Geophysikalische Verfahren zur Erforschung von Gebirgsschichten und Lagerstätten

Von
Dr. Ludger Mintrop

ord. Professor an der Technischen Hochschule und der Universität Breslau

Mit 153 Abbildungen im Text

Sonderdruck aus Band 1 "Markscheidewesen", Teil 1 (Geologie, Geophysik, Berechtsamswesen), des Sammelwerkes "Die technische Entwickelung des deutschen Steinkohlenbergbaues seit der Jahrhundertwende", herausgegeben vom Verein für die bergbaulichen Interessen, Essen.



Verlag Glückauf G. m. b. H., Essen



Geophysikalische Verfahren zur Erforschung von Gebirgsschichten und Lagerstätten

Von

Dr. Ludger Mintrop

ord. Professor an der Technischen Hochschule und der Universität Breslau

C. Seismik.

Grundlage der Anwendungsmöglichkeit von seismischen Messungen zur Erforschung von Gebirgsschichten und nutzbaren Lagerstätten ist der Unterschied in den elastischen Eigenschaften und der Dichte der verschiedenen Gesteine und Mineralien.

Abb. 60 stellt die Beziehungen zwischen der Fortpflanzungsgeschwindigkeit longitudinaler und transversaler Wellen (Erdbebenwellen) und dem Elastizitätsmodul, der Dichte sowie der Poissonschen Zahl dar. Elastizitätsmodul, Dichte und Poissonsche Zahl ergeben sich aus Laboratoriumsversuchen. Das einschlägige

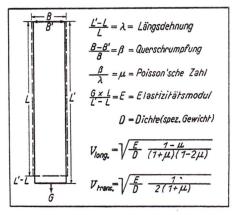


Abb. 60. Ermittlung der Geschwindigkeiten longitudinaler und transversaler elastischer Wellen durch Laboratoriumsversuche.

Schrifttum enthält die Ergebnisse zahlreicher Untersuchungen dieser Art für die verschiedensten Gesteine und Mineralien. J. Bauschinger (1874) hat eine große Zahl von Gesteinen untersucht und die Ergebnisse in mehreren grundlegenden Arbeiten veröffentlicht. Eine sehr ausführliche experimentelle Arbeit über die Bestimmung des Elastizitätsmoduls von Gesteinen liegt von J. Breyer aus dem Jahre 1929 vor u. a. an Sandstein aus dem produktiven Karbon bei Hamm in Westfalen. H. Herrmann, H. Stöcke und H. Udluft (1934) stellten eingehende theoretische und experimentelle Untersuchungen an karbonischen Gesteinen Oberschlesiens an. H. J. Schoene (1937) bestimmte an zahlreichen Bohrkernen aus einer Tiefbohrung den Elastizitätsmodul von $2 \cdot 10^{11}$ cgs in Mukronatensenon bis $6 \cdot 10^{11}$ cgs in Turon. Mit diesen Daten und den gemessenen Dichten von 2.0-2.6 berechnete Schoene die Geschwindigkeiten der longitudinalen Wellen zu 3000 bzw. 5300 m/s. W. Regula (1940) fand bei Untersuchungen elastischer Eigenschaften von Gesteinsstäben u. a. in Schiefer Geschwindigkeiten von 4320 m/s für longitudinale und 3040 m/s für transversale Wellen.

1860 stellte Fr. Pfaff Beobachtungen über die Höhe des Tones an, den in Längsschwingungen versetzte Gesteinsstücke abgeben. I. M. Ide (1936) hat Verfahren und Geräte zur Ermittlung der elastischen Eigenschaften von Gesteinsproben auf dynamischem Wege entwickelt. Hierbei wird die Probe an einem Ende mit einer Metallfolie versehen und auf eine dünne Glimmerscheibe gestellt, die ihrerseits auf einer dicken Stahlplatte liegt. Ein der Folie und der Stahlplatte zugeführter Wechselstrom erzeugt mechanische Schwingungen in dem Gesteinskörper, der eine von seiner elastischen Beschaffenheit abhängige Eigenfrequenz besitzt. Wird nun die Frequenz des Wechselstroms verändert, so tritt ein Augenblick ein, in dem diese mit der Eigenfrequenz des zu untersuchenden Gesteinkörpers übereinstimmt. Es entsteht ein Ton, der mit dem Ohr wahrgenommen oder mit einem piezoelektrischen Kristallempfänger aufgenommen werden kann. Aus der Eigenfrequenz N und der Länge L der Bohrprobe ergibt sich die Fortpflanzungsgeschwindigkeit V der longitudinalen Wellen zu V = 2 L N.

St. v. Thyssen-Bornemisza und O. Rülke (1939) haben auf dieser Grundlage eine Vorrichtung, das Thyssen-Elastometer, gebaut und mit ihm in jüngster Zeit zahlreiche Untersuchungen an Bohrkernen, Mineralien und Metallen vorgenommen. Messungen bei verschiedenen Temperaturen der untersuchten Objekte ergaben eine Temperaturabhängigkeit der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der elastischen Wellen. Die Genauigkeit der auf Grund der Angaben des Instrumentes berechneten Geschwindigkeiten wird zu 1 % in Gesteinen und 0,1 % in Metallen angegeben. Die Unterschiede der Geschwindigkeiten der longitudinalen Wellen in verschiedenen Gesteinsarten sind außerordentlich groß. Es ergaben sich z. B. in ausgetrockneten Bohrkernen aus dem Untereozän bei Miele in der Lüneburger Heide aus 293 m Tiefe 1385 m/s, in Tonstein aus dem unteren Buntsandstein (Westfalen) aus 1400 m Tiefe 2930 m/s, in Plattendolomit (Westfalen) aus 1200 m Tiefe 3895 m/s und in Anhydrid (Lenne bei Holzminden) aus 1800 m Tiefe 5415 m/s.

Die ersten Messungen der Geschwindigkeiten der durch Sprengungen in Bergwerken erzeugten elastischen Wellen fanden im Jahre 1889 durch F. Fouqué und M. Lévy in französischen Steinkohlenbergwerken statt. Sie ergaben im Sandstein eine Geschwindigkeit der longitudinalen Wellen von 2526 m/s.

1933 fand A. Heinrich bei Geschwindigkeitsmessungen in der Fuchsgrube der Niederschlesischen Bergbau-A.-G. für Steinkohle 1800 m/s, für den das Hangende des Flözes bildenden Schieferton 2700 m/s und für den darüber anstehenden Sandstein 4300 m/s, in Konglomeraten der Weissteiner Schichten und im Porphyr 4100 m/s für longitudinale Wellen, wobei diesen Zahlen

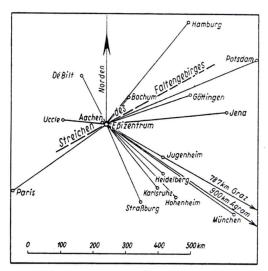


Abb. 61. Lageplan zu Registrierungen der Erdbeben bei Aachen im Mai 1911. Nach K. Haußmann (1911).

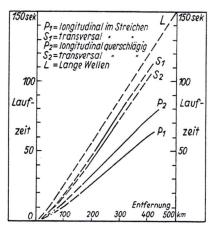


Abb. 62. Laufzeitkurven zu den Aachener Erdbeben vom Mai 1911. Nach K. Haußmann (1911).

wegen der kleinen Schußentfernungen und der dadurch bedingten kurzen Laufzeiten eine gewisse Unsicherheit beigemessen wird.

K. Haußmann (1911) stellte durch Auswertung der seismographischen Aufzeichnungen bei den Aachener Erdbeben vom Mai 1911 Geschwindigkeiten der longitudinalen Wellen in 300 km vom Epizentrum des Erdbebens im Streichen des varistischen Gebirges von 6,2 km/s und in querschlägiger Richtung von 5,1 km/s fest. Bei den transversalen Wellen war die Geschwindigkeit von 3,61 km/s in querschlägiger Richtung etwas größer als im Streichen. Die an der Erdoberfläche entlang laufenden Wellen, die eine erheblich größere Periode haben als die longitudinalen und transversalen Wellen und deshalb "lange Wellen" genannt werden, hatten eine

Geschwindigkeit von 3,3 km/s. Aus Abb. 61 sind Lage und Entfernungen der Erdbebenstationen zu ersehen. Abb. 62 enthält die aus den Aufzeichnungen (Seismogrammen) der einzelnen Stationen ermittelten Laufzeitkurven der verschiedenen Wellenarten.

Als Schüler und späterer Assistent sowie Vertreter von K. Haußmann habe ich im Jahre 1906 die Erdbebenstation der Technischen Hochschule in Aachen eingerichtet und in Betrieb genommen. Im Anschluß daran widmete ich mich von 1907 ab bei E. Wiechert in Göttingen eingehend dem Studium der Erregung, Ausbreitung und seismographischen Aufzeichnung künstlich erzeugter elastischer Wellen. 1908ließich auf dem Gelände des Göttinger Geophysikalischen Instituts auf meine Kosten ein 15 m hohes Gerüst errichten,

an dem ich eine von der Firma Krupp kostenlos zur Verfügung gestellte Stahlkugel von 4000 kg Gewicht hochziehen und aus 14 m Höhe auf den Trochitenkalk des Hainberges fallen ließ. Abb. 63 gibt ein von mir im Jahre 1908 in 510 m Entfernung vom Kugelaufschlag registriertes Seismogramm

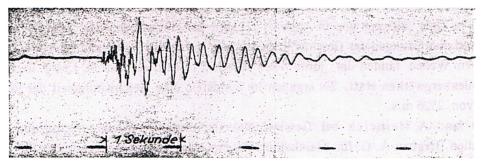


Abb. 63. Photographisches Horizontal-Seismogramm vom Aufschlag einer 4000 kg schweren Stahlkugel aus 14 m Höhe in 510 m Entfernung. Aufgenommen durch L. Mintrop 1908.

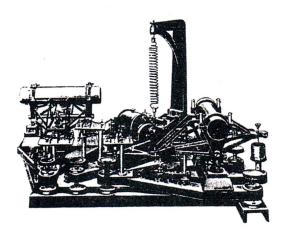


Abb. 64. Ansicht des geöffneten Dreikomponenten-Seismometers von L. Mintrop 1911.

wieder, das alle Phasen der Bodenschwingungen und ferner die Zeitmarken enthält.

Bei der Fortsetzung des Studiums der Ausbreitung künstlich erzeugter elastischer Wellen baute ich dann in Bochum als Leiter der berggewerkschaftlichen Erdbebenwarte den in den Abb. 64 und 65 in Innen- und Außenansicht dargestellten tragbaren Seis-

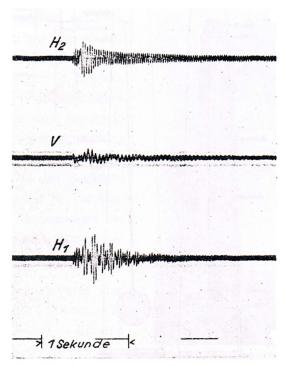


Abb. 66. Dreikomponenten - Seismogramm einer Sprengung von 0,5 kg Schwarzpulver in einem Steinkohlenbergwerk Oberschlesiens in 63 m Tiefe.
Nach L. Mintrop 1912.

mographen für die gleichzeitige photographische Registrierung der drei Komponenten (zwei Horizontale und eine Vertikale) der Bodenschwingungen. Das Instrument ist von mir zu zahlreichen

seismographischen Untersuchungen von Sprengungen, Verkehrserschütterungen, Maschinenschwingungen u. dgl. be-

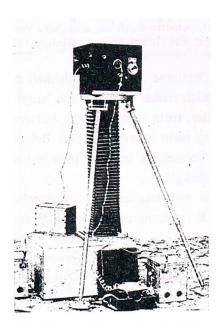


Abb. 65. Ansicht des betriebsfertig aufgestellten photographisch registrierenden Dreikomponenten - Seismographen von L. Mintrop 1911.

nutzt worden. In Abb. 66 ist ein im Jahre 1912 im oberschlesischen Steinkohlenbezirk an der Tagesoberfläche registriertes Seismogramm einer Sprengung von 0,5 kg Schwarzpulverin63m Tiefe wiedergegeben worden. Abb. 67 enthält die Aufzeichnung der durch eine Sprengung von 400 kg Dynamit in 1037 m Entfernung vom Instrumenthervorgerufenen Boden- und Luftschwingungen. Der in-

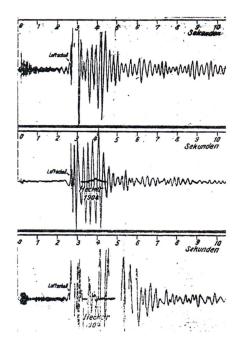


Abb. 67. Dreikomponenten - Seismogramm einer Sprengung von 400 kg Sprenggelatine an der Erdoberfläche in 1037 m Entfernung. Nach L. Mintrop 1912.

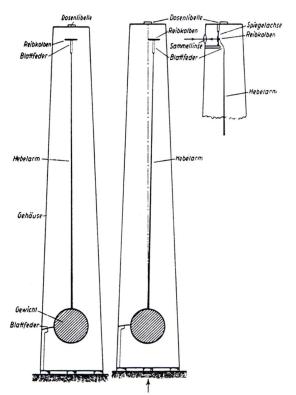


Abb. 68. Schematische Vertikalschnitte durch das seismische Vertikalpendel von L. Mintrop 1917.

der Mitte des Seismogramms nach dem Einsatz des Luftschalles sichtbare kleine Wellenzug stellt die im Jahre 1904 durch O.Hecker veröffentlichte Registrierung einer von ihm an gleicher Stelle (Kummersdorf)

beobachteten Sprengung von 1500 kg Dynamit in 350 m Entfernung dar. Hecker fand eine Geschwindigkeit des Ma-

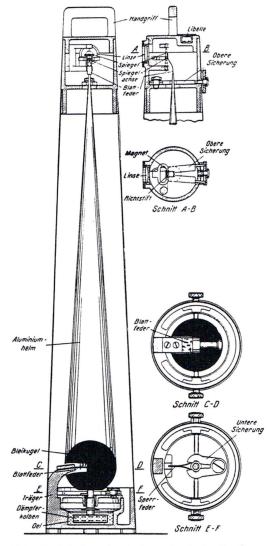


Abb. 70. Schnitte durch das seismische Vertikalpendel mit Öldämpfung. L. Mintrop 1917.

ximums der langen Wellen von 238 m/s, während die Empfindlichkeit der Instrumente zur Aufzeichnung der erheblich früher eintreffenden longitudinalen Bodenwellen, der ersten Vorläufer, trotz einer dreifach kürzeren Entfernung und vierfacher Sprengladung nicht ausreichte. Das Beispiel zeigt den bis zum Jahre 1912 erzielten Fortschritt im Instrumentenbau, der in erster Linie auf E. Wiechert zurückgeht.

Auf Grund langjähriger Erfahrungen mit tragbaren Seismographen baute ich in den folgenden Jahren unter Mitwirkung des leitenden Mechanikers der Erdbebenwarte in Bochum, L. Grube, sehr einfache, leichte Horizontal- und Vertikalpendel, deren Aufbau und Wirkungsweise aus den Abb. 68 und 69 zu ersehen sind. Die Abb. 70 stellt Vertikal- und Horizontalschnitte durch das Vertikalpendel mit Dämpfung dar. Die Dämpfung wird im wesentlichen durch einen unter dem Pendelgewicht angebrachten durchlöcherten Kolben erzielt, der in Öl taucht. Außerdem ist an dem oberen Ende des Hebelarmes eine magnetische Dämpfung

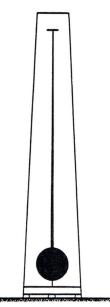


Abb. 69. Schematischer Vertikalschnitt durch das seismische Horizontalpendel von L. Mintrop 1917.

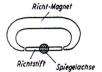


Abb. 71. Magnetische Einrichtung der Spiegelachse am seismischen Pendel von L. Mintrop 1917.

angebracht. Wesentlich für die Sicherheit der Registrierung der Bodenschwingungen war die Einführung eines Richtmagneten für die Rückführung der Spiegelachse, wie sie Abb. 71 zeigt. Er bewirkt, daß der Lichtpunkt auf dem photographischen Papier des Registrierapparates auch nach den stärksten Ausschlägen wieder in die Ausgangsstellung zurückkehrt. Abb. 72 enthält eine Außenansicht des Pendels, während die Abb. 73 und 74 den gleichfalls von mir entworfenen Registrierapparat im Vertikal-

schnitt und in Außenansicht darstellen. Aus den Abmessungen der Apparatur berechnet sich die Vergrößerung der Bodenschwingungen aus $V=\frac{h}{f}\cdot\frac{4\,e}{d}$, worin h die Länge des Hebelarmes, f die wirksame Länge der Blattfeder, e die Entfernung des Registrierapparates vom Pendelspiegel und d den Durchmesser der Spiegelachse bedeuten. Für

Verschluftknopf und Antrieb des Zeitpendels

Führungsrolle
Gelbes Glasfenster
Zeitnendel
Zeitnendel
Zeitnendel
Zeitnendel
Zeitnendel
Zeitnendel
Widerstand
Widerstand
Schaltknopf
Führungsrolle Libelle

Filtzunterlage

Abb. 73. Vertikalschnitt durch den photographischen Registrierapparat von L. Mintrop 1917.

Spiegelachse bedeuten. Für h = 50, f = 2, e = 100 und d = 0,2 cm ergibt sich V = 50 000. Die effektive Vergrößerung ist infolge der Trägheit des Hebelarmes ge-

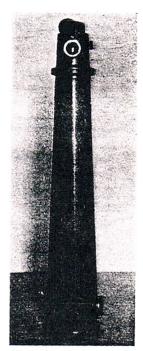


Abb. 72. Außenansicht des seismischen Vertikalpendels von L. Mintrop 1917.

ringer und hängt im übrigen von dem Verhältnis der Eigenperiode des Pendels zur Periode der Boden-

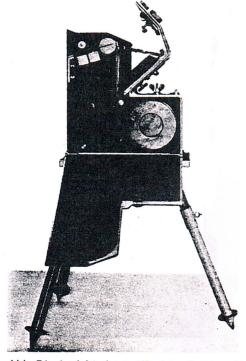


Abb. 74. Ansicht des geöffneten photographischen Registrierapparates von L. Mintrop 1917.

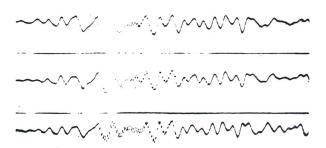


Abb. 75. Seismogramm von drei nacheinander in 900 m Entfernung und in 2 m Höhe über dem Erdboden erfolgten Detonationen. Aufgenommen mit dem Feldseismograph von L. Mintrop 1918.

schwingungen sowie von der Stärke der Dämpfung ab. Die Eigenperiode des Pendels beträgt 0,3 s; die Dämpfung kann verändert werden. Die zuverlässige Übertragung von Boden- und Luftschwingungen durch das Pendel auf den Registrierapparat ist aus Abb. 75 zu ersehen. Die Perioden und Amplituden der Schwingungen sind bei dreifacher Wiederholung der Detonation an der gleichen Stelle in genau gleicher Weise aufgezeichnet worden. Abb. 76 zeigt die von der Firma Töpfer & Sohn, Potsdam, später von der Askania-A.-G., Berlin, gebaute Apparatur nebst Beobachtungszelt auf dem Marsch im Gelände.

In Abb. 77 ist das Seismogramm einer Sprengung von 2 kg Donarit in 900 m Entfernung vom



Abb. 76. Feldseismograph von L. Mintrop mit Beobachtungszelt auf dem Marsch im Gelände bei Salzgitter 1920.

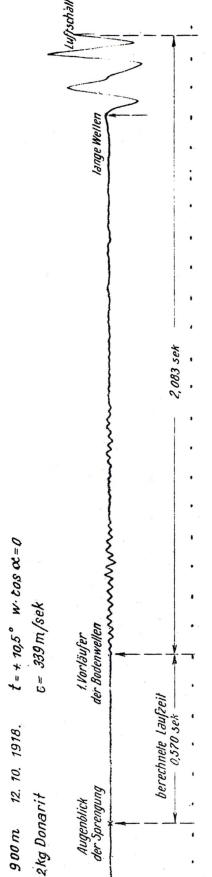


Abb. 77. Photographisches Vertikal-Seismogramm einer Sprengung von 2 kg Donarit in 900 m Entfernung, aufgenommen mit dem Feldseismographen von L. Mintrop 1918.

Instrument wiedergegeben. Ein Vergleich mit den in Abb. 67 dargestellten Seismogrammen zeigt die abermals erzielten Fortschritte im Apparatebau. Trotz einer 200 mal schwächeren Spreng-

ladung bei nahezu gleicher Entfernung über gleichem geologischem Untergrund sind die Bodenschwingungen noch zu erkennen. Die Kurve enthält außerdem den Luftschall, weil das Pendel auch auf die niedrigen Frequenzen der Luftschwingungen anspricht. Aus der Schallgeschwindigkeit und dem Zeitunterschied zwischen dem Eintreffen der Bodenwellen und des Luftschalles lassen sich

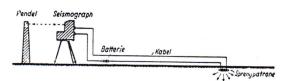


Abb. 78. Übertragung des Sprengmomentes auf eine Funkenstrecke im Registrierapparat von L. Mintrop 1918.

die Laufzeiten der ersteren berechnen. Dieses Verfahren ist wegen seiner Einfachheit zu der Zeit, als es noch keine tragbaren drahtlosen Sender und Empfänger für die photographische Aufzeichnung des Sprengmomentes gab, besonders in verkehrsreichen Gegenden, auf Viehweiden so-

wie in schwer zugänglichen Wald- und Sumpfgebieten, wo die Legung und Instandhaltung einer elektrischen Leitung zwischen Sprengung und Instrument auf Schwierigkeiten stößt, in großem Umfange benutzt worden. Der Registrierapparat war indessen von Anfang an mit einer Funkenstrecke bzw. mit einem Ablenkungsspiegel versehen, so daß der Sprengmoment elektrisch übertragen werden konnte, wie die Abb. 78 und 79 andeuten.

Im Jahre 1922 habe ich bei der Firma Siemens & Halske die in meinem seismischen Verfahrenpatent (1919) vorgesehenen feldbrauchbaren Sende- und

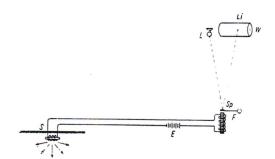


Abb. 79. Übertragung des Sprengmomentes durch Ablenkung eines Spiegels im Registrierapparat von L. Mintrop (Seismos 1921).

Empfangsgeräte für die drahtlose Übertragung des Sprengmomentes in Auftrag gegeben. Abb. 80 zeigt den Sender, Abb. 81 den zusammen mit Pendel und Registrierapparat in einem leicht zusammenlegbaren Beobachtungszelt untergebrachten Empfänger, dessen Antenne an den Zeltstäben befestigt ist. Für die Aufnahme des Luftschalles wird die neben dem Pendel aufgestellte Schalldose benutzt, die auch sehr schwachen Schall registriert, wie er bei starkem Gegenwind

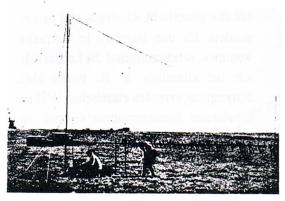


Abb. 80. Drahtloser Sender und Windmeßgerät (Seismos) 1922/25.

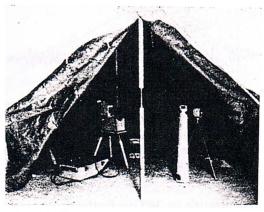


Abb. 81. Feldseismograph von L. Mintrop mit drahtlosem Empfänger und Schalldose im Beobachtungszelt (Seismos).

auftritt. Windrichtung und Windgeschwindigkeit werden mit Kompaß und Windfahne bzw. mit einem Schalenkreuz-Anemometer gemessen (s. Abb. 80). In Abb. 82 ist ein Seismogramm wieder-

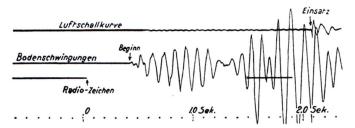


Abb. 82. Vertikal-Seismogramm einer Sprengung, aufgenommen mit dem Feldseismographen von L. Mintrop (Seismos).

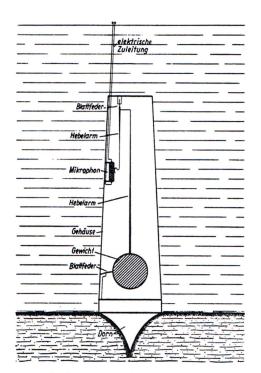


Abb. 83. Anordnung des seismischen Unterwasserpendels (Seismos 1926).

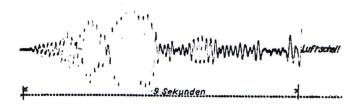


Abb. 84. Vertikal-Seismogramm einer Sprengung von 1000 kg Sprenggelatine in 3400 m Entfernung, aufgenommen mit dem Feldseismographen von L. Mintrop 1918.

gegeben, in dem unter der Kurve der Bodenschwingungen das Radiozeichen des Sprengmomentes und oben die Luftschallkurve registriert sind. Die kleinen vor dem Eintreffen des Luftschalles auftretenden Schwingungen rühren daher, daß die Schalldose über ein Stativ mit dem Erdboden in Verbindung steht, so daß sich auch die Bodenschwingungen

etwas bemerkbar machen. Die gleichzeitige Registrierung des Radiozeichens und des Luftschalles ermöglicht die Ermittlung der Entfernung zwischen Sprengstelle und Seismograph ohne Längenmessung bzw. Triangulation, ein Verfahren, das sich in schwer zugänglichem Gelände besonders bewährt hat.

Im Jahre 1923 ist ein durch den Mechanikermeister P. Liebrecht konstruiertes akustisches Seismometer (Geophon) und von 1926 ab bei Unterwasserbeobachtungen der Seismos das von Fr. Trappe und seinen Mitarbeitern für elektrische Registrierung eingerichtete Wasserpendel nach Abb. 83 benutzt worden.

Das seismische Verfahren zur Erforschung von Gebirgsschichten und nutzbaren Lagerstätten beruht auf den Lehren der Erdbebenforschung, insbesondere auf der von E. Wiechert (1907) aufgestellten und mit K. Zöppritz zusammen an Laufzeitkurven natürlicher Erdbeben erprobten Theorie der Erdbebenwellen. Ihre Übertragung auf die im Verhältnis zu den Di-

mensionen der Erde verschwindend kleinen Entfernungen und Tiefen, die für die praktische Geologie und insbesondere für den Bergbau in Betracht kommen, setzte zunächst die Lesbarkeit der bei künstlich, z. B. durch eine Sprengung, erregten elastischen Wellen erhaltenen Seismogramme voraus. In Abb. 84 ist das mit meinem Feldseismographen aufgenommene Seismogramm einer Sprengung von 1000 kg

Sprenggelatine in 3400 m Entfernung vom Instrument wiedergegeben. Bereits 9 Sekunden vor dem Eintreffen des Luftschalles beginnen die ersten Bodenschwingungen, denen ganze Gruppen

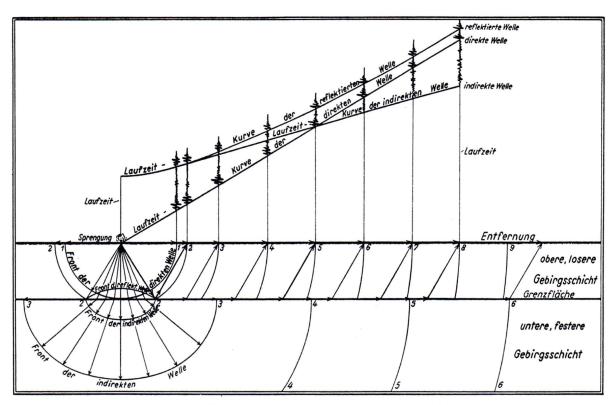


Abb. 85. Wellenfronten, Stoßstrahlen und Laufzeitkurven direkter, reflektierter und indirekter (refraktierter) Wellen.

weiterer Schwingungen folgen. Eine Deutung der einzelnen Phasen eines solchen Seismogrammes war seinerzeit nicht möglich. Zwar hatte ich bereits im Jahre 1912 in Seismogrammen "künstlicher Erdbeben" neben longitudinalen auch transversale Wellen festgestellt und die Vermutung

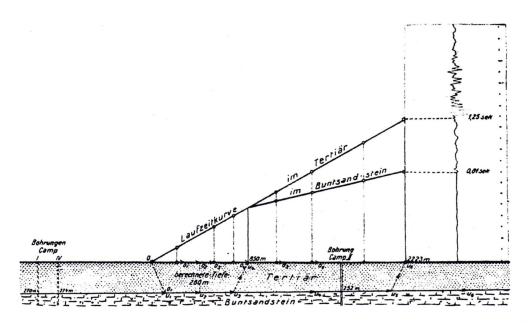


Abb. 86. Seismogramm, Stoßstrahlen direkter und indirekter Wellen, Laufzeitkurven und geologisches Profil aus dem linksrheinischen Steinkohlenbezirk. Seismos 1921.

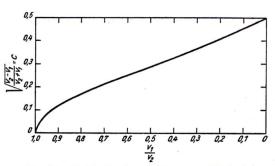


Abb. 87. Multiplikationsfaktor c zu Tiefenberechnungen. Nach K. Almstedt (Seismos) 1921.

ausgesprochen (1912), daß auch Reflexionen von Tiefenschichten darin auftreten, indessen blieb das "Spektrum" des Seismogramms noch ungeklärt. Im August 1919 entdeckte ich in Seismogrammen von Sprengungen in wenigen Metern Entfernung vom Seismographen eine Welle, die ihre Parallele in der erstmalig von A. Mohorovičič (1909) in Seismogrammen von natürlichen Erdbeben von etwa 300 km Herdentfernung an beobachteten indirekten Welle hat. In beiden Fällen handelt

es sich um eine Tiefenwelle, die an der Grenze von zwei Gesteinsschichten verschiedener Elastizität entlang gelaufen ist, im ersteren Falle in dem Bergbau erreichbaren Teufen, im letzteren in etwa 50-60 km Tiefe. Der Vorgang ist aus der Abb. 85 zu ersehen, die neben den Wellenfronten die Stoßstrahlen sowie die Laufzeitkurven der direkten und indirekten sowie der weiter unten zu besprechenden reflektierten Wellen enthält. In dem in der Abb. 86 dargestellten Beispiel aus dem Steinkohlenbezirk des linken Niederrheins treffen die direkte und die indirekte Welle in 850 m Entfernung vom Sprengpunkt (0-Punkt) gleichzeitig ein. Mit zunehmender Ent fernung gewinnt die indirekte Welle immer mehr an Vorsprung vor der direkten Welle, so daß sie in der Sprengentfernung 2223 m bereits nach 0,81s eintrifft, während die direkte Welle erst nach einer Laufzeit von 1,25s, d. h. 0,44s später an dem Seismographen ankommt. Aus der Entfernung und der Laufzeit berechnet sich die Geschwindigkeit der direkten, nur im Deckgebirge gelaufenen Welle zu $\frac{2223 \text{ m}}{1,25 \text{ s}} = 1780 \text{ m/s}$, während die Geschwindigkeit der indirekten Welle auf ihrem Wege durch den Buntsandstein sich aus dem Unterschied der Entfernungen 2223-850 = 1373 m und dem Unterschied der Laufzeiten 0.81-0.46 = 0.35 s zu 3920 m/s ergibt. Hierbei ist angenommen worden, daß die Grenzfläche zwischen Tertiär und Buntsandstein parallel zur Erdoberfläche verläuft, was in dem Beispiel der Abb. 86 in großer Annäherung der Fall ist. Die 2500 m voneinander entfernten Bohrungen Camp IV und Camp II weisen nur einen

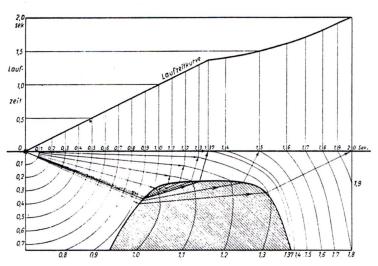


Abb. 88. Ermittlung der Form eines verdeckten Gebirgskörpers mit höherer Wellengeschwindigkeit durch Konstruktion der Wellenfronten. Nach E. A. Ansel und Fr. Trappe (Seismos) 1926.

Teufenunterschied von 22 m auf, dem ein Ansteigen der Grenzfläche von 0,5° entspricht.

Die Tiefe der Grenzfläche ergibt sich nach der Formel von A. Schmidt (1913)

$$h = 0.5 e \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}}$$

worin e die Entfernung des Knickpunktes in der Laufzeitkurve vom Sprengpunkt (inder Abb. 86:850 m), V_1 die Geschwindigkeit der direkten und V_2 der indirekten Welle bedeuten. Mit e=850 m, $V_1=1780$ m/s, $V_2=3920$ m/s berechnet sich h zu 260 m. In der Abb. 87 ist

der Wurzelfaktor = c für alle Geschwindigkeitsverhältnisse zwischen 1 ($v_2 = v_1$) und 0 ($v_2 = \infty$) dargestellt.

Die Neigung einer verdeckten Grenzfläche gegen die Erdoberfläche kann durch geeignete Anordnung der Beobachtungslinien, z. B. Absprengen einer Profillinie in beiden Richtungen

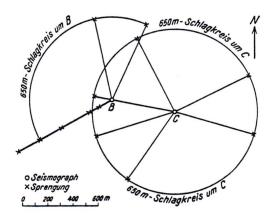


Abb. 89. Lageplan zum Linien- und Fächer-Refraktionsschießen bei Meißendorf. Von L. Mintrop 1920.

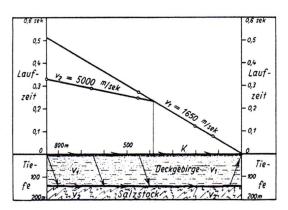


Abb. 90. Laufzeitkurven und geologisches Profil zum Linien-Refraktionsschießen bei Meißendorf. Von L. Mintrop 1920.

(Schießen und Gegenschießen), durch Absprengen mehrerer Linien parallel zum Streichen der Gebirgsschichten u. dgl. ermittelt werden.

Meine ersten Mitarbeiter in der Seismos, insbesondere K. Almstedt, O. Geussenhainer, W. Kolb, R. Mügge, O. Rellensmann und K. Röpke, haben vom Jahre 1921 an für den internen Gebrauch Formeln und graphische Darstellungen zur Ermittlung der Tiefen und Neigungen von zwei und mehreren untereinander liegenden Schichtgrenzen sowie für die Bestimmung der Wellengeschwindigkeiten in den einzelnen Gebirgsschichten entwickelt und in zahlreichen, zum Teil recht schwierigen Fällen erprobt. Die Mitteilungen I der Seismos aus dem Jahre 1922 bringen eine Anzahl durchgeführter Beispiele der Erforschung von Gebirgsschichten und nutzbaren Lagerstätten unter Beifügung von Grundrissen und Profilen sowie mit Angabe der Beobachtungsorte und der Gesellschaften, für welche die Untersuchungen ausgeführt worden sind.

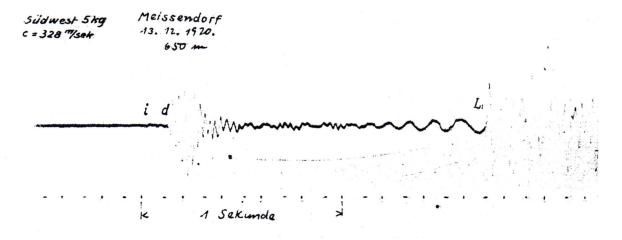


Abb. 91. Vertikal-Seismogramm zu den Untersuchungen bei Meißendorf. Aufgenommen von L. Mintrop 1920.

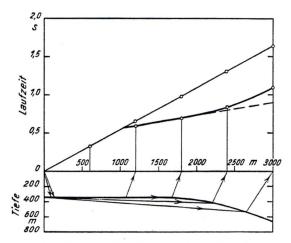


Abb. 92. Einfluß der Neigung einer Grenzfläche auf die Laufzeitkurve. Nach L. Mintrop 1920.

Das von L. Pilgrim (1913) in der Erdbebenforschung benutzte Verfahren der Konstruktion der Wellenfronten und Stoßstrahlen nach Abb. 88 ist insbesondere von E. A. Ansel (1931) und Fr. Trappe zur Ermittlung der Form verdeckter Salzstöcke ausgebaut worden. Später sind im einschlägigen Schrifttum zahlreiche Veröffentlichungen über Tiefen- und Neigungsbestimmungen erschienen, u. a. von O. v. Schmidt (1928 – 1939).

Im Jahre 1920 ist von mir bei der im Auftrage der Deutschen Erdöl-A.-G. erfolgten Ermittlung der Lage des Salzstockes von Meißendorf, 10 km nördlich des Erdölfeldes von Wietze, Linien- und Fächer-Refraktionsschießen ange-

wendet worden. Die Abb. 91 gibt ein in der vom Punkte B der Abb. 89 nach Südwesten abgesprengten Linie aus 650 m Sprengentfernung gewonnenes Seismogramm wieder. Vor dem Einsatz der nur durch das Deckgebirge gelaufenen direkten longitudinalen Welle (d) tritt die erheblich schwächere, an der Grenzfläche zwischen Deckgebirge und Salzstock entlang gelaufene indirekte Welle (i) und sehr viel später der Luftschall (L) auf. Nach der Aufstellung der Laufzeitkurve der Abb. 90 aus den Ergebnissen von fünf Sprengungen sind vom Punkte B aus noch zwei Sprengungen in je 650 m Entfernung in nördlicher Richtung aufgenommen worden. Größere Laufzeiten bedeuten eine Zunahme, kleinere Laufzeiten eine Abnahme der Mächtigkeit des Deckgebirges gegenüber dem Profil der Abb. 90. Der Anschluß des Beobachtungspunktes C mit seinen Fächern an den Punkt B erfolgte in der aus der Abb. 89 ersichtlichen Weise.

Der Einfluß einer stetigen Neigung einer Grenzfläche zwischen zwei Gebirgsschichten verschiedener Elastizität auf die Laufzeitkurve ist aus der Abb. 92 zu ersehen. Unstetigkeiten in der Grenzfläche (Verwerfungen) äußern sich in Sprüngen in der Laufzeitkurve, wie die in den Abb. 93 und 94 dargestellten Beispiele aus dem linksrheinischen und dem holländisch-limburgischen Steinkohlenbezirk erkennen lassen. Der Feldbiß äußert sich zunächst nur in einer Versetzung der

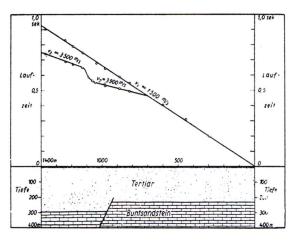


Abb. 93. Laufzeitkurve über einer Verwerfung im linksniederrheinischen Steinkohlenbezirk. Nach K. Almstedt u. L. Mintrop (Seismos) 1921.

Laufzeitkurve für die Wellen, die an der Grenzfläche zwischen Tertiär und Kreide entlang gelaufen sind, während die zu den Karbonwellen gehörige Laufzeitkurve weiter gradlinig verläuft. Der Grund dafür ist die größere Verwurfshöhe des Feldbiß im Karbon gegenüber der Kreide, so daß sich eine Versetzung der Laufzeitkurve erst in größerer Sprungentfernung bemerkbar machen wird.

Während der Jahre 1924—1926 hat die Seismos für die Holländischen Staatsgruben sehr ausgedehnte Untersuchungen in den Feldern der Gruben Hendrik und Mauritz ausgeführt zwecks Ermittlung des Reliefs der Karbonoberfläche unter Tertiär bzw. Tertiär und

Kreide. Die von der Verwaltung der Staatsgruben verlangte und vertraglich festgelegte Genauigkeit der Tiefenbestimmung erforderte eine überaus genaue Berücksichtigung des Einflusses der Unebenheiten des Geländes, der Beschaffenheit und Mächtigkeit der obersten Deckschicht, der sogenannten Verwitterungsschicht, die wegen der geringen Geschwindigkeit, mit der sich die Wellen fortpflanzen, ein großer Zeitschlucker ist. Ferner war die Änderung der Geschwindigkeit mit der Tiefe in den einzelnen geologischen Formationen zu berücksichtigen. R. Mügge, in dessen Händen die Arbeiten lagen, hat sich bei den

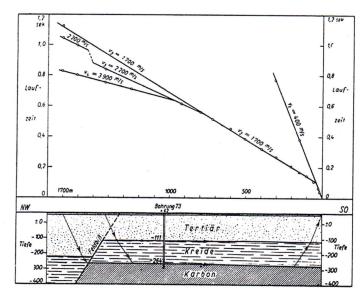


Abb. 94. Laufzeitkurve über einer Verwerfung im Felde Mauritz im holländisch-limburgischen Steinkohlenbezirk. Nach L. Mintrop und O. Rellensmann (Seismos) 1922.

Arbeiten der verständnisvollen Beratung durch den Staatsgeologen W. J. Jongmans sowie jeglicher Unterstützung der Betriebsleitung der Gruben erfreuen können, die alle geologischen Unterlagen zur Verfügung stellten und auch Messungen untertage zwecks Feststellung der Wellengeschwindigkeit im Karbon sowie von Reflexionen an der Grenzfläche zwischen Karbon und Deckgebirge ermöglichten. Wie aus dem Schießplan der Abb. 95 zu ersehen ist, haben neben Linienschießen seismische Triangulation sowie Differenzschießen gegen seismische Dreieckspunkte stattgefunden.

Abb. 96 enthält einen 20 qkm bedeckenden Teil des im Felde der Grube Hendrick gewonnenen

Tiefenplanes, der auch den Schnitt der Feldbißverwerfung mit der Karbonoberfläche zeigt. Die in der Karte angegebenen Tiefen beziehen sich auf Normal-Null. Sie liegen zwischen ± 0 am rechten unteren Kartenrande (Süden) und - 625 im oberen linken (nordwestlichen) Kartenrande. Die Höhenzahlen an der Tagesoberfläche bewegen sich in dem welligen Gelände zwischen + 80 und + 100 m N.N., so daß die größte ermittelte Tiefe rund 700 m beträgt. Die seismischen Messungen sind an vorhandene Bohrungen angeschlossen worden, andererseits wurden zur Nachprüfung der Ergebnisse in den

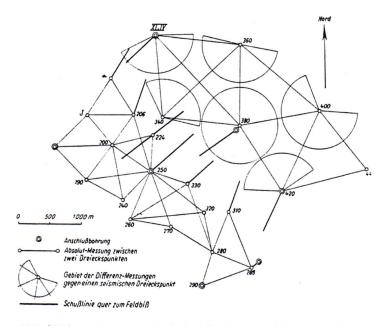


Abb. 95. Lageplan zum seismischen Dreiecks- und Linienschießen im Grubenfelde Hendrick. Seismos 1925.

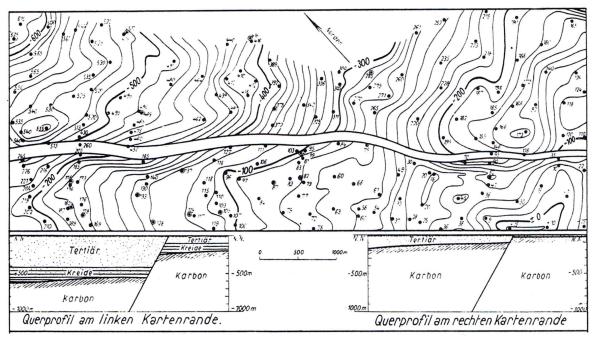


Abb. 96. Seismisch ermittelte Tiefenlinien auf der verdeckten Karbonoberfläche im Felde Hendrik im holländisch-limburgischen Steinkohlenbezirk. Nach R. Mügge (Seismos) 1924/25.

zwischen den bekannten Bohrungen gelegenen Gebieten eine Anzahl Kontrollbohrungen niedergebracht, zum Teil auch von den Grubenbauen aus bis an das Deckgebirge heraufgetrieben. Eine genaue Kenntnis des Schwimmsand führenden Deckgebirges ist zur Abwendung von

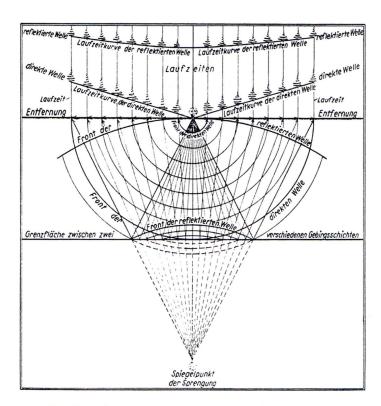


Abb. 97. Wellenfronten, Stoßstrahlen und Laufzeitkurven direkter und reflektierter elastischer Wellen.

überraschenden Einbrüchen des Schwimmsandes in die Grubenbaue dringend erforderlich. Über die Ergebnisse der Untersuchungen berichtet W. Jongmans (1927): "In allen Fällen stimmten die Ergebnisse nach den Bohrungen mit den Angaben der Seismos überein. Vielfach wurden Unterschiede von nur wenigen Metern in der Gesamttiefe gefunden. In nur einem Gebiet wurde stellenweise eine weniger gute Übereinstimmung erreicht. Es handelt sich um ein Gebiet mit großen Unregelmäßigkeiten in der Oberfläche (des Karbons), bei denen es sich wahrscheinlich um einen schmalen tiefen Graben handelt, dessen Wände steil einfallen. Aus den seismischen Angaben konnte auch der Verlauf der Hauptstörung entnommen werden. Diese bildet

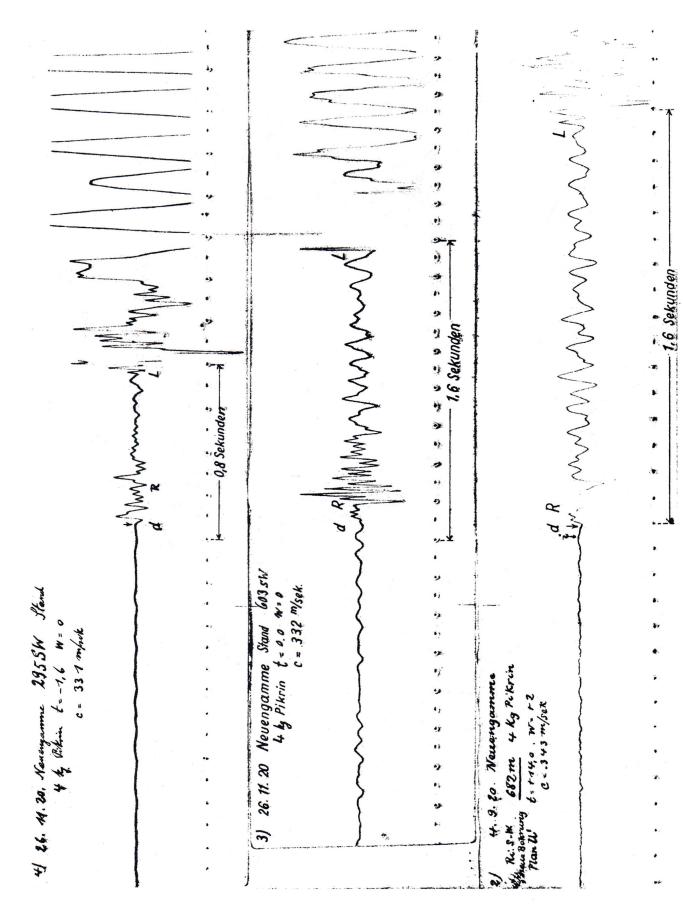


Abb. 98. Vertikal-Seismogramme von Reflexionsmessungen bei Neuengamme. Aufgenommen von 1. Mintrop 1920.

eine breite Zone von Störungen." — Nach der Entdeckung der indirekten Welle im Seismogramm einer Sprengung fand ich auch die bereits im Jahre 1912 ausgesprochene Vermutung bestätigt, daß Reflexionen von Tiefenschichten auftreten. In den Seismogrammen natürlicher

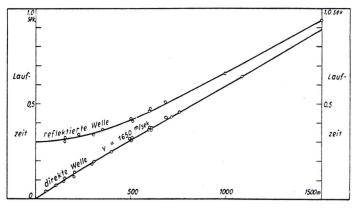


Abb. 99. Laufzeitkurven der direkten und reflektierten Wellen bei Neuengamme. Nach Seismogrammen von L. Mintrop 1920, aufgestellt von G. Angenheister 1922.

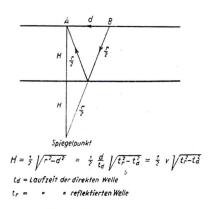


Abb. 100. Tiefenberechnung aus den Laufzeiten und Geschwindigkeiten der direkten und reflektierten Wellen. Nach L. Mintrop 1920.

Erdbeben hatte A. Mohorovičič (1909) Reflexionen aus etwa 50 km Tiefe beobachtet. Der Vorgang der Reflexion an einer Grenzfläche zwischen zwei Gebirgsschichten verschiedener Elastizität oder Dichte ist in der Abb. 97 dargestellt, die auch die Laufzeitkurven der direkten und der reflektierten Wellen enthält. Die Abb. 98 gibt drei der von mir im Jahre 1920 bei Neuengamme, südöstlich von Hamburg, in 295, 603 und 682 m Entfernung von der Sprengstelle aufgenommenen Seismogramme wieder, in denen nach dem Eintreffen der direkten die reflektierten Wellen auftreten. Letztere sind u. a. daran zu erkennen, daß die Verspätung gegenüber der direkten Welle mit zunehmender Entfernung geringer wird. Bei sehr großen bzw. unendlichen Sprengentfernungen ergeben sich für beide Wellen gleiche Laufzeiten, wie aus der Konvergenz der in Abb. 99

dargestellten Laufzeitkurven ersichtlich ist. Die Laufzeitkurve der reflektierten Wellen ist im Jahre 1922 von G. Angenheister (1936) an Hand meiner Messungen aus dem Jahre 1920 entworfen worden.

Die Tiefe der reflektierenden Grenzfläche ergibt sich nach der in Abb. 100 angegebenen und erläuterten Formel. In Abb. 101 sind die einzelnen Reflexionsstrahlen eingetragen. Sie zeigen eine Zunahme der Tiefen von 200 m

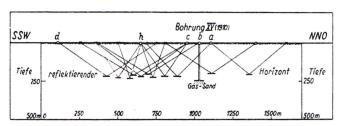


Abb. 101. Profil nach dem Reflexions-Linienschießen bei Neuengamme. Gezeichnet von L. Mintrop 1920.

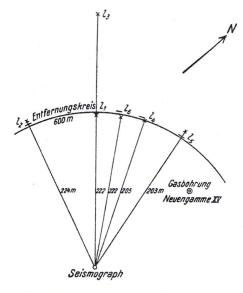


Abb. 102. Lageplan zum Reflexions-Fächerschießen bei Neuengamme. Nach L. Mintrop 1920.

im Nordosten auf 230 m im Südwesten, wobei sich Anzeichen einer Verwerfung ergeben. Zu dem gleichen Ergebnis führte ein Reflexionsfächerschießen, zu dem Abb. 102 die Anordnung zeigt. Die der Mitte der einzelnen Strahlen beigeschriebenen Tiefen von 203 m im

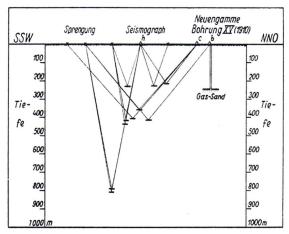


Abb. 103. Reflexionsprofil mit drei Tiefenhorizonten bei Neuengamme. Gezeichnet von L. Mintrop 1920.

Nordosten und 224 m im Südwesten deuten ebenfalls eine Neigung des reflektierenden Horizontes gegen die im vorliegenden Falle horizontale Erdoberfläche an. Das Fächerschießen bietet den Vorteil, daß die Einfalls- und

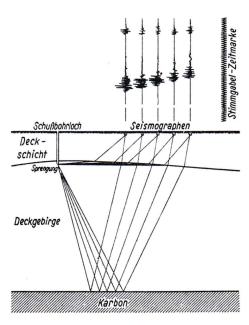


Abb. 104. Anordnung der Sprengung und der elektrischen Seismometer beim Reflexions-Linienschießen.

Austrittswinkel der einzelnen Stoßstrahlen bei nur geringfügiger Neigung der Grenzfläche in sehr großer Annäherung einander gleich sind, wodurch eine Geschwindigkeitszunahme mit der Eindringungstiefe der Strahlen nahezu ohne Einfluß auf die Laufzeitunterschiede zwischen den einzelnen Strahlen ist. Die Tiefenunterschiede werden deshalb mit größerer Genauigkeit erhalten als beim Linien-Reflexionsschießen. — Außer den in den Abb. 98 u. 101 wiedergegebenen Reflexionen an dem 200-m-Horizont habe ich seinerzeit noch Reflexionen an zwei weiteren Grenzflächen in rd. 400 und 800 m Teufe beobachtet, berechnet und in der Abb. 103 dargestellt.

Im Verlauf der letzten fünf Jahre haben häufiger seismische Untersuchungen im links- und

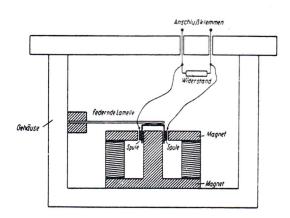


Abb. 105. Elektrischer Seismometer nach Trappe und Zettel.

rechtsrheinischen Steinkohlenbezirk stattgefunden, bei denen für die Tiefenbestimmung vorwiegend reflektierte Wellen benutzt worden sind. Hierzu ist bei der Seismos auf meine Veranlassung und mit meiner Förderung durch Fr. Trappe und seine Mitarbeiter eine für das Reflexionsschießen besonders eingerichtete Apparatur entwickelt worden. Das dabei angewendete, zuerst von Amerikanern benutzte Verfahren ist aus Abb. 104 zu ersehen. Fünf oder mehr mechanisch-elektrische Seismometer werden in gleichen Abständen und im Verhältnis zur Tiefe des reflektierenden Horizontes kleiner Entfernung von der Sprengstelle in die Erdoberfläche eingesetzt. Die Sprengung

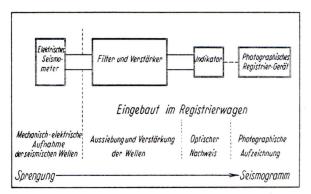


Abb. 106. Schematische Anordnung des elektrischen Feldseismographen für Reflexionsmessungen nach Fr. Trappe (1935).

selbst findet in einer Flachbohrung statt, einmal wegen der stärkeren Wirkung des Sprengstoffes, vor allem aber zwecks Vermeidung oder Verminderung der bei einer Sprengung an der Erdoberfläche störenden langen Wellen, welche die Einsätze der reflektierten Wellen überlagern und verschleiern können.

In Abb. 105 ist die Einrichtung eines mechanisch-elektrischen Seismometers nach Trappe und Zettel wiedergegeben. Die Registrierung der Schwingungen erfolgt

unter Anwendung der elektrischen Feinmeßtechnik in der in Abb. 106 schematisch dargestellten Anordnung. Abb. 107 enthält ein mit der Apparatur aufgenommenes Seismogramm mit fünf Kurven und einer durch eine schwingende Stimmgabel erzeugten Zeitskala. Links in den

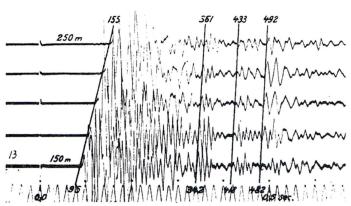


Abb. 107. Vertikal-Seismogramme zu einem Reflexionsschießen im Grubenfelde Walsum. Nach Fr. Trappe, Seismos (1935).

Kurven ist der Moment der Sprengung an einer kurzen Unterbrechung der Kurven zu erkennen. Die Laufzeiten der direkten Welle betragen in 150 m Entfernung 95 und in 250 m Entfernung 155 Tausendstel Sekunde. Die Verbindungslinie der ersten Welleneinsätze stellt die Laufzeitkurve der direkten Welle dar. Nach dem Abklingen der durch diese Welle erzeugten Schwingungen der Seismographen treten in den einzelnen Kurven nacheinander noch drei scharfe Einsätze auf, die von Reschen

flexionen an drei untereinander liegenden Grenzflächen herrühren. Im vorliegenden Falle ist die letzte Reflexion der Karbonfläche zuzuordnen, während die beiden anderen an Horizonten im Deckgebirge stattfanden. Aus den Neigungen der Verbindungslinien gleicher Einsätze (Laufzeit-

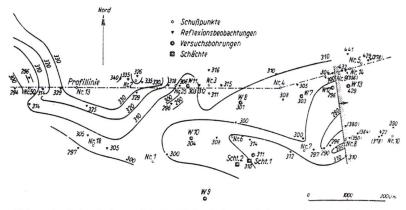


Abb. 108. Seismisch ermittelte Tiefenlinien auf der verdeckten Karbonoberfläche im Grubenfelde Walsum. Nach Fr. Trappe, Seismos (1935).

kurven der reflektierten Wellen) in den verschiedenen Seismogrammen, die in dem Beispiel der Abb. 107 bei der ersten Reflexion zwischen 342 und 361 Tausendstel Sekunde nach der Sprengung auftreten, lassen sich die Neigungen der reflektierenden Horizonte berechnen.

In Abb. 108 ist der von der Seismos im Grubenfelde

der Gewerkschaft Walsum auf Grund der Ergebnisse von Reflexionsmessungen entworfene Tiefenlinienplan von der Oberfläche des unter Tertiär, Kreide und Zechstein anstehenden Karbons wiedergegeben. In der Abbildung rechts verläuft zwischen den Bohrungen W 12 und W 13 eine

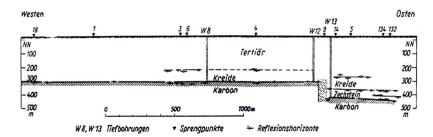


Abb. 109. Reflexionsprofil aus dem Grubenfelde Walsum. Nach H. Lückerath, Seismos (1936).

Verwerfung mit 133 m seigerem Verwurf. Das Profil in Abb. 109 zeigt die Einengung der Lage der Verwerfung durch weitere Reflexionsmessungen.

Abb. 110 enthält ein Profil durch den Salzstock von Flachstöckheim, an dessen Flanken das Eisenerzlager von Salzgitter auftritt. Die Gesellschaft für praktische Lagerstättenforschung m. b. H., Berlin, hat das Gebiet u. a. durch seismische Messungen eingehend untersucht und dabei die in dem Profil dargestellten elf Reflexionshorizonte ermittelt. Durch Anschlußmessungen an Aufschlüsse, insbesondere an Bohrprofile, war es mit Hilfe der seismisch festgestellten Grenzflächen möglich, das geologische Profil zu entwerfen. Die Arbeiten stellten eine Fortsetzung der von mir im Jahre 1920 mit geologischer Beratung durch J. Weigelt im Auftrage der Erzstudiengesellschaft m. b. H., Dortmund, begonnenen und im folgenden Jahre durch die Seismos in größerem Umfange durchgeführten seismischen Untersuchungen in dem Eisenerzgebiet dar (Mitt. I. der Seismos, 1922), wobei alle in der Zwischenzeit erzielten technischen Fortschritte berücksichtigt worden sind.

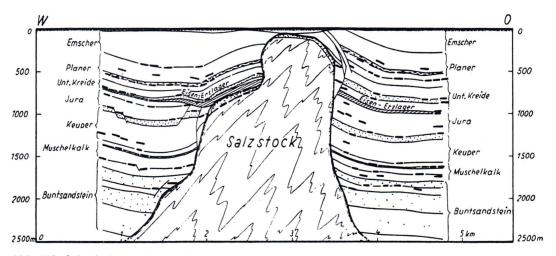


Abb. 110. Seismisches und geologisches Profil durch den Salzstock von Flachstöckheim. Nach B. Brokkamp, Ges. f. pr. Lagerstättenforschung (1940).



