

Akademie der Wissenschaften in Wien
Mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse

Mitteilungen der Erdbeben-Kommission

Neue Folge — Nr. 60

Mikroseismische Bearbeitung des Bebens vom
26. März 1924

Von

Anton Schedler (Innsbruck)

(Mit 3 Textfiguren)

Gedruckt mit Unterstützung aus dem Jerome und Margaret Stonborough-Fonds

Wien 1926

Hölder-Pichler-Tempsky, A.-G., Wien und Leipzig
Kommissionsverleger der Akademie der Wissenschaften in Wien

Druck der Österreichischen Staatsdruckerei 4800 25

Die »Mittellungen der Erdbeben-Kommission« erschienen bis 1900 in den **Sitzungsberichten der mathem.-naturw. Klasse, Abteilung I.** Seitdem werden sie als besondere Ausgabe veröffentlicht.

Bisher sind folgende Nummern der »Mittellungen« ausgegeben worden:

- I. Bericht über die Organisation der Erdbeben-Beobachtung nebst Mittellungen über während des J. 1896 erfolgte Erdbeben, zusammengestellt von Ed. v. Mojsisovics (Sitz. Ber., Bd. 106 [1897], Abt. I, Heft II) . . . S 0-95.
- II. Bericht über das Erdbeben von Brüx am 3. November 1896, von Friedrich Becke (Sitz. Ber., Bd. 106 [1897], Abt. I, Heft II) S 0-80.
- III. Bericht über das Erdbeben vom 5. Jänner 1897 im südlichen Böhmerwalde, von Friedrich Becke (Sitz. Ber., Bd. 106 [1897], Abt. I, Heft III) S 0-65.
- IV. Bericht über die im Triester Gebiete beobachteten Erdbeben am 15. Juli, 3. August und 21. September 1897, von Eduard Mazelle (Sitz. Ber., Bd. 106 [1897], Abt. I, Heft IX) S 0-65.
- V. Allgemeiner Bericht und Chronik der im Jahre 1897 innerhalb des Beobachtungsgebietes erfolgten Erdbeben, zusammengestellt von Edmund v. Mojsisovics (Sitz. Ber., Bd. 107 [1898], Abt. I, Heft V) S 5-45.
- VI. Die Erderschütterungen Laibachs in den Jahren 1851 bis 1896, vorwiegend nach den handschriftlichen Aufzeichnungen K. Deschmanns, von Ferdinand Seidl (Sitz. Ber., Bd. 107 [1898], Abt. I, Heft VI) S 0-80.
- VII. Verhalten der Karlsbader Thermen während des volgtländisch-westböhmi-schen Erdbebens im Oktober—November 1897, von Josef Knett (Sitz. Ber., Bd. 107 [1898], Abt. I, Heft VI) S 4-15.
- VIII Bericht über das Graßlitzer Erdbeben vom 24. Oktober bis 25. November 1897, von Friedrich Becke (Sitz. Ber., Bd. 107 [1898], Abt. I, Heft VII) S 8-65.
- IX. Bericht über die unterirdische Detonation von Melnik in Böhmen vom 8. Apr. 1898, v. J. N. Woldfich (Sitz. Ber., Bd. 107 [1898], Abt. I, Heft X) . . . S 1-45.
- X. Allgemeiner Bericht und Chronik der im Jahre 1898 innerhalb des Beobachtungsgebietes erfolgten Erdbeben, zusammengestellt von Edmund v. Mojsisovics (Sitz. Ber., Bd. 108 [1899], Abt. I, Heft IV) S 5-10.
- XI. Die Einrichtung der seismischen Station in Triest und die vom Horizontalpendel aufgezeichneten Erdbebenstörungen von Ende August 1898 bis Ende Febr. 1899, von Ed. Mazelle (Sitz. Ber., Bd. 108 [1899], Abt. I, Heft V) . . . S 1-60.
- XII. Übersicht der Laibacher Osterbebenperiode für die Zeit vom 16. April 1895 bis Ende Dez. 1898, v. F. Seidl (Sitz. Ber., Bd. 108 [1899], Abt. I, Heft V) . . . S 1-10.
- XIII. Bericht über das obersteierische Beben vom 27. November 1898, von Rudolf Hoernes (Sitz. Ber., Bd. 108 [1899], Abt. I, Heft V) S 1-75.
- XIV. Bericht über die obersteierischen Beben des ersten Halbjahres 1899 (zumal über die Erschütterungen vom 1., 7. und 29. April), von Rudolf Hoernes (Sitz. Ber., Bd. 108 [1899], Abt. I, Heft VIII) S 3-35.
- XV. Bericht über Erdbebenbeobachtungen in Kremsmünster, von Franz Schwab (Sitz. Ber., Bd. 109 [1900], Abt. I, Heft II) S 1-75.
- XVI. Bericht über das niederösterreichische Beben vom 11. Juni 1899, von F. Noë (Sitz. Ber., Bd. 109 [1900], Abt. I, Heft II) S 0-95.
- XVII. Erdbebenstörungen zu Triest, beobachtet am Rebeur-Ehler'schen Horizontalpendel vom 1. März bis Ende Dezember 1899, von Eduard Mazelle (Sitz. Ber., Bd. 109 [1900], Abt. I, Heft II) S 1-45.
- XVIII. Allgemeiner Bericht und Chronik der im Jahre 1899 innerhalb des Beobachtungsgebietes erfolgten Erdbeben, zusammengestellt von Edmund v. Mojsisovics (Sitz. Ber., Bd. 109 [1900], Abt. I, Heft III) S 5-10.
- XIX. Die tägliche periodische Schwankung des Erdbodens nach den Aufzeichnungen eines dreifachen Horizontalpendels zu Triest, von Eduard Mazelle (Sitz. Ber., Bd. 109 [1900], Abt. I, Heft VII) S 5-10.
- XX. Über die Beziehungen zwischen Erdbeben und Detonationen, von Josef Knett (Sitz. Ber., Bd. 109 [1900], Abt. I, Heft IX) S 1-30.
- XXI. Bericht über das Detonationsphänomen im Duppauer Gebirge am 14. August 1899, von Josef Knett (Sitz. Ber., Bd. 109 [1900], Abt. I, Heft IX) S 1-60.

Mikroseismische Bearbeitung des Bebens vom 26. März 1924

Von

Anton Schedler (Innsbruck)

(Mit 3 Textfiguren)

(Vorgelegt in der Sitzung am 12. Juni 1925)

Wie aus der makroseismischen Bearbeitung des Bebens vom 26. März 1924 durch Prof. J. Schorn¹ zu ersehen ist, hatte dieses Beben ein ausgedehntes Erschütterungsgebiet. Die epizentrale Fläche der Hauptschütterung bildet ungefähr eine Ellipse, deren lange Achse von NE—SW (St. Jodok am Brenner—St. Leonhard i. Passeier) und deren kurze Achse von NW—SE (innerstes Pflerschtal—Mauls) gerichtet sind. In diesem Gebiet erreicht die Intensität nach der Forel-Mercalli'schen Erdbebenstärkeskala durchschnittlich den Grad VI, 4 Orte (Sterzing, Jaufental, Ratschinges und Mareit) weisen eine Stärke von VI—VII auf, so daß, will man das Beben auf ein punktförmiges Epizentrum reduzieren, ein Punkt in der Mitte zwischen Sterzing und Jaufenpaß in Betracht käme. Das ganze Inntal von Landeck bis Jenbach erreicht eine Intensität von IV, seine südlichen Seitentäler, besonders im inneren Teil derselben, eine solche von V. Die Beobachtungen südlich des Haupteerschütterungsgebietes sind sehr spärlich, doch passen sie gut zur übrigen Stärkeverteilung (Meran—Bozen—Gröden Stärke IV). Ebenso fügt sich Osttirol (östliches Pustertal mit Seitentälern) gut in die allgemeine Intensitätsverteilung des Bebens ein.

Bei dieser großen Ausdehnung der makroseismischen Erschütterung war daher anzunehmen, daß dieses Beben von einer größeren Anzahl benachbarter Erdbebenwarten registriert worden sei und sich eine mikroseismische Bearbeitung des Bebens verlohnen dürfte. Leider konnten nur von neun Stationen die Seismogramme (Originale) beschafft werden, wofür ich auch hier den Direktoren dieser Warten bestens danke. Davon waren leider die Aufzeichnungen des »Osservatorio Ximeniano«, Florenz, wegen zu kleiner Vergrößerung nicht verwendbar. Außer Betrieb waren ferner die Apparate der Reichsanstalt für Erdbebenforschung in Jena, der Seismograph der Kantonschule in Chur (Schweiz) und die Erdbebenstation des kgl. geophysikalischen Institutes von Triest. Das Taunus-Observatorium (bei Frankfurt a. M.) hatte das Beben nicht verzeichnet.

Im nachstehenden sind nun die Auswertungen der Seismogramme der acht Stationen mit Angabe der Stationskoordinaten und

¹ Siehe diese Mitteilungen, Neue Folge Nr. 61.

Instrumente wiedergegeben. Hierbei bezeichnet P die normalen, \bar{P} die individuellen Primae, deren Identifizierung erst nachträglich nach Festlegung der Laufzeitkurve erfolgen konnte.

Tabelle 1.

I.

R. Osservatorio Geodinamico di Rocca di Papa (Rom).

$$\begin{aligned}\varphi &= 41^{\circ} & 45' & 44'' \\ \lambda &= 12^{\circ} & 42' & 38'' E \\ h &= 760 \text{ m}\end{aligned}$$

A. Mikroseismometrograph Agamennone, 2-Horizontalkomponenten, Cardanische Aufhängung, Masse 2000 kg.

$$\begin{aligned}e PE? & \dots\dots\dots 18^h & 9^m & 46 \cdot 8^s \\ e PN? & \dots\dots\dots & 9^m & 43 \cdot 4^s\end{aligned}$$

P. O. Horizontalpendel »Agamennone«, 1 Komp. (N—S), Masse zirka 3000 kg.

$$e PN \dots\dots\dots 18^h \quad 9^m \quad 42 \cdot 2^s$$

C. Mikroseismometrograph universale »Agamennone«, Masse 400 kg, 3 Komponenten, N—S, E—W und Vertikal.

Aufzeichnungen zu schwach.

II.

Wien, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik.

$$\begin{aligned}\varphi &= 48^{\circ} & 14' & 53'' \\ \lambda &= 16^{\circ} & 21' & 42'' E \\ h &= \text{zirka } 200 \text{ m}\end{aligned}$$

Wiechert-Horizontalpendel, 1000 kg, 2 Komponenten.

$$\begin{aligned}e PN & \dots\dots\dots 18^h & 9^m & 11 \cdot 5^s \\ e \bar{P}N & \dots\dots\dots & 9^m & 25 \cdot 4^s \\ e L & \dots\dots\dots & 10^m & 11 \cdot 4^s \\ e PE & \dots\dots\dots 18^h & 9^m & 12 \cdot 2^s \\ e \bar{P}E & \dots\dots\dots & 9^m & 24 \cdot 9^s \\ e L & \dots\dots\dots & 10^m & 11 \cdot 1^s\end{aligned}$$

Wiechert-Vertikalpendel, 1300 kg.

$$\begin{aligned}i PZ & \dots\dots\dots 18^h & 9^m & 10 \cdot 1^s \\ i \bar{P}Z & \dots\dots\dots & 9^m & 26 \cdot 5^s \\ e L & \dots\dots\dots & 10^m & 8 \cdot 1^s\end{aligned}$$

Verwendete Mittelwerte:

$$\begin{aligned}P & \dots\dots\dots 18^h & 9^m & 11 \cdot 3^s \\ \bar{P} & \dots\dots\dots & 9^m & 25 \cdot 6^s \\ L & \dots\dots\dots & 10^m & 10 \cdot 2^s\end{aligned}$$

III.

Königstuhl bei Heidelberg, Erdbebenwarte der Landes-Sternwarte.

$$\begin{aligned} \varphi &= 49^\circ & 23' & 55.7'' \\ \lambda &= 8^\circ & 43' & 15'' E \\ h &= 558 \text{ m} \end{aligned}$$

Wiechert Horizontalpendel, Masse 2100 kg, 2 Komponenten

<i>i</i> <i>P</i> _N	18 ^h	9 ^m	4.5 ^s
<i>i</i> <i>L</i> _N		9 ^m	54.3 ^s
<i>i</i> <i>P</i> _E		9 ^m	4.5 ^s
<i>i</i> <i>L</i> _E		9 ^m	54.1 ^s

Verwendete Mittelwerte:

<i>P</i>	18 ^h	9 ^m	4.5 ^s
<i>L</i>		9 ^m	54.2 ^s

Zeitangaben infolge der geringen Registriergeschwindigkeit (1 mm = zirka 10^s) unsicher.

IV.

Hohenheim, württembergische Meteorologische Station bei Stuttgart.

$$\begin{aligned} \varphi &= 48^\circ & 43' & 0'' \\ \lambda &= 9^\circ & 12' & 45'' \\ h &= 396 \text{ m} \end{aligned}$$

Biflares Kegelpendel Mainka, 450 kg, N--S-Komponente.

<i>i</i> <i>P</i>	18 ^h	8 ^m	53.6 ^s
<i>i</i> \bar{P}		9 ^m	0.0 ^s
<i>e</i> <i>L</i>		9 ^m	29.5 ^s

V.

Nördlingen (Bayern), Erdbebenwarte.

$$\begin{aligned} \varphi &= 48^\circ & 50' & 55'' \\ \lambda &= 10^\circ & 29' & 26'' E \\ h &= 432 \text{ m} \end{aligned}$$

Biflares Kegeipendel, Mainka, 465 kg E--W-Komponente.

(<i>e</i> <i>P</i>)	18 ^h	8 ^m	53.8 ^s
<i>i</i> \bar{P}		8 ^m	55.6 ^s
<i>e</i> <i>L</i>		9 ^m	18.4 ^s

VI.

Zürich, Erdbebenwarte d. schweiz. meteorol. Zentralanstalt.

$$\begin{aligned} \varphi &= 47^\circ & 22' & 7.2'' \\ \lambda &= 8^\circ & 34' & 49.5'' E \\ h &= 604 \text{ m} \end{aligned}$$

I. Quervain-Piccard-Seismograph, Masse 20·000 kg, 3 Komponenten.

$c P_N$	18 ^h	8 ^m	50·7 ^s
$i L_N$		9 ^m	17·3 ^s
$i P_E$		8 ^m	49·9 ^s
$i L_E$		9 ^m	17·0 ^s
$i P_Z$		8 ^m	49·2 ^s
$i \bar{P}_Z$		8 ^m	51·3 ^s
$c LZ$		9 ^m	18·8 ^s

II. Mainka-Bosch-Horizontalpendel, Masse 450 kg, 2 Komponenten.

$i P_N$	18 ^h	8 ^m	51·1 ^s
$i L_N$		9 ^m	17·6 ^s
$i P_E$		8 ^m	50·7 ^s
$i L_E$		9 ^m	17·5 ^s

III. Wiechert-Vertikalseismograph, Masse 80 kg.

$i P_Z$	18 ^h	8 ^m	51·0 ^s
$c LZ$		9 ^m	18·2 ^s

Verwendete Mittelwerte:

P	18 ^h	8 ^m	49·9 ^s (aus I)
\bar{P}			51·3 ^s (> I Z)
L		9 ^m	17·3 ^s (> I u. II, nur H-Komp.)

VII.

München, Erdphysikalische Warte bei der Sternwarte.

$$\begin{aligned} \varphi &= 48^\circ & 8' & 46'' \\ \lambda &= 11^\circ & 36' & 31'' E \\ h &= 528 \text{ m} \end{aligned}$$

Astatisches Pendelseismometer Wiechert, Masse 1000 kg, 2 Horizontalkomponenten.

$i \bar{P}_N$	18 ^h	8 ^m	39·1 ^s
$i L_N$		8 ^m	52·8 ^s
$i \bar{P}_E$		8 ^m	39·6 ^s
$i L_E$		8 ^m	52·4 ^s

Verwendete Mittelwerte:

\bar{P}	18 ^h	8 ^m	39·3 ^s
L		8 ^m	52·6 ^s

VIII.

Innsbruck, Erdbebenstation des Institutes für kosmische Physik der Universität.

$$\begin{aligned} \varphi &= 47^\circ & & 15·7' \\ \lambda &= 11^\circ & & 23·8' E \\ h &= 580 \text{ m} \end{aligned}$$

Mainka-Horizontalpendel, Masse 135 kg, 2 Komponenten.

$i \bar{P}_{SE}$	18 ^h	8 ^m	20·8 ^s
$i L_{SE}$		8 ^m	23·6 ^s
$i \bar{P}_{NE}$		8 ^m	21·1 ^s
$i L_{NE}$		8 ^m	24·1 ^s

Verwendete Mittelwerte.

\bar{P}	18 ^h	8 ^m	21·0 ^s
L		8 ^m	23·9 ^s

Bestimmung des Epizentrums, der Epizentralzeit, der Herdtiefe und der Laufzeiten.

Eine direkte Bestimmung des Epizentrums nach der Geiger'schen¹ Methode war nicht möglich, da bei derselben nur Registrierungen von Stationen verwendet werden dürfen, deren Entfernung vom ungefähren Epizentrum mehr als 300 km beträgt. Hiefür kamen nur Rom, Wien und Königstuhl in Betracht; bei Rom war die Zeit des ersten Einsatzes aber so unsicher, daß das aus diesen drei Stationen berechnete Epizentrum viel südlicher als das makroseismisch bestimmte zu liegen kam. Das letztere, ohnehin einwandfrei festgelegte Epizentrum im Sterzinger Becken wurde daher als zunächst richtig angenommen. Nach den ersten Eintrittszeiten an jeder Station (siehe Tab. 1) und nach den Ergebnissen der neueren Erdbebenforschung bei Nahbeben wurde nun versucht, eine Laufzeitkurve zu konstruieren, bei der auch die Herdtiefe berücksichtigt ist.

Vorerst soll kurz über diese neueren Ergebnisse² der Seismik berichtet werden. Besonders A. und St. Mohorovičić und B. Gutenberg haben durch genaueste Bearbeitung von Nahbeben (Kulpatalbeben am 8. Oktober 1910 von A. Mohorovičić, mitteldeutsche Beben am 16. November 1911 und am 20. Juli 1913 von B. Gutenberg) nachgewiesen, daß eine Erklärung der Laufzeiten und des Auftretens von zwei verschiedenen longitudinalen Vorläufern nur durch die Annahme einer Diskontinuitätsfläche in 50 bis 60 km Tiefe möglich ist. Oberhalb derselben ist die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erdbebenwellen 5·6 bis 6·0 km/sec.⁻¹ (mit der Tiefe etwas zunehmend), an der Grenzschicht springt die Geschwindigkeit dann von zirka 6·0 km/sec.⁻¹ auf 8·0 bis 8·2 km/sec.⁻¹. Das Auftreten zweier longitudinalen Wellen läßt sich dann folgendermaßen erklären:

¹ L. Geiger, Herdbestimmung bei Erdbeben aus den Ankunftszeiten. Nach richten der Gesellsch. der Wissensch. zu Göttingen. Math.-physik. Klasse, 1910.

² Vor allem: A. Sieberg, Geologische, physikalische und angewandte Erdbebenkunde, 1923.

St. Mohorovičić, Das Erdinnere, Zeitschrift für angewandte Geophysik, Bd. I, Heft 11 und 12 (1925).

B. Gutenberg, Die mitteldeutschen Beben vom 16. November 1911 und 20. Juli 1913; Veröffentlichungen d. Zentralbureaus der internationalen seismolog. Assoziation.

OO' sei die Erdoberfläche, UU' die Unstetigkeitsfläche in 50 bis 60 km Tiefe. Oberhalb UU' ist die Geschwindigkeit im Durchschnitt $5.6 km/sec.^{-1}$, gegen UU' zunehmend auf $6.0 km/sec.^{-1}$, bei UU' springt sie auf 8.0 bis $8.2 km/sec.^{-1}$. E sei das Epizentrum, H der Herd, $EH = h$ die Herdtiefe. In A treffen nun zwei longitudinale Vorläufer ein, ein direkter HA , die »individuellen« Primae \bar{P} , und einer, der bereits einen Teil seines Weges unterhalb UU' zurückgelegt hat, $HMM'A$, die »normalen« Primae P . Ist die Epizentralentfernung des Punktes A $EA > 300 km$, so treffen die P in A früher ein als die \bar{P} , da der größere Teil des Weges von P mit einer Geschwindigkeit von $8.0 km/sec.^{-1}$ zurückgelegt wird, während bei der \bar{P} -Welle dieselbe nur zirka $5.6 km/sec.^{-1}$ beträgt. Ist jedoch $EA < 150 km$, so treten nur die \bar{P} -Wellen auf, deren Laufzeitkurve sich mit der der P -Wellen zwischen zirka 150 und 250 km Epizentraldistanz schneiden muß. Bei der Berechnung der theoretischen Laufzeitkurve werden diese Verhältnisse näher erklärt werden.

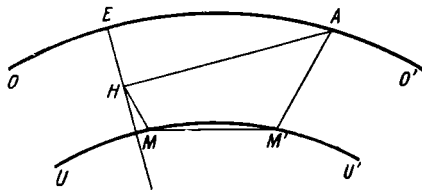


Fig. 1.

Als Epizentrum wurde nun Sterzing angenommen ($\varphi = 46^{\circ} 53.7'$, $\lambda = 11^{\circ} 26.1'E$). Ferner wurde die Zeit der ersten Einsätze an jeder Station für jeden Apparat (Komponente) bestimmt, wobei bei Stationen mit mehreren Instrumenten den Werten der höchstempfindlichen der Vorrang gegeben wurde. Es mußte nun versucht werden, eine solche Laufzeitkurve theoretisch zu ermitteln, daß die für die gegebenen Epizentraldistanzen der einzelnen Stationen aus der Laufzeitkurve ermittelte Laufzeit T_n einen solchen Wert besaß, daß Ankunftszeit an der Station (t_n)—Laufzeit (T_n) für alle Stationen möglichst dieselbe Epizentralzeit t_E ergab, also

$$t_n - T_n = t_E = \text{konst.}$$

Diese Bedingung ist so ein Kriterium für die Laufzeitkurven, die unter verschiedenen Annahmen berechnet wurden.

Nach der Gleichung 1 wurde die Entfernung jeder Station vom Epizentrum ermittelt;

$$\sin \frac{\Delta_n}{2} = \sqrt{\sin^2 \frac{\varphi_n - \varphi_E}{2} + \cos \varphi_n \cos \varphi_E \sin^2 \frac{\lambda_n - \lambda_E}{2}} \quad (1)$$

worin φ_n , λ_n die Koordinaten einer Station, φ_E , λ_E die des Epizentrums bedeuten. Nachstehend sind diese Entfernungen Δ_n für jede Station wiedergegeben, darunter die Eintrittszeiten t_n an jeder Station.

Tabelle 2.

	Innsbr.	Münch.	Zür.	Nördl.	Hoh.	Kön.	Wien	Rom
Δ_H km	40·9	139·7	222·2	228·4	261·8	343·5	399·0	579·5
$l_H = 18^h 8^m +$	21·0	30·3	49·9	(53·8)	53·6	64·5	71·3	(106·8) ^s

Wie schon erwähnt, wurde Rom vorläufig nicht verwendet. Weiters ist aus obiger Tabelle 2 zu ersehen, daß der erste Einsatz von Nördlingen nicht stimmen kann. Denn bei fast gleichem Δ von Zürich und Nördlingen sind die Eintrittszeiten um 4 sec. verschieden; andererseits sind bei einem Unterschied der Δ von mehr als 30 km für Nördlingen und Hohenheim die Ankunftszeiten fast dieselben. Daher wurde auch Nördlingen vorläufig weggelassen.

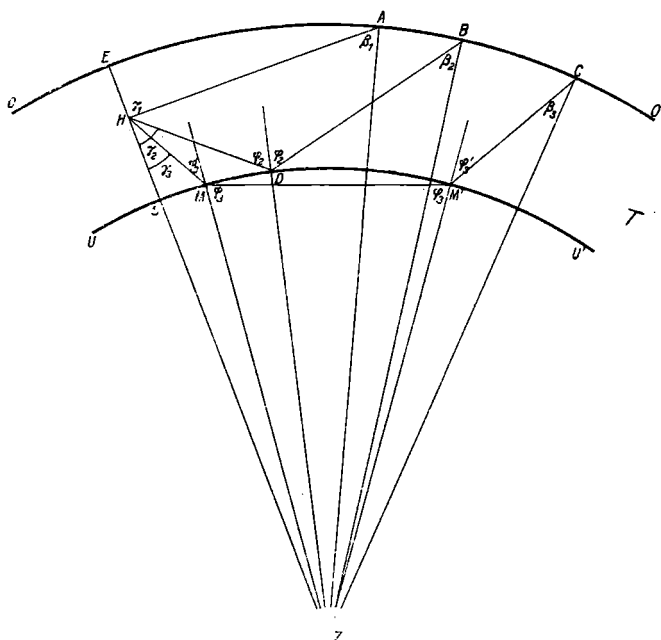


Fig. 2.

Nach den früher dargelegten Ergebnissen der neueren Erdbebenforschung wurden nun unter verschiedenen Annahmen Laufzeitkurven berechnet. Es soll hier an einem einfachen Beispiel diese Berechnung näher klargestellt werden.

Gegeben seien zwei Schichten. 0–60 km... $v_1 = 5·6$ km/sec. und unter 60 km... $v = 8·0$ km sec.⁻¹; r = Erdradius, $EH = h =$ = Herdtiefe. Wir berechnen als Beispiel 3 Strahlen $HA = e_1$, $HDB = e_2$, $HMM'C = e_3$ und die dazugehörigen Epizentralentfernungen $\widehat{EA} = \Delta_1$, $\widehat{EB} = \Delta_2$, und $\widehat{EC} = \Delta_3$.

1. HA . Der Winkel γ_1 wird angenommen, z. B. $\gamma_1 = 70^\circ$;

$$\text{dann ist } \sin \beta_1 = \frac{r-h}{r} \sin \gamma_1 \dots \text{daraus } \beta_1 \text{ und } \sphericalangle EZA = \\ = \alpha_1 = \gamma_1 - \beta_1.$$

$$HA = e_1 = \frac{r}{\sin \gamma_1} \cdot \sin \alpha_1, \widehat{EA} = \Delta_1 = \frac{2 r \pi}{360} \cdot \alpha_1.$$

Daraus die Laufzeit (vom Epizentrum gerechnet)

$$T_1 = \frac{e_1}{v_1} - \frac{h}{v_1} \text{ bei einer Epizentraldistanz von } \Delta_1.$$

II. *HDB*. φ_2 sei der Grenzwinkel der totalen Reflexion; nach dem Brechungsgesetz ist $\frac{\sin \varphi_2}{\sin \varphi} = \frac{v_1}{v}$, für $\varphi = 90^\circ$ ist

$$\sin \varphi_2 = \frac{v_1}{v}, \text{ daraus } \varphi_2. \text{ Dann ist } \sin \gamma_2 = \frac{r-h}{r} \sin \varphi_2$$

$$\text{und } \sin \beta_2 = \frac{r-60}{r} \sin \varphi_2, \text{ daraus } \gamma_2 \text{ und } \beta_2, \sphericalangle HZD =$$

$$= \alpha_2' = \varphi_2 - \gamma_2; \sphericalangle DZB = \alpha_2'' = \varphi_2 - \beta_2.$$

$$HDB = e_2 = \frac{r-h}{\sin \varphi_2} \sin \alpha_2' + \frac{r}{\sin \varphi_2} \sin \alpha_2''; \alpha_2 = \alpha_2' +$$

$$+ \alpha_2'', EB = \Delta_2 = \frac{2 r \pi}{360} \cdot \alpha_2.$$

Daraus wie bei I $T_2 = \frac{e_2}{v_1} - \frac{h}{v_1}$ bei einer Epizentraldistanz von Δ_2 .

III. *HMM'C*. Man wählt den $\sphericalangle MZM' = \alpha_3'$ beliebig (2 bis 5°), dann ist $\varphi_3 = \frac{180 - \alpha_3'}{2}$; nach dem Brechungsgesetz

$\sin \varphi_3' = \frac{v_1}{v} \sin \varphi_3$, daraus φ_3' ; β_3 und γ_3 wie bei II (statt φ_2 ist φ_3' zu setzen).

$$e_3' = MM' = \frac{r-60}{\sin \varphi_3'} \sin \alpha_3'$$

$$e_3'' = HM + M'C = \frac{r-h}{\sin \varphi_3'} \sin \alpha_3'' + \frac{r}{\sin \varphi_3'} \sin \alpha_3'';$$

$$\alpha_3 = \alpha_3' + \alpha_3'' + \alpha_3''' \text{ und daraus } \widehat{EC} = \Delta_3 = \frac{2 r \pi}{360} \alpha_3.$$

$$T_3 = \frac{e_3'}{v_1} + \frac{e_3''}{v} - \frac{h}{v_1} \text{ bei einer Epizentralentfernung } \Delta_3.$$

Auf diese Weise wurden nun für fünf verschiedene Annahmen die Laufzeiten T_n für die sechs Stationen berechnet, aus diesen und den Ankunftszeiten die Epizentralzeit t_E bestimmt (nach der Gleichung

$t_E = t_n - T_n$) und schließlich, da ja für alle Stationen t_E denselben Wert haben muß, die dementsprechend günstigste Laufzeitkurve gewählt.

Tabelle 3.
 Laufzeiten vom Epizentrum.

Annahme	Station	VIII.	VII.	VI.	IV.	III.	II.	Inflexionspunkt Δkm
	Δkm	40.91	139.7	222.2	261.8	343.5	399.0	
	Herdtiefe	T_n in Sekunden						
I.	$h = 5.6$	6.4	23.9	38.6	45.7	56.2	63.0	264
	$h = 11.2$	5.5	23.1	37.8	44.0	54.4	61.3	246
	$h = 16.8$	4.9	22.3	37.0	42.3	52.6	59.5	233
	$h = 22.4$	4.3	21.3	36.1	40.6	51.1	57.9	222
	$h = 28.0$	3.8	20.4	34.2	38.9	49.3	56.2	209
II.	$h = 7.5$	6.1	24.4	39.3	44.8	54.9	61.8	234
III.	$h = 7.5$	6.1	24.4	37.6	42.6	53.0	58.0	168
IV.	$h = 22.5$	4.4	21.0	31.6	36.3	46.1	52.8	137
V.	$h = 17.0$	5.1	22.9	34.1	38.9	48.8	55.5	158

Epizentralzeiten.

Annahme	Station	VIII.	VII.	VI.	IV.	III.	II.	Mittel
	Herdtiefe	$t_E = 18^h 8^m + \text{sec.}$						
I.	$h = 5.6 km$	14.6	15.2	11.3	7.9	8.3	8.3	10.9 ± 1.35
	$h = 11.2$	15.5	16.2	12.1	9.6	10.1	10.0	12.3 ± 1.20
	$h = 16.8$	16.1	17.0	12.9	11.3	11.9	11.8	13.5 ± 1.00
	$h = 22.4$	16.7	18.0	13.8	13.0	13.4	13.4	14.7 ± 0.86
	$h = 28.0$	17.2	18.9	15.7	14.7	15.2	15.1	16.1 ± 0.66
II.	$h = 7.5$	14.9	14.9	10.6	8.8	9.6	9.5	11.4 ± 1.14
III.	$h = 7.5$	14.9	14.9	12.3	11.0	11.5	13.3	13.0 ± 0.68
IV.	$h = 22.5$	16.6	18.3	18.3	17.3	18.4	18.5	17.9 ± 0.32
V.	$h = 17.0$	15.9	16.4	15.8	14.7	15.7	15.8	15.7 ± 0.23

Dabei bedeuten die Annahmen:

I. 2 Schichten.

0—60 km	$v_1 = 5.6 \text{ km}$
unter 60	$v = 8.0$

II. 5 Schichten.

0—15 km	$v_1 = 5.4 \text{ km}$
15—30	$v_2 = 5.6$
30—45	$v_3 = 5.8$
45—60	$v_4 = 6.0$
unter 60	$v = 8.0$

III. 4 Schichten.

0—15 km	$v_1 = 5.4 \text{ km}$
15—30	$v_2 = 5.6$
30—45	$v_3 = 5.8$
unter 45	$v = 8.0$

IV. 4 Schichten.

0—15 km	$v_1 = 5.4 \text{ km}$
15—30	$v_2 = 5.6$
30—45	$v_3 = 5.8$
unter 45	$v = 8.2$

V. 4 Schichten.

0—17 km	$v_1 = 5.4 \text{ km}$
17—34	$v_2 = 5.7$
34—50	$v_3 = 6.0$
unter 50	$v = 8.2$

In Tab. 3 sind diese Resultate wiedergegeben. Dabei wurden verschiedene Herdtiefen zugrunde gelegt, die Tiefe der Unstetigkeitsfläche variiert und auch die Geschwindigkeitsverteilung verschieden angenommen, natürlich innerhalb der Grenzert der bisherigen Resultate.

Zuerst wurden bei einer Tiefe der Grenzfläche von 60 km die Laufzeiten bestimmt, wobei oberhalb von 60 km eine konstante Geschwindigkeit von 5.6 km sec.^{-1} und unterhalb derselben eine solche von 8.0 km sec.^{-1} angenommen wurde. Für verschiedene Werte der Herdtiefe h sind die zu den gegebenen Epizentraldistanzen gehörigen Laufzeitwerte und daraus die Epizentralzeit ermittelt worden (Annahme I). Wie schon früher erwähnt, ist der erste Einsatz bei Stationen von $\Delta < 200 \text{ km}$ die \bar{P} -Welle, bei solchen von $\Delta > 300 \text{ km}$ die P -Welle. Der Schnittpunkt der Laufzeiten beider Wellen ist in der letzten Spalte der Tab. 3 für die Laufzeiten wiedergegeben.

Mit zunehmender Herdtiefe h rückt also dieser Punkt immer näher zum Epizentrum. Betrachtet man die Epizentralzeiten, so sind

bei kleiner Herdtiefe die Unterschiede der aus den Werten der einzelnen Stationen berechneten Epizentralzeiten sehr groß, sie nehmen aber mit zunehmender Herdtiefe ab. Alle Stationen, deren Epizentralentfernung größer ist als die Entfernung des Schnittpunktes, haben zu kleine Epizentralzeiten gegenüber den herdnahen Stationen, oder mit anderen Worten, die Laufzeiten der P -Wellen sind zu groß. Erst bei einer Herdtiefe $h > 28 \text{ km}$ würden die Epizentralzeiten einander ungefähr gleich werden. Es ist schon aus diesem Falle zu ersehen, daß die Entfernung des Schnittpunktes $< 200 \text{ km}$ sein muß.

Unter Annahme II wurde nun eine Laufzeitkurve berechnet, bei der die Geschwindigkeit oberhalb der Grenz-(Unstetigkeits)fläche nicht mehr konstant ist, sondern mit der Tiefe zunimmt. Bei einer Herdtiefe von 7.5 km liegt jetzt der Schnittpunkt in derselben Entfernung wie bei Annahme I bei $h = 16.8 \text{ km}$. Bei mit der Tiefe zunehmender Geschwindigkeit rückt also unter sonst gleichen Verhältnissen der Schnittpunkt näher an das Epizentrum heran.

Probeweise wurde nun der Einfluß einer Veränderung der Tiefe der Grenzfläche untersucht und in III und IV wurde dieselbe in 45 km angenommen; oberhalb 45 km un stetige Zunahme der Geschwindigkeit in 3 Stufen, unterhalb 45 km wurde wieder für $v = 8.0 (8.2) \text{ km sec.}^{-1}$ angenommen. Vor allem sieht man, daß durch diese Annahmen der Schnittpunkt stark gegen das Epizentrum gerückt wird und daß jetzt die Epizentralzeiten viel besser untereinander übereinstimmen; in Annahme IV sind sogar die Werte von t_E für die weiteren Stationen größer als für die nahen, also umgekehrt wie früher, so daß daraus geschlossen werden kann, daß die Herdtiefe von 22.5 km bereits zu groß ist (bei einer Tiefe der Grenzfläche von 45 km).

Nach den bisherigen Ergebnissen war nun eine Wahl der Herdtiefe und der Tiefe der Unstetigkeitsfläche nicht mehr schwierig. Es wurde die Grenzfläche in 50 km angenommen, der Herd in 17 km . Die Geschwindigkeit oberhalb 50 km nehme in 3 Stufen von 5.4 auf 6.0 km sec.^{-1} zu, um an der Grenzfläche auf 8.2 km sec.^{-1} zu springen. (Annahme V).

Der Schnittpunkt liegt jetzt bei 158 km , d. h. für Stationen, deren $\Delta < 158 \text{ km}$ ist, ist der erste Einsatz eine \bar{P} -Welle (also für Innsbruck und München), für solche mit $\Delta > 158 \text{ km}$ eine P -Welle (für die übrigen Stationen). Die Epizentralzeiten stimmen sehr gut miteinander und als mittlere Epizentralzeit erhält man den Wert $t_E = 18^h 8^m 15.7^{sec} \pm 0.23^{sec}$.

Auf diese Weise ist es gelungen, die Epizentralzeit festzulegen und eine Laufzeitkurve zu bestimmen, die den Beobachtungen möglichst entspricht und andererseits die neuesten Forschungsergebnisse der Seismologie befriedigt. Mit der Berechnung der Laufzeitwerte ist zugleich eine Bestimmung der Herdtiefe verbunden. Es sind nun also, da das Epizentrum als makroseismisch bestimmt angenommen wurde, alle Größen, das sind Epizentralzeit, Herdtiefe und Laufzeitkurve, festgelegt.

Die eingangs erwähnte Geiger'sche Methode wurde nun verwendet, um die Abweichungen von der mittleren Epizentralzeit t_E auszugleichen. Diese Methode ist kurz folgende: $\bar{\varphi}_E, \bar{\lambda}_E$ und \bar{t}_E seien die angenäherten Werte für die Epizentralkoordinaten und -zeit. Nach dem früheren ist die angenäherte Ankunftszeit des Bebens an einer Station $\bar{t}_n = \bar{t}_E + \bar{T}_n$, die beobachtete Ankunftszeit sei t_n^* ; für jede Station wird \bar{t}_n von t_n^* abweichen und diese Abweichung $F_n = t_n^* - \bar{t}_n$ kann für jede Station bestimmt werden. Nun ist nach dem Taylor'schen Satze angenähert

$$F_n = \frac{\partial \bar{t}_n}{\partial \bar{\lambda}_E} \delta \bar{\lambda}_E + \frac{\partial \bar{t}_n}{\partial \bar{\varphi}_E} \delta \bar{\varphi}_E + \frac{\partial \bar{t}_n}{\partial \bar{t}_E} \delta t_E \dots \dots \dots (2)$$

Da $\bar{t}_n = \bar{t}_E + \bar{T}_n$ ist, so ist

$$\frac{\partial \bar{t}_n}{\partial \bar{\lambda}_E} = \frac{\partial \bar{T}_n}{\partial \lambda_E} = a_n, \quad \frac{\partial \bar{t}_n}{\partial \bar{\varphi}_E} = \frac{\partial \bar{T}_n}{\partial \varphi_E} = b_n, \quad \frac{\partial \bar{t}_n}{\partial \bar{t}_E} = 1 \dots \dots \dots (3)$$

Damit erhält die Gleichung (2) die Form

$$F_n = a_n \delta \bar{\lambda}_E + b_n \delta \bar{\varphi}_E + \delta \bar{t}_E \dots \dots \dots (4)$$

Zur Berechnung von a_n und b_n können die Gleichungen (3) folgend umgeformt werden:

$$a_n = \frac{\partial \bar{T}_n}{\partial \bar{\lambda}_E} = \frac{\partial \bar{T}_n}{\partial \bar{\Delta}_n} \cdot \frac{\partial \bar{\Delta}_n}{\partial \bar{\lambda}_E} \dots \dots \dots (5)$$

und analog b_n , wo Δ_n die Entfernung einer Station vom angenäherten Epizentrum bedeutet.

$\frac{\partial \bar{T}_n}{\partial \bar{\Delta}_n}$ (\bar{T}_n in Zeitsekunden, $\bar{\Delta}_n$ in Bogenminuten) kann aus der

Laufzeitkurve entnommen werden. Die Differentialquotienten $\frac{\partial \bar{\Delta}_n}{\partial \bar{\lambda}_E}$ und

$\frac{\partial \bar{\Delta}_n}{\partial \bar{\varphi}_E}$ werden nach Geiger so berechnet, daß außer Δ_n auch die

Entfernung jeder Station von den Punkten

$$(\bar{\lambda}_E + \Delta \lambda_E), \bar{\varphi}_E \text{ und } \bar{\lambda}_E, (\bar{\varphi}_E + \Delta \varphi_E),$$

also von 2 Punkten, die nur um einen bestimmten, aber sonst beliebigen Betrag $\Delta \lambda_E$ und $\Delta \varphi_E$ vom Epizentrum $\bar{\lambda}_E, \bar{\varphi}_E$ entweder der Länge oder der Breite nach variieren, ermittelt wird. Diese Entfernungen seien ${}_\lambda \Delta_n$ und ${}_\varphi \Delta_n$.

$$\text{Dann ist } \frac{\partial \bar{\Delta}_n}{\partial \bar{\lambda}_E} = \frac{{}_\lambda \bar{\Delta}_n - \bar{\Delta}_n}{\Delta \lambda_E} \text{ und } \frac{\partial \bar{\Delta}_n}{\partial \bar{\varphi}_E} = \frac{{}_\varphi \bar{\Delta}_n - \bar{\Delta}_n}{\Delta \varphi_E} \dots \dots \dots (6)$$

und nun können daraus a_n und b_n berechnet werden.

Doch ist eine direkte Bestimmung von $\frac{\delta \bar{\Delta}_n}{\delta \bar{\lambda}_E}$ und $\frac{\delta \bar{\Delta}_n}{\delta \bar{\varphi}_E}$ einfacher und viel genauer. Aus der Distanzgleichung

$$\cos \Delta_n = \sin \bar{\varphi}_E \sin \varphi_n + \cos \bar{\varphi}_E \cos \varphi_n \cos (\bar{\lambda}_E - \lambda_n) \dots \dots \dots (7)$$

ergibt sich durch Differentiation nach $\bar{\lambda}_E$ und $\bar{\varphi}_E$ sofort

$$\frac{\delta \bar{\Delta}_n}{\delta \bar{\lambda}_E} = \frac{\cos \bar{\varphi}_E \cos \varphi_n \sin (\bar{\lambda}_E - \lambda_n)}{\sin \bar{\Delta}_n}$$

$$\frac{\delta \bar{\Delta}_n}{\delta \bar{\varphi}_E} = \frac{\sin \bar{\varphi}_E \cos \varphi_n \cos (\bar{\lambda}_E - \lambda_n) - \cos \bar{\varphi}_E \sin \varphi_n}{\sin \bar{\Delta}_n}$$

daraus nach Gleichung (5) die a_n und b_n .

Für die 6 Stationen wurden so die Werte von a_n , b_n und F_n bestimmt und nach der Methode der kleinsten Quadrate die Korrektionsgrößen $\delta \bar{\lambda}_E$, $\delta \bar{\varphi}_E$ und $\delta \bar{t}_E$ berechnet. Diese Werte sind: $\delta \bar{\lambda}_E = -1.767'$, $\delta \bar{\varphi}_E = -1.597'$, $\delta \bar{t}_E = -0.237^s$ und daraus erhält man als Endwerte für die Epizentralkonstanten folgende Größen:

$$\varphi_0 = 46^\circ 52' 1'', \lambda_0 = 11^\circ 24' 3'', t_0 = 18^h 8^m 15.5^s.$$

Die neuen Epizentraldistanzen sind dann folgende:

	Innsbr.	Münch.	Zürich	Hoh.	Königst.	Wien
$\Delta \text{ km}$	43.65	142.9	220.8	262.7	344.7	402.2

und die neuen Laufzeiten der ersten Einsätze:

a)	5.5	23.8	34.4	38.1	49.0	55.8
b)	5.5	23.4	33.9	39.0	48.9	55.8
$a - b = F'_n 0.0$		+ 0.4	+ 0.5	- 0.9	+ 0.1	0.0
$F_n + 0.2$		+ 0.7	+ 0.1	- 1.0	0.0	+ 0.1

Hier ist a) berechnet nach $t_n^* - t_0 = T_n$ und b) hingegen der theoretischen Laufzeitkurve nach Annahme V, jedoch für die neuen Epizentraldistanzen entnommen worden. Die jetzigen F'_n haben sich gegenüber den F_n dadurch bedeutend verbessert.

Das so verbesserte Epizentrum des Bebens vom 26. März 1924 liegt 4.5 km südwestlich von Sterzing und fällt fast genau mit dem makroseismisch nach Intensitätswerten bestimmten zusammen. Die Epizentralzeit ist 18^h 8^m 15.5^s. Dabei ist eine Herdtiefe von 17 km und eine Tiefe der Unstetigkeitsflächen von 50 km angenommen worden. In Fig. 3 ist nach obiger Annahme (V) die theoretische Laufzeitkurve gezeichnet und die wirklichen Werte der Laufzeiten des ersten Einsatzes jeder Station sind mit einem X eingetragen; die Übereinstimmung ist eine sehr gute.

Die Tiefe der Grenzfläche und die Herdtiefe hängen, wie es den Anschein hat, miteinander zusammen; es ist möglich, eine ebensogute Übereinstimmung zwischen theoretischer Laufzeitkurve und Beobachtung zu erhalten, wenn die Tiefe zu 60 km angenommen und die Herdtiefe vergrößert wird. St. Mohorovičić hat auf p. 379 seiner früher erwähnten Arbeit eine Tabelle der Laufzeiten bei einer Grenzflächentiefe von 60 km für verschiedene Herdtiefen gegeben. Nach dieser Tabelle ergebe sich aus den Laufzeitwerten für die Stationen Zürich, Hohenheim, Königstuhl und Wien (erster Einsatz — P -Welle) eine mittlere Herdtiefe von $24\cdot0\text{ km}$, was mit dem früheren Ergebnis der Größe nach befriedigend übereinstimmt.

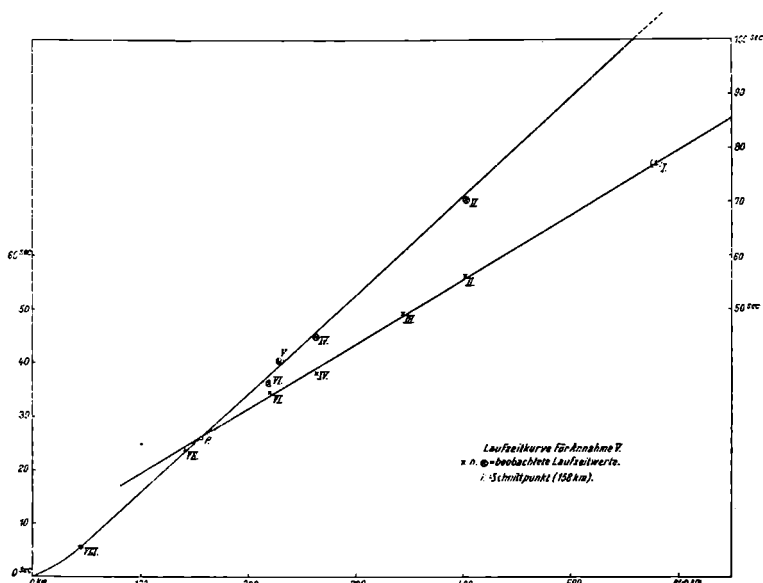


Fig. 3.

Die Bestimmung der weiteren Einsätze.

Für die Stationen Zürich, Hohenheim, Königstuhl und Wien wurde nun aus den Originalseismogrammen ein zweiter scharfer Einsatz gesucht und auch an drei Stationen einwandfrei und scharf festgestellt. Für Königstuhl war die Bestimmung dieses zweiten Einsatzes wegen zu kleiner Registriergeschwindigkeit ($10^s = 1\text{ mm}$) und zu geringer Vergrößerung nicht möglich. Die Eintrittszeiten dieses zweiten Einsatzes (siehe Tab. 1) sind:

Zürich $18^h\ 8^m\ 51\cdot3^s$ (nur bei Querv.-Pic.-Pendel, Vertik.-Komp.),
 Hohenheim . 18 9 0·0 und
 Wien 18 9 25·6.

Um diese zweiten Einsätze zu erklären, wurden aus der theoretischen Laufzeitkurve die Laufzeiten der \bar{P} -Welle für die drei obigen Stationen entnommen:

	Zürich	Hohenheim	Wien
T (theor.)	37·9	45·6	71·3 ^s
T (beob.)	35·8	44·5	70·1

Da Zürich zu nahe am Wendepunkt (Schnittpunkt der Laufzeiten der P - und \bar{P} -Wellen) liegt, also P und \bar{P} fast zusammenfallen, ist eine genaue Festlegung des zweiten Einsatzes als \bar{P} -Welle schwierig. Für Hohenheim und Wien kann aber dieser zweite Einsatz sicher als der der \bar{P} -Wellen angesprochen werden. Eine weitere Bestätigung erfährt diese Annahme, wenn man nach Sieberg, Tab. LI (p. 337), aus den Laufzeitdifferenzen $\bar{P}-P$ die Epizentralentfernung bestimmt (verwendet wurden die Werte der mitteldeutschen Beben nach Gutenberg). Für Hohenheim ist $\bar{P}-P=6\cdot4^s$, was einer Entfernung von 258 km (statt 263 km) entspricht, für Wien ist $\bar{P}-P=14\cdot3^s$, was einer Entfernung von 410 km (statt 402 km) entspricht, also eine sehr gute Übereinstimmung. Nach Annahme V wären diese Differenzen für Hohenheim $6\cdot6^s$, für Wien $15\cdot5^s$.

Da nun die theoretisch festgelegte Laufzeitkurve für die \bar{P} - und P -Wellen mit den Beobachtungen sehr gut übereinstimmt, wurden nach diesen Ergebnissen die Diagramme von Rom und Nördlingen noch einmal durchgesehen. Zuerst wurde die neue Epizentraldistanz für beide Stationen bestimmt; es ist Δ (Nördlingen) = 230·5 km, Δ (Rom) = 577·1 km. Bei Nördlingen zeigt sich nach dem ersten unscharfen Einsatz ein scharfer zweiter um 18^h 8^m 55·6^s, was einer Laufzeit von 40·1^s entspricht; nach der Laufzeitkurve ist für die \bar{P} -Welle bei der Epizentraldistanz von 230·5 km die Laufzeit gleich 39·7^s, so daß dieser zweite scharfe Einsatz sicher der der \bar{P} -Welle ist. Die Aufzeichnung der P -Welle beginnt erst um 18^h 8^m 53·8^s, statt um 3^s früher (Apparat zu wenig empfindlich). Bei einer Entfernung von 577·1 km für Rom müßte der erste Einsatz (P) um 18^h 9^m 32·5^s auftreten; tatsächlich beginnen die ersten Spuren des Bebens, wie nachträglich festgestellt werden konnte, beim Mikroseismograph »Agamennone« um 18^h 9^m 33^s. Dieser Wert ist in der Fig. 3 eingeklammert eingetragen.

In Fig. 3 sind nun die Laufzeiten der \bar{P} -Wellen mit \otimes bezeichnet und auch diese Beobachtungen stimmen gut mit den theoretisch ermittelten überein.

Zum Schlusse wurde noch die Eintrittszeit für die langen Wellen t_L , die meist mit der Eintrittszeit t_M der Maximalphase zusammenfällt, für jede Station bestimmt.

Eintrittszeiten der langen Wellen:

	Innsbr.	Mün.	Zürich	Nördl.	Hoh.	Königst.	Wien
$t_L = 18^h 8^m$	+ 23·9	52·6	77·3	78·4	89·5	114·2	130·2 ^s

Bildet man die Differenzen der Epizentraldistanzen zweier Stationen und dividiert man dieselbe durch den Unterschied der Eintrittszeiten, so erhält man die Geschwindigkeit der langen Wellen,

also $v_L = \frac{\Delta' - \Delta}{t_L' - t_L}$. Aus allen möglichen Kombinationen ergibt sich

mit sehr geringen Abweichungen der Einzelwerte der Betrag von $v_L = 3.35 \pm 0.023 \text{ km sec.}^{-1}$, ein Wert, der mit den von B. Gutenberg gefundenen gut übereinstimmt. Er fand aus den mitteldeutschen Beben für die langen (Oberflächen-)Wellen einen Wert $v_{iL} = 3.75 \text{ km sec.}^{-1}$, und als Geschwindigkeit der Maximalwellen $v_M = 3\frac{1}{4} \text{ km sec.}^{-1}$. Da, wie schon gesagt, die Eintrittszeiten der Oberflächen- und Maximalwellen, besonders bei herdnahen Stationen, sehr schwer zu trennen sind, müßte der Wert für v_L ungefähr dazwischen liegen, was auch der Fall ist.

Trotz des sehr spärlichen Beobachtungsmaterials ist es gelungen, alle wichtigen Größen, wie Epizentrum, Epizentralzeit, Laufzeit und Herdtiefe, des Bebens vom 26. März 1924 sehr gut festzulegen. Die Ergebnisse bestätigen in vollem Umfange die Resultate der neueren Erdbebenforschung.

Aus dem Institut für kosmische Physik der Universität Innsbruck, Mai 1925.

Neue Folge.

- I. Bericht über die Erdbebenbeobachtungen in Lemberg, von W. Láska S 3-05.
- II. Allgemeiner Bericht und Chronik der im Jahre 1900 im Beobachtungsgebiete eingetretenen Erdbeben, von Edmund v. Mojsisovics S 3-70.
- III. Bericht über die seismischen Ereignisse des Jahres 1900 in den deutschen Gebieten Böhmens, von V. Uhlig S 4-80.
- IV. Bericht über die Erdbebenbeobachtungen in Kremsmünster im Jahre 1900, von P. Franz Schwab S 0-95.
- V. Erdbebenstörungen zu Triest, beobachtet am Rebeur-Ehler'schen Horizontalpendel im Jahre 1900, von Eduard Mazelle S 1-90.
- VI. Das nordostböhm. Erdbeben vom 10. Jän. 1901, von J. N. Woldřich S 1-60.
- VII. Erdbeben und Stoßlinien Steiermarks, von R. Hoernes S 3-35.
- VIII. Die Erdbeben Polens. Des historischen Teiles I. Abt., v. W. Láska S 1-30.
- IX. Bericht über die Erdbeben-Beobachtungen in Lemberg während des Jahres 1901, von Prof. Dr. W. Láska S 1-75.
- X. Allgemeiner Bericht und Chronik der im Jahre 1901 im Beobachtungsgebiete eingetretenen Erdbeben, von Edmund v. Mojsisovics S 3-30.
- XI. Erdbebenstörungen zu Triest, beobachtet am Rebeur-Ehler'schen Horizontalpendel im Jahre 1901, nebst einem Anhang über die Aufstellung des Vicentini'schen Mikroseismographen, von Eduard Mazelle S 1-90.
- XII. Bericht über die Erdbebenbeobachtungen in Kremsmünster im Jahre 1901, von Prof. P. Franz Schwab S 0-65.
- XIII. Das Erdbeben von Saloniki am 5. Juli 1902 und der Zusammenhang der makedonischen Beben mit den tektonischen Vorgängen in der Rhodopemasse, von R. Hoernes S 3-20.
- XIV. Über die Berechnung der Fernbeben, von Prof. Dr. W. Láska S 0-50.
- XV. Die mikroseismische Pendelunruhe und ihr Zusammenhang mit Wind und Luftdruck, von Eduard Mazelle S 4-15.
- XVI. Vorläufiger Bericht über das erzgebirgische Schwarmbeben vom 13. Februar bis 25. März 1903, mit einem Anhang über die Nacherschütterungen bis Anfang Mai, von J. Knett S 1-30.
- XVII. Das Erdbeben von Sinj am 2. Juli 1898, von Adolf Faidiga S 4-65.
- XXVIII. Das Erdbeben am Böhm. Pfahl am 26. Nov. 1902, von J. Knett S 1-30.
- XIX. Allgemeiner Bericht und Chronik der im J. 1902 im Beobachtungsgebiete eingetretenen Erdbeben, v. Ed. v. Mojsisovics. (Mit einem Anhang: Bericht über die Aufstellung zweier Seismographen in Přibram, v. Dr. H. Benndorf) S 4-15.
- XX. Erdbebenstörungen zu Triest, beobachtet am Rebeur-Ehler'schen Horizontalpendel im Jahre 1902, von Eduard Mazelle S 2-05.
- XXI. Bericht über die Erdbebenbeobachtungen in Kremsmünster im Jahre 1902, von Prof. P. Franz Schwab S 0-80.
- XXII. Bericht über die seismologischen Aufzeichnungen des Jahres 1902 in Lemberg, von Prof. Dr. W. Láska S 1-10.
- XXIII. Über die Verwendung der Erdbebenbeobachtungen zur Erforschung des Erdinnern, von Prof. Dr. W. Láska S 0-65.
- XXIV. Berichte über das makedonische Erdbeben vom 4. April 1904, von Prof. R. Hoernes S 1-60.
- XXV. Allgemeiner Bericht und Chronik der im Jahre 1903 im Beobachtungsgebiete eingetretenen Erdbeben, von Edmund v. Mojsisovics S 5-45.
- XXVI. Bericht über die Erdbebenbeobachtungen in Kremsmünster im Jahre 1903, von Prof. P. Franz Schwab S 0-65.
- XXVII. Bericht über das Erdbeben in Untersteiermark und Krain am 31. März 1904, von Prof. Dr. R. Hoernes und Prof. F. Seidl S 1-80.
- XXVIII. Jahresbericht des Geodynamischen Observatoriums zu Lemberg für das Jahr 1903, nebst Nachträgen zum Katalog der polnischen Erdbeben, von Prof. Dr. W. Láska S 0-95.
- XXIX. Über die Art der Fortpflanzung der Erdbebenwellen im Erdinneren (I. Mitteilung), von Dr. Hans Benndorf S 0-95.

XXX.	Erdbebenstörungen zu Triest, beobachtet am Rebeur-Ehler'schen Horizontalpendel im Jahre 1903, nebst einer Übersicht der bisherigen fünfjährigen Beobachtungsreihe, von Eduard Mazelle	S 1-45.
XXXI.	Über die Art der Fortpflanzung der Erdbebenwellen im Erdinnern (II. Mitteilung), von Dr. Hans Benndorf	S 2-40.
XXXII.	Über das Mürtzaler Erdbeben v. 1. Mai 1885, v. Dr. F. Heritsch	S 3-85.
XXXIII.	Beschreibung des seismischen Observatoriums der k. k. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien, von Dr. Viktor Conrad	S 1-60.
XXXIV.	Bericht über das Erdbeben vom 19. Februar 1908, von Dr. Franz Noë	S 1-60.
XXXV.	Über die pulsatorischen Oszillationen (mikroseismische Unruhe) des Erdbodens im Winter 1907/1908 in Wien, von Dr. Rudolf Schneider	S 2-40.
XXXVI.	Die zeitliche Verteilung der in den österreichischen Alpen- und Karstländern gefühlten Erdbeben in den J. 1897—1907, v. Dr. V. Conrad	S 1-60.
XXXVII.	Die Geschwindigkeit der Erdbebenwellen in verschiedenen Tiefen, von Prof. W. Trabert	S 0-50.
XXXVIII.	Seismische Laufzeitkurven, von Prof. W. Láska	S 0-65.
XXXIX.	Seismische Registrierungen in Wien, k. k. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, im Jahre 1909 (mit einigen Hilfstabellen zur Analyse von Bebenogrammen), von Dr. V. Conrad	S 2-10.
XL.	Das Scheibbs'er Erdbeben vom 17. Juli 1876, von A. Kowatsch	S 2-70.
XLI.	Seismische Registrierungen in Wien, k. k. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, im Jahre 1910, von Dr. Rudolf Schneider	S 1-90.
XLII.	Bericht über das Erdbeben in den Alpen vom 13. Juli 1910, von Dr. Josef Schorn	S 3-20.
XLIII.	Das mittelsteirische Erdbeben v. 22. Jän. 1912, v. Dr. F. Heritsch	S 1-30.
XLIV.	Die zeitliche Verteilung der in den Jahren 1897 bis 1907 in den österreichischen Alpen- und Karstländern gefühlten Erdbeben (ein Beitrag zum Studium der sekundär auslösenden Ursachen der Erdbeben) (II. Mitteilung), von Prof. V. Conrad	S 1-30.
XLV.	Seismische Registrierungen in Wien, k. k. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, im Jahre 1911, von Dr. Rudolf Schneider	S 2-10.
XLVI.	Über die Bestimmung von Azimut und scheinbarem Emergenzwinkel longitudinaler Erdbebenwellen, von H. Benndorf	S 0-95.
XLVII.	Seismische Registrierungen in Wien, k. k. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, im Jahre 1912, von Dr. Rudolf Schneider	S 2-10.
XLVIII.	Seismische Aufzeichnungen in Laibach, gewonnen an der Erdbebenwarte im Jahre 1913, von Prof. A. Achitsch	S 1-30.
XLIX.	Das Judenburger Erdbeben am 1. Mai 1916, von Dr. F. Heritsch	S 1-10.
L.	Vorrichtung zum mechanischen Auswerten von Bebenkurven, von Wilhelm Schmidt	S 0-80.
51.	Das Oberburger Erdbeben vom 28. Oktober 1916 und seine Nachbeben, von Franz Heritsch und Norbert Stücker	S 1-45.
52.	Das Erdbeben von Rann an der Save vom 29. Jänner 1917, von Dr. A. Tornquist	S 6-40.
53.	Transversalbeben in den nordöstlichen Alpen, von F. Heritsch	S 1-75.
54.	Das Judenburger Erdbeben vom 1. Mai 1916, von N. Stücker	S 0-65.
55.	Das Erdbeben von Rann an der Save vom 29. Jänner 1917. Zweiter Teil. Die Tektonik der Bucht von Landstraß und ihre Beziehungen zu den Erderschütterungen, von F. Heritsch und F. Seidl	S 7-65.
56.	Über Brontidi in der Ranner Erdbebenserie des Jahres 1917 nebst Bemerkungen über Erdbebengeräusche, von F. Heritsch	S 0-65.
57.	Über die Drehungen beim Ranner Erdbeben vom 29. Jänner 1917, von F. Heritsch und R. Schwinner	S 2-40.
58.	Die Erdbeben des östlichen Teiles der Ostalpen, ihre Beziehungen zur Tektonik und zu den Schwereanomalien, von Dr. F. Kautsky	S 3-20.
59.	Laufzeitkurven des Tauernbebens vom 28. November 1923, von V. Conrad	S 1-60.