie (—). Für die praktische Ausführung kann man auch die zweite Elektrode E_2 (vgl. Fig. 19) sehr weit entfernt anbringen und nur die Aequipotentiallinien in der Umgebung von E_1 bestimmen. Fig. 22 zeigt ein solches Beispiel von Schlumberger (Fierville la Campagne, Calvados), wo eine besser leitende Schieferzone im Untergrund eine erhöhte Stromdichte aufweist, so daß in der obersten Schicht eine geringere Stromdichte und somit ein geringerer Spannungsabfall herrschen muß. Aus der ovalförmigen Verzerrung läßt sich das Streichen der Schieferzone angeben. Selbstverständlich kann man auch den Verlauf des Potentials selbst messen und zur Diskussion heranziehen. Das Magnetfeld der in den Boden gebrachten Gleichströme läßt sich praktisch zu Messungen nicht verwenden, da seine Größenordnung in dem kurzzeitlichen Schwankungsbereich des Erdfeldes liegt. Das Gleichstromverfahren ist hauptsächlich von Schlumberger ausgebildet und ausgiebig angewandt worden. Es hat gegenüber dem

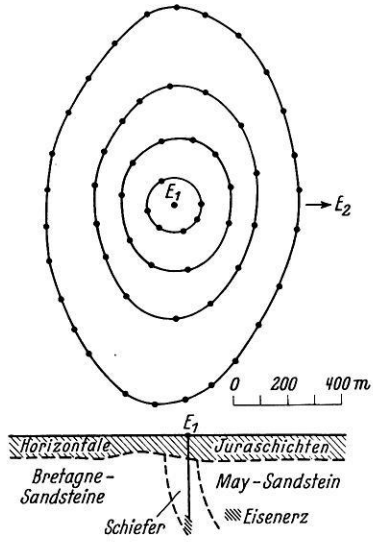


Fig. 22.

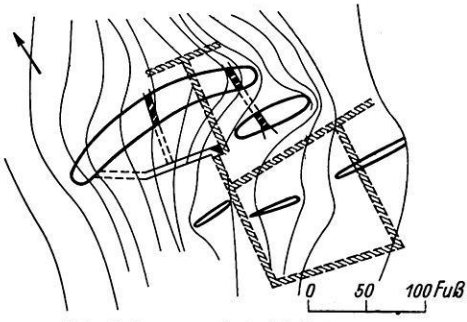
Arbeiten mit Wechselströmen den großen Vorteil, daß es theoretische Grundlagen hat, die sich bequem experimentell verwirklichen lassen.

β) Wechselstrommethoden. Verwendet man an Stelle von Gleichstrom Wechselstrom, so ergibt sich eine wesentliche Bereicherung der Messungen, es läßt sich auch das pulsierende Magnetfeld meßtechnisch mit erfassen. Als Indikatorinstrument dient das Telephon. Demgegenüber herrschen aber im Boden keine einfachen Strömungsverhältnisse mehr. Das elektrische Feld ist jetzt quasistationär. In den leitenden Schichten werden Wirbelströme induziert, die Phase des Feldes ändert sich von Ort zu Ort (elliptisch polarisiert), die Stromlinien werden wegen der Selbstinduktion nach der Erdoberfläche zu gedrängt. Daher bewirkt der Skineffekt mit steigender Frequenz eine abnehmende Tiefenwirkung. Dazu kommt noch das Feld, das durch die Zuleitungen induziert wird. Die

Vorteile bei der Verwendung von Wechselstrom sind aber so groß (leichte Verstärkung geringer Ströme, Telephonverwendung, Magnetfeld ausmessen, Phasenverhältnisse mit benutzen), daß man in der Hauptsache diese Stromart verwendet. Die Tiefenwirkung bestimmt die anzuwendende Frequenz. Nach Koenigsberger ist

bis 500 m eine Frequenz von 500 Hertz
„ 700 „ „ „ „ 400 „
„ 800 „ „ „ „ 300 „
„ 1600 „ „ „ „ 75 „

meistens zulässig. Arbeitet man mit den Frequenzen 50—500 Htz, so kann man, wenn die eingelagerten Leiter einen nicht zu geringen Widerstand haben, mit sog. „Quasiäquipotentiallinien" arbeiten, die genau so wie die einwandfreien Gleichstromäquipotentiallinien gemessen werden. In Fig. 23 ist ein Beispiel



elektrisch angezeigte Erzkörper
Quasiäquipotentiallinien
alte Schurfgräben
Streckenvortrieb vor der Untersuchung
„ „ nach „ „
angefahrenes Erz.

Fig. 23.

nach Lundberg gezeigt, wo mit dieser Methode ein Blei-Zink-Erzkörper bei der Buchaus Mine auf Neufundland neu gefunden wurde, der sich als deutliche Zone besserer Leitfähigkeit aus den „Aequipotentiallinien" erkennen läßt. Selbstverständlich können auch die Phasenverteilung und die einzelnen Spannungsgradienten des elektrischen Feldes gemessen und mit Hilfe von theoretischen Beziehungen für eine praktische Diskussion herangezogen werden.

Das magnetische Feld an der Erdoberfläche ist durch die im Boden fließenden Ströme bestimmt. Es läßt sich bei der Verwendung von Wechselstrom leicht mit einer Induktionsspule messen. Neben absoluten Intensitätsbestimmungen sind es auch hier wieder Richtungsbestimmungen, die häufig angewandt werden. Die Richtung des „magnetischen Vektors" läßt sich aus zwei Stellungen eines Rahmens ermitteln, in denen die Induktion jedesmal ein Minimum aufweist. Für die praktische Durchführung wird ein Rahmen benutzt, dessen induzierte Spannung mit einem Röhrenvoltmeter gemessen wird.

Schließlich sei noch angeführt, daß auch eine induktive Stromzuführung für praktische Untersuchungen angewandt wird, wobei jedoch meistens eine höhere Frequenz zur Anwendung kommt.

d) Wellenmethoden. Die praktische Verwendung von hochfrequenten Schwingungen steht gegenüber den bisher beschriebenen elektrischen Aufschlußmethoden fast ganz zurück. Es hat nicht an vielen Vorschlägen und auch experimentellen Versuchen gefehlt. Man kann die hochfrequenten Schwingungen wegen ihrer großen Absorption in den gutleitenden obersten Schichten meistens auch nur sehr beschränkt anwenden (Reflexionsmethode, Beeinflussung der Eigenwelle der Antenne).

Ueber die einzelnen elektrischen Methoden läßt sich allgemein sagen, daß man in ihnen ein weitgehendes Hilfsmittel für die Schürfung von leitenden Erzen und zum Aufsuchen von tektonischen Störungen hat. Für gewöhnlich genügen relative Messungen (Richtungsbestimmungen). Geht man weiter zu absoluten Bestimmungen (Potentialdifferenzen) über, so läßt sich auch der (mittlere) spezifische Widerstand ermitteln. Für die Anwendung der verschiedenen Verfahren sind neben den elektrischen Gesteinskonstanten auch die Lagerungsverhältnisse wesentlich mit maßgebend. Ein erheblicher Vorteil ergibt sich noch aus der freien Wahl, wie man das aufgeprägte elektrische Feld legt.

5. Seismische Verfahren. Die Seismik beschäftigt sich mit den Erscheinungen bei Erdbeben. Als es gelungen war, mit sehr empfindlichen Seismometern die Bodenbewegung auch in den größeren Entfernungen bei einem starken Beben noch nachzuweisen, ergab eine systematische Forschung aus den Aufzeichnungen der verschiedenen Stationen, daß entsprechend dem Verhalten eines elastischen Körpers die einzelnen Wellenarten große Teile des Erdinnern durchlaufen. Rückwärts kann man aus den Ankunftszeiten die Bahnen der verschiedenen Wellen berechnen und die elastischen Konstanten ihrer durchlaufenen Medien finden. Man hat so aus den einzelnen Laufzeiten den Aufbau des Erdinnern aus konzentrischen Schalen (Schalenradien 1200, 2900 km) gefunden. Das eingehende Studium der Ausbreitungsvorgänge in der Nähe des Herdes (bis 1000 km Umkreis) ließ dann auch Wellen finden, die ausschließlich in den oberen Schichten (bis 100 km Tiefe) gelaufen waren, und so führte die Beschäftigung mit den Nahbeben zu gewissen Kenntnissen über den Aufbau der obersten Erdkruste. Es lag nach solchen Erfolgen nahe, dieselben Arbeitsmethoden der Seismik auch für praktische Aufschlußarbeiten mit heranzuziehen (Mintrop),

um so die einzelnen Schichten mit verschiedenen elastischen Konstanten aufzusuchen.

a) Das Laufzeitkurvenverfahren. Wird der Erdboden durch eine künstliche Explosion erschüttert, so gehen wie bei einem Erdbeben von der Sprengstelle zunächst Longitudinal- (= Schall), Transversal- und Oberflächenwellen aus. Da die Longitudinalwellen wesentlich (ungefähr 70%) schneller laufen als die Transversal- bzw. Oberflächenwellen, so wird man in größerer Entfernung zuerst diese wahrnehmen können. Hat man z. B. zwei Schichten, eine Lockermasse über einem festeren Gestein, so daß die Schallgeschwindigkeit v_1 kleiner als v_2 ist, so kann man sich das seismische Verfahren als eine „Echomethode" vorstellen. Es werden die einzelnen reflektierenden Schichten wie beim Echolot aus der Zeit bestimmt, die der Schall braucht, um den Weg vom Herd (H) (vgl. Fig. 24) bis zur Schichtgrenze (A) und wieder

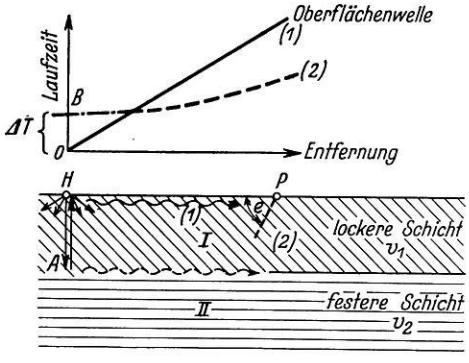


Fig. 24.

zurück zu durcheilen. Selbstverständlich kann man dieses Verfahren bei stärkeren Sprengungen so direkt nicht anwenden, da der Empfänger am selben Ort (H) zerstört werden würde. Man verwendet wie in der Seismik das „Laufzeitkurvenverfahren". Der Einfachheit halber betrachte man hier nur die Schallwellen. Findet in H eine Detonation im Boden statt, so breitet sich der Schall nach allen Seiten aus. Ein Schallstrahl wird in der Deckschicht in der Nähe der Oberfläche sich bewegen, während die nach unten gehende Schallwelle längs der Grenzlinie I/II „geführt" laufen soll. (Der physikalische Wellenmechanismus ist zur Zeit noch nicht restlos geklärt.) In einem Punkt P der Oberfläche werden demnach bei dieser Vereinfachung zwei definierte „Knalle" ankommen. Die Laufzeit des Schallstrahles in der Deckschicht ist eine durch den Nullpunkt 0 gehende Gerade (1). Von einer gewissen Entfernung an wird der an der zweiten Schicht gelaufene Schall vor dem Strahl (1) ankommen ($v_2 > v_1$). Die Laufzeit (2) dieser Welle stellt dann Kurve (2) dar. Verlängert man die Kurve (2) bis zur Ordinatenachse (B), so gibt die Zeit ΔT gerade die gesuchte Echozeit wieder, die der Schall für den Weg Oberfläche-Schichtgrenze-Oberfläche benötigt. Außerdem führt das bekannte Brechungsgesetz zu den Beziehungen (vgl. Fig. 25)

$$\frac{v_0}{\cos e_0} = v_S = \frac{dx}{dT} \tag{8}$$

zwischen der Oberflächengeschwindigkeit v_0, dem Emergenzwinkel e_0 und der Neigung $\frac{dT}{dx}$ der Laufzeitkurve. Man kann also aus der Laufzeitkurve neben der Tiefenangabe sofort auch die Geschwindigkeit v_S ersehen, die der Strahl in dem tiefsten Punkt seiner Bahn gehabt hat. Praktisch geht man meistens so vor, daß ein „Profil geschossen" wird, d. h. man wandert mit dem Empfänger (P Fig. 25) bei fester Schußstelle (H) oder umgekehrt. Die ankommenden Wellen werden registriert und daraus die Laufzeitkurve konstruiert.

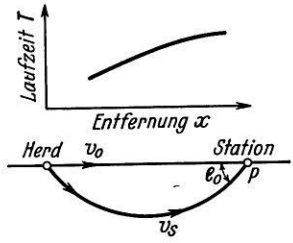
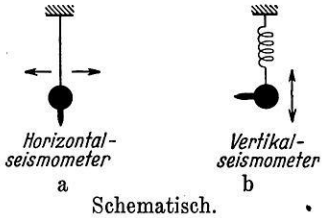


Fig. 25.

b) Instrumente. Genau wie in der Seismik benutzt man für die Beobachtung künstlicher Bodenbewegungen das Pendel. Die schwere Masse eines Pendels bleibt bei der Bewegung des Bodens wegen ihrer Trägheit zunächst in Ruhe. Aus der Relativbewegung zwischen Pendelmasse und Gestell (= Boden) läßt sich dann je nach den Freiheitsgraden des Pendels (Horizontal- (26a) Vertikalseismometer (26b) die entsprechende Bodenkomponente ableiten. Da die Bodenbewegung meistens sehr klein ist und die transportablen Geräte leicht sein müssen, wird die Bewegung der Erschütterungsmesser in starker Vergrößerung (1000—100000fach) photographisch registriert. Neben den rein mechanisch-optischen Erschütterungsmessern gibt es auch Instrumente, die die Bodenbewegung elektrisch aufzeichnen (Induktionserschütterungsmesser, piezoelektrische Beschleunigungsmesser, Mikrophontypen). Die entsprechenden photographischen Aufzeichnungen müssen gleichzeitig den Schußmoment und genaue Zeitmarken aufweisen, um auch bei kleineren Ent-



Schematisch.
Fig. 26.

fernungen, Sprengstelle ... Empfänger, noch eine Zeitgenauigkeit von einigen $^1/_{10000}$ sec in der Laufzeit zu gewährleisten. Die Fortpflanzungsgeschwindigkeiten der Schallwellen liegen je nach dem Medium in der Größenordnung von mehreren 1000 m/sec (lockerer Gehängeschutt 600 m/sec, Basalt 5 km/sec). Für die Auswertung werden neben den ersten Einsätzen auch die weiteren Einsätze (Reflexionen) und evtl. die übrigen Charakteristika (Periode, Amplitude) mit herangezogen.

c) Diskussion. In Fig. 27 sind die Laufzeitkurven für die Longitudinal- (L_L), die Transversal- (L_T) und Reflexionswellen (————)

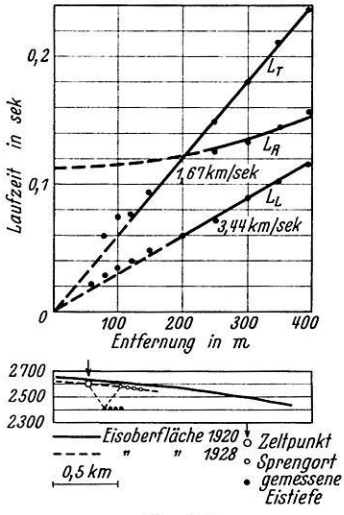


Fig. 27.

(L_R) wiedergegeben, die auf dem Hintereisferner, einem Gletscher in den Oetztaler Alpen, geschossen wurden und in Uebereinstimmung mit den Messungen von Mothes und den Bohrungen von Heß die in Fig. 27 gezeichnete Eistiefe ergeben. Der Gang der reflektierten Welle ist ——— angegeben. In Fig. 28 ist aus den vor- und rückwärts

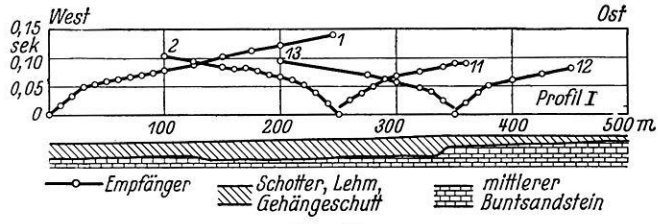


Fig. 28.

geschossenen (um das Einfallen der Schichten festzustellen) Profilen das geologische Schichtprofil konstruiert. Selbstverständlich kann die Anordnung der Schuß- und Empfangsstellen je nach der gestellten Aufgabe zweckentsprechend abgeändert werden, z. B. läßt sich auch eine Aenderung des Untergrundes ermitteln, wenn die „Empfänger" fächerförmig um die Schußstelle oder umgekehrt angeordnet sind.

Die seismische Methode hat in der Praxis große Erfolge aufzuweisen. Ist es doch mit ihrer Hilfe gelungen, eine große Zahl ölfindiger Salzdome festzustellen. Das Verfahren erlaubt im Gegensatz zu den Schwere- und magnetischen Messungen, die stets nur einen resultierenden Effekt aller verschiedenen Schichten angeben, auch in größerer Tiefe noch die einzelnen Schichten durch einen besonderen Einsatz im Seismogramm festzustellen, sofern die Wellengeschwindigkeit von der des Nebengesteins verschieden ist. Die Tiefenwirkung wird durch die Intensität der Sprengung und durch die praktisch verwertbare Vergrößerung der Erschütterungsmesser gegeben. Ist es doch gelungen, mit großen Steinbruchssprengungen und millionenfacher Vergrößerung experimentell die Geschwindigkeiten im überdeckten variszischen Grundgebirge zu ermitteln (Göttinger Laufzeitkurve aus Sprengungen).

d) Technische Seismik. Die in der Erdbebenforschung entwickelten Instrumente und Methoden lassen sich auch entsprechend auf die Erschütterungen anwenden, die durch den modernen Verkehr und die Industrieanlagen hervorgerufen werden. Die Bodenbewegung und Bodenbeschleunigung werden mit transportablen Geräten aufgezeichnet. So liegen bisher bereits Ergebnisse über die Beanspruchung der Straßen und der in der Nähe befindlichen Baulichkeiten durch verschiedene Fahrzeuge vor. Das Ziel muß sein, aus einem großen noch zu sammelnden Material im Laufe der Zeit eine „Erschütterungsskala" zu entwickeln, um aus den gemessenen Werten der Amplitude, Periode, Beschleunigung usw. die Widerstandsfähigkeit der Baulichkeiten und die Wirkung von entsprechenden Schutzmaßnahmen beurteilen zu können.

6. Radioaktivität. Der Gehalt unserer Erdkruste an radioaktiven Stoffen und die beim Zerfall frei werdende Energiemenge spielen in den geotektonischen Theorien eine große Rolle. Einmal kann man aus den Zerfallsprodukten das Alter von Gesteinsschichten bzw. unserer Erde berechnen, anderseits kommt der beim Zerfall freiwerdenden Energie für den Wärmehaushalt der Erde eine weitgehende Bedeutung zu. Da die Verteilung der radioaktiven Stoffe in den allerobersten Schichten auch geologisch bedingt ist, hat man eine weitere Möglichkeit, auf physikalischer Grundlage ein Aufschlußverfahren zu entwickeln. Besonders stark radioaktive Minerale sind Uran- und Thoriumerze. Außerdem zeigt sich überall verteilt eine Spur von Aktivität (Größenordnung ca. 10^{-12} g/cm³ Ra), deren Größe von den Gesteinen und ihrer Beschaffenheit abhängen. Die zirkulierenden Bodenwässer reichern die radioaktiven Bestandteile an, und es ist so verständlich, daß man über Spalten und Verwerfungen, die

bei der Diffusion bevorzugt werden, eine erhöhte Aktivität der Bodenluft feststellen kann. Die praktische Anwendung ist somit einmal auf stark radioaktive Erze und Quellen und indirekt auf verdeckte Spalten bzw. Verwerfungen beschränkt.

a) Instrumente. Die Meßmethoden radioaktiver Strahlungsprodukte (α-, β-, γ-Strahlung) beruhen auf ihrem Ionisierungsvermögen. Legt man an einen Kondensator C (vgl. Fig. 29), zwischen

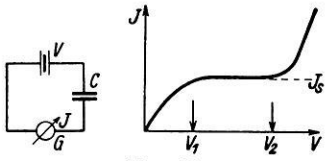


Fig. 29.

dessen Platten sich das zu untersuchende Gasgemisch befindet, verschiedene Spannungen (V) an, so fließt durch G ein Strom I, dessen Abhängigkeit von V in Fig. 29 zu sehen ist. Von einer gewissen Spannung (V_1) an werden alle Ionen aus dem elektrischen Feld herausgeholt, und es ist somit der Sättigungsstrom (I_s) erreicht, da in der Zeiteinheit nur eine begrenzte Ionenzahl durch die aktive Strahlung entsteht. Geht man über einen gewissen Spannungswert (V_2) hinaus, so werden die neutralen Gasmoleküle durch Stoß ionisiert, und der Strom steigt an. Für Ionisationsmessungen kommt nur der Sättigungsstrom I_s in Betracht, dessen Größenordnung $10^{-15} \ldots 10^{-14}$ Amp beträgt. Er wird elektro-

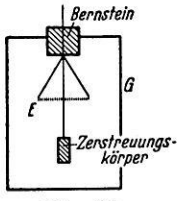


Fig. 30.

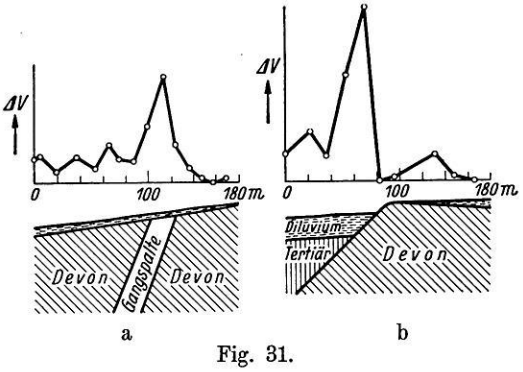


Fig. 31.

metrisch aus der Entladezeit (t) eines Kondensators von der Kapazität C bestimmt. Es ist

$$I_s = C \cdot \frac{dV}{dt} = C \cdot \frac{\Delta V}{300 \cdot 60} \qquad (9)$$

wenn ΔV der Spannungsabfall in Volt pro Minute und I in absoluten ESE zu rechnen sind. In Fig. 30 ist schematisch das Prinzip einer radioaktiven Apparatur angegeben. Das (Blättchen-) Elektrometer (E) zeigt die Spannung gegen das Gehäuse (G) an. Die durch Ionisation leitende Luft gleicht die Spannung aus. Hält man die Spannung in den durch die Charakteristik in Fig. 29 vorgegebenen Werten $V_1 \ldots V_2$ (ca. 80—240 Volt bei Luft), so erhält man aus dem Voltabfall nach (G) den Strom I_s, nachdem der klein zu haltende normale Verlust des Instrumentes infolge mangelhafter Isolation, Verseuchung und sonstiger Ionisation in Abzug gebracht worden ist. Da die Kapazität C eine feste Instrumentenkonstante ist, braucht man für relative Aktivitätsmessungen nur den Spannungsabfall an den einzelnen Proben oder für die jeweiligen Bodenluftproben miteinander zu vergleichen.

b) Diskussion. Aus praktischen Messungen hat sich ergeben, daß man neben radioaktiven Erzen und Wässern auch verdeckte Spalten wegen der höheren Aktivität der Bodenluft an diesen Stellen sehr bequem feststellen kann. In Fig. 31a ist nach F. Müller das radioaktive Profil über dem Ziethengang bei Honnef a. d. Sieg und in Fig. 31b über einer Randverwerfung der Kölner Bucht daselbst wiedergegeben. Die Messungen sind sehr einfach zu handhaben und bei genügenden Differenzen meistens auch eindeutig zu diskutieren.

Literatur. ***Ambronn, R.,*** *Methoden der angewandten Geophysik, Leipzig 1926. — Einzeldarstellungen aller Verfahren von verschiedenen Autoren finden sich in Handbuch der Experimentalphysik,* ***Wien-Harms,*** *25. Bd., Teil III, Red. G. Angenheister; Angewandte Geophysik, Leipzig 1930. —* ***Gutenberg, B.,*** *Handbuch der Geophysik, 6. Bd., Angewandte Geophysik, 1. Lief., Berlin 1931.*

O. Meisser.

Veröffentlichungen der Reichsanstalt für Erdbebenforschung in Jena

Heft 1: **Die Verbreitung der Erdbeben auf Grund neuerer makro- und mikroseismischer Beobachtungen und ihre Bedeutung für die Fragen der Tektonik.** Von Dr. August Sieberg, Privatdozent für Geophysik an der Univers. Jena. Mit einer farb. seismisch-tektonischen Weltkarte. 96 S. gr. 8° 1922 Rmk 1.60*

Heft 2: **Die Explosionskatastrophe von Oppau am 21. September 1921 nach den Aufzeichnungen der Erdbebenwarten.** Von Prof. Dr. Oscar Hecker, Jena. Mit 5 Tafeln. 18 S. gr. 8° 1922 Rmk —.60*

Heft 3: **Zur Gründung der Reichsanstalt für Erdbebenforschung in Jena.** Von O. Hecker. Mit 2 Abbild. im Text. — **Das Erdbeben in der chilenischen Provinz Atacama am 10. November 1922.** Von A. Sieberg und B. Gutenberg. Mit 2 Abbild. im Text und 18 Tafeln mit Seismogrammen. 48 S. gr. 8° 1924 Rmk 4.50*

Heft 4: **Das mitteleuropäische Erdbeben vom 16. November 1911.** Bearbeitung der makroseismischen Beobachtungen. Von Dr. A. Sieberg und Dr. R. Lais. Mit 8 Abbild. im Text und 2 farb. Isoseistenkarten. 106 S. gr. 8° 1925 Rmk 10.—*

Heft 5: **Ueber die Laufzeiten der Vorläufer- und Wechselwellen bei Erdbeben in ihrer Beziehung zur Schichtung der Erdrinde.** Von G. Krumbach. 19 S. gr. 8° 1926 Rmk 1.—*

Heft 6: **Das Einsturzbeben in Thüringen vom 28. Januar 1926.** Von A. Sieberg und G. Krumbach. Mit 6 Abbild. im Text und 1 Isoseistenkarte. 32 S. gr. 8° 1927 Rmk 1.50*

Heft 7: **Seismische Registrierungen in Jena.** 1. Oktober 1926 bis 31. Dezember 1927. Von G. Krumbach. 23 S. gr. 8° 1928 Rmk 1.—*

Heft 8: **Das Erdbeben in Japan am 7. März 1927.** 11 Tafeln (26×38 cm) mit Seismogrammen und 4 S. Text. Lex. 8° 1928 Rmk 3.—*

Heft 9: **Beiträge zu einer experimentellen Seismik.** Von **O. Meisser.** Mit 68 Abbild. im Text. V, 77 S. gr. 8° 1929 Rmk 4.50*

Inhalt: I. **Theoretische Grundlagen.** 1. Freie Wellen im elastischen unendlichen Raume. 2. Gebundene Wellen im elastischen unendlichen Halbraume. 3. Geometrische Seismik. / II. **Experimentelle Arbeitsmethoden.** 1. Konstruktion und Beschreibung der Apparaturen. 2. Die theoretischen Grundlagen für die Auswertung von Registrierungen. 3. Beispiele für Beobachtungen an elastischen Wellen: Laufzeitverfahren. Emergenzwinkel. Perioden. Amplitudenverfahren. / Ziele und Aufgaben einer experimentellen Seismik.

Heft 10: **Seismische Registrierungen in Jena 1. Januar bis 31. Dezember 1928.** Von G. Krumbach. 24 S. gr. 8° 1929 Rmk 1.20*

Heft 11: **Die wichtigsten Erdbeben des Jahres 1924 und ihre Bearbeitung.** Von G. Krumbach und A. Sieberg. Lex. 8° Rmk 6.—*

Heft 12: **Entstehung und Ausbreitung Deutscher Erdbeben** in ihrer Abhängigkeit von den geologischen Verhältnissen. Von Fritz Nennstiel. Mit 8 Karten im Text. 43 S. gr. 8° 1930 Rmk 3.—*

Heft 13: **Seismische Registrierungen in Jena, 1. Januar bis 31. Dezember 1929.** Von G. Krumbach. 21 S. gr. 8° 1930 Rmk 2.—*

Heft 14: **Seismische Registrierungen in Jena, 1. Januar bis 31. Dezember 1930.** Von G. Krumbach. 20 S. gr. 8° 1931 Rmk 1.60*

Heft 15: **Tätigkeitsbericht der Reichsanstalt für Erdbebenforschung für die Zeit vom April 1930 bis März 1931.** 12 S. gr. 8° 1931 Rmk 1.—

*Die mit * bezeichneten Preise ermäßigen sich auf Grund der 4. Notverordnung um 10%*

August Sieberg

Reg.-Rat, Professor für Geophysik an der Universität Jena

Geologische, physikalische und angewandte Erdbebenkunde. Mit 178 Abbild., 1 farb. seismisch-tektonischen Weltkarte und einem Anhang von 17 Hilfstafeln für die angewandte Erdbebenforschung. XIII, 572 S. gr. 8° 1923 Rmk 18.—, geb. 20.—*

Inhalt: Einleitung: Die physikalischen und geologischen Grundlagen der Erdbebenforschung. / 1. Begriff und Erscheinungsformen der Erdbeben. 2. Mechanik der Erdbeben. 3. Entstehung und Arten der Erdbeben. 4. Theorie der Erdbebenwellen und verwandter Erscheinungen sowie deren Bedeutung für die Erkenntnis des Erdinnern. (Von Dr. Beno Gutenberg.) 5. Geographie der Erdbeben. 6. Erdbebeninstrumente. 7. Seismische Untersuchungsmethoden. / Anhang: 17 Hilfstafeln für die angewandte Erdbebenforschung. - Namen-, Sach- und Ortsverzeichnis.

Eine einheitliche und ins Einzelne gehende Darstellung des Gesamtgebietes der Erdbebenkunde. Das Buch ist als Nachschlagebuch für Fachleute sowie als Lehrbuch für Studierende und zum Selbststudium gedacht. Deshalb werden die zum Verständnis notwendigen Grundlehren von Geologie und Physik in knappster, eigens dem Zweck angepaßter Form vorausgeschickt.

Geologische Einführung in die Geophysik. Für Studierende der Naturwissenschaften, des Ingenieurwesens und des Bergbaues, sowie zum Selbststudium. Mit 260 Abbild. im Text und 1 farb. Karte. X, 374 S. gr. 8° 1927 Rmk 17.—, geb. 19.—*

Inhalt: Einleitung: Zusammenhänge in der Physik der Erdfeste. Aufgaben und Hilfsmittel. Aufschlußmethoden. Deutschsprachige Lehr- und Handbücher. / 1. Der Erdplanet. 2. Innerer Aufbau und physikalische Verhältnisse des Erdkörpers. 3. Die Stellung der Erde im Weltganzen und der Entwicklungsgang. 4. Die irdische Schwere. 5. Die erdmagnetischen und verwandte Erscheinungen. 6. Die magmatischen Vorgänge. 7. Die tektonischen Vorgänge. 8. Die seismischen Vorgänge. 9. Die Erdbeben. / Literatur. Namen-, Sach- und Ortsverzeichnis.

Geolog. Rundschau. 1927, Heft 6: . . . Was das neue Werk auf das vorteilhafteste auszeichnet, ist die große Klarheit der Darstellung, das konsequent durchgeführte Prinzip, alles ab ovo zu erklären, nichts als bekannt vorauszusetzen, die übersichtliche, reiche Gliederung des Stoffes und die Beigabe von Figuren, mit denen in äußerst geschickter Weise die im Text vertretenen Auffassungen verdeutlicht werden. Sehr zu begrüßen ist die Einfügung geschichtlicher Daten bei allen Abschnitten. Für den Geologen ist diese kritische Zusammenfassung des geophysikalischen Wissens von größtem Werte. Stehen doch viele der hier behandelten Probleme gerade im Vordergrunde des Interesses in der allgemeinen Geologie. . . . Das Buch ist ein Muster an Vielseitigkeit und Vollständigkeit. Druck. Ausstattung und Papier des Buches sind vorzüglich. Wilckens.

Untersuchungen über Erdbeben und Bruchschollenbau im östlichen Mittelmeergebiet. Ergebnisse einer erdbebenkundlichen Orientreise, unternommen im Frühjahr 1928. Mit 6 Erdbebenkatalogen, sowie 65 Abbild. und Karten im Text, und 2 farbigen Erdbebenkarten. („Denkschriften der medizinisch-naturwissenschaftlichen Gesellschaft zu Jena". Bd. 18, 2.) VI, 114 S. gr. 4° 1932 Rmk 20.—

Einführung in die Erdbeben- und Vulkankunde Süditaliens. Mit 2 farbigen Ansichten, sowie 67 Abbild. und Karten im Text. VI, 226 S. 8° 1914 Rmk 4.—*

Inhalt: 1. Das Wesen der Erdbeben und des Vulkanismus, sowie der Zusammenhang mit dem geologischen Aufbau des südlichen Italien. 2. Die erloschenen Vulkane der römischen Campagna. 3. Der Vesuv. 4. Das Einbruchsbecken von Neapel und seine erloschenen Vulkane. 5. Kalabrien und die Erdbeben des südlichen Italien. 6. Die Ostküste Siziliens. 7. Der Aetna. 8. Der Stromboli und die übrigen äolischen Inselvulkane. — Literaturverzeichnis. Register.

Erdbebenforschung und ihre Verwertung für Technik, Bergbau und Geologie. Eine erste Einführung zum Selbststudium. Mit 52 Abbild. im Text. (Erweiterter Sonderdruck aus „Handwörterbuch der Naturwissenschaften". 2. Aufl.) VII, 144 S. kl. 8° 1933 Rmk 3.20