

Werk

Jahr: 1931

Kollektion: fid.geo

Signatur: 8 GEOGR PHYS 203:7

Digitalisiert: Niedersächsische Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen

Werk Id: PPN101433392X_0007

PURL: http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN101433392X_0007

LOG Id: LOG_0066

LOG Titel: Seismische Beobachtungen bei Steinbruchsprengungen

LOG Typ: article

Übergeordnetes Werk

Werk Id: PPN101433392X

PURL: <http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN101433392X>

OPAC: <http://opac.sub.uni-goettingen.de/DB=1/PPN?PPN=101433392X>

Terms and Conditions

The Goettingen State and University Library provides access to digitized documents strictly for noncommercial educational, research and private purposes and makes no warranty with regard to their use for other purposes. Some of our collections are protected by copyright. Publication and/or broadcast in any form (including electronic) requires prior written permission from the Goettingen State- and University Library.

Each copy of any part of this document must contain there Terms and Conditions. With the usage of the library's online system to access or download a digitized document you accept the Terms and Conditions.

Reproductions of material on the web site may not be made for or donated to other repositories, nor may be further reproduced without written permission from the Goettingen State- and University Library.

For reproduction requests and permissions, please contact us. If citing materials, please give proper attribution of the source.

Contact

Niedersächsische Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen
Georg-August-Universität Göttingen
Platz der Göttinger Sieben 1
37073 Göttingen
Germany
Email: gdz@sub.uni-goettingen.de

Seismische Beobachtungen bei Steinbruchsprengungen

Von **Bernhard Brockamp** — (Mit 3 Abbildungen)

Seismische Aufzeichnungen von Steinbruchsprengungen, die vom Geophysikalischen Institut in Göttingen bis 1929 gewonnen wurden, sind erneut bearbeitet und durch vier neue im Jahr 1929 gewonnene ergänzt. Die Laufzeiten wurden auf eine gemeinsame Seehöhe reduziert. Der Einfluß der geologischen Verschiedenheit des Stationsuntergrundes auf die Laufzeit wurde berücksichtigt. Trotzdem bleibt bei einzelnen Stationen eine Abweichung gegen die mittlere Laufzeitkurve; diese erlaubt einen Schluß auf die lokale Dicke des Deckgebirges. Die darunter liegende P_2 -Schicht wird als varistisches Grundgebirge gedeutet. Ihre Mächtigkeit beträgt 5–7 km. Die untere Grenze der P_2 -Schicht fällt von Göttingen aus nach S bis auf 12 km Tiefe ab; und steigt nach SW und SO auf $7\frac{1}{2}$ km an. Die Geschwindigkeit von P_2 beträgt 5.9 km/sec, von P_3 6.7 km/sec. Dem P_2 entspricht $\bar{P}$, dem P_3 entspricht P^* bei Nahbeben.

Über Beobachtungsergebnisse bei Steinbruchsprengungen, durchgeführt vom Geophysikalischen Institut Göttingen, wurde in der Zeitschr. f. Geophys. 1929, S. 159–171 unter dem Titel: E. Wiechert †: „Seismische Beobachtungen von Steinbruchsprengungen“⁽¹⁾, B. Brockamp und K. Wölcken: „Bemerkungen zu den Beobachtungen von Steinbruchsprengungen“⁽²⁾ berichtet. In diesen Arbeiten wurden Laufzeitkurven für zusammengehörige longitudinale Wellen aufgestellt, die Geschwindigkeit dieser Wellen angegeben und die Tiefe der zugehörigen Schicht in einzelnen Gegenden bestimmt. Unterschieden wurden:

1. P_1 -Wellen, die sich nur durch das Deckgebirge fortgepflanzt haben. Ihre Geschwindigkeit beträgt:

3.5 km/sec	in der Gegend von Göttingen für Entfernungen bis 16 km,
1.7 „	in der Gegend von Treysa „ „ „ 10 „ .
5.6 „	im Basalt des Vogelsberges „ „ „ 12 „ .

2. P_2 -Wellen. Die Einsätze dieser Wellen konnten von 16 bis 230 km verfolgt werden. Ihre Laufzeitkurve scheint von 16 bis 230 km eine Gerade zu sein. Wegen dieser Geradlinigkeit wurde eine einheitliche wellenleitende Schicht angenommen: „das Grundgebirge“. Als mittlere Geschwindigkeit von P_2 wurde 5.9 km/sec gefunden. Die Tiefe des Grundgebirges wurde bei Göttingen zu etwa 2.5 km, bei Treysa (hessische Senke) zu 0.7 km bestimmt (maximale Werte).

3. P_3 -Wellen. In 80 km Entfernung vom Sprengort trafen diese Wellen um 0.7 sec vor den P_2 -Wellen ein. Ihre Geschwindigkeit wurde zu 6.72 km/sec berechnet. Als Tiefe der P_3 -Schicht wurde 8 ± 2 km gefunden.

Bei der Bearbeitung der Sprengungen in vorgenannten Arbeiten galt als Laufzeit die Zeitdifferenz vom Sprengmoment bis zur Ankunft der Wellen. Nicht berücksichtigt wurde die Abhängigkeit der Laufzeit von der Höhenlage und von dem Untergrund des Spreng- und Beobachtungsortes. Im Nachstehenden werden die Laufzeiten nach diesen beiden Gesichtspunkten reduziert und die sich dann ergebenden Laufzeiten diskutiert. Ferner sind vier neue, während 1929 vom Geophysikalischen Institut gewonnene Beobachtungen von Steinbruchsprengungen hier mit verwendet worden.

1. Reduktion auf ein einheitliches Niveau unter Berücksichtigung des jeweiligen Stationsuntergrundes, reduzierte Laufzeiten. Als Bezugsniveau ist Göttingen mit 270 m über NN gewählt. Die Höhenlagen der einzelnen Stationen sind Meßtischblättern entnommen. Angaben über den Untergrund entstammen geologischen Karten. Für die Sprengungen, die im Basalt standen, wurde die Basaltbasis, die Auflagerungsfläche des Basalts auf anstehendem Gestein, aus der Arbeit von Hummel: „Die tektonische Entwicklung des Schollengebirges“³⁾ entnommen. Die Reduktion wird folgendermaßen durchgeführt:

Die Mächtigkeiten der Gesteinsschichten, die sich am Aufbau des Stationsuntergrundes von Stationshöhe bis 270 m über NN beteiligen, werden bestimmt. Dann werden für die Gesteinsschichten bekannte Geschwindigkeiten, die aus Sprengbeobachtungen an anderen Orten gewonnen wurden, eingeführt, und aus den einzelnen Schichtdicken mit ihren zugehörigen Geschwindigkeiten die Korrektsionszeiten berechnet. Als Geschwindigkeiten wurde eingeführt: für

Basalt	5.6 km/sec	[Brockamp-Wölcken ²⁾]
Kalk	4.2 „	(Muschelkalk) [Schweydar-Reich ⁴⁾]
Buntsandstein	2.2 „	[Meisser-Martin ⁶⁾]
Tertiäre Sande und Tone	1.7 „	[Brockamp-Wölcken ²⁾]
Altes Gebirge	5.5 „	[Brockamp-Wölcken ²⁾]
Wo Muschelkalk und Buntsandstein sich am Aufbau beteiligen	3.5 „	[Brockamp-Wölcken ²⁾]

Tabelle 1 bringt in Spalte I die Namen der Stationen, in II ihre Höhenlage, in III Differenzen gegen 270 m und das anstehende Gestein, in IV das geologisch-topographische Reduktionsglied.

Bis auf Holzhausen und Jüterbog liegen alle Stationen höher als 270 m. Holzhausen liegt um 20 m unter dem Bezugsniveau. Die topographisch-geologische Reduktion kann vernachlässigt werden. Jüterbog befindet sich 200 m unter dem Bezugsniveau. Als Geschwindigkeit in der fehlenden Gesteinsschicht ist $v_1 = 3.5$ km/sec gewählt.

Die Korrektsionsgrößen schwanken zwischen -0.15 und $+0.10$ sec. Tabelle 2 bringt die Entfernung Δ zwischen Sprengort und Beobachtungsstation. Sprengort und Beobachtungsstation, die beobachteten und die nach Tabelle 1 reduzierten Laufzeiten und die maximalen Beobachtungsfehler Δt . Von den in Tabelle 2 angeführten Beobachtungsdaten wurden vor dem Tode von Herrn Ge

Tabelle 1. Sprengstationen

I.	II. m	III.	IV. Topographisch- geologische Reduktion sec
Hoher Hagen . . .	500	— 230 m Muschelkalk—Buntsandstein; $V = 3.5 \text{ km/sec}$	— 0.07 bis — 0.1
Elgershausen . . .	500	— 230 m Tertiär—Buntsandstein; $V = 2.0 \text{ km/sec}$	— 0.1
Holzhausen . . .	250	+ 20 m Tertiär—Buntsandstein; $V = 2.0 \text{ km/sec}$	0
Großenritte . . .	440	— 170 m Tertiär—Buntsandstein; $V = 2.0 \text{ km/sec}$	— 0.08 bis — 0.1
Oberaula	500	— 230 m: 50 m Basalt, 180 m Muschel- kalk—Buntsandstein; $V = 3.5 \text{ km/sec}$	— 0.05
Treysa	375	— 100 m: 70 m Basalt, 30 m Buntsand- stein; $V = 5.0 \text{ km/sec}$	— 0.02
Seiferts	800	— 530 m: 200 m Basalt, 300 m Bunt- sandstein; $V_1 = 5.6 \text{ km/sec}$ $V_2 = 2.2 \text{ „}$	— 0.15
Steinau	300	— 30 m Basalt; $V = 5.6 \text{ km/sec}$	0
Menden	400	— 130 m altes Gebirge	— 0.02
Morlesau	500	— 230 m: 100 m Basalt, 130 m Buntsand- stein—Muschelkalk; $V_1 = 5.6 \text{ km/sec}$ $V_2 = 3.5 \text{ „}$	— 0.08 bis — 0.1
Jüterbog	70	+ 200 m Muschelkalk—Buntsandstein; $V = 3.5 \text{ km/sec}$	+ 0.07 bis + 0.1
Immenreuth . . .	600	— 300 m Basalt, altes Gebirge; $V = 5.5 \text{ km/sec}$	— 0.05

Tabelle 1. Beobachtungsstationen

I.	II. m	III.	IV. sec
Grund	500	— 230 m Altes Gebirge; $V = 5.5 \text{ km/sec}$	— 0.04
Büchenberg . . .	520	— 250 m Altes Gebirge; $V = 5.5 \text{ km/sec}$	— 0.04
Lichtenfels . . .	600	— 330 m Altes Gebirge; $V = 5.5 \text{ km/sec}$	— 0.05
Nuttlar	500	— 230 m Altes Gebirge; $V = 5.5 \text{ km/sec}$	— 0.04
Kammerbach . . .	300	— 30 m Zechstein	< 0.01
Borheck	380	— 100 m Muschelkalk—Buntsandstein; $V = 3.5 \text{ km/sec}$	— 0.03
Göttingen	270	Muschelkalk—Buntsandstein; $V = 3.5 \text{ km/sec}$	0.00

heimrat Wiechert 1, 3, 4, 6, 8, 11, 12, 16, 17 gesammelt. Nach dem Tode von Geheimrat Wiechert lag die Organisation dieser seismischen Arbeiten bis März 1929 in meinen Händen. Der Zeitdienst wurde so umgestellt, daß an allen Stationen dieselben radiogegebenen Zeiten registriert werden konnten. Die Bewegungen der Feder im Magnetfeld eines Lautsprechersystems wurden auf einen kleinen Spiegel übertragen und so die von einem Sender gegebenen Zeiten photographisch aufgeschrieben⁶⁾. Auf demselben Film wurden auch die Bewegungen des Seismometers registriert. Vor Ausarbeitung der Apparatur zur Registrierung

der Radiozeiten wurde der Sprengmoment folgendermaßen bestimmt: 100 m von der Sprengstelle entfernt wurde ein kleines rußschreibendes Vertikalseismometer aufgestellt. Über dem letzten Hebelarm des Seismometers war ein kleiner Elektromagnet in einem Stromkreis, der durch einen Morsetaster geschlossen und unterbrochen werden konnte, angebracht. Nach Schließen bzw. Öffnen des Stromkreises wurde der Hebel des Seismometers vom Elektromagneten angezogen oder abgestoßen und ein Ausschlag auf der Seismometerkurve erzielt. Mit dem Morsetaster wurden Minutenmarken nach einem sorgfältigst kontrollierten Chronometer gegeben und die Zeit des ersten Einsatzes des „Sprengbebens“ festgelegt. Der Sprengmoment wurde aus der Zeitangabe für den ersten Einsatz, aus der Geschwindigkeit der Longitudinalwellen für das anstehende Gestein und der Entfernung des Seismometers von der Sprengkammer bestimmt. Späterhin wurde am Beobachtungsort ein kleines Vertikaltorsionsseismometer mit photographischer Registrierung verwandt. Auf diesen Registrierfilmen liegen drei Kurven nebeneinander, eine ist die Aufzeichnung der radiogegebenen Zeiten, eine zweite rührt vom Vertikalseismometer her, und die dritte ist die sogenannte Ablenkungskurve, die den Sprengmoment aufzeichnet. Durch die Sprengmasse ist ein Kabel gelegt, das bei der Explosion zerrissen wird. Durch dieses Zerreißen wird der Ruhestrom in dem Kabel unterbrochen, und es schnellte eine mit einem Spiegel versehene Feder, die vorher von einem kleinen Elektromagneten angezogen wurde, zurück und ruft auf der Ablenkungskurve einen Ausschlag hervor. Der Abriß erfolgt so schnell, daß die Verzögerung (0.002 sec) durch die Ablenkungsapparatur für die vorliegenden Betrachtungen nicht berücksichtigt zu werden braucht. Die Verzögerung der Ablenkungsapparatur wurde, wie folgt, festgestellt: In 20 cm Abstand von einem Seismometer wurde das Kabel zum Ablenkungsrelais durchschlagen. Seismometerbewegung, Abriß des Relais und Sekundenmarken (letztere durch eine Riefler-Pendeluhr gegeben) wurden auf einem Film registriert. Die Transportgeschwindigkeit des Films war 85.0 ± 0.2 nm/sec. Es wurde auf $0.1 \text{ mm} = 0.0012 \text{ sec}$ genau unter dem Mikroskop abgelesen. Bei den Versuchen stand die Apparatur auf Betonboden. Die Geschwindigkeit der longitudinalen Wellen in Beton ist $\geq 1500 \text{ m/sec}$. Hieraus ergibt sich für die Verzögerung ein um 0.0002 sec zu kleiner Wert, der aber weit unter der Beobachtungsgenauigkeit liegt. Für die Sprengstation baute ich noch ein kleines Horizontaltorsionspendel nach dem Prinzip von Wood mit der Eigenperiode von $\frac{1}{6}$ sec. Um einen vertikal gespannten, tordierten Stahldraht schwingt ein kleines Messinggewicht, an dem ein Spiegel befestigt ist. Das Pendel ist mit einer Flüssigkeitsdämpfung versehen. Das von Wiechert gebaute Vertikaltorsionsseismometer besitzt gleichfalls eine Eigenperiode von $\frac{1}{6}$ sec.

Die Daten: Oberaula—Lichtenfels, Oberaula-Nuttlar, Menden—Göttingen. Menden—Borheck wurden 1929 unter Leitung von Professor Angenheister gewonnen. In Nuttlar beobachtete ich gemeinsam mit Herrn Mechaniker Riehn. in Borheck mit Herrn stud. Massmeyer†. In beiden Fällen wurden auch die Radiozeiten mitregistriert. In Nuttlar und Borheck wurde mit dem 800000fach

vergrößernden Wiechertschen Vertikalpendel beobachtet, in Lichtenfels und Göttingen mit einem 500000fach vergrößernden Wiechertschen Vertikal-seismographen. — Die Entfernungen sind nach der Wiechertschen Formel ⁷⁾ berechnet. Die Koordinaten der Stationen sind aus Meßtischblättern (Maßstab 1:25000) und der Karte des Deutschen Reiches (1:100000) abgelesen. Die Ablesefehler sind auf keiner Station größer als ± 50 m, dem entspricht in Zeit für P_2 und $P_3 \pm 0.01$ sec, für $P_1 \pm 0.03$ sec Bestimmung des Sprengmoments, Schärfe des Einsatzes und Art des Zeitdienstes sind bei der Zeitangabe berücksichtigt. Die Parallaxen zwischen den einzelnen Kurven wurden auf ± 0.01 sec genau bestimmt und in Rechnung gesetzt (Zeit-, Ablenkungs-, Seismometerkurven). Die Relaisverzögerung, das ist die Verspätung der Übertragung des Sprengmoments auf den Registrierfilm, betrug 0.002 sec. Die Ablesegenauigkeit des Abrisses betrug ± 0.3 mm = ± 0.01 sec, die des Einsatzes ± 0.5 mm = ± 0.02 sec. Der Abstand zweier aufeinander folgender Sekundenmarken 31.5 ± 0.2 mm; es ist also erlaubt, die Registriergeschwindigkeit innerhalb dieser Grenzen als konstant anzunehmen. Die Maximalgröße der Gesamtfehler ist auf Grund dieser Erfahrungen geschätzt und in Tabelle 2, letzte Spalte, angegeben.

Tabelle 2

Datum	Nr.	Δ km	Sprengort u. Beobachtungsstation	Laufzeit		Max. Beobacht.- Fehler Δt sec
				beob. sec	red. sec	
27. VIII. 1927	1	16.0	Hoher Hagen—Göttingen .	3.9	3.8	± 0.2
15. XII. 1928	2	50.2	Elgershausen—Göttingen .	9.8	9.7	± 0.2
3. XI. 1925	3	52.3	Holzhausen—Göttingen . .	9.9	9.9	± 0.2
11. VI. 1926	4	53.5	Großenritte—Göttingen .	10.5	10.4	± 0.2
12. VI. 1929	5	56.4	Oberaula—Lichtenfels . .	10.17	10.07	± 0.05
12. VI. 1929	6	82.5	Oberaula—Göttingen . . .	14.70	14.65	± 0.2
29. XI. 1928	7	83.25	Treysa—Göttingen	15.02	15.00	± 0.05
11. VI. 1926	8	88.3	Großenritte—Grund . . .	15.8	15.7	± 0.2
20. X. 1927	9	89.5	Oberaula—Nuttlar	15.84	15.74	± 0.05
17. X. 1928	10	105.8	Steinau—Kammerbach . .	18.7	18.7	± 0.2
30. XI. 1926	11	112.5	Seiferts—Göttingen . . .	20.57 (20.30)	20.42 (20.15)	± 0.2
11. VI. 1926	12	116.5	Großenritte—Büchenberg .	20.6	20.5	± 0.2
29. XI. 1928	13	137.4	Steinau—Göttingen . . .	24.6	24.6	± 0.2
29. X. 1929	14	149.1	Menden—Göttingen . . .	25.7	25.68	± 0.05
29. X. 1929	15	154.2	Menden—Borheck	26.6	26.55	± 0.05
23. VI. 1926	16	157.5	Morlesau—Göttingen . . .	27.7	27.6	± 0.2
23. VI. 1926	17	215.0	Jüterbog—Göttingen . . .	37.2	37.3	± 0.2
16. I. 1929	18	229.5	Immenreuth—Göttingen .	39.3	39.25	± 0.1

Aus Oberaula wurden in Göttingen zwei Sprengungen beobachtet. Das Seismometer war in beiden Fällen das Wiechertsche $2 \cdot 10^6$ fach vergrößernde Pendel. Die in den beiden Seismogrammen auftretenden Ausschläge sind einander genau zuzuordnen. Auch aus Seiferts liegen zwei Registrierungen mit demselben Pendel vor, die weitgehendste Übereinstimmung zeigen. In den Seismogrammen von

Seiferts tritt ein Voreinsatz mit der Laufzeit von 19.3 sec auf. Der Haupteinsatz liegt bei 20.57 sec; vor ihm liegt 0.27 sec früher ein anderer Einsatz, der vielleicht den P_2 -Wellen zugehört. Nehmen wir diesen Einsatz mit 20.30 sec Laufzeit als P_2 -Einsatz an, so wird die reduzierte Laufzeit 20.15 sec.

II. Laufzeitkurven. Nachdem die beobachteten Laufzeitkurven unter Berücksichtigung ihres Untergrundfaktors und ihrer Höhe auf gleiches Niveau bezogen sind, werden sie nach geologischen Gesichtspunkten in zwei Gruppen getrennt. Die eine Gruppe umfaßt die Sprengungen, bei denen sich beide Stationen,

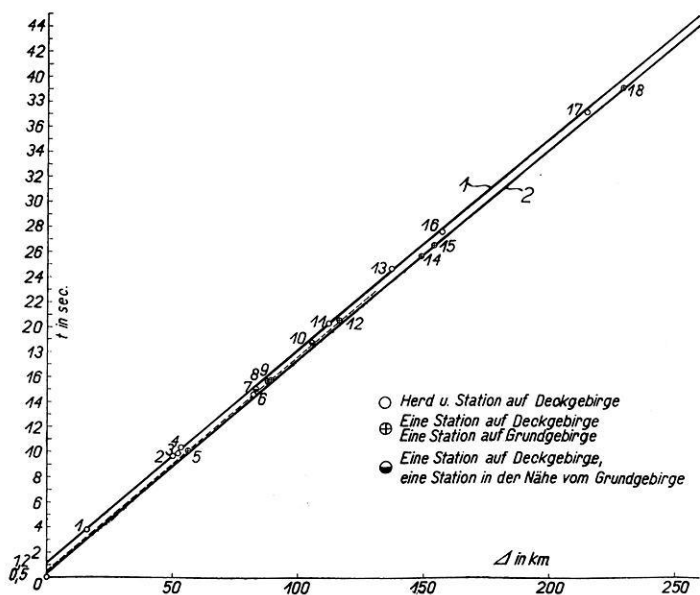


Fig. 1.

Laufzeiten der P_2 -Welle in Abhängigkeit von der Sprengentfernung Δ

Spreng- und Beobachtungsort, auf Deckgebirge befinden; die andere jene, bei denen eine der beiden Stationen, Spreng- oder Beobachtungsort, auf altem Gebirge steht. Eine Untergruppe bilden die Sprengungen mit einer Station in der Nähe von alten Gebirgen und einer Station auf Deckgebirge. Sprengungen mit beiden Stationen auf altem Gebirge wurden bisher nicht beobachtet. Zu dieser Trennung in Grund- und Deckgebirgsstationen sei folgendes bemerkt: Am geologischen Aufbau des untersuchten Gebietes beteiligen sich zwei verschiedene Elemente: Varistisches Grundgebirge und Deckgebirge. Ersteres stellt eine Schichtenfolge von großer Mächtigkeit dar, die in weiten Gebieten durch intensive Faltung starke Gefügeänderungen erfahren hat. Dieses alte Gebirge tritt auf verhältnismäßig kleinem Raum an die Oberfläche. Es ist weitgehendst abgetragen und eingeebnet.

Gebiete mit altem Gebirge sind z. B. der Harz, das Rheinische Schiefergebirge, Thüringerwald und Fichtelgebirge. An Gesteinsarten treten auf: Kalke, Sandsteine, Quarzite, Kieselkalke, Tonschiefer, Schiefertone, und an Eruptivgesteinen besonders: Granit, Diabas, Porphyr. Das Deckgebirge hingegen stellt eine im allgemeinen nur schwach gestörte Schichtenfolge dar, die die Schichten vom Rotliegend—Zechstein an aufwärts umfaßt und in weiten Gebieten das Grundgebirge überlagert. Kalke, Sandsteine, Tone, Tonschiefer und auch Salze — oft in großer Mächtigkeit — sind im Deckgebirge vertreten. Metamorphose, die sich über größere Gebiete erstreckt, und Faltung mit alpinem Charakter kennen wir im Deckgebirge nicht. Die Sprengungen fanden zum großen Teil im Basalt statt. Die Basaltergüsse sind tertiären Alters und als Decken (z. B. Vogelsberg) oder Kuppen (z. B. Hoher Hagen, Morlesau) einer tertiären Landoberfläche aufgesetzt. Ihr Vorkommen ist meistens an Spalten bzw. an sich kreuzende Spaltensysteme gebunden, die das Deckgebirge durchsetzen. Die Spalten im Deckgebirge sind vielfach durch alte Spalten und Brüche im Grundgebirge vorgezeichnet.

Fig. 1 und 1a bringen die Laufzeitkurven der P_2 -Wellen für Deck- und Grundgebirgsstationen. Um jeden Beobachtungspunkt ist in Fig. 1a ein Kreis mit dem Radius Δt beschrieben. Diese Kreise umfassen alle Fehler, mit denen die

Beobachtungen behaftet sein können. Die Abweichungen der Sprengentfernung ΔE sind gegenüber den Fehlern in der Zeitangabe von niederer Ordnung. Denn die maximalen Abweichungen ΔE betragen nur $\pm 100 \text{ m} = \pm 0.2 \text{ mm}$ in der Zeichnung (Fig. 1a), die maximalen Zeitfehler $\pm 0.2 \text{ sec} = \pm 4 \text{ mm}$ in der Zeichnung. Es müßte um jeden Beobachtungspunkt ein Rechteck mit den Seiten $2 \Delta t$ und $2 \Delta E$ gelegt werden. Der Übersichtlichkeit halber sind statt dieser Rechtecke die Kreise mit den Radien Δt gewählt, die die Zeitfehler richtig wieder-

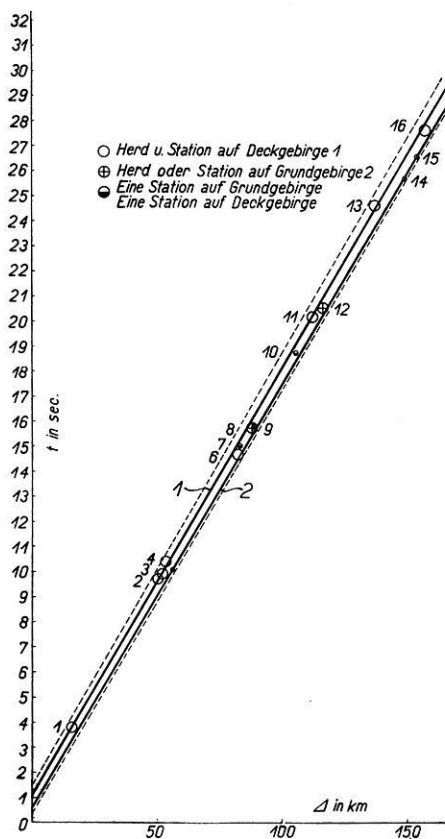


Fig. 1 a.
Laufzeiten der P_2 -Welle in Abhängigkeit
von der Sprengentfernung Δ

geben, die Fehler in ΔE um ein Vielfaches zu groß erscheinen lassen. In Fig. 1a sind die wahrscheinlichsten P_2 -Kurven dick ausgezogen. Die Kurve für die Stationen auf Deckgebirge (Gruppe 1) schneidet die Zeitachse bei 1.1 sec, die

Tabelle 3

A. Deckgebirgsstationen $x = 1.10$ bzw. 1.15 sec. Laufzeit in Sekunden

Δ km	Stationen	Laufzeit t in sec				
		red. a	ber. b	ber. c	$b-a$	$c-a$
		$t_b = \frac{\Delta}{5.90} + 1.10 \text{ sec}$			$t_c = \frac{\Delta}{5.90} + 1.15 \text{ sec}$	
16.0	Hoher Hagen—Göttingen . . .	3.8	3.8	3.85	0	+ 0.05
50.2	Elgershausen—Göttingen . . .	9.7	9.6	9.65	— 0.1	— 0.05
52.3	Holzhausen—Göttingen . . .	9.9	9.9	9.95	0.0	+ 0.05
53.5	Großenritte—Göttingen . . .	10.4	10.3	10.35	— 0.1	— 0.05
82.5	Oberaula—Göttingen . . .	14.65	15.10	15.15	+ 0.45	+ 0.50
112.5	Seiferts—Göttingen . . .	20.15	20.17	20.23	+ 0.02	+ 0.10
137.4	Steinau—Göttingen . . .	24.6	24.5	24.55	— 0.1	— 0.05
		$t_b = \frac{\Delta}{5.96} + 1.20 \text{ sec}$				
157.5	Morlesau—Göttingen . . .	27.6	27.8	27.6	+ 0.2	0
215.0	Jüterbog—Göttingen . . .	37.3	37.6	37.3	+ 0.3	0

B. Stationen in der Nähe von Grundgebirge. $x = 0.8 \text{ sec}$

		$t = 0.8 + \frac{\Delta}{5.90}$			
83.25	Treysa—Göttingen . . .	15.00	14.90	— 0.1	
105.8	Steinau—Kammerbach . . .	18.7	18.8	+ 0.1	

C. Grundgebirgsstation. $x = 0.60$ bzw. 0.65 sec. Laufzeit in Sekunden

		$t_b = \frac{\Delta}{5.90} + 0.60 \text{ sec}$		$t_c = \frac{\Delta}{5.90} + 0.65 \text{ sec}$	
56.4	Oberaula—Lichtenfels . . .	10.07	10.16	10.16	+ 0.1
88.3	Großenritte—Grund . . .	15.7	15.6	15.6	— 0.1
89.5	Oberaula—Nuttlar . . .	15.74	15.45	15.75	+ 0.01
116.5	Großenritte—Büchenberg . . .	20.5	20.4	20.4	— 0.1
		$t_b = \frac{\Delta}{5.96} + 0.65 \text{ sec}$			
149.1	Menden—Göttingen . . .	25.68	25.90	25.69	+ 0.12
154.2	Menden—Borheck . . .	26.55	26.70	26.53	+ 0.15
229.5	Immenreuth—Göttingen . . .	39.25	39.4	39.22	— 0.15

Laufzeitkurve für Stationen auf Grundgebirge—Deckgebirge (Gruppe 2) bei 0.6 sec. Es stand von vornherein zu erwarten, daß es sich bei der Trennung in Gruppe 1 und 2 um einen kleinen Effekt handeln würde. Es ergibt sich zwanglos

eine selbständige Gerade für 1 und 2. Die Geraden sind einander parallel und lassen sich darstellen:

$$\begin{aligned} \text{für 1 durch } t &= 1.1 \text{ sec} + \frac{\Delta \text{ km}}{5.9 \text{ km/sec}}, \\ \text{„ 2 „ } t &= 0.6 \text{ „} + \frac{\Delta \text{ km}}{5.9 \text{ km/sec}}. \end{aligned}$$

Der Abstand der ersten von der zweiten Geraden beträgt $0.50 \pm 0.07 \text{ sec}$; $\pm 0.07 \text{ sec}$ ist der maximale Fehler.

Zwischen diesen beiden Geraden liegen die Werte der Stationen in der Nähe vom Grundgebirge. Vor der Diskussion der Laufzeitkurven sollen die reduzierten Laufzeiten noch kurz betrachtet werden. In Tabelle 3 sind die Gruppen 1, 2 und Stationen in der Nähe von Grundgebirge zusammengestellt. Spalte 1 bis 3 bringt die reduzierten Laufzeiten und die nach der Gleichung $t = \frac{\Delta}{5.90} + x$ berechneten; x ist die Zeit, in der die P_2 -Gerade die Zeitachse schneidet. Für Sprengentfernungen über 150 km sind die Laufzeiten auch noch für $t = \Delta/5.96 + x$ berechnet. Die dann folgenden zwei Kolonnen geben die Abweichungen der beobachteten gegen die berechneten Werte für P_2 .

Die Laufzeitkurven 1 und 2 der Fig. 1 entsprechen den ausgezogenen der Fig. 1 a und scheinen auf den ersten Blick hin über den ganzen Bereich von 16 bis 230 km Geraden zu sein, für Deckgebirgsstationen mit 1.1 sec als Schnittpunkt mit der Zeitachse, für Grundgebirgsstationen mit 0.6 sec. Die Geradlinigkeit weist darauf hin, daß sich die Störungen über die ganze Entfernung in einer Schicht mit gleichen elastischen Eigenschaften halten.

III. Geschwindigkeit der P_2 -Wellen. Die Laufzeitkurven (Fig. 1) ergeben für den Bereich von 16 bis 230 km einen mittleren Geschwindigkeitswert von $v_2 = 5.9 \text{ km/sec}$. Auch noch aus der Differenz der Entfernungen ΔE und Laufzeiten Δt zweier benachbarter Stationen ist die Geschwindigkeit von P_2 in den einzelnen Gebieten zu bestimmen:

$$v_2 = \frac{\Delta_2 - \Delta_1}{t_2 - t_1}.$$

Da alle Daten auf gleiches Niveau reduziert sind, kann dieses ohne weiteres für benachbarte Stationen geschehen, doch muß es sich bei diesen benachbarten Stationen um gleichwertige handeln, d. h. sie müssen beide auf Grund- oder Deckgebirge liegen, und wenn sie auf Deckgebirge liegen, muß die Laufzeit im Deckgebirge für beide gleich sein. Wenn sie sich auf Grundgebirge befinden, darf sich zwischen sie kein Deckgebirge einschieben. Der maximale Fehler von v_2 bestimmt sich bei fehlerfreiem Δ aus

$$dv_2 = \frac{v_2(dt_1 - dt_2)}{t_2 - t_1}.$$

Den größten positiven Wert für dv_2 erhalten wir für negatives dt_2 und die größte negative Abweichung für negatives dt_1 .

Unter der Annahme, daß das Deckgebirge für die einander zugeordneten Stationen gleichwertig*) ist, können Gebiete mit verschiedenen Geschwindigkeiten im Grundgebirge abgegrenzt werden. Im Gebiet Göttingen—Kassel be-

Tabelle 4

A. Deckgebirgsstation

	$\Delta_2 - \Delta_1$ km	$t_2 - t_1$ sec	v_2 km/sec	$v_2 - 5.90$ km/sec	$v_{\max}$ km/sec	$v_{\min}$ km/sec
Borheck—Göttingen	5.05	0.87	5.80	— 0.10	6.22 bis	5.45
Elgershausen—Hoher Hagen . . .	34.2	5.9	5.80	— 0.10	6.22 „	5.45
Treysa—Hoher Hagen	67.25	11.2	6.0	— 0.10	6.15 „	5.87
Treysa—Elgershausen	33.05	5.3	6.24	— 0.34	6.40 „	6.00
Steinau—Oberaula	54.9	9.95	5.52	— 0.38	5.75 „	5.32
Morlesau—Seiferts	45.0	7.4	6.08	— 0.28	6.30 „	5.72

B. Grundgebirgsstation

	$\Delta_2 - \Delta_1$ km	$t_2 - t_1$ sec	v_2 km/sec	$v_2 - 5.90$ km/sec
Grund—Büchenberg	28.2	4.8	5.88	— 0.02
Nuttlar—Lichtenfels	33.1	5.67	5.85	— 0.05

trägt die Geschwindigkeit 5.80 km/sec (Borheck—Göttingen, Elgershausen—Hoher Hagen). Die Werte für Treysa—Hoher Hagen 6.0 km/sec, Treysa—Elgershausen 6.2 km/sec deuten an, daß sich am östlichen Abhang des Kellerwaldes Material mit hoher Geschwindigkeit am Aufbau des Grundgebirges auf größere Erstreckung beteiligt. Vielleicht handelt es sich um Granit. Oberaula wird unten in anderem Zusammenhange gesondert besprochen werden. Im Gebiete Morlesau—Seiferts liegt der Wert für v_2 sehr hoch bei 6.1 km/sec, so daß auch hier möglicherweise mit Granit im Untergrund zu rechnen ist. Die Stationen Grund—Büchenberg liegen beide auf altem Gebirge im Harz, v_2 bestimmt sich zu 5.88 km/sec. Im Sauerland (Nuttlar—Lichtenfels), wo sich ebenfalls zwischen den beiden Stationen kein Deckgebirge befindet, beträgt v_2 5.85 km/sec. Für gleichwertiges Deckgebirge kommt den so gefundenen Werten für v_2 eine besondere Bedeutung zu, insofern sich aus ihnen größere geologische Einheiten im Grundgebirge erkennen lassen.

Tabelle 3 zeigt für die Geschwindigkeiten der P_2 -Wellen aber noch etwas anderes an. Bis etwa 150 km genügen die gefundenen Laufzeiten der Formel $t = 1.15 \text{ sec} + \Delta/5.90$ bzw. $t = 0.65 \text{ sec} + \Delta/5.90$; die Laufzeiten für Sprengungen aus mehr als 150 km Entfernung werden besser wiedergegeben durch $t = 1.20 \text{ sec} + \Delta/5.96$ bzw. $t = 0.65 \text{ sec} + \Delta/5.96$.

*) Die Laufzeit im Deckgebirge muß gleich groß sein, d. h. bei gleicher Geschwindigkeit im Deckgebirge muß dieses an beiden Stationen gleich dick sein. Der zufällige Fall, daß bei verschiedenen Geschwindigkeiten die Dicke gerade im entgegengesetzten Verhältnis verschiedener ist, so daß die Laufzeit im Deckgebirge doch gerade gleich ist, scheidet wegen seiner Unwahrscheinlichkeit aus.

Für die Deckgebirgsstationen ist die Differenz Beobachtung—Berechnung bei $1.15 + \Delta/5.90$ bis $150 \text{ km} \pm 0.05 \text{ sec}$, für 157 und $215 \text{ km} + 0.2$ und $+ 0.3 \text{ sec}$; bei $1.20 + \Delta/5.96$ ergibt sich für die beiden Stationen 157 und $215 \text{ km} \pm 0.00 \text{ sec}$. Bei Grundgebirgsstationen bis $150 \text{ km} \pm 0.1 \text{ sec}$, darüber hinaus $\pm 0.15 \text{ sec}$, verbessert $+ 0.01$, $- 0.02$, $+ 0.03 \text{ sec}$. Die P_2 -Laufzeitkurve hat also von etwa 150 km an eine geringere Neigung gegen die Abszisse; sie ist eine Kurve mit Knickpunkt bei 150 km , die sich in erster Näherung bis 150 km durch $t = 1.15 \text{ sec} + \Delta/5.90$ und von 150 km an durch $t = 1.20 + \Delta/5.96$ darstellt. Die Erdkrümmung macht sich bei diesen Entfernungen noch nicht so bemerkbar, daß sie die kleineren Laufzeiten von 150 km an bedingen könnte. Denn für zwei Punkte auf der Erdoberfläche, die 250 km auseinander liegen, beträgt der Unterschied zwischen Bogen und Sehne nur 57 m , dem entspricht in Zeit für P_2 0.01 sec . Stetig gekrümmte Laufzeitkurven treten dann auf, wenn die Dichte ρ und die Konstanten λ und μ des Mediums sich so ändern, daß die Geschwindigkeit stetig mit der Tiefe wächst, d. h. wenn für longitudinale Wellen:

$$dv_2 = \frac{d\lambda + 2d\mu - v^2 d\rho}{2v\rho}$$

positiv ist.

Die seismischen Strahlen scheinen bei Sprengungen aus großen Entfernungen nicht mehr geradlinig an der Grenzfläche der beiden Schichten I und II zu verlaufen, sie scheinen vielmehr bei großen Entfernungen mit merklicher Krümmung in das Grundgebirge einzudringen und in bestimmter Tiefe wieder umzubiegen. Für den Fall kontinuierlich wachsender Geschwindigkeit ist die Rechnung von Wiechert⁸⁾ (Über Erdbebenwellen I) durchgeführt. Die Strahlen sind zum Erdmittelpunkt hin in erster Annäherung konvexe Kreisbogen. Falls die seismischen Strahlen im Grundgebirge gekrümmt sind, muß sich der Emergenzwinkel e mit der Entfernung ändern. Bei vorgegebener Laufzeitkurve sind Einfallswinkel i und scheinbare Oberflächengeschwindigkeit als Funktion von Δ nach dem Benndorfschen Satz: $\sin i_0 = v_0/\bar{v}$ zu bestimmen. v_0 ist die Raumgeschwindigkeit nahe der Oberfläche, $\bar{v}$ die scheinbare Oberflächengeschwindigkeit. Des weiteren kann nach der Wiechert-Herglotzschen Methode die Scheiteltiefe mit der zugehörigen Scheitelgeschwindigkeit bestimmt werden. Um diese Rechnung durchzuführen, müssen alle Betrachtungen auf die Oberfläche des Grundgebirges bezogen werden, wir müssen uns also ganz frei machen von den Wirkungen des Deckgebirges auf die Laufzeiten und müssen i_0 für das Grundgebirge berechnen. Bei den vorliegenden Sprengdaten scheint mir die Kenntnis über Mächtigkeit und Geschwindigkeit des Deckgebirges an den einzelnen Stationen noch nicht genügend bekannt, um eine solche Rechnung durchzuführen.

Über die Geschwindigkeit der P_2 -Wellen haben wir mithin gefunden, daß sie nahe bei 5.9 km/sec liegt. Ihr Wert ist bis 150 km 5.90 km/sec . Von 150 km an wächst er auf 5.96 km/sec . Die Zunahme wurde dadurch erklärt, daß die Strahlen bei großen Entfernungen mit merklicher Krümmung tiefer in das Grund-

gebirge eindringen und dort höhere Geschwindigkeit besitzen. Die Geschwindigkeitsbestimmung der P_2 -Wellen aus Entfernung- und Zeitdifferenzen für zwei benachbarte Stationen führen auf unterschiedliche Werte für v_2 , die mit dem heterogenen Bau des Grundgebirges in Verbindung gebracht werden. In den beiden Gebieten mit benachbarten Stationen auf altem Gebirge sind die Werte für v_2 5.88 km/sec im Harz, 5.85 km/sec im Sauerland.

IV. Tiefenbestimmung der P_2 -Schicht. In den „Bemerkungen zu den Beobachtungen bei Steinbruchsprengungen“²⁾ wurde als Geschwindigkeit für die longitudinalen Wellen in der Deckschicht 3.5 km/sec für die Göttinger Gegend, 1.7 km/sec für die hessische Senke gefunden. Auch wurde in diesen Arbeiten die Tiefe der P_2 -Schicht aus Profilen über kurze Entfernung nach den Methoden der experimentellen Seismik bestimmt. Unter der Annahme, daß die Schichten horizontal gelagert sind und die Störung unter senkrechtem Winkel auf der Station eintrifft, wird die Tiefe berechnet nach der Formel (a):

$$h = \frac{\Delta s}{2} \frac{v_2 - v_1}{v_2} \dots \dots \dots (a)$$

in der h die Tiefe, Δs die Abszisse des Schnittpunktes der Laufzeitkurven für die longitudinalen Wellen in der unter- und überlagernden Schicht bedeutet. Unter der Annahme schrägen Einfallens der Strahlen lautet die Formel bei horizontaler Schichtung

$$h = \frac{\Delta s}{2} \sqrt{\frac{v_2 - v_1}{v_2 + v_1}} \dots \dots \dots (b)$$

Der Weg des in das Medium 2 eindringenden Strahles ist dabei durch den Fermatischen Satz als der Weg mit der geringsten Laufzeit festgelegt. Der Winkel dieses Grenzstrahles mit dem Einfallslot ist bestimmt durch $\sin i = v_1/v_2$. Bei $\Delta s = 9.5$ km, $v_1 = 3.5$ km/sec, $v_2 = 5.9$ km/sec sind die Tiefenwerte für Göttingen nach Formel (a) 1.8 km, nach Formel (b) 2.4 km. Die entsprechenden Werte für Treysa*) sind $\Delta s = 1.7$ km, $v_1 = 1.7$ km/sec, $v_2 = 5.9$ km/sec, $h = 0.6$ bzw. 0.7 km. Bei der Berechnung der Tiefenlage der P_2 -Schicht in Göttingen und Treysa wurde vom Schnittpunkt der beiden Laufkurven P_1 und P_2 ausgegangen. Zur Bestimmung der mittleren Tiefe der P_2 -Schicht kann Fig. 1, Kurve 1, benutzt werden. Da eine P_1 -Kurve fehlt, muß die mittlere Tiefe für senkrecht auftauchende Strahlen aus dem Schnittpunkt der P_2 -Geraden mit der Zeitachse bestimmt werden. Es ist

$$h = v_1 \frac{\vartheta}{2} \dots \dots \dots (c)$$

*) Es sei darauf hingewiesen, daß für Treysa nur zwei Nahbeobachtungen vorliegen. Deshalb ist die Bestimmung von Δs unsicher. Die Abszissenachse Δs kann als Minimum 1.5 km sein, als Maximum 1.7 km. Für $\Delta s = 1.5$ km sind die Tiefenwerte nach a) 530 m, nach b) 620 m.

ϑ gibt die Zeit an, in der die P_2 -Kurve die Zeitachse schneidet, v_1 ist die Geschwindigkeit in der Deckschicht. Aus $v_1 = 3.5$ km/sec ergibt sich nach (c) für $\vartheta = 1.1$ sec die Tiefe h zu 2 km. — Die obere Gerade in Fig. 1 hat noch eine besondere Bedeutung. Sie wurde aus Daten für Sprengungen auf Deckgebirge, die nur in Göttingen beobachtet wurden, gewonnen. Ist die Geschwindigkeit im Grund- und Deckgebirge für das ganze untersuchte Gebiet konstant, so ist die Streuung der Beobachtungsdaten gegenüber der ersten Geraden, abgesehen von Beobachtungsfehlern, nur durch Mächtigkeitsschwankungen im Deckgebirge bedingt. Die Größe der Mächtigkeitsschwankungen Δh bestimmt sich angenähert aus $\Delta k = v_1 \cdot \tau$, wo v_1 die Geschwindigkeit im Deckgebirge ist und τ die Abweichung von der ersten Geraden. Es folgt jetzt die Diskussion der Fig. 1 und 1a unter diesem Gesichtspunkt: Hoher Hagen, Holzhausen, Seiferts liegen auf der Laufzeitkurve; Elgershausen, Großenritte, Steinau nur wenig oberhalb; auf diesen Stationen ist mit einer mittleren Tiefenlage von 2 km zu rechnen. In Morlesau ($\tau = 0.2$ sec, $v_1 = 3.5$ km/sec) wäre die Tiefe um 700 bis 800 m, bei Jüterbog ($\tau = 0.3$ sec, $v_1 = 3.5$ km/sec) um rund 1000 m geringer als bei Göttingen. Einen abweichenden Wert besitzt Oberaula. Die beobachtete Laufzeit liegt nahe der zweiten Geraden, so daß mit einer Tiefenlage der P_2 -Schicht von 500 m zu rechnen wäre. Die Sprengung Oberaula wurde aber noch an zwei Stationen auf Grundgebirge (Lichtenfels, Nuttlar) beobachtet. Beide Stationen ergeben Laufzeiten, die auf 2 liegen. Die Abweichung Oberaula—Göttingen dürfte dadurch bedingt sein, daß unter dem Sprengort Oberaula Material mit hoher Geschwindigkeit vorhanden ist und sich weiter nach NNO erstreckt. Besondere Erwähnung verdient die Sprengung Treysa. Der Wert liegt zwischen der ersten und zweiten Geraden, um etwa 0.4 sec unter 1. Es ergibt sich somit eine Tiefenlage der P_2 -Schicht von 600 m; die Sprengung Treysa wurde auch auf kleinem Profil beobachtet und die Tiefe nach Formel (a) und (b) bestimmt. Der Wert lag, wie der aus der Streuung der Laufzeit gegen 1 geschätzte, zwischen 600 und 700 m. In Jüterbog wurde bei Sprengbeobachtungen in einer Tiefe von 500 bis 600 m eine Schicht mit der Geschwindigkeit von 5.2 km/sec gefunden⁹⁾. Spätere Arbeiten, die G. Angenheister in Jüterbog noch durchführte, ergaben einen Geschwindigkeitswert von 5.5 km/sec und eine Tiefe von 500 bis 600 m, was unserem Werte von 800 m nahe kommt.

V. Das Material der P_2 -Schicht und geologische Deutung der seismischen Ergebnisse. Im vorstehenden sind die Laufzeiten nach den beiden Gesichtspunkten diskutiert, daß die Streuung um die P_2 -Gerade (Fig. 1) reell sei, einmal bedingt durch lokale Verschiedenheit der Geschwindigkeit v_2 im Grundgebirge, ein andermal durch Schwankungen in der Tiefenlage der P_2 -Schicht. In Wirklichkeit dürften beide Einflüsse vorhanden sein und die Abweichung verursachen. Es soll jetzt noch kurz auf die Frage nach dem Material der P_2 -Schicht eingegangen werden. Die elastischen Daten liefern uns die Geschwindigkeiten der longitudinalen und transversalen Wellen in der P_2 -Schicht. W. Korte¹⁰⁾ be-

stimmte in einer Arbeit aus den Sprengseismogrammen die Geschwindigkeit der transversalen Wellen zu 3.4 km/sec. Das Geschwindigkeitsverhältnis der longitudinalen Wellen zu den transversalen $a:b = 1.74$ ergibt für die Poissonsche Konstante σ den Wert 0.25. Aus

$$b = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad \text{bzw.} \quad a = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}},$$

wo λ und μ die Laméschen Koeffizienten sind, und ρ die Dichte, berechnet sich μ und λ für $\rho = 2.7$, μ zu $3.12 \cdot 10^{11}$ bzw. $\lambda = 3.21 \cdot 10^{11}$ cgs.

Der Youngsche Modul ergibt sich zu $E = 7.8 \cdot 10^{11}$ Dyn cm⁻². Der Inkompressibilitätsfaktor ist $k = 5.2 \cdot 10^{11}$. Der auflastende Druck beträgt in 2 km Tiefe 500 bis 600 Atm. Verbunden sind diese Größen miteinander durch die Gleichungen:

$$b = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}; \quad a = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{k + 4/3\mu}{\rho}}; \quad E = 2\mu(1 + \sigma).$$

Bei der Diskussion der Laufzeitkurven und der Tiefenlage der P_2 -Schicht fanden wir, daß die P_2 -Schicht mit der Geschwindigkeit $a = 5.9$ km/sec, $b = 3.4$ km/sec bis zu einer Tiefe von 2 km durch eine Schicht mit geringerer Geschwindigkeit überdeckt ist. Fig. 1 ergibt zwei parallele Laufzeitkurven für P_2 , 1 und 2, und zeigt damit die Abhängigkeit der Laufzeiten vom Fehlen oder Vorhandensein des Deckgebirges. Der Schnittpunkt der zweiten Geraden mit der Zeitachse liegt 0.5 sec unterhalb der ersten Geraden. Für Sprengungen, die auf Grundgebirge ausgeführt und beobachtet werden, ist eine zu 1 und 2 parallele Gerade zu erwarten, die die Zeitachse bei 0.1 bis 0.2 sec schneidet. Das Aufspalten der P_2 -Laufzeitkurve legt nahe, die P_2 -Schicht als Grundgebirge anzusprechen, das vom Deckgebirge mit der Geschwindigkeit $v_1 = 3.5$ km/sec überlagert ist.

Sind A_1, A_2 usw. die Sprengstellen, B_1, B_2 die Beobachtungspunkte, Δ_1, Δ_2 die Sprengentfernungen, h die Mächtigkeit der auflagernden Schicht, und wird in A gesprengt, so gelangen nach B vom Sprengherd direkte Wellen mit der Geschwindigkeit v_1 durch die Deckschicht, und gebrochene Wellen, die senkrecht bis nahezu senkrecht die Deckschicht unter dem Sprengpunkt mit der Geschwindigkeit v_1 durchsetzt haben, dann in der P_2 -Schicht mit der Geschwindigkeit v_2 laufen, um von dort wieder mit der gleichen Geschwindigkeit und unter dem gleichen Winkel die Deckschicht zu durchsetzen, wie auf der Sprengstation. Für die Laufzeit der Wellen, die ihren Weg über Schicht 2 genommen haben, ergibt sich folgendes:

a) Sprengort und Beobachtungsort auf Deckgebirge:

$$t = \frac{\Delta}{v_2} + \frac{2h}{v_1} \quad (\text{senkrechte Strahlen}),$$

$$t = \frac{2h}{v_1 \cos i} + \frac{\Delta}{v_2} - \frac{2x \operatorname{tg} i}{v_2} \quad (\text{schräge Strahlen}) \quad \sin i = \frac{v_1}{v_2}.$$

Bedeutung von x siehe S. 302.

b) Eine Station auf altem, eine auf Deckgebirge:

$$t = \frac{h}{v_2} + \frac{h}{v_1} + \frac{\Delta}{v_2} \text{ (senkrechte Strahlen).}$$

c) Beide Stationen auf altem Gebirge (senkrechte Strahlen):

$$t = \frac{\Delta}{v_2}, \text{ kein Deckgebirge zwischen den Stationen,}$$

$$t = \frac{\Delta}{v_2} + \frac{2h}{v_2}, \text{ Deckgebirge zwischen den Stationen vorhanden.}$$

Bei senkrecht auftauchenden Strahlen ist für $h = 2$ km, $v_1 = 3.5$ km/sec, $v_2 = 5.9$ km/sec mit einer Parallelverschiebung der zweiten Geraden gegen die erste Gerade von 0.3 sec gegenüber einer beobachteten von 0.5 sec zu rechnen. Der Unterschied von 0.2 sec ist wohl so zu erklären, daß der eintauchende bzw. auftauchende Strahl dann, wenn der Stationsuntergrund altes Gebirge ist, besonders stark von der Vertikalen abweicht und daß dadurch der Gesamtweg und somit die Laufzeit für 2 verkleinert wird.

Soweit uns Angaben über die Tiefenlage des varistischen Grundgebirges aus Bohrungen zugänglich waren, folgen hier die Werte. Vielfach haben die Bohrungen, da sie auf Kalisalze angesetzt waren, den Zechstein nicht durchsunk. Die Gesamtmächtigkeit des Zechsteins (in seiner ganzen Entwicklung) beträgt rund 1000 m.

Nördlich von Göttingen, bei Sudheim, wurde Zechstein in einer Tiefe von 800 bis 900 m unter NN angetroffen. Auf das Niveau von 270 m bezogen, bei 1100 bis 1200 m. Eine Bohrung bei Kissingen (300 m über NN) stellte bei 900 m eruptives Rotliegendes fest. Etwa 70 km südlich von Berlin wurden in einer

Tabelle 5

Sprengeort	Aus der Streuung gegen 1 geschätzte Tiefe	Bohrort	Tiefe
Hoher Hagen . . .	berechnet 1.8 bis 2.5 km	Sudheim nördl. v. Göttingen	bei 1000 bis 1200 m Zechstein-Salz erbohrt
Morlesau	geschätzt 1000 m	Kissingen	bei 900 m erupt. Rotlieg. angetr.
Jüterbog	geschätzt 1000 m. berechnet 800 m	Dobrilugk	bei 700 m Kam- brium
Treysa	geschätzt 600 m. berechnet 700 m		

Bohrung bei Dobrilugk bei 500 m kambrische Schichten angetroffen. Dobrilugk befindet sich noch im Bereich des älteren Gebirges südlich des Magdeburger Uferlandes. Jüterbog liegt etwa 7 km nördlich dieser alten Linie, an der die jungen Deckschichten, die nach Norden hin schnell auf große Mächtigkeiten anwachsen, auskeilen. In Tabelle 5 sind die aus Bohrungen erhaltenen Werte und die aus der Streuung gegen die erste Gerade geschätzten Tiefen einander gegenübergestellt.

Wo Angaben über die Tiefe aus kleinen Sprengprofilen vorliegen, sind auch diese aufgeführt. Alle Werte sind auf gleiches Niveau von 270 m bezogen.

Während 2 km die mittlere Tiefenlage ist, zeigen die Abweichungen von der ersten Geraden, daß größere Schwankungen in der Mächtigkeit des Deckgebirges vorkommen. Im allgemeinen stimmen die aus den Abweichungen gegen die erste Gerade geschätzten Tiefenwerte für die P_2 -Schicht gut überein mit den Angaben aus Bohrungen über die Tiefenlage des Grundgebirges. Eine genauere zahlenmäßige Übereinstimmung ist bei dieser Schätzung kaum zu erwarten.

Die Abhängigkeit der Laufzeiten vom Fehlen oder Vorhandensein des Deckgebirges, die zum Aufspalten der Laufzeitkurven in zwei parallele Äste führt, legt nahe, die Deckschicht als Deckgebirge zu deuten. Daneben sprechen aber auch für diese Deutung die gefundenen Werte für die Mächtigkeit der auflagernden Schicht von 600 bis 2500 m. Die Deutung der P_2 -Schicht ist weit schwieriger. Zunächst ist die Geradlinigkeit der P_2 -Kurve von 16 bis 150 bzw. 230 km überraschend. Sie bedeutet, daß in der verhältnismäßig geringen Tiefe von 2 km eine Schicht mit gleicher mittlerer Geschwindigkeit im Gebiet von Berlin bis zum Main vorhanden ist. Es könnte die Frage gestellt werden, ob nicht vielleicht alle Gesteine, die im Deckgebirge vertreten sind, und die für dieses die mittlere Geschwindigkeit von 3.5 km/sec ergeben, schon in der Tiefe von 2 km ihre elastischen Eigenschaften so ändern, daß die Geschwindigkeit von 5.9 km/sec erreicht wird. Demgegenüber ist zu betonen, daß für das Deckgebirge und für das Grundgebirge zwei Laufzeitgeraden gefunden wurden, die einander schneiden. Beim Übergang aus Deck- zum Grundgebirge passieren die Wellen eine Diskontinuitätsfläche erster Ordnung, bei der die elastischen Größen sich sprunghaft ändern. Adams, Gibson, Williamson und andere haben das elastische Verhalten der Gesteine bei hohem Druck untersucht. Adams und Gibson zeigten unter anderem, daß es für Substanzen mit kleinem k gleichgültig sei, ob man bei Betrachtungen über die Kompressibilität von Druck Null oder 2000 Megabar ausginge, daß sich k mithin in diesem Bereiche nicht merklich ändere. Adams und Williamson¹¹⁾

Gesteine	Herrschender Druck Megabar	Kompr. B 10^6	Inkompressibil.- Faktor K 10^{-6}	Righeit $\mu 10^{-6}$	Dichte ρ	a km/sec	b km/sec
Granite	2000	2.12	0.47	0.26	2.61	5.6	3.1
	10000	1.88	0.53	0.29	2.66	5.9	3.3
Syenite	2000	1.87	0.54	0.29	2.61	5.9	3.3
	10000	1.68	0.60	0.32	2.66	6.2	3.5
Diorite	2000	1.62	0.62	0.34	2.74	6.2	3.5
	10000	1.49	0.67	0.36	2.78	6.4	3.6
Gabbro	2000	1.20	0.83	0.45	3.05	6.9	3.9
	10000	1.17	0.85	0.46	3.08	6.9	3.9
Peridotite	2000						
	1000	0.97	1.03	0.56	3.4	7.2	4.0
Dunite	2000	0.93	1.08	0.59	3.41	7.4	4.1
	10000						
Siderite	2000	0.60	1.67	0.91	7.9	6.0	3.4

fanden für verschiedene Gesteine in ihrer Arbeit „The compressibility of the minerals and rocks at high pressour“ vorstehende Werte für die Änderung der elastischen Konstanten und Geschwindigkeit mit steigendem Druck.

Auch bei diesen Untersuchungen fanden Adams und Williamson bis 2000 Megabar keine merklichen Änderungen der elastischen Eigenschaft der Gesteine.

Wir haben, wie schon eben gesagt, im Deckgebirge und der P_2 -Schicht zwei elastisch ganz verschiedene Schichten vor uns. Man könnte als einheitlich unterlagernde Schicht an die Zechsteinsalze denken, die in großer Ausdehnung und oft auch großer Mächtigkeit auftreten. Als Material mit hoher Geschwindigkeit wäre in ihm besonders Anhydrit zu nennen. Seine Geschwindigkeit liegt, wie die von dichtem Kalk, wohl in keinem Falle über 5.5 km/sec, erreicht also die Geschwindigkeit der P_2 -Wellen nicht. Die anderen Salze haben eine wesentlich geringere Geschwindigkeit. In einer so dünnen, überdies nicht gleichmäßigen Schicht, wie sie der Anhydrit (Hauptanhydrit 50 bis 100 m) darstellt, kann über größere Entfernungen nur wenig Energie geführt werden. Wir beobachten aber großamplitudige P_2 -Einsätze. Der Anhydrit kann auch deshalb nicht die P_2 -Schicht sein, weil in Gebieten, in denen kein Anhydrit vorhanden ist (Harz, Sauerland), die Geschwindigkeit $v_2 = 5.88$ und 5.85 km/sec gefunden wurde. So drängen alle Überlegungen dazu, gefaltetes altes Gebirge als P_2 -Schicht anzunehmen. Für diese Annahme spricht das ausgedehnte Vorkommen von altgefalteten Schichten im Untergrund, die gefundenen Tiefen, die mit Annäherung an alte Gebirgsteile (Treysa, Kellerwald) kleinere Tiefenwerte für die Diskontinuitätsfläche ergeben, und der örtliche Wechsel der Geschwindigkeit, der auf heterogenes Material im Untergrund schließen läßt. Als Baumaterial des varistischen Grundgebirges wurden oben Kalke, Schiefer, Sandsteine, Quarzite usw. und Eruptiva genannt. Auflastender Druck kann die Änderung der Geschwindigkeit von 3.5 auf 5.9 km/sec nicht bedingen. Zur Erklärung der hohen Geschwindigkeit bleibt nur der Faltungsdruck übrig, der vielfach das von intensiver Faltung betroffene Gestein ändert (Porenvolumen, Bindemittel), in tieferen Stufen stark metamorphisiert, und die Faltung selbst, die Material mit wechselnden elastischen Eigenschaften auf engem Raum zusammendrängt und so über große Gebiete ausgleichend wirkt und eine gleichmäßige hohe Geschwindigkeit ermöglicht. Auch das Durchsetzen der gefalteten Sedimentschichten mit Eruptivgesteinen wirkt im gleichen Sinne für hohe Geschwindigkeiten. Wir glauben, daß die Eigenschaften des varistischen Grundgebirges den seismischen Beobachtungen gerecht werden. Wenn im vorstehenden die P_2 -Schicht das varistische Grundgebirge genannt wurde, so sei darauf hingewiesen, daß für unsere seismischen Untersuchungen auch Gebiete älterer Faltung sich wohl nicht wesentlich anders verhalten werden, und daß diese Gebiete sich nur dann hervorheben, wenn es sich um hochkristalline Partien handelt.

Zusammenfassend kann man sagen, daß die P_2 -Schicht ($v_2 = 5.9$ km/sec) ihren elastischen Eigenschaften nach zwischen Sedimentgestein (Kalke

$v = 5.5$ km/sec) und Eruptiven (Granit, Syenit, Diorit $v = 5.6, 5.9, 6.2$ km/sec) liegt, daß sie geologisch als altes gefaltetes Gebirge im Gegensatz zum ungefalteten Deckgebirge anzusprechen ist.

VI. Die P_3 -Wellen, Geschwindigkeit und Tiefenlage der P_3 -Schicht; Vergleich der Sprengergebnisse mit den Ergebnissen aus der Nahbeben-seismik. Die Geschwindigkeit der longitudinalen Wellen in der P_3 -Schicht wurde in den „Bemerkungen zu den Beobachtungen von Steinbruchsprengungen“²⁾ aus der Geschwindigkeit der P_2 -Wellen und der Differenz der P_3 - gegen die P_2 -Laufzeiten zu $v_3 = 6.72$ km/sec berechnet. Von den neu beobachteten Sprengungen Menden und Oberaula war P_3 in den Seismogrammen Menden—Göttingen, Oberaula—Lichtenfels festzustellen. Beide Seismogramme wurden mit dem 500 000fach vergrößernden Pendel gewonnen. Die Sprengungen Menden—Borheck, Oberaula—Nuttlar wurden mit dem 800 000fachen Z-Pendel beobachtet; P_3 ist in diesen Aufzeichnungen trotz großen Einsatzes der P_2 -Wellen nicht zu erkennen. Wahrscheinlich ist die Empfindlichkeit des letzten Apparates für P_3 -Einsätze zu gering. Es werden nochmals die Laufzeiten der P_3 -Wellen unter-

Tabelle 6

Station	Ent- fernung km	Alte Werte $t_2 - t_3$ sec	Neue Werte $t_2 - t_3$ sec
Oberaula—Lichtenfels	56.4		0.5
Oberaula—Göttingen	82.5	0.7	0.7
			vielleicht schon bei
Treysa—Göttingen	83.25	etwa 0.5	0.8
Steinau—Kammerbach	105.8	1.0—1.1	1.0—1.2
Seiferts—Göttingen	112.5	1.3	1.0
Großenritte—Büchenberg	116.5	0.8	0.8
		wenigstens	wenigstens
Bischofsheim—Göttingen	123.3	1.0	1.0
Menden—Göttingen	149.1		1.6
Morlesau—Göttingen	157.5	1.9	1.3 (1.8—1.9)
Immenreuth—Göttingen	229.5	3.5	3.5
Oppau—Göttingen	260.7	4.0	4.0

sucht und bestimmt. Tabelle 6 gibt die Differenzen $P_2 - P_3$. Im allgemeinen führt die Neuauswertung auf die alten Werte. Im Seismogramm Treysa—Göttingen liegt der P_3 -Einsatz vielleicht schon um 0.8 sec vor P_2 , im Gegensatz zu dem alten Wert von 0.5 sec; im Seismogramm Seiferts haben wir als P_3 -Einsatz den um 0.3 sec vor dem Haupteinsatz liegenden Ausschlag angesprochen. Entsprechend verringert sich die Laufzeitdifferenz $P_2 - P_3$ von 1.3 sec der alten Auswertung auf 1.0 sec der neuen. Der Wert von Morlesau ist wegen überaus geringer Amplitude nicht genau angegeben. Er liegt, wenn wir die von Wiechert angegebene Eintrittszeit wählen, um 1.8 bis 1.9 sec vor P_2 . Ein ausgesprochener Einsatz liegt 1.3 sec vor P_2 .

In Fig. 2 sind alle Laufzeitdifferenzen $t_2 - t_3$ als Funktion der Entfernung aufgetragen (oberste Kurve). Die P_3 -Einsätze sind oft von kleiner Amplitude, und es ist möglich, daß bei manchen Registrierungen der erste Einsatz nicht immer erfaßt wurde. Die Gerade wurde deshalb unter besonderer Berücksichtigung der sichersten Punkte gezogen. Alle Punkte, bis auf den ersten, liegen auf oder unterhalb der Geraden, die die Zeitachse bei 0.9 sec und die Abszissenachse bei 45 km schneidet. Unter der Voraussetzung horizontaler Schichten beginnt für $\Delta s = 45$ km, $v_2 = 5.9$ km/sec, $v_3 = 6.7$ km/sec die P_3 -Schicht nach

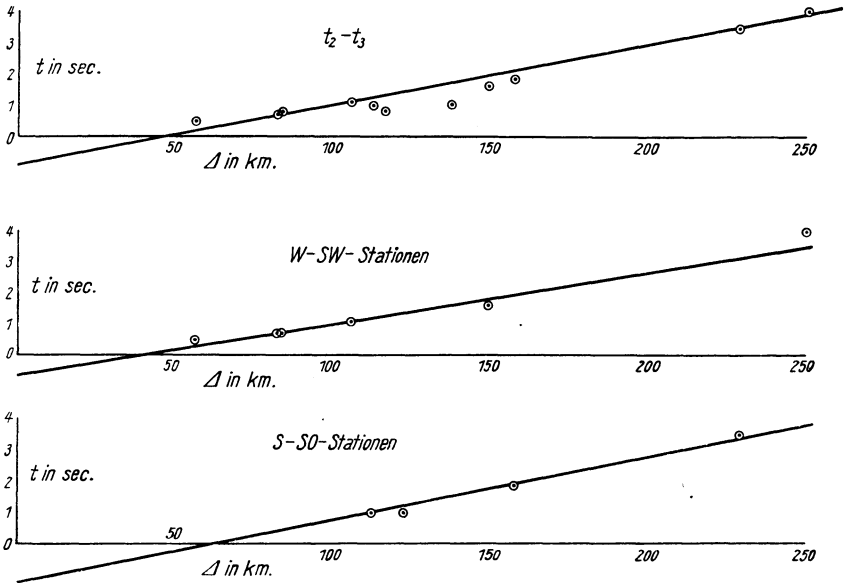


Fig. 2.

Laufzeitdifferenzen der P_2 - und P_3 -Welle in Abhängigkeit von der Sprengentfernung Δ (oberste Kurve) und den Azimuten (mittlere und untere Kurve).

Formel (a): 2.7 km unter der Oberfläche des Grundgebirges, nach Formel (b): 5.6 km; dazu kommt die Mächtigkeit des Deckgebirges von etwa 2 km, so daß die Tiefenlage zwischen 5 und 8 km zu schätzen ist. Kurve 2 bzw. 3 der Fig. 2 gibt die sichersten $P_2 - P_3$ -Werte für West- und Südwest- bzw. für Süd- und Südoststationen. Die Gerade für die West- und Südweststationen schneidet die Zeitachse bei 0.7 sec, die Abszissenachse bei 40 km, die der Süd-südoststationen bei 1.2 sec und 62 km. Beide Geraden laufen untereinander nahezu parallel; die Geschwindigkeit v_3 ist in beiden Azimuten gleich. Nur die Tiefenlage der P_3 -Schicht ist in den beiden Gebieten eine verschiedene. Sie liegt nach Formel (b) für das Westsüdwestgebiet bei 7 km, für das Südsüdostgebiet bei 10 km. Sind die Geschwindigkeiten zweier übereinander lagernder horizontaler

Schichten bekannt, so ist die Tiefe der Grenzfläche für schräg auftauchende Strahlen bestimmt durch¹²⁾:

$$h = \frac{1}{2} \left(t_3 - \frac{\Delta}{v_3} \right) \sqrt{\frac{v_3 v_2}{v_3^2 - v_2^2}} \dots \dots \dots (d_1)$$

t_3 ist die Laufzeit des gebrochenen Strahles vom Sprengpunkt durch die unterlagernde Schicht zum Beobachtungsort. Die Werte für v_2 und v_3 in d_1 eingesetzt, ergeben:

$$h = 6.3 t_3 - 0.94 \Delta.$$

Wird $(\Delta/v_2 - (t_2 - t_3))$ für t_3 eingeführt, so ist

$$h = 0.12 \Delta - 6.3 (t_2 - t_3) \dots \dots \dots (d_2)$$

Berücksichtigen wir noch die Mächtigkeit des Deckgebirges mit 2 km, so kann nach d_2 die Tiefe der Grenzfläche zwischen P_2 - und P_3 -Schicht für jede Station bestimmt werden, für die die Zeitdifferenz $(t_2 - t_3)$ bekannt ist unter der Annahme, daß die P_3 -Schicht horizontal gelagert ist und Tiefenunterschiede nur durch senkrechten Vorwurf (etwa nach Art großer Staffelbrüche) bedingt sind. Diese Annahme ist zwar wenig wahrscheinlich, soll aber vorerst, um Anhaltspunkte für die Tiefenlage zu gewinnen, beibehalten werden. Den besonders niedrigen Wert für die Tiefe der P_3 -Schicht von 5.5 km ergibt die Sprengung Oberaula für die Station Lichtenfels. Im Gebiet Oberaula, Treysa, Steinau führt die Rechnung auf eine mittlere Tiefe von 7.5 km. Die Südstationen Seiferts, Bischofsheim, Morlesau ergeben 10 km, die Südoststation Immenreuth ergibt 7.4. Die Sprengung Menden führt auf einen Wert von 10 km und Oppau auf 7.6 km. Tabelle 7 bringt die nach d_2 berechneten Tiefen der P_3 -Schicht.

Tabelle 7

	Station	Entfernung km	$t_2 - t_3$ sec	Tiefe km	
WSW	Oberaula—Lichtenfels	56.4	0.5	5.5	7.5
	Oberaula—Göttingen	82.5	0.7	7.5	
	Treysa—Göttingen	83.25	0.8	7.0	
	Steinau—Kammerbach	105.8	1.1	7.8	
	Oppau—Göttingen	250.7	4.0	7.6	
S	Seiferts—Göttingen	112.5	1.0	9.2	10
	Bischofsheim—Göttingen	123.3	1.0	10.4	
	Morlesau—Göttingen	157.5	(1.8) 1.3	(9.6) 12.7	
SO	Immenreuth—Göttingen	229.5	3.5	7.4	7.5

Nach der Tabelle 7 hat die P_3 -Schicht keine gleichmäßige Tiefenlage. Für Mittel- und Süddeutschland scheint die P_3 -Schicht eine Mulde zu bilden, deren Flügel sich nach Westen, Südwesten und Südosten herausheben. Über der Muldenachse liegen die Südstationen. Für die letzteren beträgt die Tiefenlage der P_3 -Schicht nach d_2 bei 112 km 9.2 km; bei 123 km 10.4, bei 157 km 12.7 km.

Die Muldenachse sinkt (staffelförmig) nach Süden weiter hinein, und zwar ergibt sich im Bereich der drei Südstationen ein Absinken von 0.8 km bei 10 km wachsender Entfernung. Wir vergleichen jetzt die Ergebnisse aus Steinbruchsprengungen mit denen aus Nahbeben und, soweit Sprengungen vorliegen, auch mit diesen. Die Auswertung von Nahbeben ist dadurch erschwert, daß Herdtiefe, Herdentfernung und Beginn des Bebens unbekannt sind. In den Seismogrammen von Nahbeben unterscheidet man $\bar{P}$ -Wellen, die durch eine Schicht in geringer Tiefe unter der Erdoberfläche gelaufen sind, P^* -Wellen mit einer größeren Geschwindigkeit und P -Wellen. Die Geschwindigkeit der letzteren beträgt 7.8 bis 8.2 km/sec, die Tiefenlage der P -Schicht wird zu 50 bis 60 km angegeben. Für die Geschwindigkeit der $\bar{P}$ -Wellen, die mit unseren P_2 -Wellen identisch sind, wurden geringere Werte gefunden.

Tabelle 8

Autoren	$\bar{P}$ km/sec	Herd	Autoren	Sprengort	$\bar{P}$ km/sec
Mohorovičić . . .	5.6	Kulpa-Beben	Verschiedene	Oppau	4.5—5.6
Gutenberg . . .	5.5—5.6	Süddeut schl.	Rothé	La Courtine	5.5
Conrad	5.4	Tauern	Rothé	Malancourt	5.7
Conrad	5.6	Wien	Gutenberg Rheinland 1928		
de Quervain . . .	5.57	Visp	nach Göttingen hin im selben		
			Beben		
			6.0		

Die P^* -Wellen der Nahbeben sind unsere P_3 -Wellen. Als Geschwindigkeit der P^* -Wellen wurde gefunden von

Autoren	P^* km/sec	Beben
Conrad	6.3	Tauern
	6.5	bei Wien
Gutenberg	6.5	Süddeuts chland
	7.1	erstes süddeuts ches Beben
Jeffreys	6.3	Jersey
	6.3	Hervfordshire
Gutenberg	6.7	Rheinland 1928

Steinbruchsprengungen ergaben als Geschwindigkeit der P_3 -Wellen 6.72 km/sec. Über die Tiefenlage der P^* -Schicht gehen die Angaben der einzelnen Autoren weit auseinander. Als Herdtiefe der süddeutschen Beben fand Gutenberg 30 bis 40 km, in gleicher Tiefe möchte er auch die P^* -Schicht annehmen. Mohorovičić fand als Herdtiefe des Kulpabebens 25 km; de Quervain in der Schweiz 36 km, Conrad 26 km in den Tauern und 29 km bei Wien; Jeffreys fand bei den schottischen Beben 12 und 8 km, und als Tiefe der Schichtgrenze $\bar{P}$ gegen P^* für Schottland 10 bis 20 km.

Wir sahen bei der Bestimmung der Tiefenlage von P_3 , daß ein Abfallen der P_3 -Schicht nach Süden wahrscheinlich ist. Am Main bei Morlesau ist mit 12 km zu rechnen. Fällt die P_3 -Schicht mit nahezu gleichem Betrage (0.8 km/sec auf

10 km) nach Süden weiterhin ab, so würde für das Erdbebengebiet von Süddeutschland, das Gutenberg untersucht hat, eine Tiefenlage der P_3 -Schicht von 20 bis 30 km zu erwarten sein (Entfernung: Herd—Göttingen 365 km). Werte von nahezu gleichem Betrage, wie wir sie für die Tiefe der P_3 -Schicht gewonnen haben, findet Jeffreys für Schottland. Alle anderen Autoren finden wesentlich tiefere Lagen, die bis 40 km und mehr herunter gehen.

Zusammenfassung. Einsätze von Wellen konnten von 16 bis 230 km verfolgt werden. Die beobachteten Laufzeiten wurden nicht direkt zum Aufstellen einer Laufzeitkurve benutzt, sondern alle Stationen wurden auf gleiche Höhenlage (230 m) bezogen. Es wurde an den beobachteten Laufzeiten eine Zeitkorrektur angebracht, die sich aus der Differenz der Höhe der Station gegen das Bezugsniveau von 270 m über NN und der Geschwindigkeit der Gesteinsschichten, die am Aufbau des Stationsuntergrundes beteiligt sind, ergibt. Unterschieden wurde zwischen Sprengungen, bei denen beide Stationen auf Deckgebirge liegen und solchen, bei denen eine der beiden Stationen auf altem Gebirge steht. Wir erhalten für jede Gruppe eine Laufzeitkurve. Die Laufzeitkurven sind parallele Geraden. Die Gerade für Grundgebirgsstationen schneidet die Zeitachse bei 0.6 sec, die für Deckgebirgsstationen bei 1.1 sec. Als mittlere Geschwindigkeit dieser Wellen, die im vorstehenden mit P_2 bezeichnet sind, ergab sich 5.9 km/sec. Geschwindigkeitsbestimmungen aus der Differenz der Entfernungen und Laufzeiten zweier benachbarter Stationen führten auf untereinander abweichende Werte für v_2 ; hierin spricht sich der heterogene Bau der P_2 -Schicht aus. Es wurden dann unter der Annahme, daß die Geschwindigkeit im Deckgebirge und Grundgebirge konstant sei, die Streuungen der einzelnen Beobachtungswerte von einer mittleren Laufzeitkurve diskutiert, als seien diese durch die unterschiedliche Mächtigkeit des Deckgebirges bedingt. Zwischen den so geschätzten Werten für die Tiefe der P_2 -Schicht und den Werten, die aus Profilschießen über kurze Entfernungen gewonnen wurden, ergab sich Übereinstimmung mit den Werten für die Tiefenlage des varistischen Grundgebirges aus Bohrungen. Außer dieser P_2 -Schicht konnte noch eine tiefere Schicht mit der Geschwindigkeit $v_3 = 6.72$ km/sec festgestellt werden. Diese Schicht scheint nach Süden hin in 157 km Entfernung auf 12 km abzufallen, nach Südwesten und Südosten auf $7\frac{1}{2}$ km anzusteigen. Ein Vergleich mit den Daten aus der Nahbebenbeismik ergibt, daß $P_2 = \bar{P}$, $P_3 = P^*$ ist. Die P_2 -Schicht wurde als varistisches Grundgebirge gedeutet. Für diese Erklärung sprechen:

1. Die Tiefenlage im Mittel von 2 km, die sich mit Annäherung an altes Gebirge verringert.
2. Das Aufspalten in zwei parallele Laufzeitkurven für Grund- und Deckgebirgsstationen, das eine deutliche Abhängigkeit von dem Vorhandensein oder Fehlen des Deckgebirges ausdrückt.
3. Die hohe mittlere Geschwindigkeit von 5.9 km/sec.

4. Der örtliche Wechsel der Geschwindigkeit, der auf größere Einheiten im Grundgebirge hinweist.

5. Die Geschwindigkeit für P_2 im Harz und im Sauerland (5.88 und 5.85 km/sec). In beiden Gebieten fehlt Deckgebirge.

Als vertikale Gliederung der äußeren Erdkruste ergibt sich folgendes: Bis zu einer Tiefe von 2 bis 3 km beteiligt sich Deckgebirge mit örtlich variierender Geschwindigkeit und Mächtigkeit am Aufbau. Unter dem Deckgebirge beginnt die P_2 -Schicht mit einer mittleren Geschwindigkeit von 5.9 km/sec. Ihre Mächtigkeit beträgt zwischen 5 und 7 km. Unterlagert ist die P_2 -Schicht von der P_3 -Schicht. Deren Geschwindigkeit ist 6.7 km/sec.

Die vorliegende Arbeit wurde im Anschluß an die Arbeiten von Professor E. Wiechert † zur seismischen Erforschung der äußeren Erdkruste unternommen. Herrn Professor Wiechert und Herrn Professor Angenheister bin ich für die Förderung dieser Arbeit sehr zu Dank verpflichtet.

Literatur

1) E. Wiechert †: Seismische Beobachtungen bei Steinbruchsprengungen. Zeitschr. f. Geophys. **5**, 159 (1929).

2) B. Brockamp und K. Wölcken: Bemerkungen zu den Beobachtungen von Steinbruchsprengungen. Zeitschr. f. Geophys. **5**, 163 (1929).

3) K. Hummel: Die tektonische Entwicklung des Schollengebirgslandes. Fortschritte der Geologie und Paläontologie. Berlin 1929.

4) W. Schweydar und H. Reich: Künstliche elastische Bodenwellen als Hilfsmittel geologischer Forschungen. Gerlands Beitr. **17**, 121 (1927).

5) Meisser und Martin: Zur experimentellen Seismik. Zeitschr. f. Geophys. **3**, 106 (1927).

6) B. Brockamp: Registrierungen von radiogegebenen Zeiten. Ebenda **4**, 404 (1928).

7) E. Wiechert: Entfernungsberechnungen von Orten auf der Erde bei kleineren Abständen. Zeitschr. f. Geophys. **1**, 177 (1924/25).

8) E. Wiechert und K. Zoeppritz: Über Erdbebenwellen I und II. Gesellschaft der Wissenschaft, Göttingen 1907.

9) G. Angenheister: Beobachtungen bei Sprengungen. Zeitschr. f. Geophys. **3**, 28 (1927).

10) W. Korte: Beiträge zur experimentellen Seismik. Dissertation, Göttingen 1930.

11) Adams und Williamson: The compressibility of the minerals and rocks at high pressure. Papers from the Geophysical laboratory. Carnegie Institution of Washington. Nr. 484.

12) G. Angenheister: „Seismik.“ aus den Handb. d. Phys. VI (S. 618).

Göttingen, Geophysikalisches Institut der Universität.