

Akademie der Wissenschaften in Wien
Mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse

Mitteilungen der Erdbeben-Kommission

Neue Folge — Nr. 59

Laufzeitkurven
des Tauernbebens vom 28. November 1923

Von

Victor Conrad (Wien)

Gedruckt mit Unterstützung aus dem Jerome und Margaret Stonborough-Fonds

Wien 1925

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

Die »Mitteilungen der Erdbeben-Kommission« erschienen bisher in den Sitzungsberichten der mathem.-naturw. Klasse, Abteilung I. Von nun an werden sie als besondere Ausgabe veröffentlicht werden.

Bisher sind folgende Nummern der »Mitteilungen« ausgegeben worden:

- I. Bericht über die Organisation der Erdbeben-Beobachtung nebst Mitteilungen über während des J. 1896 erfolgte Erdbeben, zusammengestellt von Ed. v. Mojsisovics (Sitz. Ber., Bd. 106 [1897], Abt. I, Heft II) — K 80 h.
- II. Bericht über das Erdbeben von Brück am 3. November 1896, von Friedrich Becke (Sitz. Ber., Bd. 106 [1897], Abt. I, Heft II) — K 50 h.
- III. Bericht über das Erdbeben vom 5. Jänner 1897 im südlichen Böhmerwalde, von Friedrich Becke (Sitz. Ber., Bd. 106 [1897], Abt. I, Heft III) — K 40 h.
- 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) — K 40 h.
- 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) 3 K 40 h.
- VI. Die Erderschütterungen Laibachs in den Jahren 1851 bis 1886, vorwiegend nach den handschriftlichen Aufzeichnungen K. Deschmanns, von Ferdinand Seidl (Sitz. Ber., Bd. 107 [1898], Abt. I, Heft VI) — K 50 h.
- VII. Verhalten der Karlsbader Thermen während des volgländisch-westböhmisches Erdbebens im Oktober–November 1897, von Josef Knett (Sitz. Ber., Bd. 107 [1898], Abt. I, Heft VI) 2 K 60 h.
- VIII. Bericht über das Graslitzer Erdbeben vom 24. Oktober bis 25. November 1897, von Friedrich Becke (Sitz. Ber., Bd. 107 [1898], Abt. I, Heft VII) 5 K 40 h.
- IX. Bericht über die unterirdische Detonation von Melnik in Böhmen vom 8. Apr. 1898, v. J. N. Woldřich (Sitz. Ber., Bd. 107 [1898], Abt. I, Heft X) — K 90 h.
- 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) 3 K 20 h.
- 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) 1 K — h.
- XII. Übersicht der Laibacher Osterbebenperiode für die Zeit vom 16. April 1898 bis Ende Dez. 1898, v. F. Seidl (Sitz. Ber., Bd. 108 [1899], Abt. I, Heft V) — K 70 h.
- XIII. Bericht über das obersteierische Beben vom 27. November 1898, von Rudolf Hoernes (Sitz. Ber., Bd. 108 [1899], Abt. I, Heft V) 1 K 10 h.
- 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) 2 K 10 h.
- XV. Bericht über Erdbebenbeobachtungen in Kremsmünster, von Franz Schwab (Sitz. Ber., Bd. 109 [1900], Abt. I, Heft II) 1 K 10 h.
- XVI. Bericht über das niederösterreichische Beben vom 11. Juni 1899, von F. Noë (Sitz. Ber., Bd. 109 [1900], Abt. I, Heft II) — K 60 h.
- 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) — K 90 h.
- 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) 3 K 30 h.
- 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) 3 K 20 h.
- XX. Über die Beziehungen zwischen Erdbeben und Detonationen, von Josef Knett (Sitz. Ber., Bd. 109 [1900], Abt. I, Heft IX) — K 80 h.
- XXI. Bericht über das Detonationsphänomen im Duppauer Gebirge am 14. August 1899, von Josef Knett (Sitz. Ber., Bd. 109 [1900], Abt. I, Heft IX) 1 K — h.

Neue Folge.

- I. Bericht über die Erdbebenbeobachtungen in Lemberg, von W. Láška 1 K 90 h.
- II. Allgemeiner Bericht und Chronik der im Jahre 1900 im Beobachtungsgebiete eingetretenen Erdbeben, von Edmund v. Mojsisovics 2 K 30 h.
- III. Bericht über die seismischen Ereignisse des Jahres 1900 in den deutschen Gebieten Böhmens, von V. Uhlig 3 K — h.
- IV. Bericht über die Erdbebenbeobachtungen in Kremsmünster im Jahre 1900, von P. Franz Schwab — K 60 h.
- V. Erdbebenstörungen zu Triest, beobachtet am Rebeur-Ehlerl'schen Horizontalpendel im Jahre 1900, von Eduard Mazelle 1 K — h.
- VI. Das nordostböhm. Erdbeben vom 10. Jän. 1901, von J. N. Woldfich 1 K 60 h.
- VII. Erdbeben und Stoßlinien Steiermarks, von R. Hoernes 2 K 10 h.
- VIII. Die Erdbeben Polens. Des historischen Teiles I. Abt., v. W. Láška — K 80 h.
- IX. Bericht über die Erdbeben-Beobachtungen in Lemberg während des Jahres 1901, von Prof. Dr. W. Láška 1 K 10 h.
- X. Allgemeiner Bericht und Chronik der im Jahre 1901 im Beobachtungsgebiete eingetretenen Erdbeben, von Edmund v. Mojsisovics 3 K 30 h.
- XI. Erdbebenstörungen zu Triest, beobachtet am Rebeur-Ehlerl'schen Horizontalpendel im Jahre 1901, nebst einem Anhang über die Aufstellung des Vicentini'schen Mikroseismographen, von Eduard Mazelle 1 K 20 h.
- XII. Bericht über die Erdbebenbeobachtungen in Kremsmünster im Jahre 1901, von Prof. P. Franz Schwab — K 40 h.
- 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 2 K — h.
- XIV. Über die Berechnung der Fernbeben, von Prof. Dr. W. Láška . . . — K 30 h.
- XV. Die mikroseismische Pendelunruhe und ihr Zusammenhang mit Wind und Luftdruck, von Eduard Mazelle 2 K 60 h.
- 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 — K 80 h.
- XVII. Das Erdbeben von Sinjam 2. Juli 1898, von A. Faidiga 2 K 90 h.
- XVIII. Das Erdbeben am Böhm. Pfahl am 26. Nov. 1902, von J. Knett. — K 80 h.
- 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 Pöbram, v. Dr. H. Benndorf.) 2 K 60 h.
- XX. Erdbebenstörungen zu Triest, beobachtet am Rebeur-Ehlerl'schen Horizontalpendel im Jahre 1902, von Eduard Mazelle 1 K 40 h.
- XXI. Bericht über die Erdbebenbeobachtungen in Kremsmünster im Jahre 1902, von Prof. P. Franz Schwab — K 50 h.
- XXII. Bericht über die seismologischen Aufzeichnungen des Jahres 1902 in Lemberg, von Prof. Dr. W. Láška — K 70 h.
- XXIII. Über die Verwendung der Erdbebenbeobachtungen zur Erforschung des Erdinneren, von Prof. Dr. W. Láška — K 40 h.
- XXIV. Berichte über das makedonische Erdbeben vom 4. April 1904, von Prof. R. Hoernes 1 K — h.
- XXV. Allgemeiner Bericht und Chronik der im Jahre 1903 im Beobachtungsgebiete eingetretenen Erdbeben, von Edmund v. Mojsisovics 3 K 40 h.
- XXVI. Bericht über die Erdbebenbeobachtungen in Kremsmünster im Jahre 1903, von Prof. P. Franz Schwab — K 40 h.
- XXVII. Bericht über das Erdbeben in Untersteiermark und Krain am 31. März 1904, von Prof. Dr. R. Hoernes und Prof. F. Seidl 1 K — h.
- XXVIII. Jahresbericht des Geodynamischen Observatoriums zu Lemberg für das Jahr 1903, nebst Nachrichten zum Katalog der polnischen Erdbeben, von Prof. Dr. W. Láška — K 60 h.
- XXIX. Über die Art der Fortpflanzung der Erdbebenwellen im Erdinneren (I. Mitteilung), von Dr. Hans Benndorf — K 60 h.

- XXX. Erdbebenstörungen zu Triest, beobachtet am Rebeur-Ehler'schen Horizontalpendel im Jahre 1903, nebst einer Übersicht der bisherigen fünfjährigen Beobachtungsreihe, von Eduard Mazelle — K 90 h.
- XXXI. Über die Art der Fortpflanzung der Erdbebenwellen im Erdinnern (II. Mitteilung), von Dr. Hans Benndorf 1 K 50 h.
- XXXII. Über das Mürtzaler Erdbeben v. 1. Mai 1885, v. Dr. F. Heritsch . 2 K 40 h.
- XXXIII. Beschreibung des seismischen Observatoriums der k. k. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien, von Dr. Viktor Conrad 1 K — h.
- XXXIV. Bericht über das Erdbeben vom 19. Februar 1908, von Dr. Franz Nöe 1 K — h.
- XXXV. Über die pulsatorischen Oszillationen (mikroseismische Unruhe) des Erdbodens im Winter 1907/1908 in Wien, von Dr. Rudolf Schneider . 1 K 50 h.
- XXXVI. Die zeitliche Verteilung der in den österreichischen Alpen- und Karstländern gefühlten Erdbeben in den J. 1897—1907, v. Dr. V. Conrad 1 K — h.
- XXXVII. Die Geschwindigkeit der Erdbebenwellen in verschiedenen Tiefen, von Prof. W. Trabert — K 30 h.
- XXXVIII. Seismische Laufzeitkurven, von Prof. W. Láska — K 40 h.
- 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 1 K 30 h.
- XL. Das Scheibser Erdbeben vom 17. Juli 1876, von A. Kowatsch . 1 K 70 h.
- XL I. Seismische Registrierungen in Wien, k. k. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, im Jahre 1910, von Dr. Rudolf Schneider . . 1 K 20 h.
- XLII. Bericht über das Erdbeben in den Alpen vom 13. Juli 1910, von Dr. Josef Schorn 2 K — h.
- XLIII. Das mittelsteirische Erdbeben v. 22. Jän. 1912, v. Dr. F. Heritsch — K 80 h.
- 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 — K 80 h.
- XLV. Seismische Registrierungen in Wien, k. k. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, im Jahre 1911, von Dr. Rudolf Schneider . . 1 K 30 h.
- XLVI. Über die Bestimmung von Azimut und scheinbarem Emergenzwinkel longitudinaler Erdbebenwellen, von H. Benndorf — K 60 h.
- XLVII. Seismische Registrierungen in Wien, k. k. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, im Jahre 1912, von Dr. Rudolf Schneider . . . 1 K 30 h.
- XLVIII. Seismische Aufzeichnungen in Laibach, gewonnen an der Erdbebenwarte im Jahre 1913, von Prof. A. Achitsch — K 80 h.
- XLIX. Das Judenburger Erdbeben am 1. Mai 1916, von Dr. F. Heritsch — K 50 h.
- L. Vorrichtung zum mechanischen Auswerten von Bebenkurven, von Wilhelm Schmidt — K 50 h.
51. Das Oberburger Erdbeben vom 28. Oktober 1916 und seine Nachbeben, von Franz Heritsch und Norbert Stücker 1 K 30 h.
52. Das Erdbeben von Rann an der Save vom 29. Jänner 1917, von Dr. A. Tornquist 5 K — h.
53. Transversalbeben in den nordöstlichen Alpen, von F. Heritsch . 2 K 20 h.
54. Das Judenburger Erdbeben vom 1. Mai 1916, von N. Stücker . . — K 60 h.
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 40 K — h.
56. Über Brontidi in der Ranner Erdbebenserie des Jahres 1917 nebst Bemerkungen über Erdbebengeräusche, von F. Heritsch 4 K 80 h.
57. Über die Drehungen beim Ranner Erdbeben vom 29. Jänner 1917, von F. Heritsch und R. Schwinner 1 K 50 h.
58. Die Erdbeben des östlichen Teiles der Ostalpen, ihre Beziehungen zur Tektonik und zu den Schwereanomalien, von Dr. F. Kautsky. 2 K — h.

Laufzeitkurven des Tauernbebens vom 28. November 1923

Von

Victor Conrad (Wien)

(Vorgelegt in der Sitzung am 30. April 1925)

Einleitung.

Am Morgen des 28. November 1923 ereignete sich im Tauerngebiet ein Beben, dessen Stärke von den Beobachtern mit dem Grad VI der Forel-Mercalli'schen Skala angegeben wurde. Das pleistoseiste Gebiet befindet sich im Raume zwischen $13^{\circ} 30'$ und $14^{\circ} 25'$ E. L. v. Gr. und $46^{\circ} 40'$ und $47^{\circ} 10'$ N. B.¹ Es ist das Ursprungsgebiet von Mur und Lieser, das den Niederen Tauern angehört. Das makroseismische Schüttergebiet war ein ausnehmend großes. Es reichte in westlicher Richtung weit nach Tirol und Württemberg² hinein. In nördlicher Richtung überschreitet der makroseismische Bereich nur wenig die Donau, reicht im O zirkum bis Graz, im NO bis Wien. Der Umstand, daß es sich hier einerseits um ein Beben handelt, dessen Herd unter den Hochalpen gelegen ist, sowie die Größe des Schüttergebietes legten mir den Gedanken einer mikroseismischen Bearbeitung nahe. Gerade die Nahbeben scheinen noch so viele Probleme zu stellen, daß die monographische Bearbeitung der seltenen stärkeren alpinen Beben wünschenswert erscheinen muß. Nur auf diesem Wege wird es möglich sein, durch Vergleichung bestimmte Details in den Wegen der Erdbebenstrahlen zu erschließen, vielleicht auch lokale, geologisch bedingte Konstitutionsunterschiede in der äußersten Erdkruste kennen zu lernen. Soviel mir bekannt ist, wurden nur einige wenige Beben mit alpinem Herd näher untersucht.³

¹ Die auf die makroseismischen Beobachtungen gestützten Resultate verdanke ich den freundlichen Mitteilungen des Sekretärs der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Herrn Dr. J. N. Dörr, der die Beobachtungen gesammelt und geographisch-statistisch bearbeitet hat.

² Herr Hofrat Prof. Dr. J. Mack hatte die Güte, mir hierüber folgendes zu schreiben: »Bemerkenswerterweise ist das fragliche Beben hier (Stuttgart) verspürt worden, und zwar von meinem geologischen Kollegen Prof. Dr. Plieninger, der zum genau richtigen Zeitpunkt ein eigenartiges Geräusch in den Wänden wahrnahm...«

³ Z. B. N. Stücker, Das Judenburger Beben vom 1. Mai 1916. Mitt. der Erdbeben-Kommission d. Akad. d. Wissensch. Wien, Nr. 54, Wien 1918.

A. de Quervain, Ann. d. Met. Zentralanst. Zürich 1915, »Die drei Tunnelbeben von Grenchen«; Jahresber. d. schweiz. Erdbebendienstes 1913; »Über die Herdtiefe des Graubündner Erdbebenschwarmes«. Obige Publ. 1914.

Das mir zur Verfügung stehende Beobachtungsmaterial war freilich ziemlich spärlich und leidet an einer sehr ungleichmäßigen Verteilung in Bezug auf das Epizentrum. Wie aus dem Späteren hervorgehen wird, liegt die herdnächste Station noch 169 km vom Epizentrum. Zwischen den wegen der Lage des Inflexionspunktes sehr kritischen Distanzen 230 und 374 km fehlen Stationen überhaupt. Aus den früher erwähnten Gründen aber, besonders wegen der Seltenheit stärkerer alpiner Erschütterungen, glaube ich dennoch die erhaltenen Resultate mitteilen zu sollen.

1. Beobachtungsmaterial.

Die folgenden Tabellen geben die Positionen und Epizentraldistanzen der Stationen und die aus den vorhandenen Diagrammen abgelesenen und auf mittlere Greenwich-Zeit korrigierten Zeiten der auffallenden Einsätze wieder.

Die Ausmessung der Diagramme geschah für jede Station drei- bis fünfmal in weit voneinander abliegenden Zeiten, die so groß bemessen waren, daß jedes Erinnerungsbild verwischt sein mußte.¹

Die Verlässlichkeit der Messungen mag an drei Beispielen gezeigt werden:

1. Die Station Zürich ist mit drei Komponenten des Quervain-Picard'schen Seismographen vertreten. Die drei Diagramme wurden im Verlauf von zehn Monaten dreimal zur Gänze durchgemessen. Das Mittel der neun Zeiten des ersten Einsatzes, die sich dabei ergaben, weist einen mittleren Fehler von

$$\pm 0.00^s = \sqrt{\frac{[\lambda \lambda]}{n-1}} \text{ auf}^2$$

Die drei Bestimmungen des ersten Einsatzes der Z-Komponente ergaben noch in den Zehntelsekunden identische Werte. Der Quervain'sche Apparat hat eine Registriergeschwindigkeit von rund 60 mm/sec.

2. Vier Messungen des ersten Einsatzes auf dem Diagramm des Wiechert'schen astatischen Pendels in Hohenheim-Stuttgart ergaben folgende Werte bei einer Registriergeschwindigkeit von rund 15 mm/sec.:

$$\text{Gr. Z. } 6^h 7^m + 41.3, 41.2, 41.5, 41.2^s.$$

Die Ausmessungen wurden unabhängig voneinander im Jänner, Juli, Dezember 1924 und im März 1925 vorgenommen.

¹ Dieses Verfahren wurde bereits von K. Mainka angewendet (Beiträge zur Geophysik, 14 [1915], p. 39).

² Der mittlere Fehler der Einzelbeobachtung beträgt daher $\pm 0.06^s$.

3. Zu den gleichen Terminen gemachte Bestimmungen des ersten sehr scharfen Einsatzes in Innsbruck (Mainka-Pendel) ergaben folgende Zeiten:

$$\text{Gr. Z. } 6^h 7^m + 14.8, 14.8, 15.1, 15.0^s.$$

Das Mainka-Pendel in Innsbruck hat von allen in Betracht kommenden Instrumenten die kleinste Registriergeschwindigkeit von nur 8 mm/sec.

Die angeführten Beispiele mögen als Charakteristik der Verlässlichkeit der Ausmessungen genügen. Scharfe Einsätze dürften so mit einer Genauigkeit von mindestens $\pm 0.3^s$ ermittelt worden sein. Auch die Zeiten der verwendeten Stationen dürften einwandfrei sein. Eine Genauigkeitsbestimmung der Stationszeiten an sich, ohne Zuhilfenahme der Laufzeiten ist leider nicht möglich. Angaben und Untersuchungen in dieser Richtung wären namentlich, wenn es sich um die Bearbeitung von Nahbeben handelt, äußerst wünschenswert.

Tabelle I.

Positionen und Epizentraldistanzen Δ der verwendeten Registrier-Stationen.

Stationsname	φ	λ	Δ°	$\Delta \text{ km}$
Innsbruck	47° 16'	11° 24'	1° 31.9'	169
München	48° 8.8'	11° 36.5'	1° 43.4'	191
Wien	48° 14.9'	16° 21.7'	2° 2.2'	226
Agram	45° 48.9'	15° 58.9'	2° 4.1'	230
Hohenheim	48° 43.0'	9° 12.7'	3° 22.3'	374
Zürich	47° 22.1'	8° 34.8'	3° 29.9'	388
Piacenza	45° 3'	9° 40'	3° 32.0'	392
Straßburg.....	48° 35.1'	7° 45.9'	4° 12.6'	468
Göttingen.....	51° 33'	9° 58'	4° 57.9'	552
Potsdam.....	52° 22.9'	13° 4.0'	5° 10.9'	576
Hamburg.....	53° 33.6'	9° 58.9'	6° 46.6'	752
De Bilt.....	52° 06'	5° 11'	7° 22.0'	818

In der folgenden Tabelle II erscheinen die Stationen in der Reihenfolge wachsender Epizentraldistanzen, gemäß Tabelle I.

Tabelle II.

Ableesungen an den Diagrammen, M. Gr. Z. 6^h 7^m +.

Innsbruck.			München.			Wien.		
Phase	Zeit Sek.	Gewicht	Phase	Zeit Sek.	Gewicht	Phase	Zeit Sek.	Gewicht
<i>P</i>	14·7	3	\bar{P}	20·6	1	<i>P</i>	23·5	2
\bar{P}	16·9	3		21·6	2	<i>P</i> *	25·1	3
	25·6	3		22·8	2	\bar{P}	27·7	2
β	27·8	2	<i>d</i> ?	25·1	2		30·6	2
	35·7	1	<i>L</i>	43·9	2	<i>d</i>	35·5	2
<i>L</i>	36·5	0		45·6	3	α	41·2	1
	37·9	2	<i>M</i> ₁	49·1		β	46·8	2
<i>M</i> ₁	41·8		<i>M</i> ₂	61·5		<i>L</i>	52·5	1
	50·8		<i>M</i> ₃	72·4		<i>R</i> _S \bar{P} \bar{S} ₂	56·5	2
<i>M</i> ₃	66·5						65·1	
<i>M</i> ₄	77·0					<i>M</i> ₂	70·6	
<i>M</i> ₅	86·8						76·5	
<i>M</i> ₆	95·8						77·7	
	102·0					<i>M</i> ₃	84·3	
	110·8						85·0	
						<i>M</i> ₁	92·3	
						<i>M</i> ₅	103·1	
							124·2	
							151·9	
							205·6	

Ad Tabelle II.
Ablesungen an den Diagrammen, M. Gr. Z. 6^h 7^m +.

Agram.			Hohenheim.			Zürich.		
Phase	Zeit Sek.	Gewicht	Phase	Zeit Sek.	Gewicht	Phase	Zeit Sek.	Gewicht
	21·5	3		41·3	3		42·6	3
<i>P</i>	23·4	2	<i>P</i>	43·7	1	<i>P</i>	43·7	1
<i>P*</i>	25·3	1		45·6	2		45·4	2
\bar{P}	28·1	2	<i>P*</i>	47·9	2	<i>P*</i>	50·6	3
	30·8	1		50·5	3	\bar{P}	54·7	2
$\alpha ?$	43·1	1	\bar{P}	52·9	3		76·6	3
<i>L</i>	53·5	2	<i>d</i>	70·8	3	<i>g</i>	86·1	2
$R_S \bar{P} \bar{S}_2$	57·8	2		75·6	3		90·6	3
<i>M</i> ₁	59·4		<i>g</i>	83·7	3	$\beta ?$	95·3	2
	68·3		β	90·2	2	$R_S \bar{P} \bar{S}_2$	99·1	1
				91·4	2	<i>L</i>	101·4	
<i>M</i> ₆	111·4			93·3	2	<i>M</i> ₁	106·6	
	119·4		$R_S \bar{P} \bar{S}_2$	95·6	1		111·3	
	174·1		<i>L</i>	96·6	3	<i>M</i> ₂	119·3	
				101·4			128·4	
			<i>M</i> ₁	102·0		<i>M</i> ₃	134·4	
				104·0			148·1	
				107·2		<i>M</i> ₆	157·5	
				109·6			172·6	
				114·4			175·9	
			<i>M</i> ₂	117·4			181·1	
							187·2	
							192·1	
							206·7	

Ad Tabelle II.
Ableesungen an den Diagrammen, M. Gr. Z. 6^h 7^m +.

Piacenza.			Straßburg.			Göttingen.					
Phase	Zeit Sek.	Gewicht	Phase	Zeit Sek.	Gewicht	Phase	Zeit Sek.	Gewicht	Phase	Zeit Sek.	Gewicht
P^*	50·6	1	P	54·9	0	P	64·6	1		137·4	1
	52·6	1		57·0	0		65·5	3		139·6	0
	70·5	2		67·4	1		66·2	1	$R_S \bar{P} \bar{S}_2$	143·5	1
	86·7	2	\bar{P}	70·5	1		66·9	0		146·5	3
g	89·6	3		72·0	3		72·1	2		148·6	0
β	95·2	3		78·3	1		73·4	2	L	150·1	3
$R_S \bar{P} \bar{S}_2$	98·4	3		82·1	0		75·1	0	M_1	155·0	
$L ?$	103·8	0	d	92·5	2		76·5	0		158·6	
M_1	107·3		α	103·7	3	P^*	77·3	0		162·4	
	110·8			112·6	2		78·8	0		166·8	
M_2	120·2		L	124·7	3		82·6	3	M_2	168·2	
M_4	128·8		M_1	130·1		\bar{P}	85·4	3		172·1	
M_5	153·0		M_3	152·2			88·9	0	M_3	187·1	
M_6	160·5		M_4	162·8			95·5	0		194·1	
	200·0			194·6			99·8	0	$M_5 ?$	196·9	
	211·9			204·5			105·1	1	$M_6 ?$	215·3	
	261·3						108·2	0			
						d	111·2	0			
							120·0	1			
						α	125·0	3			
						$g ?$	127·0	2			
							130·2	0			
							133·9	1			
							136·2	1			

Ad Tabelle II.

Ablesungen an den Diagrammen, M. Gr. Z. 6^h 7^m +.

Potsdam.			Hamburg.			De Bilt.		
Phase	Zeit Sek.	Gewicht	Phase	Zeit Sek.	Gewicht	Phase	Zeit Sek.	Gewicht
α	130·1	1	Auftauchen	140·3	0	$\beta, RS \bar{P} \bar{S}_2$	217·7	2
$RS \bar{P} \bar{S}_2$	150·8	3	d	161·9	0	L	229·1	2
L	157·0	3	$\beta, RS \bar{P} \bar{S}_2$	201·3	1		234·4	
M_1	165·2		L	208·8	1	M_1	239·1	
	169·5		M_1	214·9		M_2	248·2	
M_2	177·2	3		218·1			254·2	
	187·2			227·6				
	193·5		M_2	230·3				
	207·0		M_3	241·8				
	253·5		M_1	252·1				
	282·6		M_6	269·6				
	293·5			274·0				
				279·4				
				287·3				

Die Erklärung der verschiedenen Phasenbezeichnungen folgt bei der späteren Besprechung der Laufzeitkurven.

Für Einsätze, denen keine Phasenbezeichnung beigelegt wurde, wurde auch keine Laufzeitkurve aufgestellt. Die Gewichtsverteilung erfolgte teils gefühlsmäßig nach dem Aussehen des Diagramms, teils nach dem Gesichtspunkte, ob der betreffende Einsatz bei den verschiedenen Ausmessungen immer wieder aufgefunden wurde oder nicht.

2. Bestimmung des Epizentralortes.

Den ersten Anhaltspunkt für die Festlegung des Epizentrums boten die makroseismischen Beobachtungen. Die Orte, an denen das Beben am stärksten gefühlt wurde (Stärke $\geq 5\frac{1}{2}$ der Forel-Mercalli'schen Skala) lassen sich ziemlich zwanglos in eine Ellipse einschließen, der eine große Achse von zirka 70 km, eine kleine von rund 50 km zukommt. Ihr Mittelpunkt, der vielleicht als makroseismisches Epizentrum angesehen werden könnte, hat ungefähr die Koordinaten 14° E. von Gr. und 47° N. B. Ein größeres Gewicht einer solchen Bestimmung zuzuweisen, schiene speziell in den Alpen verfehlt. Die Beobachtungsmöglichkeit ist an die Siedlungen gebunden. Auch die obigen Daten verdanke ich den äußerst mühevollen kartographischen Darstellungen der makroseismischen Beobachtungen, in die mich Herr Dr. J. N. Dörr zur Bestimmung der oben genannten Werte Einsicht nehmen ließ.

Es wurden nun auf Grund der Laufzeitkurven von A. Mohorovičić¹ vorläufige Epizentraldistanzen für eine Anzahl von Stationen bestimmt. Herr Dr. Dörr hatte die entsprechenden Distanzkreise in eine Karte eingetragen. Der Schwerpunkt der Schnittfigur hatte die Koordinaten $13^\circ 22'$ E. von Gr. und $47^\circ 10'$ N. B.

Weiter wurde die Hyperbelmethode von A. Mohorovičić² auf die Stationen Göttingen, Zürich, Hohenheim angewendet. Die Konstruktion ergab die Koordinaten $13^\circ 32'$ E. von Gr. und $47^\circ 8'$ N. B.

Schließlich wurde noch die von Galitzin³ angegebene Methode der Stationspaare gleicher Eintrittszeiten zu Rate gezogen. Die Schwierigkeit bestand hier darin, daß keine Paare vorhanden waren, bei denen wirkliche Gleichzeitigkeit (innerhalb der Beobachtungsfehler) bestand. Als das eine Stationspaar diente Wien—Agram mit einer Zeitdifferenz von $2 \cdot 0^s$; das andere Stationspaar

¹ »Das Beben vom 8. Oktober 1909«, Agram. Jahrb. d. met. Obs. 9 (1909), 4. Teil, Abschnitt 1.

² Beiträge zur Geophysik, 14 (1916), 3. Heft, p. 203, siehe auch V. Conrad »Dynamische Geologie«, Enzykl. d. math. Wiss. VI., Bd. 1, p. 487.

³ Dyn. Geol. etc., p. 487.

war Zürich—Hohenheim. Im letzteren Falle betrug die Zeitdifferenz der Einsätze $1 \cdot 3^s$. B. Gutenberg¹ hat gezeigt, daß die Fehler, die entstehen, wenn man die Galitzin'sche Methode trotz kleiner Zeitdifferenzen anwendet, klein bleiben. Es ergaben sich nach der Galitzin'schen Methode, die nicht rechnerisch, sondern graphisch durchgeführt wurde, die Werte $13^\circ 22' E.$ und $47^\circ 7' N.$

Die Lage der Stationen ist eine ziemlich ungünstige, so daß sowohl die Hyperbeln der Methode von Mohorovičić als die Symmetrielinien der Stationspaare sich in sehr spitzen Winkeln schneiden. Als approximative Näherungswerte wurden daher die Koordinaten des Schwerpunkts der Schnittfigur der Distanzkreise angenommen. Die definitive Berechnung der Epizentralkoordinaten erfolgte nach den von L. Geiger² angegebenen Formeln. Es wurden abermals die Zeiten des ersten Einsatzes von Göttingen, Hohenheim und Zürich verwendet. Die dem Epizentrum naheliegenden Stationen wurden grundsätzlich ausgeschieden, da nur die P -Kurve, nicht aber die \bar{P} -Kurve als Gerade anzusehen ist. Bei epizentralnahen Stationen kann man aber, bevor nicht Laufzeitkurven vorliegen, nie wissen, ob der erste Einsatz von den P oder \bar{P} -Wellen herrührt. Während z. B. Innsbruck noch den P -Einsatz registriert, gehört der erste Einsatz im Diagramm des vom Epizentrum weiter gelegenen München den \bar{P} -Wellen an.³ Auch A. Mohorovičić (l. c.) hat davor gewarnt, Stationen, die näher als $300 km$ liegen, zur Bestimmung des Epizentrums zu verwenden. Die Rechnung ergab die als definitiv angenommenen Epizentralkoordinaten:

$$\varphi_H = 47^\circ 12 \cdot 4' NB, \quad \lambda_H = 13^\circ 42 \cdot 5' E. Gr.$$

Die in Tabelle I angegebenen Distanzen wurden mit diesen Werten und der Formel $\cos \Delta = \sin \varphi \sin \varphi_H + \cos \varphi \cos \varphi_H \cos (\lambda - \lambda_H)$ berechnet.

Die Verbesserungen gegen die Annahme $13^\circ 22' E.$ und $47^\circ 10' N.$ betragen $\delta \varphi = + 2 \cdot 4'$, $\delta \lambda = + 20 \cdot 5'$. Die aus der P -Kurve extrapolierte Zeit für die Distanz Null ergab sich zu $6^h 49 \cdot 1^s$ Gr. Z. Zur Kontrolle wurden die gefundenen Verbesserungen in die Bedingungsgleichungen eingesetzt und ergeben statt Null die Werte $0 \cdot 006$, $0 \cdot 001$ und $0 \cdot 001$, so daß die Lösung als befriedigend anzusehen ist.

Der Herd liegt unter einem im Winter völlig unbewohnten Gebiet am südlichen Teil vom Osthange des Grates, der sich vom Hundstein ($2607 m$) über die Zehnerkarspitze ($2454 m$) gegen

¹ Die mitteleuropäischen Beben vom 16. Nov. 1911 und vom 20. Juli 1913. Veröff. d. Zentralbüros der Intern. Seism. Assoc., Straßburg 1915.

² Göttinger Nachr., 1910, p. 331.

³ Siehe Tabelle II.

den Tamsweger Kessel (Lungau) absenkt. (Nach der österreichischen Spezialkarte 1:75000.)

Bemerkenswert mag noch sein, daß hier wenigstens das von A. Mohorovičić angegebene Prinzip des geometrischen Orts (die Galitzin'sche Methode ist geometrisch genommen ein Spezialfall) die beste Übereinstimmung mit der Rechnung ergeben hat.

3. Laufzeitkurven.

A. Normale und individuelle Primae.

Die normalen Primae wurden dank des Wiechert'schen 17000 *kg* Pendels bis Göttingen in 552 *km* Epizentraldistanz registriert. In München und Piacenza hat eine andere Wellenart den sichtbaren Beginn des Diagramms hervorgerufen. Die von A. Mohorovičić (l. c.) entdeckten individuellen Primae konnten in acht von den neun vorliegenden Diagrammen, in denen überhaupt longitudinale Vorläuferwellen zur Aufzeichnung gelangten, einwandfrei festgestellt werden. Im Einklang mit den Arbeiten von B. Gutenberg (l. c.) und N. Stücker (l. c.), mag dieser Feststellung ein gewisser Wert zukommen, da ja damit auch die Existenz der Diskontinuitätsfläche in 57 bis 60 *km* Tiefe eine aus den Beobachtungen herausgeholte weitere Bestätigung findet.

Beide Kurven konnten mit geringfügiger Extrapolation von 160 bis 600 *km* gezeichnet und ausgewertet werden. Statt der üblichen graphischen Darstellung, die infolge der im allgemeinen angewendeten kleinen Maßstäbe zu weiteren Arbeiten schwer verwendbar ist, bringen die Tabellen III und IV die Laufzeiten der *P*- und \bar{P} -Wellen in Zahlen, die dem Arbeitsdiagramm entnommen wurden. In diesem war der Maßstab an die zu erreichende Genauigkeit angepaßt. Zwei Millimeter Papier entsprachen einer Zeitsekunde in der Ordinate, und in der Abszisse war 1 *mm* Papier = 2 *km*.

Die Abweichungen der Beobachtungen von der ausgeglichenen *P*-Kurve sind aus dem folgenden Täfelchen zu ersehen:

Kurvenwert-Ablesung.

Station.....	Innsbruck	Wien	Agram	Hohenheim	Zürich	Straßburg	Göttingen
Sek.....	+0·9	--0·6	—0·1	+0·3	—0·3	—1·3	0·0

Der mittlere Fehler des Einzelwertes gegen die Kurve beträgt rund $\pm 0·3^s$, der wahrscheinliche Fehler $\pm 0·2^s$, wobei Straßburg einbezogen erscheint, trotzdem es sich hier um keinen Einsatz, sondern nur mehr um ein kaum merkbares »Auftauchen« handelt. Aus Tabelle II ist zu ersehen, daß dem *P* von Straßburg das Gewicht 0 erteilt werden mußte.

Tabelle III.
Laufzeiten der *P*-Welle.

Δ km	<i>T</i> -Sek.	$dt/d\Delta$	Δ km	<i>T</i> -sek.	$dt/d\Delta$
160	25·4	0·120	400	55·8	0·130
180	27·8	0·130	420	58·4	0·130
200	30·4	0·130	440	61·0	0·125
220	33·0	0·125	460	63·5	0·130
240	35·5	0·130	480	66·1	0·125
260	38·1	1·125	500	68·6	0·130
280	40·6	0·125	520	71·2	0·125
300	43·1	0·125	540	73·7	0·130
320	45·6	0·130	560	76·3	0·130
340	48·2	0·125	580	78·9	0·130
360	50·7	0·130	600	81·5	0·130
380	53·3	0·125			

In völliger Übereinstimmung mit A. und S. Mohorovičić und B. Gutenberg paßt sich die so gewonnene *P*-Laufzeitkurve innerhalb der kleinen hier in Betracht kommenden Distanzen einer Geraden in guter Weise an. Vor allem interessierte der Vergleich mit den Werten von N. Stücker. Die von ihm publizierten Eintrittszeiten der *P* wurden graphisch ausgeglichen und folgende Laufzeiten gefunden:

Δ km	400	500	600
Laufzeit Sek.	53	66	79

Innerhalb der Beobachtungsfehler haben die beiden Kurven die gleiche Neigung gegen die Abszissenaxe. Die Kurve des Tauernbebens liegt drei Sekunden höher als die Stücker'sche.

S. Mohorovičić¹ hat in seiner Behandlung »des Erdinnern« eine Tabelle der *P*-Laufzeiten für verschiedene Herdtiefen veröffentlicht. Die Tauernbebenkurve ist mit der von S. Mohorovičić für 25 km Herdtiefe praktisch identisch und liegt zehn Sekunden höher als die von B. Gutenberg für die beiden mitteleuropäischen Beben (l. c.) gegebene *P*-Kurve.

Über meine Bitte hatte Herr S. Mohorovičić die besondere Freundlichkeit, mir die im Jahre 1919 von seinem Vater Herrn A. Mohorovičić neu aufgestellten Laufzeitkurven handschriftlich

¹ »Das Erdinnere«, Zeitschrift für angewandte Geophysik, 1, Heft 11, 1925, p. 379.

zu übermitteln. Die Tauernbeben P -Kurve liegt nun etwas tiefer als die von A. Mohorovičić für 25 km Herdtiefe. Die Differenzen erscheinen im folgenden Täfelchen:

Δ km	-	220	300	400	500	600
Tauernb. P -Moh. (25 km)	-	1.2	-1.1	-0.9	-0.7	-0.3 ^s

Einer Unstimmigkeit muß noch Erwähnung getan werden. Auf den Diagrammen von Agram und Zürich ist der Einsatz, der in die hier besprochene P -Kurve fällt, nicht der erste. Es geht in Agram ein sehr schwacher Einsatz um 1.9^s, in Zürich einer um 1.1^s voran. Ob es sich hier, sehr unwahrscheinlicherweise, um eine Neuerscheinung handelt, oder ob die P -Kurve eine kleine Verschiebung hätte erfahren müssen, die freilich die Streuung der P -Werte vergrößert hätte, läßt sich nicht sagen. Jedenfalls zeigen beide Stationen zu der durch die oben festgelegte P -Kurve geforderten Zeit deutlich ausgesprochene Einsätze; dieser Erscheinung soll später noch gedacht werden.

Die nächste Tabelle IV gibt die Laufzeiten der individuellen Primae des untersuchten Bebens. Gegen die Beobachtungen wurden folgende Zeitdifferenzen gefunden:

Kurvenwert-Ablesung.

Stat.	Innsbruck	München	Wien	Agram	Hohenheim	Zürich	Straßburg	Göttingen
Sek.	+0.1	+0.2	-0.8	-0.5	+0.4	+0.7	-1.1	-0.7

Als mittlerer Fehler des Einzelwertes wurde die Größe $\pm 0.25^s$ berechnet.

Der Vergleich gegen die ausgeglichenen Stücker'schen Werte ergab folgende Differenzen:

\bar{P} -Tauernbeben — \bar{P} -Judenburger Beben.

Δ	160	200	300	400	500	600
Sek.	(+2)	+4	+4	+6	+5	+5

Die hier zahlenmäßig gegebene Laufzeitkurve verläuft gegen die, von A. Mohorovičić (1919) für die Herdtiefe von 25 km gefundene, praktisch parallel und liegt im Mittel um 1.9^s höher.

Auch mit der von Gutenberg (l. c.) aufgestellten \bar{P} -Kurve läuft die hier resultierende parallel, wenn auch das von der Theorie geforderte Anwachsen der Differenz mit der Distanz, angedeutet erscheint. Freilich handelt es sich hier um Größen, die noch in den Spielraum der Fehlergrenzen fallen, so daß ein positives Resultat von vornherein nicht zu erwarten ist. Die Tauernbebenkurve der \bar{P} liegt um rund 10^s höher als die der mitteleuropäischen Beben.

Der Inflexionspunkt der P -Kurve muß zwischen den Epizentraldistanzen 220 und 320 km liegen. Die Tangentenkonstruktion ergab eine Inflexionsdistanz von zirka 270 km , was zufällig genau mit dem Mittel der oben angegebenen Grenzwerte übereinstimmt. Dennoch muß gesagt werden, daß auch bei dem Tauernbeben der Bestimmung des Inflexionspunktes eine Ungenauigkeit von $\pm 40 km$ anhaftet. Der Krümmungshalbmesser der \bar{P} -Kurve ist ein so großer, daß sich die Tangenten in sehr spitzen Winkeln schneiden.

Tabelle IV.

Laufzeiten der P -Welle.

Δkm	T -Sek.	$dt/d\Delta$	Δkm	T -Sek.	$dt/d\Delta$
160	26·4		400	68·7	
180	29·8	0·170	420	72·2	0·175
200	33·2	0·170	440	75·7	0·175
220	36·7	0·175	460	79·2	0·175
240	40·3	0·180	480	82·7	0·175
260	43·9	0·180	500	86·2	0·175
280	47·5	0·180	520	89·7	0·175
300	51·1	0·180	540	93·2	0·175
320	54·7	0·175	560	96·7	0·175
340	58·2	0·175	580	100·2	0·175
360	61·7	0·175	600	103·7	0·175
380	65·2	0·175			

Wesentlich wäre noch hervorzuheben, daß die hier gefundene \bar{P} -Laufzeitkurve eine Raumgeschwindigkeit der Longitudinalwellen in den obersten Schichten der Erdkruste bedingt, die $< 5\cdot56 km/sec.$ ist, da bei diesem Grenzwert der Einfallswinkel im Inflexionspunkt $i_{R,i} = 90^\circ$ würde (Benndorfscher Satz). Die von A. und S. Mohorovičić (l. c.) angenommenen Werte von $V_0 = 5\cdot53$, beziehungsweise $5\cdot54 km/sec.$ erscheinen im Falle dieses Bebens zu groß, umso mehr das von B. Gutenberg¹ gefundene $V_0 = 5\cdot6 km/sec.$ ² Ohne irgend-

¹ Zeitschrift für angewandte Geophys. 1 (1923), Heft 3 und »Theorie der Erdbebenwellen« in Sieberg »Erdbebenkunde«, Fischer, Jena 1923, p. 342.

² Eine Übersicht über die Werte von V_0 bei V. Conrad, Dynamische Geologie etc., p. 445.

Unter der Annahme von Kreisstrahlen und einer Herdtiefe von 25 km ergibt sich für eine Inflexionsdistanz von rund $\Delta = 2^\circ$ ein Krümmungshalbmesser des Strahls von 2260 km und $i_{R,i} = 82^\circ 20'$, woraus ein $V_0 = \frac{\sin i_R}{dt/d\Delta} = 5\cdot51 km/sec.$ folgen würde.

welche voreiligen Schlüsse zu ziehen, sei hier festgestellt, daß drei sich auf die Alpen beziehende Untersuchungen, die vorliegende, die von Stücker und die von A. de Quervain¹ sämtlich zu dem Schlusse kommen, daß die Größe V_0 unter 5.6 km/sec. liegt. Es wäre nicht ausgeschlossen, daß V_0 in dem Rindenteil unter den Alpen geringere Geschwindigkeiten annimmt als in anderen Gebieten. Ein solches Verhalten der elastischen Wellen in den obersten Schichten der Erde wäre sehr wohl mit dem durch die Annahme der Isostasie begründeten Massendefizit unter Gebirgen vereinbar.²

B. Die P^* -Welle.

Zwischen den Einsätzen P und \bar{P} liegt noch ein deutlich kenntlicher Einsatz, der in Tabelle II mit P^* bezeichnet erscheint. Er wurde von $\Delta = 226 \text{ km}$ an registriert. Von den 7 Stationen, die überhaupt noch die longitudinalen Wellen erkennen lassen, die 2 mit zu kleiner Distanz ausgenommen, haben 6 den P^* -Einsatz aufgezeichnet. Daß es sich hier um eine Welle handelt, der ein bestimmter Weg zugeordnet ist, erkennt man aus der Tatsache, daß sich mühelos eine Laufzeitkurve, vorläufig als Gerade, durch die Zeitpunkte der Stationen legen läßt.³

Tabelle V.

Laufzeiten der P^* -Welle.

<i>km</i>	<i>T-Sek.</i>	<i>km</i>	<i>T-Sek.</i>
200	(31.6)	400	63.3
250	39.5	450	71.3
300	47.3	500	79.3
350	55.3	550	87.3

Die Abweichungen der registrierten Einsatzzeiten von der obigen Kurve werden durch folgende Zahlen dargestellt:

Station	Wien	Agram	Hohenheim	Zürich	Piacenza	Göttingen
Sek.	-0.3	+0.1	+0.3	-0.1	+0.5	-0.6

Der mittlere Fehler des Einzelwertes beträgt $\pm 0.2^s$. Die Realität der Kurve scheint umso mehr sichergestellt, als sie sich auch im Laufzeitendiagramm des ersten mitteleuropäischen Bebens bei B. Gutenberg (l. c.) findet. Die beim Tauernbeben auftretenden Einsätze liegen

¹ Ann. d. Met. Zentr.-Anst. Zürich 1915. De Quervain kommt zu einem Wert von $V_0 \ 5.25 \pm 0.20 \text{ km/sec.}$

² Siehe hierüber z. B. E. Tams, Die endogenen dynam. Vorgänge der Erde; in Prey, Mainka, Tams, Einf. in die Geophysik. Berlin, Springer 1922, p. 266 u. ff.

³ Anmerkung bei der Korrektur: Seit Abschluß dieser Arbeit habe ich bei zwei Wiener Diagrammen von Nahbeben den P^* -Einsatz an Hand meiner Laufzeitkurven identifizieren können.

rund 13° höher. Bei Gutenberg beginnt die Kurve erst bei zirka $\Delta = 420 \text{ km}$. Die scheinbar ähnliche Kurve, die beim zweiten mitteleuropäischen Beben auftritt, kann mit den P^* -Einsätzen nicht identifiziert werden. Für die praktische Seismometrie ist es von Wichtigkeit, daß der P^* -Einsatz leicht mit dem \bar{P} -Einsatz zu verwechseln ist und, daß manche Nahbebenregistrierung wohl erst mit diesem neuen Einsatz beginnt. Dies ist im vorliegenden Beben bei dem Diagramm von Piacenza der Fall. Über Weg und Natur der P^* -Welle jetzt schon eine Hypothese aufzustellen, schiene verfrüht. Sie scheint eine longitudinale Welle zu sein, deren Erklärung, wenn ihr Verlauf einmal völlig gesichert erschiene, eventuell die Annahme einer Diskontinuität zwischen der Oberfläche und der 60 km Sprungschichte von A. Mohorovičić erheischen würde. Es wäre auch nicht als ausgeschlossen zu bezeichnen, daß man es hier mit einer Rudzki'schen¹ Wellenzerlegung in einem transversal-isotropen Medium zu tun hat, wobei dann die P^* -Welle keine reine Dilatationswelle wäre.

C. Die Laufzeitkurve des iL -Einsatzes

wird in der folgenden Tabelle VI dargestellt.

Das vorangestellte kleine Täfelchen zeigt die Abweichungen der Einsatzzeiten gegen die ausgeglichene Kurve:

Station	Sek.	Station	Sek.
Innsbruck	-0·2	Piacenza	-0·8
München	-1·4	Straßburg	+1·0
Wien	+0·2	Göttingen	+0·3
Agram	+0·3	Potsdam	+0·5
Hohenheim	+1·0	Hamburg	-0·1
Zürich	+0·4	De Bilt	-1·3

mittlerer Fehler des Einzelwertes = $\pm 0\cdot2^s$.

Die Wellenart, der diese Laufzeitkurve angehört, ist strittig. Nachdem sie erst für eine Oberflächenwelle der Rayleigh'schen Art angesehen wurde², hat A. Mohorovičić die iL -Welle mit der transversal-schwingenden \bar{S} -Welle identifiziert, eine Auffassung, gegen die sich H. Benndorf³ ausgesprochen hat, während A. de Quervain auf anderem Wege als A. Mohorovičić zum Schlusse gelangt, daß man in der iL -Welle eine Transversalwelle

¹ Siehe V. Conrad, Dyn. Geol. etc., p. 402 u. ff.

² V. Conrad, Gerlands Beitr. z. Geoph. 10, Heft 3, p. 145 (1909).

³ Gerlands Beitr. z. Geoph. 11 (1912), kl. Mitt., p. 348.

zu sehen hat. B. Gutenberg¹ erklärt den *iL*-Einsatz als Oberflächenquerwelle.

Das hier bearbeitete Beben kann eine Lösung dieser Frage nicht bringen, da nur zwei Vertikalseismographen in Wien und Zürich zur Verfügung stehen.

Dagegen können doch einige Aussagen gemacht werden, die einmal vielleicht zur Klärung des Problems werden beitragen können.

Tabelle VI.

Laufzeitkurven des *iL*-Einsatzes.

Δ km	T-Sek.	$d/d \Delta$	Δ km	T-Sek.	$d/d \Delta$
160	44·6		500	146·0	
180	50·3	0·285	520	151·9	0·295
200	56·0	0·285	540	157·8	0·295
220	61·8	0·290	560	163·7	0·295
240	67·7	0·295	580	169·6	0·295
260	73·7	0·300	600	175·5	0·290
280	79·8	0·305	620	181·3	0·290
300	86·0	0·310	640	187·1	0·290
320	92·2	0·310	660	192·9	0·290
340	98·3	0·305	680	198·7	0·290
360	104·3	0·300	700	204·5	0·290
380	110·3	0·300	720	210·3	0·290
400	116·3	0·300	740	216·1	0·290
420	122·3	0·300	760	221·9	0·290
440	128·3	0·295	780	227·7	0·290
460	134·2	0·295	800	233·5	0·290
480	140·1	0·295	820	239·3	

1. Die Laufzeitkurve des *iL*-Einsatzes läßt sich genau so, wie es B. Gutenberg (l. c.) beschrieben hat, bis zur äußersten verfügbaren Epizentraldistanz von 818 km (De Bilt) durchziehen. Dieser Umstand würde für eine Oberflächenwelle sprechen.

2. Die *iL*-Laufzeitkurve läßt sich bis zirka 600 km ungezwungen nicht durchwegs durch eine Gerade darstellen und zeigt bei zirka 300 km einen Inflexionspunkt. Ein solches Verhalten ist aber mit der Natur einer Oberflächenwelle nicht verträglich und deutet auf eine Raumwelle.

¹ Theorie der Erdbebenwellen in Sieberg, Erdbebenkunde, Jena 1923, p. 342 und Zeitschr. f. angewandte Geophys. 1 (1923), p. 65.

3. Bis 600 *km* ist die hier gefundene *iL*-Kurve praktisch identisch mit der Kurve der individuellen \bar{S} -Welle von A. Mohorovičić unter der Annahme einer Herdtiefe von 25 *km*. Sie liegt um rund eine halbe Sekunde tiefer als diese. Die Differenzen gegen die *iL*-Kurve des von Gutenberg (l. c.) bearbeiteten ersten mitteleuropäischen Bebens sind als prinzipielle aufzufassen.

iL (Tauernbeben) — *iL* (mitteleurop. Beben I).

Δ <i>km</i>	200	300	400	500	600	700	800
Sek.	+3 $\frac{1}{2}$	+8	+11	+15	+19	+21	+24

Die *iL*-Laufzeitkurve des Judenburger Bebens (die von N. Stücker von vorneherein als \bar{S} -Kurve angesprochen wurde), läuft der hier dargestellten parallel, nur liegt sie um rund zwei Sekunden tiefer.

4. Der Einsatz der *iL*-Welle ist bei dem Tauernbeben keineswegs eindeutig. Gewöhnlich folgen drei Einsätze kurz aufeinander, von denen der erste nur durch längere Periode, der zweite durch größere Amplitude und kurze Periode, der dritte durch lange Periode bei halbwegs gleichbleibender Diagrammamplitude charakterisiert sind. Wenige Sekunden nach dem dritten Einsatz erfolgt das erste Maximum, das bei epizentralnahen Stationen zugleich das Hauptmaximum darstellt.

Zusammenfassend muß gesagt werden, daß die Bearbeitung des Tauernbebens zu der Vermutung führt, daß sich die Laufzeitkurve der *iL*-Welle aus zwei Ästen zusammensetzt, deren Trennung freilich nicht gelungen ist. Der erste Ast läuft im vorliegenden Falle vielleicht bis 600 *km* und ist durch eine transversale Raumwelle hervorgerufen. Die scheinbare Fortsetzung der Kurve bis 800 *km* könnte im Gutenberg'schen Sinne eine Oberflächenquerwelle sein.

In unmittelbarer Nähe der \bar{S} -*iL*-Kurve verläuft die von A. Mohorovičić berechnete und angenommene $R_S \bar{P} \bar{S}_2$ -Welle.¹ Von den zwölf vorliegenden Diagrammen zeigen neun einen Einsatz, der sich eng an diese Laufzeitkurve anschließt.

D. Laufzeitkurven, die zwischen den Kurven der \bar{P} - und der *iL*-Welle verlaufen.

Es konnten vier solche Kurven zwanglos gezeichnet werden, die mit *d*, α , *g* und β in Tabelle II bezeichnet wurden. Die *d*-Kurve

¹ Siehe Dyn. Geol. etc., p. 476 (Fußnote).

ist von B. Gutenberg¹ gefunden worden und scheint nach ihm in größeren Epizentraldistanzen in die Laufzeitkurve der normalen S-Wellen überzugehen. Die Verschiebung der hier gefundenen d -Kurve gegen die von Gutenberg ist gering.

d -Kurve (Conrad-Gutenberg).

Δ km	200	300	400	500	600	700
Sek.	-3	-2 $\frac{1}{2}$	-1 $\frac{1}{2}$	0	+2	+11 $\frac{1}{2}$

Tabelle VII.

Laufzeitkurven d , α , g , β .

Δ km	200	300	400	500	600	700	800
d Sek.	40·0	63·8	87·5	111·2	135·0	158·7	
α »	44·4	70·6	96·8	123·2	149·4		
g »	51·4	76·2	101·2	126·2			
β »	48·0	77·7	107·5	137·5	167·3	197·0	227·0

Die d -Kurve zeigt einen halbwegs ähnlichen Verlauf wie die $R_S \bar{P}_2 \bar{S}$ -Kurve von A. Mohorovičić. Von 500 bis 700 km scheinen beide Kurven identisch zu sein. Der d -Kurve schließen sich Einsätze von sechs Diagrammen an.

Der α -Kurve gehören fünf, der g -Kurve vier Einsätze an. Letztere fällt mit der von B. Gutenberg als e -Kurve gefundenen so ziemlich zusammen. Die Umbenennung scheint ratsam zu sein, um eine Verwechslung mit dem üblichen Symbol « e » (emersio) zu vermeiden.

Zur Konstruktion der β -Kurve konnten sieben Einsätze herangezogen werden. Sie verläuft halbwegs parallel zur i L -Kurve und deckt sich von 650 km an so ziemlich mit der $R_S \bar{P} \bar{S}_2$ -Kurve von A. Mohorovičić. Auf Grund des kargen vorliegenden Materials Hypothesen über diese vier hier erscheinenden Laufzeitkurven aufzustellen, soll vermieden werden. Es wurde, auch davon abgesehen, aus den Differenzen gegen die Beobachtungen irgend welche prinzipielle Abweichungen von der Geraden in die Kurven hineininterpretieren zu wollen. Die β -Kurve könnte den Verdacht zweier

¹ Theorie der Erdbebenwellen in Sveberg, Erdbebenkunde, p. 336 und l. c.

kurz aufeinanderfolgender Stöße im Herd aufkommen lassen, worauf vielleicht auch die p. 12 erwähnten Anomalien in den *P*-Einsätzen von Zürich und Agram hindeuten könnten.

E. Maximale Amplituden, Einsätze nach dem ersten Hauptmaximum (Nachläufer).

Da bei dem Tauernbeben die Unterscheidung zwischen Maximalphase und Nachläufern (*C*) schwer fiel, wurden einfach alle auffallenden Einsätze nach dem *iL*-Einsatz mit *M* und einem weiterlaufenden Index bezeichnet.

Es konnten sechs solcher »Maxima« verfolgt werden. Das kleine Täfelchen gibt die Zahl der Einsätze an, mittels der die Kurven gezogen wurden.

	M_1	M_2	M_3	M_4	M_5	M_6
Zahl der Einsätze	11	9	7	5	4	5

Alle *M*-Kurven sind innerhalb der Beobachtungsfehler Gerade und werden wohl auf reine Oberflächenwellen zurückgeführt werden müssen. Dieses Resultat steht in vollkommenem Einklang mit dem, was B. Gutenberg (l. c.) gefunden hat.

Da die *M*-Kurven untereinander, soweit man es beurteilen kann, parallel sind, genügt es, die Laufzeitkurve von M_1 mitzuteilen.

Tabelle VIII.

Laufzeitkurve von M_1 .

Δ km	200	300	400	500	600	700	800
T-Sek.	61	92	121	152	182	212	243

Die übrigen *M* zeigen gegen M_1 folgende mittlere Differenzen in Zeitsekunden:

	$M_2 - M_1$	$M_3 - M_2$	$M_4 - M_3$	$M_5 - M_4$	$M_6 - M_5$
Sek.	13·5	10·7	10·1	11·6	6·0

Das Mittel der ersten vier Differenzen ist $11\cdot5^s$, die Abweichungen von diesem sind nicht sonderlich groß, so daß die Analogie von Wellenaggregaten auf tiefem Wasser (Love) vielleicht in Verbindung mit Schwingungen des Untergrundes (Wiechert¹)

¹ Siehe die Darstellung in »Dyn. Geol. etc.«, p. 430 u. ff.

naheliegen könnte. Es ist vielleicht kein reiner Zufall, daß die Differenz $M_6 - M_5$ ungefähr die Hälfte der übrigen Differenzen beträgt (Oktav). Die Geschwindigkeit der M -Wellen, beziehungsweise die Gruppengeschwindigkeit ist eine auffallend kleine und schwankt zwischen 3.0 und 3.1 gegen den Gutenberg'schen Wert von $3\frac{1}{4}$ km/sec . Nimmt man eine mittlere Periode von $1\frac{1}{2}$ bis 2^s an, so ergibt sich eine Wellenlänge der M -Wellen, falls es eben nicht Aggregate sind, von $4\frac{1}{2}$ bis 6 km . Der Reliefrythmus der alpinen Landschaft würde gegen diese Wellenlänge keineswegs zu vernachlässigen sein. Wenn es sich um physikalisch selbständige Wellen, deren Energie sehr rasch mit der Tiefe abnimmt, handeln würde, müßten in alpinem Gebiet besondere Komplikationen auftreten, was in Wirklichkeit nicht der Fall zu sein scheint. Daß Schwingungen des Untergrundes hier mit im Spiele sind, dafür spricht auch die Tatsache, daß in Wien, wo das Registrierinstrument auf weichem Löß steht, trotz einer Vergrößerung von nur 170 die Zeit vom ersten bis zum letzten kenntlichen Einsatz bedeutend größer ist als in Zürich und Göttingen mit ihren stark vergrößernden schweren Pendeln, die aber auf felsiger Unterlage stehen. Die weite zeitliche Verfolgbarkeit der Nachläuferansätze findet sich auch im Diagramm von Potsdam, wo das Instrument auf einem mächtigen Sandlager aufgebaut ist.

4. Herdtiefe.

Die eingangs geschilderten Mängel des dieser Bearbeitung zugrundeliegenden Materials in bezug auf seine geographische Verteilung gegen das Epizentrum, lassen von vornherein eine Herdtiefenbestimmung nicht aussichtsvoll erscheinen.

Eine genauere Kenntnis des Inflexionspunktes der \bar{P} -Laufzeitkurve würde am besten zur Bestimmung der Herdtiefe führen. Da Stationen in der Nähe des Inflexionspunktes fehlen, konnte dieser nur recht approximativ mit 270 km angenommen werden.

S. Mohorovičić gibt nun eine Beziehung zwischen der Inflexionsdistanz Δ_i und der Herdtiefe h .¹ Darnach entspricht einem $\Delta_i = 200$ km ein $h = 11$ km ; $\Delta_i = 300$ km , $h = 30$ km . Das hier gefundene $\Delta_i = 270$ km würde zu einem $h = 27$ km führen. B. Gutenberg² gibt auf Grund seiner Durchrechnung der Strahlen, die die 60 km Rinde passieren, etwas andere Zahlen, die eine Herdtiefe von $h = 24$ km erschließen lassen.

Einen weiteren Anhaltspunkt für die Abschätzung der Herdtiefe ergibt die Lage der Laufzeitkurven der Raumwellen.

¹ Siehe bei B. Gutenberg, Theorie der Erdbebenwellen etc., p. 347.

² Ebenda p. 350.

A. Mohorovičić hat die Laufzeitkurve der P -, \bar{P} - und S -Welle für die Herdtiefen 0, 25 und 45 km aufgestellt. Da es sich hier nur um eine rohe Abschätzung handelt, wurde für die gegebenen Distanzen Δ die Differenzen der Laufzeiten T , und zwar $T_{25\ km} - T_{0\ km}$ und $T_{25\ km} - T_{45\ km}$ gebildet. Unter der nicht zutreffenden Annahme eines linearen Verlaufes wurde die Änderung der T (Δ) pro Kilometer Herdtiefe berechnet. Aus den Differenzen der Tauernbebenkurven gegen die von A. Mohorovičić für 25 km Herdtiefe wurden dann die Abweichungen der wahren Herdtiefe gegen 25 km für eine Reihe von Epizentraldistanzen bestimmt. Letztere Abweichungen gemittelt (ein keineswegs einwandfreies Vorgehen), ergaben folgende Herdtiefen¹:

aus:	P	\bar{P}	\bar{S}
Herdtiefe km :	23	36	22

Nimmt man alle fünf zur Verfügung stehenden Werte willkürlich zu einem Mittel zusammen, so kommt man zu einer rohen Abschätzung der Herdtiefe von

$$h = 26 \pm 6\ km.$$

Zusammenfassung.

Die mikroseismische Untersuchung des Tauernbebens vom 28. November 1923 hat folgende Resultate ergeben:

1. Dem Epizentrum kommen die Koordinaten

$$\underline{\varphi_H = 47^\circ 12' 4''\ N. \text{ und } \lambda_H = 13^\circ 42' 5''\ E. \text{ Gr.}}$$

zu. Dieser Punkt liegt in den Niedern Tauern unter dem südlichen Teil vom Osthange des Grates, der sich vom Hundstein (2607 m) über die Zehnerkarspitze (2454 m) gegen den Tamsweger Kessel absenkt. Die Lage des aus den Registrierungen errechneten Epizentrums kommt dem Mittelpunkt des elliptisch geformten pleistoseisten Gebietes näher, als man in einem so dünn besiedelten, gebirgigen Landesteil hätte erwarten können.

¹ Es wurde auch der Versuch gemacht, die Gutenberg'sche Methode II (Zeitschr. f. angew. Geophys., 1923, Bd. I, Heft 3, p. 65) anzuwenden. Sie ergibt aber eine Herdtiefe von zirka 55 km , die mit der relativen Lage der Laufzeitkurven der Raumwellen, auch gegen die von Gutenberg selbst aufgestellten, nicht verträglich ist.

2. Die Einsätze der normalen direkten Longitudinalwellen lassen sich durch eine Laufzeitkurve darstellen, die von einer Geraden innerhalb der Beobachtungsfehler nicht abweicht.

3. Der Inflexionspunkt der Laufzeitkurve der direkten Longitudinalwellen, die nur die äußere 57 km dicke Erdkrinde passieren, von ihrem Entdecker A. Mohorovičić individuelle Primae \bar{P} genannt, dürfte bei $\Delta = 270$ km liegen.

Der Verlauf der \bar{P} -Laufzeitkurve würde auf Grund des Benndorf'schen Satzes eine Raumgeschwindigkeit in der unmittelbaren Nähe der Erdoberfläche (Emergenzgeschwindigkeit) von V_0 sicher < 5.56 km/sec. ergeben. Wahrscheinlich ist der wirkliche Wert um zirka 1 bis 2% kleiner. Nach dieser und den anderen vorliegenden Untersuchungen wäre es nicht ausgeschlossen, daß die Grenzraumgeschwindigkeit der Longitudinalwellen unter hohen Gebirgen kleiner ist als in Gebieten, wo große Massenerhebungen fehlen.

4. Zwischen dem P - und \bar{P} -Einsatz wurde ein weiterer Einsatz festgestellt und mit P^* bezeichnet. Ein von B. Gutenberg behandeltes mitteleuropäisches Beben ergibt auch eine zwischen P und \bar{P} liegende Laufzeitkurve. Die Identität dieser Gutenberg'schen Kurve mit der P^* -Kurve wurde plausibel gemacht. Art und Weg dieser neuen Welle konnten auf Grund des vorliegenden Materials nicht untersucht werden. Es wäre möglich, daß zur Erklärung des P^* -Einsatzes die Annahme einer neuen Diskontinuitäts-schichte nötig wird. Vielleicht kann man bei der Erklärung der Welle auch mit der Rudzki'schen Theorie der Wellenfortpflanzung in einem transversal-isotropen Medium das Auslangen finden.

5. Dem Beginn der Hauptphase iL kommt eine gut definierte Laufzeitkurve zu. Sie scheint aus zwei scheinbar kontinuierlich ineinander übergehenden Ästen zu bestehen. Der eine läuft vom Herde bis zirka 600 km (im speziellen Fall) und ist mit den individuellen Transversalwellen des zweiten Vorläufers, im Einklang mit den Forschungen von A. Mohorovičić, identisch. Der erste Ast würde dann durch transversale Raumwellen erzeugt werden. Der gegen den Gegenpunkt weiterlaufende Ast könnte, wie B. Gutenberg vermutet, von Oberflächenquerwellen erzeugt sein.

6. Zwischen dem \bar{P} - und iL -Einsatz wurden vier weitere Einsätze gefunden, die mit d , α , g und β bezeichnet wurden, denen bestimmte Laufzeiten zukommen. Die d - und g -Einsätze wurden auch von B. Gutenberg bei den mitteleuropäischen Beben gefunden und mit d und e bezeichnet.

7. Die Maximalausschläge und die Nachläufer lassen sich durch Laufzeitkurven darstellen, die die Form der Geraden haben. Es handelt sich hier offenbar um Oberflächenwellen. Es wurden sechs markante Stellen in diesem Gebiet der Diagramme gefunden, denen Laufzeiten zugeordnet werden konnten.

Die mit *M* bezeichneten Einsätze zeigen ungefähr gleiche gegenseitige Zeitdifferenzen. Es könnte sich um Wellengruppen, vielleicht um Eigenschwingungen des Untergrundes oder um eine Kombination beider Erscheinungen handeln. Die Geschwindigkeit dieser Wellen ist relativ klein und dürfte 3·0 bis 3·1 *km/sec.* betragen.

Die Herdtiefe wurde mit 26 *km* abgeschätzt.

Zum Schlusse ist es mir eine angenehme Pflicht, den Herren: Pietro Andreoli (Piacenza), A. Defant und A. Schedler (Innsbruck), G. van Dijk und E. van Everdingen (De Bilt), C. W. Lutz (München), K. Mack (Stuttgart—Hohenheim), A. de Quervain (Zürich), E. Rothé (Straßburg), W. Schweydar (Potsdam), Milka Simović (Agram), E. Tams (Hamburg), E. Wiechert und F. Hubert (Göttingen) für die Übersendung von Originaldiagrammen, beziehungsweise photographischen Kopien, durch die sie mir die vorliegende Arbeit ermöglicht haben, meinen wärmsten Dank auszusprechen.

Wien, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik.
