

Zeitschrift: Bulletin der Vereinigung Schweizerischer Petroleumgeologen und Petroleumingenieure

Herausgeber: Vereinigung Schweizerischer Petroleumgeologen und Petroleumingenieure

Band: 13 (1946)

Heft: 43

Artikel: Die seismischen Methoden der angewandten Geophysik

Autor: Süsstrunk, A.

DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-183065>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 08.02.2025

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

Die seismischen Methoden der angewandten Geophysik.

Vortrag, gehalten an der Jahresversammlung der VSP 1946
in Zürich,

von A. Süssstrunk, dipl. Physiker ETH, wissenschaftlicher
Mitarbeiter am Institut für Geophysik der ETH.

Inhalt :

Kurzer Abriss der Grundlagen der seismischen Sondiermethoden. Darstellung der heutigen messtechnischen Ausbildungsformen und Anwendungsmöglichkeiten.

1. Arbeitsprinzip: Allen seismischen Methoden liegt das einfache Arbeitsschema zugrunde, dass im zu untersuchenden Gebiet durch Explosion von Sprengladungen ("künstliche Erdbeben") Bodenerschütterungen verursacht werden, welche an verschiedenen Oberflächenpunkten des Untersuchungsgebietes durch empfindliche Seismographen registriert werden. Es werden dabei die Zeiten gemessen zwischen Moment der Sprengung und Ankunft der Erschütterungen bzw. bestimmter Wellenimpulse in den Messpunkten. Um aus diesen Laufzeiten auf die Struktur des Untergrundes schliessen zu können, sind bestimmte Voraussetzungen notwendig über die Geschwindigkeitsverhältnisse für solche Erschütterungswellen im Untergrund bzw. Kenntnisse über die von diesen Wellen im Untergrund zurückgelegten Wege.
2. Charakter und Ausbreitungseigenschaften elastischer Wellen. Ein sehr kleiner Teil der bei der Explosion des in den lockeren Boden oder in den Fels eingebetteten Sprengstoffes frei werdenden Energie verursacht eine elastische Verrückung der Umgebung der Sprenghöhle. Es handelt sich dabei im Wesentlichen um einen einzigen Stoss von der Dauer einiger Tausendstelsekunden. Diese elastische Dislokation breitet sich als elastische Stosswelle im umliegenden Medium aus. In homogenem Material liegen die Fronten dieser Welle auf Kugelflächen. Die Geschwindigkeit der Ausbreitung dieser Impulswellen hängt von den elastischen Konstanten und der Dichte des Mediums ab. Es entstehen gleichzeitig eine Longitudinal- (= Druck-)

Welle (entsprechend Schallwellen in der Luft) und eine Transversal- (= Scher-) Welle; die Transversalwelle läuft langsamer als die Longitudinalwelle:

$$v_{\text{transv.}} \approx v_{\text{long.}} / \sqrt{3}; v_{\text{long.}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1-\sigma}{(1+\sigma)(1-2\sigma)}}$$

worin: E = Elastizitätsmodul

ρ = Dichte

σ = Poissonsche Konstante

Geschwindigkeiten elastischer Wellen in Gesteinen:

	$v_{\text{long.}}$
Humus, Sand, Lehm, lockere Schotter, Schutt	200 - 800 m/sek
festere Schotter, Moränen	600 - 2000
Lockergesteine m. Grundwasser	1400 - 1600
tertiäre Tone, Sandsteine und Mergel	2000 - 3500
Molasse	2500 - 3500
Kalke, alte Tonschiefer	3500 - 6000
Granit, Gneis	4000 - 6000
Eis	3400 - 3700

Zur Veranschaulichung der Ausbreitung der Wellen im Untergrund verwendet man die sog. Wellenstrahlen, welche den Ausbreitungsweg des Impulses zwischen Quelle und Beobachtungsort beschreiben. Im homogenen und isotropen Medium sind die Wellenstrahlen Geraden. Bei Variation der elastischen Eigenschaften oder der Dichte des Materials längs des Ausbreitungsweges werden die Wellenfronten verzerrt und die Wellenstrahlen gekrümmt oder geknickt. Beim Auftreffen elastischer Wellen auf Diskontinuitäten, d.h. Kontaktflächen zwischen Medien mit verschiedenen Fortpflanzungsgeschwindigkeiten, entstehen je vier neue Wellen, nämlich je eine longitudinale und transversale gebrochene und reflektierte Welle. Längs der Erdoberfläche breiten sich ausserdem sogenannte Oberflächenwellen verschiedener Art aus.

Für die Winkelbeziehungen bei Brechung und Reflexion sind die Prinzipien von Fermat und Huyghens mass-

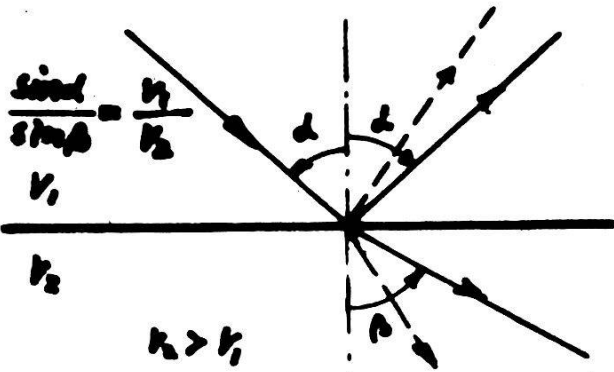
gebend, d.h. es sind die bekannten Gesetze der geometrischen Optik des Lichtes anwendbar, (siehe Fig. 1a, gestrichelt: Transversalwelle). Fig. 1 b beschreibt den Strahlenverlauf wie er (nach Fermat) für den gebrochenen Strahl in der jeweils untersten in Betracht gezogenen Grenzfläche anzunehmen ist: γ_{ik} (wobei $\sin \gamma_{ik} = \frac{V_i}{V_k}$) wird in die-

sem Falle Winkel der Totalreflexion genannt, weil keine (Longitudinal-) Welle in die untere Schicht eindringt. Der in bezug auf das Lot um 90° weggebrogene Strahl verläuft mit der Geschwindigkeit V_2 der Grenzfläche entlang.

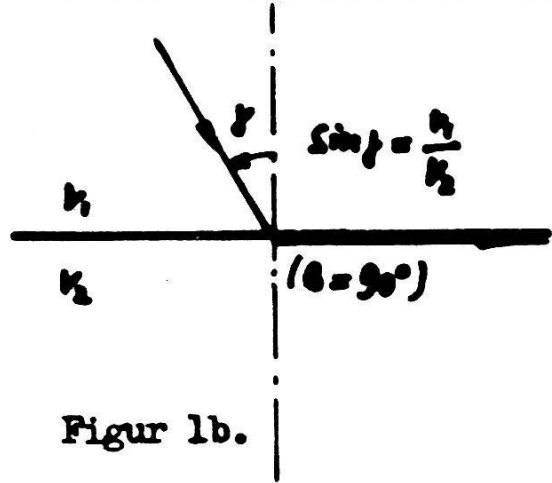
Der Energiegehalt der Wellenimpulse (im homogenen Medium) mit dem Abstand von der Quelle quadratisch ab, ausserdem tritt durch Absorption und Zerstreuung Abschwächung ein. Bei Brechung und Reflexion an Grenzflächen erfolgt Aufspaltung der Energie in die vier verschiedenen Wellen, sodass die Amplituden der Impulse schon nach Wegen von einigen hundert Metern auch bei Explosion von Sprengladungen von der Grössenordnung 500 Gramm (Gelatine) nur noch von der Grösse einiger Tausendstel- bis Millionstel-Millimeter sind, was für ihren Nachweis ziemlich empfindliche Apparaturen bedingt.

Auch abgesehen von den Schichtungen sind die durchlaufenen Medien in der Regel nicht homogen: Es treten an Blöcken, lokalen Verfestigungen, Hohlräumen etc. Brechungen und Reflexionen auf. So wird in einiger Entfernung von der Sprengstelle nicht mehr der ursprüngliche einfache Impuls (bezw. zuerst ein longitudinaler und und etwas später ein transversaler Impuls) registriert, sondern eine Folge von verschiedenartigen Einsätzen, deren Zuordnung zu Oberflächenwellen, gebrochenen, reflektierten oder direkten Longitudinal- oder Transversalwellen in den meisten Fällen nicht mit Sicherheit möglich ist (siehe Fig. 2: Ausschnitt aus dem Seismogramm einer Sprengung.)

5. Unterteilung der seismischen Methoden nach Art der verwendeten Wellen. Der Untergrund besteht in der Regel aus Schichten verschiedenen Materials. In den Beobachtungspunkten kommen ausser den direkten (in der obersten Schicht gelauften) Wellen solche an, welche tiefere Schichten durch-



Figur 1a.
Brechung und Reflexion.

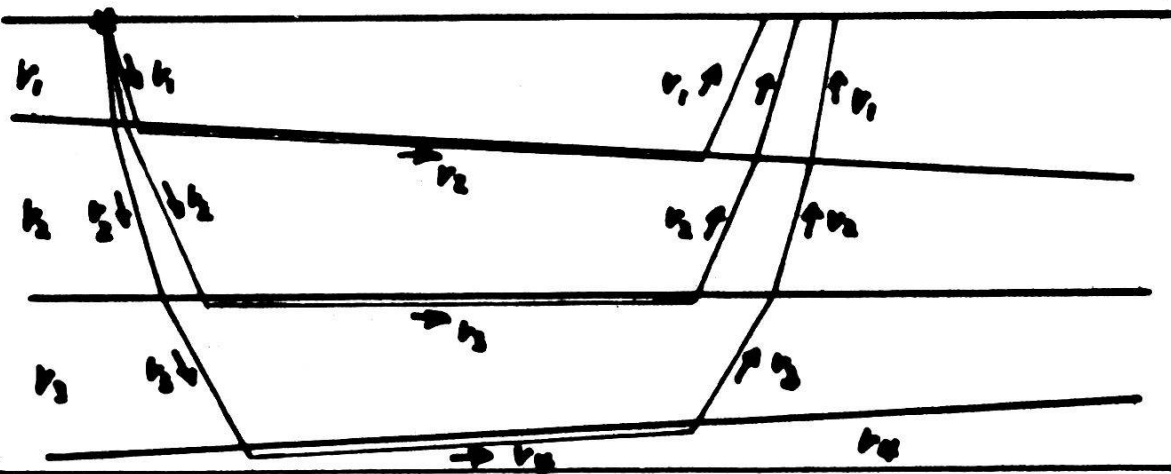


Figur 1b.

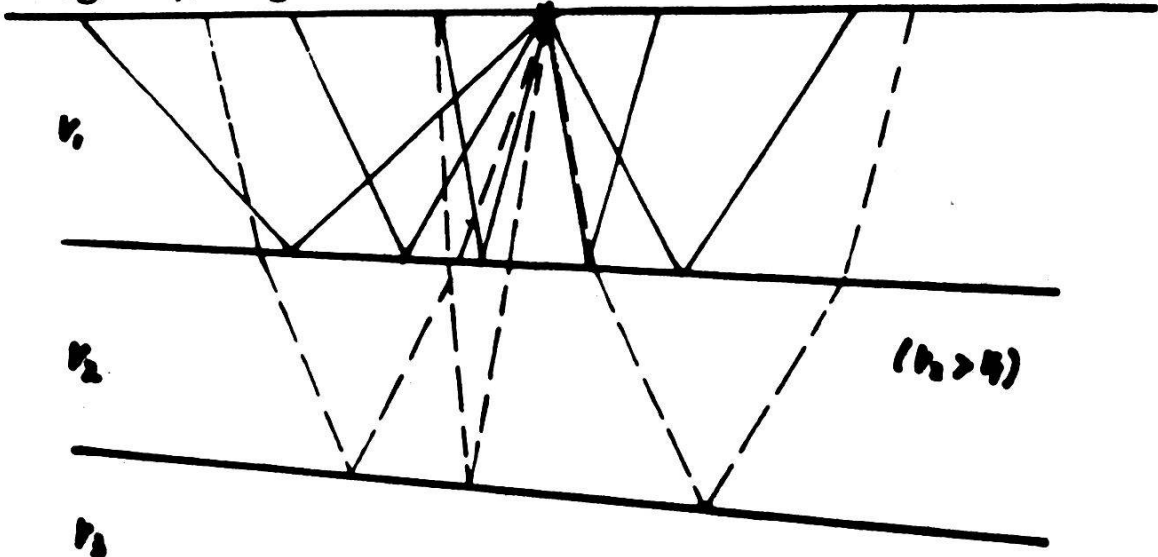


Figur 2. Seismogramm einer Sprengung, (ca. 1. Hälfte).

Figur 3. Wege gebrochener Wellen.



Figur 4. Wege reflektierter Wellen.



laufen haben; diese können nur nach zwei- oder mehrmaliger Brechung bzw. Reflexion die Oberfläche wieder erreichen (Fig. 3: Wellenwege gebrochener Wellen). An Diskontinuitäten werden Anteile der nach unten wandernden Impulse wieder gegen die Oberfläche reflektiert (Fig. 4: Wellenwege reflektierter Wellen.) Die Refraktionsseismik betrachtet ausschliesslich direkte und gebrochene Wellen; die Reflexionsseismik arbeitet mit den reflektierten Wellen. Beide Methoden berücksichtigen nahezu ausschliesslich Longitudinalwellen.

Instrumentelles: In den Beobachtungspunkten werden heute als Empfangsapparate für die seismischen Wellen elektrische Vertikal-Seismographen verwendet. Sie bestehen im Prinzip wie ein grosser Erdbebenseismograph aus einer an Federn aufgehängten Masse. Die Eigenfrequenz des Schwingungssystems Masse-Feder liegt bei den meist gebräuchlichen Feldseismometern zwischen 15 und 50 Hertz (also erheblich höher als bei Erdbebenstationsseismographen; Grund; je höher die Eigenfrequenz, umso unempfindlicher wird das Instrument gegen tieferfrequente aufgeprägte Schwingungen, was hier u.A. zur Elimination der störenden tieffrequenten Oberflächen- und Transversalwellen aus den Seismogrammen ausgenützt wird.) Bewegt sich nun das auf den Boden gestellte Gehäuse mit den ankommenden Erschütterungen, so entstehen Relativbewegungen zwischen Masse und Gehäuse. Bei der einen Art elektrischer Seismometer, den elektrodynamischen, ist mit der Masse eine Kupferdrahtwicklung starr verbunden, welche sich bei der Relativbewegung im Luftspalt eines am Gehäuse befestigten permanenten Magneten bewegt. In der Wicklung werden dabei im Rhythmus der Bewegung elektrische Spannungen erzeugt. In den ebenso häufig verwendeten elektromagnetischen Seismometern wird durch die Bewegung der Masse relativ zum Gehäuse das Joch eines Magneten bewegt und damit der magnetische Fluss verändert, wodurch ebenfalls in einer Spule Wechselspannungen induziert werden. Da im ganzen System keine äussere Reibung auftritt, kann die Masse dieser Instrumente und damit Grösse und Gesamtgewicht klein gehalten werden (Gewicht-Grössenordnung 1 kg.). Die erzeugten Wechselspannungen (einige Millivolt) werden Verstärkern zugeführt, welche die Spannungsschwankungen in Stromschwankungen umwandeln, welche genügend gross sind, um in Galvanometern eines elektrisch-opti-

schen Registriergerätes Ausschläge zu erzeugen. Auf einem hochempfindlichen Bromsilberpapierfilm wird die Bodenerschütterung (mehr oder weniger getreu) mit 50'000- bis 500'000-facher Vergrößerung aufgezeichnet.

Die modernen (amerikanischen) Apparaturen verwenden 10 bis gegen 100 der beschriebenen Seismometer (auch einfach Mikrophone genannt) gleichzeitig, z.T. werden je 2 - 5 (zwecks Ausnützung von Interferenzeffekten zur Elimination der Oberflächenwellen) zusammengeschaltet. Die Registriergeräte sind mit 10 bis zu 40 Registriergalvanometern ausgerüstet, wobei zu jedem ein besonderer Verstärkerkanal und zu diesem ein Mikrophon oder eine Mikrophongruppe gehört. Es kann also die durch eine einzige Sprengung verursachte Erschütterung an 10 bis 40 Punkten empfangen und auf *e i n e m* Film registriert werden. Am häufigsten werden heute Apparaturen mit 12 oder 24 Kanälen verwendet. Eines der Galvanometer zeichnet vorgängig der Registrierung der Bodenerschütterung noch den "Sprengmoment" auf, Der Sprengmomentimpuls wird meistens so gewonnen, dass ein Widerstand in den elektrischen Zündkreis gelegt wird, an welchem eine Spannung auftritt, solange der Zündstrom fließt, und welche null wird, sobald die Ladung explodiert und der Zündkreis unterbrochen wird; der plötzliche Spannungsabfall wird über einen Verstärker als Zeichen auf den Film registriert und wird als Anfang der Zeitählung für Laufzeiten der Wellen verwendet. Gleichzeitig mit den Galvanometerausschlägen werden (alle Hundertstelsekunden) Zeitmarken auf den Film mitregistriert, welche quer über den ganzen Film verlaufen und den Zeit-Zählmasstab darstellen. Die Papiervorschubgeschwindigkeit beträgt 15 bis 20 cm pro Sekunde, sodass eine Millisekunde einer Strecke von 0,1 bis 0,2 mm auf dem Film entspricht und also noch genau ausgemessen werden kann.

Die Verstärker dieser seismischen Apparaturen sind im Prinzip gleich aufgebaut wie der Niederfrequenzteil eines Radioempfängers, mit dem Unterschied, dass sie in einem tieferen Frequenzbereich arbeiten müssen. Die auftretenden Bodenwellen bzw. Impulse haben Frequenzen zwischen etwa 15 und 80 Hertz, wobei die Oberflächen- und

Transversalwellen Frequenzen vorwiegend zwischen 15 und 35, die reflektierten und gebrochenen Wellen meistens solche oberhalb 25 Hertz aufweisen. Die Verstärkerkanäle enthalten einstellbare Filter zur Aussiebung der Frequenzbereiche der unerwünschten störenden Wellen und der höheren Frequenzen, die mit akustischen und atmosphärischen Störungen auftreten. Sie sind ferner mit automatischer Dynamikexpansion ausgerüstet: d.h. um übersichtlichere Registrierung zu erhalten, wird dafür gesorgt, dass die Impulsgruppen auf dem ganzen Seismogramm in vergleichbarer Grösse erscheinen; zu Beginn der Registrierungen (Ankunft der gebrochenen und direkten Wellen mit relativ grossen Amplituden) wird die Verstärkung deshalb gedrosselt, um gegen Ende der Aufzeichnung (wenn z.B. die schwachen und aus den grössten Tiefen kommenden Reflexionsimpulse eintreffen) maximale Verstärkung einzuregulieren.

Verstärker und Registriergerät sind in der Regel in einem Automobil eingebaut; es sind im Feld dann lediglich noch die Mikrophone richtig aufzustellen (bezw. leicht einzugraben) und die Kabelverbindungen zwischen Mikrophenen und Apparatwagen herzustellen.

Die seismischen Trupps, welche Feldmessungen ausführen, führen auch selber Bohreinrichtungen mit sich, zum Bohren von Löchern bis über 100 m Tiefe für die Sprengungen, ferner alles Sprengmaterial, das Vermessungsgerät etc. etc., wodurch sich ganz ansehnliche Autokolonnen ergeben. Die modernen Apparaturen mit der grossen Zahl von Registrierpunkten gestatten rasches Arbeiten; je nach Schwierigkeit des Geländes werden dabei aber 20 bis 50 Mann Arbeitspersonal pro Trupp benötigt.

Sprengtechnisches: Die Bohrungen, in welche die Sprengladungen versenkt werden, müssen nach Möglichkeit so tief vorgetrieben werden, dass die Ladung in Wasser oder festes Gestein zu liegen kommt, weil nur dann die erwünschten hochfrequenten Wellen genügend grosse Energieanteile erhalten um saubere Reflexions- und Refraktions-Einsätze zu ergeben. Da in den amerikanischen Erdölgebieten die Oberflächen-Verwitterungsschicht teilweise bis gegen 100 m dick ist, sind in diesen Gebieten relativ tiefe Bohrungen notwen-

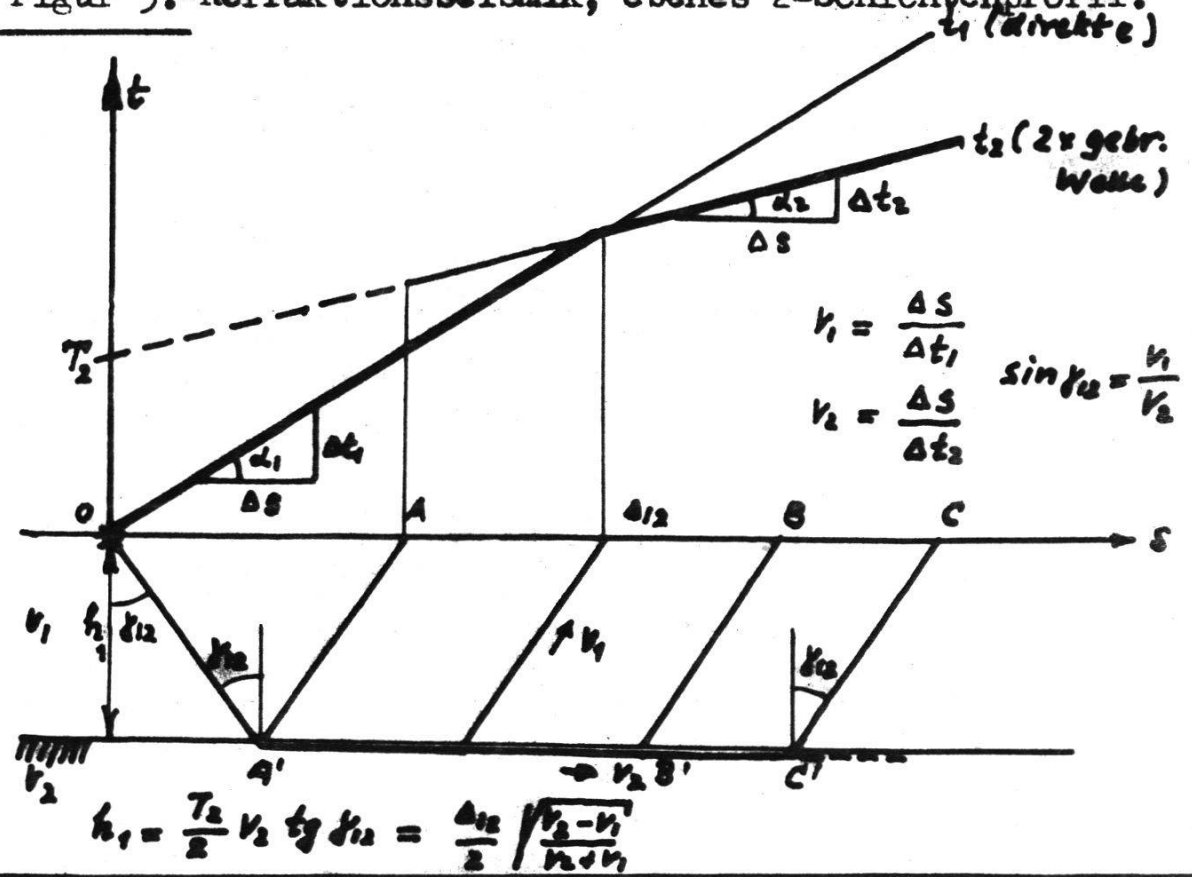
dig. Grösse der Sprengladungen: In der Reflexionsseismik und den neueren Refraktionsverfahren werden je nach Gelände Ladungen von wenigen 100 Gramm bis über 50 kg Sprenggelatine verwendet. Früher benötigten lange Refraktionsprofile (20-30 km) 50 bis gegen 1000 kg Sprengstoff.

5. Die Refraktionsmethode: Für die einfachsten Fälle wird die Auswertemethode bzw. der Zusammenhang zwischen Schichttiefen und Schichtneigung und den Laufzeiten gebrochener Wellen beschrieben. Die Abschnitte a) bis d) beziehen sich auf vertikale Sondierung, e) auf horizontale, f) enthält eine Reihe allgemeiner und ergänzender Bemerkungen.

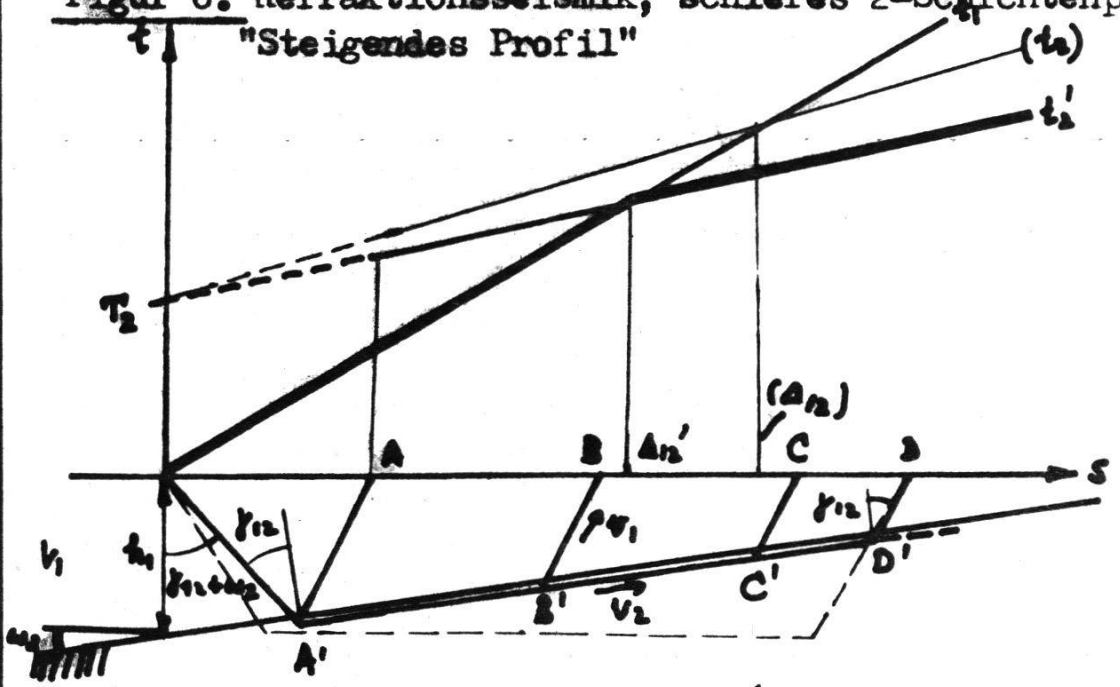
a) Ebene Zweischichtenanordnung (einfachster Fall). In Fig. 5 sind die Wellenwege eingezeichnet. Betrachtet werden die Einsätze 1. der direkten Welle (längs Oberfläche mit v_1 gelaufen), 2. der zweimal gebrochenen Welle, welche eine gewisse Strecke weit mit der Geschwindigkeit v_2 längs der Kontaktfläche gelaufen ist.

Die Laufzeiten der direkten Welle sind proportional der durchlaufenen Strecke d.h. dem Abstand der Messpunkte vom Sprengpunkt. In der graphischen Darstellung Laufzeit $t_1 = f(s)$ liegen die Laufzeitpunkte der direkten Welle also auf einer Geraden (siehe Fig. 1 b), wobei $\text{ctg} \alpha_1 = \frac{\Delta s}{\Delta t_1} = v_1$. Die gebrochene Welle (siehe Fig. 5) kann die Oberfläche erstmals im Punkt A erreichen; die Laufzeitdifferenz in der Ankunft dieser Welle z.B. in den Punkten B und C ist gleich der zum Durchlaufen der Strecke B' - C' mit der Geschwindigkeit v_2 benötigten Zeit, da die Wege (S-A', B'-B, C'-C etc.) durch die Schicht 1 ja für alle Strahlen dieselben sind. Bezogen auf einen Punkt rechts von A sind die Laufzeiten der gebrochenen Welle wieder proportional dem Abstand der Messpunkte; die Neigung dieser t_2 -Geraden (in Fig. 5 oben) ist nun durch v_2 bedingt: $\text{ctg} \alpha_2 = \frac{\Delta s}{\Delta t_2} = v_2$. Die Darstellung $t = f(s)$ wird Laufzeitkurve genannt (im weiteren mit LZK abgekürzt). Der t_2 -Ast der LZK verläuft nicht durch den Nullpunkt, er schneidet (in bestimmten Fällen) den Ast t_1 . Man beachte hierzu die Einschränkungen in Abschnitt f. Die Abszisse des Schnittpunktes gibt die Lage des Profilverpunktes an, in welchem die beiden Wellen (direkte und gebrochene) gleichzeitig eintreffen. Sie ist auch

Figur 5. Refraktionsseismik, ebenes 2-Schichtenprofil.



Figur 6. Refraktionsseismik, schiefes 2-Schichtenprofil. "Steigendes Profil"



Formeln für die Auswertung (auch für Figur 7 !):

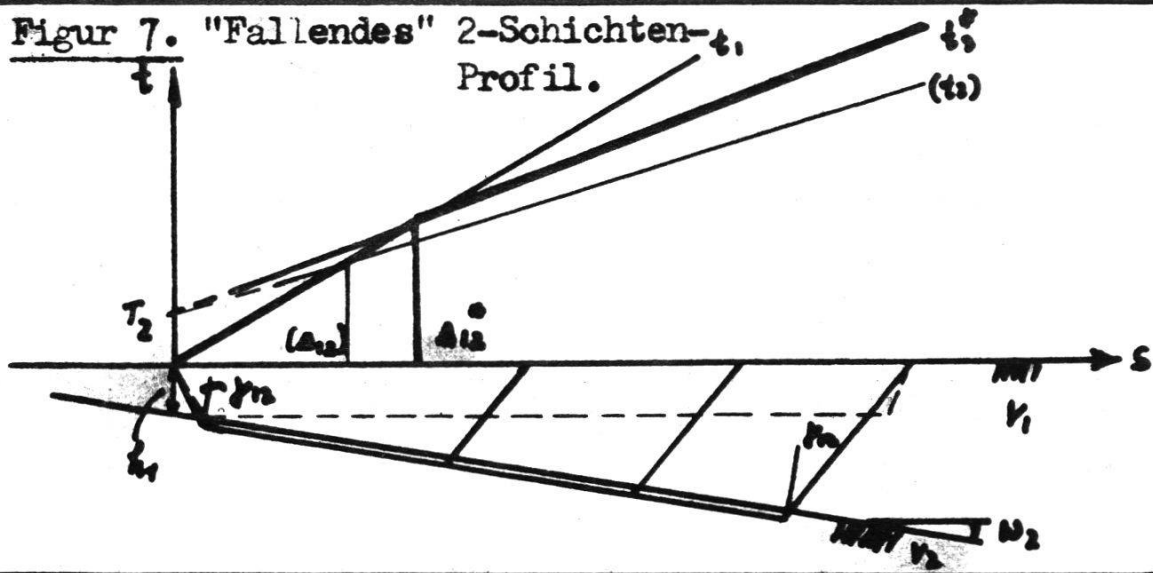
$$\left. \begin{aligned}
 v_2' &= \frac{v_1}{\sin(\alpha_{12} - \omega_2)} \\
 v_2'' &= \frac{v_1}{\sin(\alpha_{12} + \omega_2)}
 \end{aligned} \right\} \alpha_{12}, \omega_2 \rightarrow v_2 = \frac{v_1}{\sin \alpha_{12}}, \text{ u. } h_1 = \frac{T_2}{2} v_2 \operatorname{tg} \alpha_{12}.$$

(siehe Fig 7.)

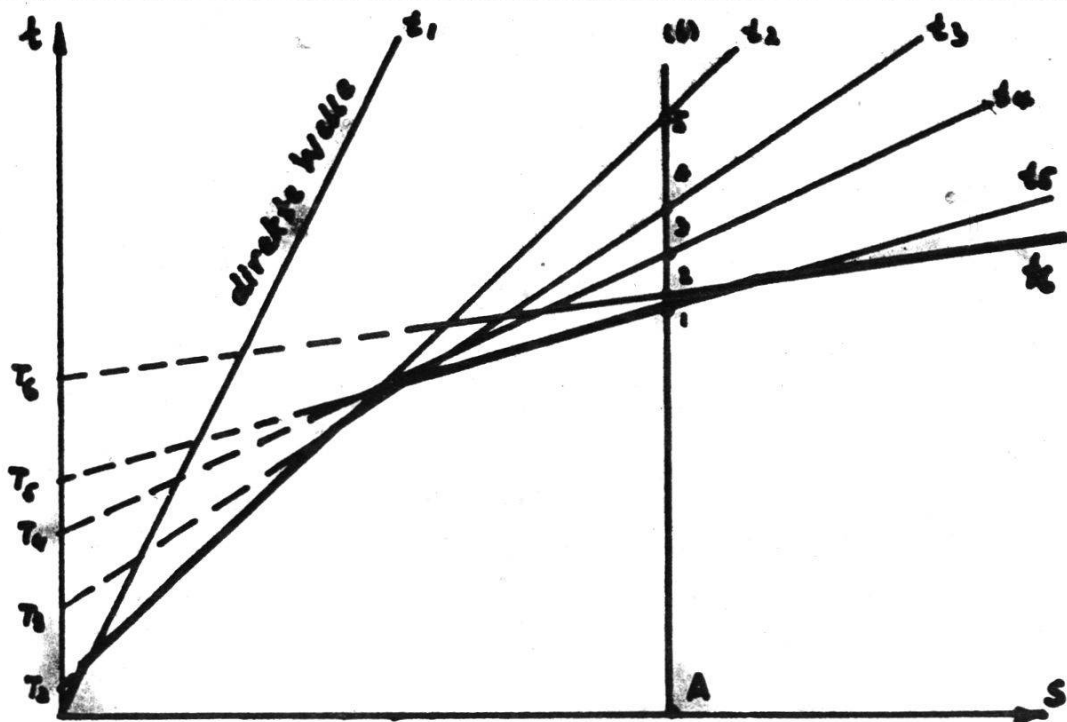
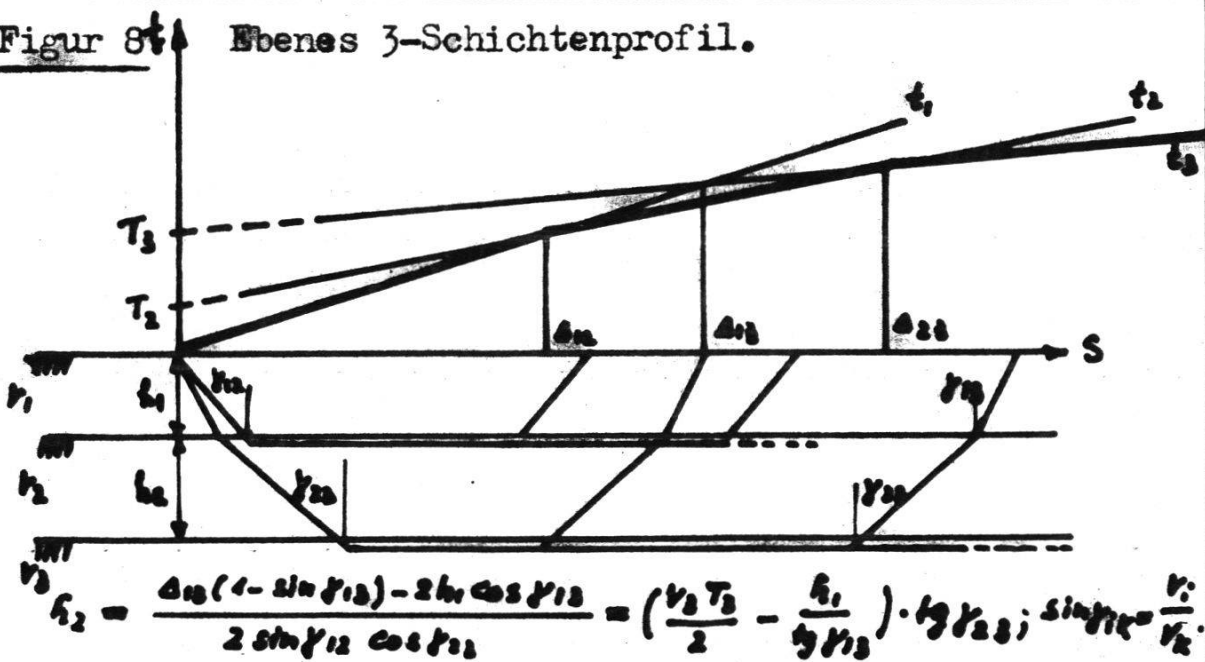
ein Mass für die Tiefe der Grenzfläche der beiden Schichten, wofür aber auch der Zeitachsenabschnitt T_2 des rückwärts verlängerten t_2 -Astes verwendet werden kann. Der formelmässige Zusammenhang ergibt sich durch einfache geometrische und trigonometrische Rechnungen (Resultate: Fig. 5 unten). Die Messung liefert also direkt die Geschwindigkeit für Longitudinalwellen in den beiden Schichten, und aus der LZK lässt sich die Schichttiefe berechnen. Unter Beziehung der geologischen Gegebenheiten des Untersuchungsgebietes kann aus der Grösse von v_2 auch meistens schon das Gestein der unteren Schicht identifiziert werden.

b) Zwei Schichten mit geneigter Grenzfläche: Figuren 6 und 7. Die Verhältnisse für die direkte Welle sind genau die gleichen wie im Falle a). Die Laufzeiten der gebrochenen Welle bzw. die Neigung des LZK-Astes t_2 werden aber durch die Neigung der Grenzfläche gegenüber dem Falle a) verändert (siehe Fig. 6): Die gebrochenen Wellenstrahlen, welche z.B. die Punkte B und C erreichen, durchlaufen in der Schicht 1 nicht mehr gleiche Wege (da $B'-B$ grösser ist als $C'-C$, analog $C'-C$ grösser als $D'-D$ etc.), und ausserdem sind die mit v_2 durchlaufenen Wege $B'-C'$ etc. nicht mehr gleich den Profilstrecken $B-C$ etc. Der Quotient $\frac{\Delta S}{\Delta t_2}$ ergibt eine scheinbare Geschwindigkeit, v_2' , welche in diesem Falle (Profilrichtung gegen steigende Grenzfläche gerichtet, "steigendes Profil" genannt) grösser ist als die wahre Geschwindigkeit v_2 in der Schicht 2. Im Falle, wo das Profil in Richtung der "fallenden" Grenzfläche gerichtet ist ("fallendes Profil", Fig. 7), liefert die Messung eine andere Scheingeschwindigkeit, v_2^* , welche kleiner ist als v_2 . Der Zusammenhang zwischen den beiden Scheingeschwindigkeiten und v_2 ist gegeben durch die in Fig. 6 angegebenen Formeln. Messbar sind die in den Gleichungen enthaltenen Grössen: v_1 , v_2' , v_2^* ; als neue Unbekannte tritt der Neigungswinkel ω_2 der Grenzfläche auf. Die Berechnung von h_1 erfolgt dann wie im Falle a) mit Hilfe des Zeitachsenabschnittes T_2 . Die Abszissen der Schnittpunkte der LZK-Aeste werden durch die Schichtneigung verschoben, sodass die Formeln für h_1 mit Verwendung von Δ'_{12} bzw. Δ^*_{12} nicht mehr so einfach sind wie im Falle a). (Siehe die Fig. 6 und 7, in denen die entsprechenden parallelen Grenzflächen und die zugehörigen LZK-Kurven gestrichelt ein-

Figur 7. "Fallendes" 2-Schichten-Profil.



Figur 8. Ebenes 3-Schichtenprofil.



Figur 9. Laufzeitkurve für ein Vielschichtenprofil.

gezeichnet sind). Wenn v_2 nicht schon (aus anderen Messungen) bekannt ist, lassen sich also aus Messungen in einer Profilrichtung allein bei geneigter Grenzfläche nicht alle Unbekannten bestimmen; es sind dann Messungen längs fallendem und steigendem Profil auszuführen. Der daraus bestimmbare Neigungswinkel ω_2 ist die Neigung der Trennfläche in Profilrichtung (auf die Oberfläche bezogen!); für die Berechnung von Streichen und Fallen dieser Fläche sind Messungen auf zwei sich schneidenden vollständigen Profilen notwendig (betr. die Tiefenberechnung sind die Ausführungen im Abschnitt f/1 zu berücksichtigen.)

c. Drei Schichten mit parallelen Grenzflächen; Wellenwege und LZK sind in Fig. 8 dargestellt. Aus der LZK können wieder direkt die Geschwindigkeiten v_1 bis v_3 bestimmt werden. Die Schichtdicke h_1 berechnet sich wie im Falle a. Die Formel für h_2 ist in der Fig. 8 angegeben.

d. Bei noch mehr Schichten und besonders bei schiefer Schichtung werden die Formeln entsprechend komplizierter, und die Auswertung wird schwieriger. Fig. 9 zeigt eine LZK für eine Vielschichtenanordnung.

e. Horizontale Sondierung: Die Refraktionsmethode liefert auch Aufschlüsse über z.B. verdeckte Strukturänderungen in horizontaler Richtung. So können z.B. oberflächliche, wenig ausgedehnte Salzdomstrukturen nachgewiesen werden (was der seismischen Methode die ersten Erfolge einbrachte). Auswirkung: Bei Messung von Profilen vorwärts und rückwärts sind wieder Knicke der LZKkurven beobachtbar.

f. Bemerkungen:

1. Räumliche Lage der Wellenwegebenen.

Die gebrochenen Wellen, welche an der Erdoberfläche längs eines geraden Profils beobachtet werden, laufen in einer Ebene, welche senkrecht steht zu den brechenden Schichtgrenzen und welche nur dann auch normal zur Erdoberfläche steht, wenn Profilrichtung und Fallrichtung der Schichtgrenzen übereinstimmen. Die berechneten Schichtdicken sind also nur in diesem besonderen Falle senkrecht zur Oberfläche anzunehmen; Fig. 10 illustriert dies für ein einfaches Zweischichtenproblem.

2. Feldanordnungen, Leistungsfähigkeit.

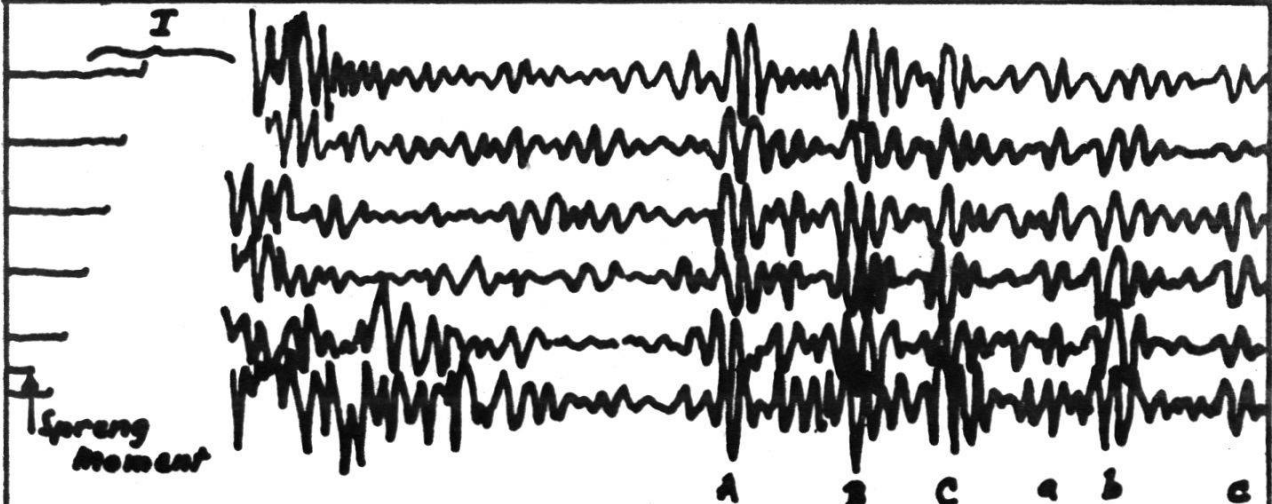
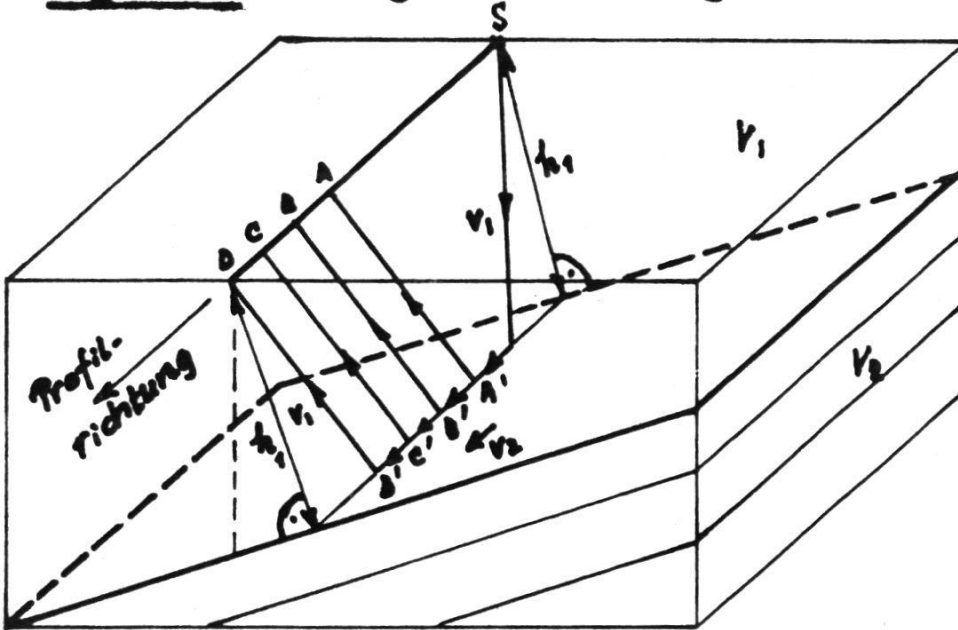
α) Älteres Messverfahren: Man verwendet nur die erstankommenden Wellen bzw. Einsätze. Die so gemessenen Laufzeiten beschreiben die in den Fig. 5 - 9 dick ausgezogenen Laufzeitkurven (mit "Knick"punkten). Die Seismometer sind also so über das Profil zu verteilen, dass alle LZK-Aeste mit genügender Genauigkeit (d.h. mindestens drei Punkten) erfasst werden; das Profil ist so lange zu wählen, bis der LZK-Ast gut bestimmt ist, welcher derjenigen gebrochenen Welle entspricht, die längs der gesuchten Schichtgrenze gelaufen ist, d.h. bis diese Welle als erste ankommt und sich in der untersten betrachteten Schicht die Geschwindigkeit bestimmen lässt. Bei grossen Schichtdicken oder kleinen Geschwindigkeitsunterschieden in den verschiedenen Schichten sind deshalb sehr lange Profile notwendig (man überlege sich dies anhand der einfachen Formeln im Falle von nur zwei parallelen Schichten), längs welchen die Eigenschaften der Ueberdeckungsschichten nicht variieren sollten. Die langen Profile haben den Nachteil, dass sehr ausgedehnte Kabelleitungen erforderlich sind und unwirtschaftlich grosse Sprengstoffladungen (mit unerwünschten Schadenwirkungen). Zur Erfassung von Schichten in z.B. 2000 m Tiefe wurden früher Profile von 20 bis 30 km Länge geschossen, was naturgemäss auch keinen raschen Arbeitsfortschritt ermöglichte. Beim "Ersteinsatzverfahren" sind überdies bestimmte Voraussetzungen über die Geschwindigkeitsverteilung im Untergrund notwendig: Die Geschwindigkeiten müssen in jeder Schicht grösser sein als in der darüberliegenden, ferner müssen die Schichtdicken mindestens gleiche Grössenordnung haben - und nach unten etwas zunehmen - , weil sonst gebrochene Wellen tieferer Schichten diejenigen von darüberliegenden vor ihrer Ankunft an der Erdoberfläche überholen können, sodass einzelne Schichten in den LZKurven gar nicht erkennbar sind, und die darauf fussende Auswertung stark gefälscht werden kann (siehe z.B. Ast t_4 in Fig. 9).

β) Neueres Messverfahren (erst in den letzten Jahren entwickelt und z.T. noch in Weiterentwicklung begriffen): Bei Berücksichtigung nicht nur der ersten, sondern auch der späteren Einsätze in den Seismogrammen können aus tieferen Schichten stammende gebrochene Wellen schon in relativ klei-

nen Abstand vom Sprengpunkt beobachtet werden (siehe z.B. Fig. 9, Punkt A). Schwierig ist dabei das Erkennen der Einsätze. Hier haben neuere instrumentell messtechnische Entwicklungen, die z.T. aus der Reflexionsseismik übernommen wurden, neue Möglichkeiten eröffnet: Man stellt sehr viele Instrumente nahe beieinander so auf, dass die gesuchten Refraktionseinsätze auf allen Registrierungen möglichst an derselben Stelle oder nur wenig gegeneinander verschoben auftreten, dass hingegen die unerwünschten Einsätze (Oberflächenwellen u.a.) nicht ebenso gleichartig erfasst werden; so treten die gewünschten Einsätze deutlich hervor. Es werden hierfür verschiedenartige Feldanordnungen angegeben, die z.T. auch besonders darauf ausgehen, die in vielen Gegenden sehr tief zu treibenden Schussbohrlöcher möglichst ökonomisch auszunutzen. Um vollständige LZK zu erhalten, sind so nur wenige Messpunkte (bezw. Ansammlungen von je 10 - 20 Seismometern) notwendig. Wenn die Tiefenbeziehungen, d.h. die Zuordnung der Einsätze zu bestimmten Schichten an einer Stelle ausgeführt sind, sind nachher nur noch Messungen mit einer bestimmten günstig ausgewählten Distanz notwendig - sofern schrittweise, d.h. mit kleinen Abständen zwischen den "Profilen", vorgegangen wird, sodass relative Verschiebungen der Einsätze zueinander laufend verfolgt werden können (Korrelationsverfahren der Refraktionsseismik)-. Es wurde ferner begonnen, anstelle der eigentlichen Einsätze der Refraktionen die ersten Maxima der eintreffenden Wellengruppen auszumessen, was den Vorteil hat, dass auch energieweiche Einsätze erfasst werden können und demzufolge kleinere Sprengladungen erforderlich sind. Bei Berücksichtigung der späteren Einsätze werden auch die gebrochenen Wellen erfasst, welche nach der älteren Methode überhaupt nie als erste Einsätze in Erscheinung getreten wären (sei es, weil die entsprechenden Schichten eine zu geringe Geschwindigkeit aufweisen oder dass sie zu dünn sind).

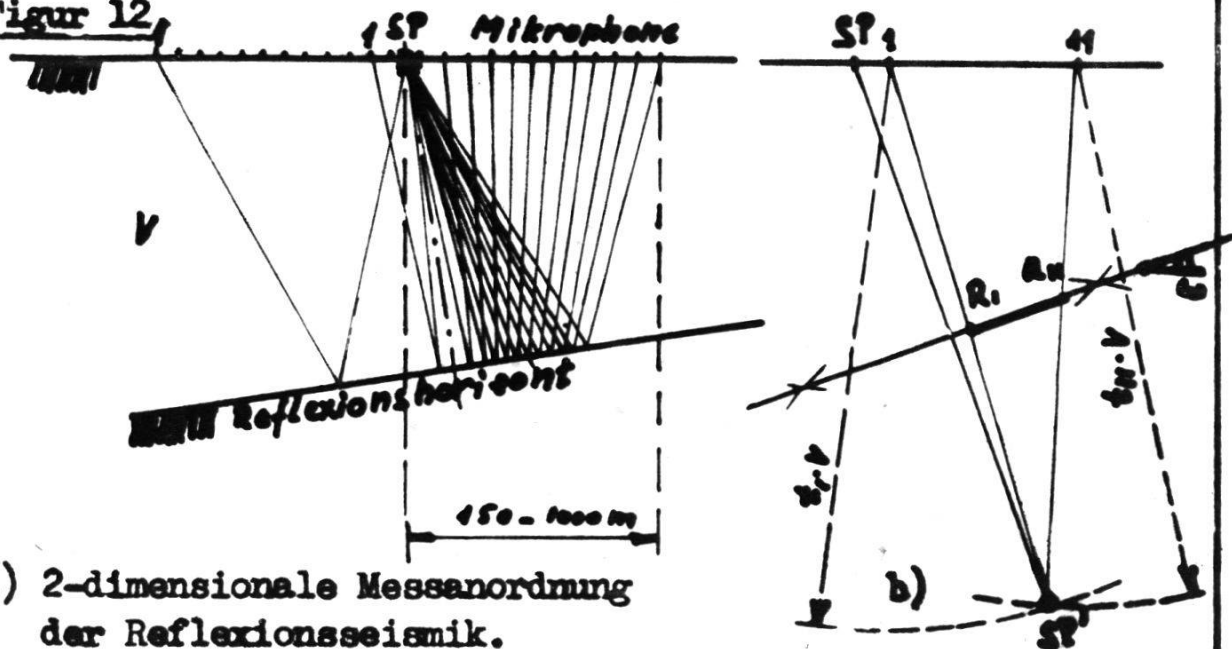
Mit dieser neueren Ausbildungsform der Refraktionsseismik konnte die "Tiefenwirkung" im Vergleich zur Profillänge erheblich erhöht werden: Mit "Profil"-Längen von 8 - 10 km Länge lassen sich (je nach Geschwindigkeitsverhältnissen) Tiefen bis 2 - 3 km erforschen. Allerdings lassen sich solche Tiefen auch nur in relativ grossräumigen und wenig

Figur 10. Zur Lage der Wellenwegebene im Raume.



Figur 11. Ausschnitt aus einem Reflexionsseismogramm.

Figur 12



a) 2-dimensionale Messanordnung der Reflexionsseismik.

gestörten Strukturen aufschliessen, in denen nur geringfügige Geschwindigkeitsunterschiede in horizontaler Richtung auftreten.

γ) Genauigkeit: In kompliziertem Gelände können Fehlerquellen (Variationen der Dicke der Oberflächenschicht sind z.B. von erheblichem Einfluss auf die Laufzeiten etc.) nur durch vermehrten Aufwand an Messungen und Auswertearbeit eliminiert werden. Zu berücksichtigen ist auch der Umstand, dass vor allem bei langen Profilen - Unebenheiten der Grenzflächen merklich ausgeglichen werden und in den Resultatprofilen verflacht zum Ausdruck kommen, sofern nicht besondere darauf hinzielende Detailuntersuchungen unternommen werden. Bei wirtschaftlich sinnvollem Aufwand und in nicht zu komplizierten Strukturen liegen die Fehlergrenzen von Tiefenberechnungen bei $\pm 1 - 5 \%$.

6. Die Reflexionsmethode: Analogie zur Echolotung im Meere: Anteile des direkt vom Schusspunkt nach unten laufenden longitudinalen Impulses werden an Diskontinuitäten gegen die Erdoberfläche zurück reflektiert. Die Wellen erleiden auf ihrem Wege beim Durchgang durch Trennflächen zwischen Schichten etc. ausserdem Knickungen und Ablenkungen (siehe Fig. 4). Es ist nicht einfach, in einzelnen Registrierungen die Reflexionseinsätze zu erkennen. Ausser den im Abschnitt 4 beschriebenen Mitteln zur Vermeidung der Registrierung störender und die Reflexionseinsätze überdeckender Erschütterungen (Filter, Empfindlichkeitscharakteristik der Seismometer, Zusammenschaltung von Mikrofonen) gibt es ein wichtiges Hilfsmittel zum sicheren Erkennen von Reflexionseinsätzen in der schon im Absatz f) bei der Refraktionsseismik skizzierten Methode, viele Mikrophone nahe beieinander (z.B. in einer Linie mit Abständen von 15 - 50 m zwischen den einzelnen Mikrofonen) aufzustellen. Die Wellenfronten von an nicht zu oberflächennahen Horizonten reflektierten Wellen erreichen dann fast alle Messpunkte gleichzeitig, und die Einsätze kommen in den Registrierungen deutlich zum Ausdruck, weil sie in allen Einzelaufzeichnungen auf dem Film an nahezu denselben Stellen, d.h. untereinander liegend erscheinen (siehe Fig. 11: Ausschnitt aus einem Reflexionsseismogramm. Die Zeitmarken sind hier weggelassen -

Zeitmasstab: $1/2 \text{ mm} \cong \frac{1}{100} \text{ sek}$ -. Der Bereich I enthält die Wellengruppen der direkten Wellen, die wegen ihrer grossen Amplitude nicht registriert werden. A B C sind gute, a, b, c unsichere Reflexionseinsätze). Die vielen gleichzeitigen Registrierungen werden also auch hier nicht dazu ausgenützt, um möglichst viele Messpunkte gleichzeitig besetzen zu können, sondern in erster Linie zum sicheren Erkennen der Einsätze. Aus einem Seismogramm der Art von Fig. 11 wird in der Regel nur ein einziger Reflexionspunkt bestimmt. Fig. 12 a gibt eine Darstellung der wohl am häufigsten verwendeten Feldanordnung d.h. relativen Lage zwischen Schusspunkt und Mikrofonen; ferner sind darin die Wellenwege (unter Annahme gerader und ungeknickter Wellenstrahlen) eingezeichnet (Vertikaldimensionen gegenüber Horizontalabmessungen stark verkürzt dargestellt: Schichtgrenzentiefe 1000 - 6000 m, totale Länge der beiden Seismometerreihen 100 - 1000 m, normalerweise 100 - 300 m). Gemessen werden auch hier die Laufzeiten der reflektierten Impulse; das Produkt Laufzeit Geschwindigkeit v ergibt den gesamten Wellenweg zwischen Sprengpunkt und Messpunkt. Dieser Weg ist gleich gross wie die Distanz zwischen Messpunkt und dem in bezug auf die Reflexionsebene gespiegeltem Sprengpunkt. Auf dieser bekannten Beziehung beruht auch die einfachste graphische Auswertungsmethode, welche in Fig. 12 b dargestellt ist. Es ist zu beachten, dass die daraus resultierenden Tiefen - und Neigungswinkelangaben für die Reflexionsstelle auf den Unterschieden der Laufzeiten der Wellen zu den betreffenden Messpunkten (meistens werden die Aufzeichnungen der beiden äussersten Mikrophone so verwertet) beruht; diese Zeitdifferenz beträgt aber normalerweise nur einige Millisekunden, wobei der mittlere Messfehler bei $\pm 0,1 - 0,5 \text{ msek}$ liegt, sodass die Genauigkeit einer Einzelmessung nicht sehr hoch ist. Kombination zahlreicher Einzelresultate (z.B. unter Einbezug auch der Registrierungen der übrigen Mikrophone) ergibt aber doch gute Resultate.

Die in Fig. 12 verwendete (übliche) zweidimensionale Betrachtungsweise ist aber nur zulässig, wenn die Profile angenähert in Fallrichtung des Reflexionshorizontes gelegt werden können. Wie bei der Refraktionsseismik (Abschnitt f/1) erwähnt, steht die durch die Wellenwege be-

schriebene Ebene stets senkrecht zur Reflexionsebene und nur dann normal zur Erdoberfläche, wenn Profil- und Fallrichtung miteinander übereinstimmen. Tiefenberechnungen von beliebig verlaufenden Profilen lassen sich nur dann auswerten, wenn mehrere parallele Profile vermessen werden. Stark gekrümmte und komplizierte Flächen lassen sich mit Reflexionsseismik nur bei flächenhafter Mikrophanordnung und Berücksichtigung der dreidimensionalen Verhältnisse vermessen.

Im Gegensatz zur Refraktionsmethode liefern die Reflexionsmessungen die Geschwindigkeiten der durchlaufenen Schichten nicht direkt oder zum mindesten nicht genau. Notwendig ist die Kenntnis des Zusammenhangs zwischen Laufzeit und Tiefe des Reflexionshorizontes oder der mittleren Geschwindigkeit in der Ueberdeckung. Die Geschwindigkeit wird teils durch Messungen in vorhandenen benachbarten Bohrlöchern bestimmt (Laufzeitmessungen - bei oberflächlichen Sprengungen - mit Hilfe von in das Bohrloch versenkten Mikrophanen), teils durch ausgedehnte refraktionsseismische Messungen, teils durch Ausgleichung aus sehr vielen Reflexionsmessungen direkt. (Die Gleichungen für die Laufzeiten der reflekt. Wellen z.B. zu den beiden in der Reihe - siehe z.B. Fig. 12 a - züusserst angeordneten Mikrophanen enthalten die Geschwindigkeit V und die Tiefe h des Reflexionshorizontes als Unbekannte, woraus sich - für horizontale Reflexionsebene - ergibt:

$$V^2 = \frac{S_{11}^2 - S_1^2}{t_{11}^2 - t_1^2}.$$

Die Zeitdifferenz der beiden Laufzeiten beträgt indessen, wie bereits erwähnt, nur einige Millisekunden. Für zuverlässige Geschwindigkeitsbestimmungen nach dieser Methode müssen infolge der grossen Ungenauigkeit der Ereignisse aus Einzelmessungen mit Hilfe langwieriger Ausgleichsrechnungen eine grosse Zahl vergleichbarer Einzelresultate verarbeitet werden).

Innerhalb der Reflexionsseismik gibt es einige Variationen in Feld- und Auswertungstechnik, die bedingt sind dadurch, dass die Reflexionsmethode nicht bei jeder geologischen Struktur gleich gute Resultate liefern kann.

Bei einfacher wenig gestörter Schichtung und gut erhältlichen Reflexionen lassen sich die reflektierenden Hori-

zonte auch bei ziemlich weit auseinanderliegenden Messpunkten leicht korrelieren. Bei weniger günstigen Verhältnissen sucht man die an einer Stelle sicher gefundenen Horizonte durch schrittweises Vorgehen (sog. kontinuierliche d.h. eng gelegte, sich oft z.T. überschneidende Profile) in verschiedenen Richtungen zu verfolgen. Man erhält so im günstigen Falle Seismogramme, in denen man beim Aneinanderlegen der örtlich aufeinanderfolgenden Registrierungen die Reflexionen über grosse Strecken verfolgen und einander zuordnen kann. Diese Technik wird als Korrelationsmethode der Reflexionsseismik bezeichnet. Sie liefert also Tiefen und Topographie von lithologischen Schichtgrenzen.

In vielen Gebieten, besonders in sehr mächtigen jüngeren Sedimentschichten, lassen sich aber keine durchgehenden Reflexionshorizonte finden, es treten dann oft einzelne Reflexionen auf, welche lokalen Verfestigungen und Einlagerungen zuzuschreiben sind. In solchen Fällen wird für jede dieser einzelnen Reflexionen Tiefe und Neigung des reflektierenden Flächenelementes bestimmt, und man erhält so über das ganze Profil verteilt eine Anzahl unzusammenhängender Reflexionsstellen, deren Verlauf (da ja solchen lokalen Verfestigungen, Einschwemmungen etc. eine nach der Sedimentation erfolgte Lageänderung auch aufgeprägt wurde) oft durch wertvolle Angaben über die Strukturverhältnisse gibt. Dieses Verfahren wird als Dip- (Fallwinkel-) Methode bezeichnet.

Tiefenwirkung und Genauigkeit: Die Reflexionsseismik übertrifft die Refraktionsmethode hinsichtlich Tiefenwirkung und Arbeitsaufwand (der kürzeren Distanzen wegen) erheblich. Der normale Arbeitsbereich in der Erdoelgeologie liegt heute für diese Methode zwischen 1000 und 6000 m Tiefe. Die grössten bisher als zuverlässig betrachteten Tiefenbestimmungen liegen bei rund 10 km. Die Fehler in den Tiefenangaben hängen im Wesentlichen von der Genauigkeit ab, mit welcher die Geschwindigkeit ermittelt werden kann und von den Korrekturen, welche erforderlich sind, um Tiefen- und Geschwindigkeitsvariationen in der obersten Verwitterungsschicht auszugleichen (da diese Schichten sehr kleine Geschwindigkeiten aufweisen um 300 m/sek, können kleine lokale Schichtdickenschwankungen erhebliche Laufzeitänderun-

gen und somit Fehler in der Tiefen- und Neigungsberechnung verursachen). Sofern aus Bohrlochmessungen gewonnene Geschwindigkeiten sich auf das Arbeitsgebiet übertragen lassen, sind Tiefenbestimmungen auf 1/2 bis 1 % genau möglich und Neigungsbestimmungen von 1 bis über 60 Grad, auf 1/2 bis 1 Grad genau.

- Entwicklungsgeschichte der seismischen Methoden. Die ältere Refraktionsmethode wurde 1919 durch Mintrop erstmals mit Erfolg als Hilfsmittel der praktischen Geologie eingesetzt. Ab 1929 begann sich die Reflexionsseismik zu entwickeln und verdrängte seit ca. 1935 mit zunehmender Vervollkommnung die mit verschiedenen Mängeln behaftete schwerfällige Refraktionsmethode fast vollständig. Das Refraktionsverfahren wurde in der Folge nur noch für oberflächliche (d.h. wenig tiefe) Sondierungen eingesetzt (Baugrunduntersuchungen, Bestimmung der Dicke der Oberflächenverwitterungsschicht zur Korrektur von Reflexionsmessungen etc.). Erst in den letzten Jahren, als sich zeigte, dass die Reflexionsmethode in manchen Gebieten keine befriedigenden Resultate liefert, erlebte die Refraktionsseismik eine gewisse Rehabilitierung, allerdings erst nach Einführung verschiedener messtechnischer Neuerungen und unter starker Angleichung an die "standardisierte" Feldmesstechnik der Reflexionsseismik.

Betr. die Bedeutung der seismischen Methoden in ihrer heutigen Anwendung als Hilfsmittel der Erdoelgeologie verweise ich auf den in der letzten Februarnummer dieses Bulletins auszugsweise erschienenen ausgezeichneten Vortrag über Erdoelgeologie, den Dr. D. Trümpy im November 1945 vor der Zürcher Geologischen Gesellschaft hielt.

Literatur: gute und einigermaßen moderne Darstellungen der Reflexions- und Refraktionsseismik finden sich in den folgenden Lehrbüchern:

1. Jakosky, Exploration Geophysics, New York 1940.
 2. Heiland, Geophysical Exploration, New York 1940.
 3. Reich und Zwinger, Taschenbuch der angew. Geophysik, Leipzig 1943.
-