

Akademie der Wissenschaften in Wien  
Mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse

---

# Mitteilungen der Erdbeben-Kommission

Neue Folge — Nr. 58

Die Erdbeben  
des östlichen Teiles der Ostalpen, ihre Beziehungen  
zur Tektonik und zu den Schwereanomalien

Von

Dr. Fritz Kautsky

(Mit 2 Karten)

Gedruckt mit Unterstützung aus dem Jerome und Margaret Stonborough-Fonds

Wien 1924

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

Druck der Österreichischen Staatsdruckerei

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 60 h.
- II. Bericht über das Erdbeben von Brüx 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 1896, 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 voigtländisch-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. Wolrdich (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 1895 bis Ende Dez. 1898, v. F. Seidl (Sitz. Ber., Bd. 108 [1899], Abt. I, Heft V) — K 70 h.
- XIII. Bericht über das obersteirische 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 obersteirischen 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-Ehlert'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 II) . . . . . 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. Láska 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-Ehlerst'schen Horizontalpendel im Jahre 1900, von Eduard Mazelle . . . . . 1 K — h.
- VI. Das nordostböh. Erdbeben vom 10. Jän. 1901, von J. N. Woldřich 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. Láska — K 80 h.
- IX. Bericht über die Erdbeben-Beobachtungen in Lemberg während des Jahres 1901, von Prof. Dr. W. Láska . . . . . 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-Ehlerst'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. Láska . . . — 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 Sinj am 2. Juli 1898, von A. Faidiga . . . . . 2 K 90 h.
- XVIII. Das Erdbeben am Böh. 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 Příbram, v. Dr. H. Benn dorf.) 2 K 60 h.
- XX. Erdbebenstörungen zu Triest, beobachtet am Rebeur-Ehlerst'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. Láska . . . . . — K 70 h.
- XXIII. Über die Verwendung der Erdbebenbeobachtungen zur Erforschung des Erdinneren, von Prof. Dr. W. Láska . . . . . — 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 Nachträgen zum Katalog der polnischen Erdbeben, von Prof. Dr. W. Láska . . . . . — K 60 h.
- XXIX. Über die Art der Fortpflanzung der Erdbebenwellen im Erdinneren (I. Mitteilung), von Dr. Hans Benn dorf . . . . . — K 60 h.

- XXX. Erdbebenstörungen zu Triest, beobachtet am Rebeur-Ehlerl'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 Noë 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.
- XLI. 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 Erdschütterungen, 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.

# Die Erdbeben des östlichen Teiles der Ostalpen, ihre Beziehungen zur Tektonik und zu den Schwereanomalien

Von  
Dr. Fritz Kautsky

(Mit 2 Karten)

(Vorgelegt in der Sitzung am 19. April 1923)

In der vorliegenden Arbeit wurde eine eingehende vergleichende Analyse der Erdbeben und ihrer Ausbreitung in einem Gebiete versucht, das ungefähr durch die Orte Villach—Salzburg—Passau—Pilsen—Prag—Prerau—Sillein—Komorn—Stuhlweißenburg—Marburg—Klagenfurt umgrenzt ist, also den östlichen Teil der Alpen mit Ausschluß der Dinariden, den südlichen und zentralen Teil des böhmischen Massivs und den westlichen Teil der Karpathen und der ungarischen Tiefebene umfaßt.

Die Arbeit wurde auf eine Anregung meines verehrten Lehrers Prof. F. E. Sueß im Jahre 1916 begonnen. Bei der sehr zeitraubenden Sammlung des großen Materials war mir außer Herrn Prof. F. E. Sueß auch meine Frau Cilli behilflich. Sie kontrollierte alle Intensitätsbestimmungen, so daß die Möglichkeit gröberer Irrtümer auf ein Minimum reduziert wurde. Ihnen beiden sei mein herzlichster Dank ausgesprochen.

Das vorhandene Erdbebenmaterial aus dem untersuchten Gebiet ist nur bis zum Kriegsausbruch vollständig durchgearbeitet worden.

Wie kaum ein anderer Teil der Erde eignet sich das Gebiet zu makroseismischen Untersuchungen.

Ganz verschiedenartige geologisch gut durchforschte tektonische Gebilde treten hier zusammen: das böhmische Massiv, die Alpen und Karpathen mit den Einbrüchen des Grazer und des Wiener Beckens und die ungarische Tiefebene. Erdbeben sind recht häufig, treten jedoch nicht in so verwirrender Fülle auf wie in den Dinariden. Dadurch, daß sie in einem dicht besiedelten Gebiet mit intelligenter Bevölkerung auftreten, sind sie auch meistens recht genau bekannt.

In der vorliegenden Arbeit wurden weit über 1000 Lokalbeben und zirka 100 Beben mit größerem Schüttergebiet einer eingehenden Bearbeitung unterzogen. Die Erdbeben sind in dieser Arbeit nicht chronologisch, sondern nach ihrer Verwandtschaft in bezug auf ihre Ausbreitung geordnet.

Wegen der hohen Druckkosten mußte die Arbeit wesentlich gekürzt werden. Alle Einzelbeschreibungen wurden ausgelassen. Ebenso konnte nur ein geringer Teil des vorliegenden Kartenmaterials publiziert werden. Das ursprüngliche Manuskript mit einer eingehenden Analyse der einzelnen Beben und den Intensitätsbestimmungen sowie das gesamte Kartenmaterial wurden bei der Wiener Zentralanstalt für Meteorologie und Geophysik hinterlegt.

Für die sorgfältige Ausführung der veröffentlichten Karten bin ich meinem Kollegen Herrn Dr. Leo Waldmann zu großem Dank verpflichtet.

## I. Das Beobachtungsmaterial.

### a) Die Beben der Flyschzone.

#### 1. Die Beben von Neulengbach.

- a) Das Beben vom 3. Jänner 1873 (45).
- b) Das Beben vom 12. Juni 1875 (46).
- c) Das Beben vom 28. Jänner 1895 (47).
- d) Das Beben vom 15. September 1590 (45).

Diesen Beben ist die geringe Schütterfläche innerhalb der Alpen im Verhältnis zu ihrer großen Ausbreitung im böhmischen Massiv gemeinsam. Während aber in den Alpen aus einem mehr oder weniger zusammenhängenden Gebiete Bebenmeldungen kommen, sind es im böhmischen Massiv nur vereinzelt, oft weit voneinander entfernte Orte, in denen das Beben gefühlt wird. Aber auch in den Alpen ist die Ausbreitung dieser Beben keine gleichmäßige. Ed. Sueß erkannte als erster beim Beben (1873), daß sich höhere Intensitäten vom Epizentrum aus in einer quer aufs Streichen liegenden Zone vom Hummelhof gegen SO bis Grillenberg verfolgen lassen. Diese Tendenz zeigen, wenn auch nicht so auffallend, die beiden viel schwächeren Beben (1875) und (1895).

Die hohen Intensitäten beim Beben (1873) im Kamptal, das ungefähr in die Fortsetzung dieser Zone fällt, führten Ed. Sueß dazu, eine Fortsetzung der Zone Epizentrum—Neuhaus gegen NNW ins Kamptal zu vermuten, obwohl zwischen Epizentrum und den stark erschütterten Orten im Kamptal eine breite Zone niedriger Intensitäten liegt.

Beim Beben (1875) wurde eine Erschütterung im Kamptal nicht beobachtet, auch beim Beben (1895) meldete, trotzdem man auf diese Gegend ein besonderes Augenmerk richtete, mit Ausnahme einer sehr fraglichen Meldung aus Gars, das Kamptal negativ. Dagegen scheint bei diesem Beben die Gegend von Feuersbrunn—Engelmansbrunn am Wagram eine ähnliche Rolle wie das Kamptal beim Beben (1873) zu spielen; auch hier treten, vom Epizentrum getrennt durch eine breite Zone schwächerer Erschütterung, abnorm

hohe Intensitäten auf. Diese Gegend wurde bei den beiden anderen Neulengbacher Beben nicht stärker erschüttert. Diese hohen Intensitäten kann man nicht auf die Lage der in Frage kommenden Ortschaften auf leichter beweglichem Untergrund oder ähnliches zurückführen, da dann bei allen drei Beben, deren Epizentren in unmittelbarer Nachbarschaft voneinander liegen, diese Orte höhere Intensitäten aufweisen müßten. Beiden Gegenden ist das Auftreten von Lokalbeben gemeinsam. Kirchberg, Feuersbrunn, Plank und Tautendorf wurden von Lokalbeben betroffen, und am 12. September 1901 (6) trat ein kleines Beben im Kamptal auf: Stiefern, Schönberg und Langenlois je  $I = 4-5$ ; in Krems und Feuersbrunn wurde die Bewegung gefühlt.

Die starken Erschütterungen im Kamptal sind nichts für die Neulengbacher Beben Charakteristisches und die hohen Intensitäten im Kamptal beim Beben vom Jahre 1873 und am Wagram beim Beben (1895) sind auf durch die Beben hervorgerufene Auslösungen lokaler Spannungen zurückzuführen.

Es läßt sich bei allen drei Beben eine kräftigere Ausbreitung der Erschütterung innerhalb der Alpen im Streichen des Gebirges verfolgen. Beim Beben (1873) reicht diese Zone von Rabenstein bis Wien, beim Beben (1875) von Altenburg bis Wien; beim Beben (1895) aber, dessen Epizentralregion nicht wie bei den beiden anderen Beben in der Flyschzone, sondern in der gefalteten Molasse liegt, halten sich die höheren Intensitäten im Streichen nur innerhalb derselben von Spratzern bis Königstetten; so kommt es, daß, während bei dem schwächeren Beben (1875) Wien noch erschüttert wurde, bei diesem kräftigen Beben Wien negativ meldet.

Bei den Beben (1875) (mit Ausnahme von Wien) und (1895) reichte die Erschütterung nicht bis ins inneralpine Becken. Beim Beben (1873) erhöhen sich die Intensitäten im allgemeinen an den Rändern des inneralpiner Beckens; das Becken selbst meldet jedoch negativ oder doch nur sehr schwach. Bei dem ungleich heftigeren Beben (1895) muß jedoch die Erschütterung auch im inneralpiner Becken sehr stark gewesen sein, denn Traiskirchen wurde teilweise zerstört.

## 2. Das Scheibbser Beben vom 17. Juli 1876 (36).

Ähnlich wie beim Neulengbacher Beben (1873) zeigt auch dieses Beben eine stärkere Ausbreitung hoher Intensitäten innerhalb der Alpen in einer quer aufs Streichen liegenden Zone. Diese »Scheibbser Linie« soll von Scheibbs gegen S über Maria-Zell und Kindberg bis Feldbach, gegen N weit ins böhmische Massiv über Ybbs und Prag bis Dresden reichen. Da das ganze Mürztal sehr schwach erschüttert wurde, kann man diese Zone gegen S nur bis Turnau verfolgen. Ebenso liegt zwischen Ybbs und Prag eine sehr breite Zone schwacher Erschütterung. Eine Bevorzugung einer bestimmten Richtung im böhmischen Massiv ist, wie man aus der

Verteilung der Intensitäten ersieht, nicht wahrzunehmen, aber deutlich ist die dichtere und stärkere Erschütterung des Südrandes des Massivs gegenüber dem zentralen Teil desselben.

Zur Erklärung der hohen Intensitäten im O-Teile des Schüttergebietes konstruierte Kowatsch eine zweite Linie von Scheibbs bis gegen Höflein, die »Thyalinie«.

Diese »Thyalinie« ist nach Kowatsch ein ganzes System von einander parallelen, gegen NO streichenden Linien. Nun läßt sich wohl von Scheibbs aus gegen O im Streichen des Gebirges ein längeres Anhalten hoher Intensitäten über Kirchberg beobachten, aber N davon folgt eine viel schwächer erschütterte Zone Pyrha—Fahrafeld—Laaben—Neulengbach, welche die Gegend Kirchberg—Lilienfeld von dem stark erschütterten Gebiet von Sieghartskirchen trennt. Betrachtet man die weitere Umgebung von Sieghartskirchen für sich, so fällt eine merkwürdige Übereinstimmung in der Verteilung der Intensitäten mit dem Neulengbacher Beben (1895) auf. Da diese Gegend der Ausgangspunkt größerer Erdbeben gewesen ist, so ist es viel natürlicher und der Verteilung der Intensitäten angemessener, das Scheibbser Beben als ein Zwillingsbeben zu erklären mit einer Epizentralregion in Scheibbs und einer in Sieghartskirchen.

Sehr auffällig ist bei diesem Beben die rasche Abnahme der Intensitäten in den Alpen gegen W und die damit zusammenhängende randliche Lage des Epizentrums.

### 3. Die Beben in Oberösterreich vom 13. Jänner 1909 (14) und vom 23. Juli 1910 (15).

W von Scheibbs treten innerhalb der Flyschzone keine stärkeren Erdbeben auf. Zwei Erdbeben sind jedoch zu erwähnen, die trotz ihrer äußerst geringen Stärke ein großes Gebiet in Oberösterreich erschüttert haben.

Am 13. Jänner 1909 wurden gleichzeitig St. Martin, Salzburg  $I = 4$ , St. Gilgen und Windisch-Garsten in den Kalkalpen, Gmunden in der Flyschzone, Linz  $I = 4-5$  und Stangning am böhmischen Massiv erschüttert. Das Schüttergebiet des zweiten Bebens vom 23. Juli 1910 war etwas kleiner und mehr nach O gerückt: Ebensee und Micheldorf in der Kalkzone, Enns in der außeralpinen Ebene und Linz, Ober-Neukirchen, Alberndorf und Saxen im böhmischen Massiv.

Beide Beben zeigen in ausgezeichneter Weise, daß die Größe des Schüttergebietes nicht nur von der Intensität eines Bebens abhängt. Es müssen für beide Beben bedeutende Herdtiefen angenommen werden. Da man keine Beben kennt, die im böhmischen Massiv ihr Epizentrum haben und sich in die Alpen hinein erstrecken, sondern stets das Umgekehrte der Fall ist, so kann man annehmen, daß auch diese Bewegungen von den Alpen ausgegangen sind.



## b) Die Beben der Zentralzone.

### 1. Die Beben des Leithagebirges.

- a) Das Beben vom 11. Juni 1899 (38).
- b) Das Beben vom 28. September 1898 (3).
- c) Das Beben vom 23. Februar 1908 (13),
- d) Das Beben vom 19. Februar 1908 (39).

Die Epizentren der Beben (1898), (1899) und des Nachbebens (23. Februar 1908) liegen im inneralpinen Becken in einem Gebiet, dessen Lage durch die Orte Pottendorf, Landegg, Weigelsdorf, Mitterndorf bestimmt ist.

Sie haben eine starke Ausbreitung in einer SW-NO-Zone, Wr. Neustadt—Schwadorf, in der auch die Epizentren liegen.

Diese Zone liegt weder in der Richtung noch am Abbruch des Leithagebirges gegen das inneralpine Becken selbst. Knett (32) fixiert die »Leithalinie« durch folgende Punkte: Deutsch-Altenburg, Sommerein, Mannersdorf, Brodersdorf, Landegg, Wr. Neustadt. Die Zone stärkerer Erschütterung stimmt mit dieser Linie zwischen Wr. Neustadt und Landegg überein, verläuft aber dann, einen spitzen Winkel mit der Leithalinie bildend, mehr in nördlicher Richtung. Auch die SW-NO-Zone stärkster Ausbreitung beim Breitenbrunner Beben (19. Februar 1908) stimmt nicht mit der Richtung des Abbruches des Leithagebirges gegen die ungarische Tiefebene überein, der über Goyß, Gschieß, Gr.-Höflein, Neudörfel-Sauerbrunn, Frohsdorf verläuft, während das Beben seine stärksten Erschütterungen über Eisenstadt gegen Mattersdorf und Marz hatte, was wieder einem mehr nördlichen Verlauf der Erdbebenzone gegenüber dem SO-Abbruch des Leithagebirges entspricht. Die Richtung dieser Erdbebenzonen ist mit der Richtung des Außenrandes der Flyschzone zwischen Neulengbach und Klosterneuburg oder dem Streichen von Kalkalpen und Flyschzone zwischen Klein-Mariazell und Mauer parallel. Allen Leithabeben ist eine starke Ausbreitung der Intensitäten quer durchs Wiener Becken bis zum Abbruch der Alpen gegen dasselbe gemein. In die Alpen selbst dringt die Erschütterung nur schwach ein. Knett (32) schloß aus der Ausbreitung des Bebens (1899) auf eine Transversallinie, »die Schmiedalinie« die von Landegg bis Perchtoldsdorf-Mödling reicht.

Auf eine Fortsetzung dieser Linie ins böhmische Massiv verzichtete Knett, da das am Rande des böhmischen Massivs gelegene vereinzelt erschütterte St. Pölten zu weit W von dieser hypothetischen Linie liegt.

Die beiden anderen auf der inneralpinen Seite liegenden Erdbeben haben ebenfalls eine stärkere NW-Ausbreitung (Beben [1898] Pottendorf-Baden, Beben [23. Februar 1908] Mitterndorf-Atzgersdorf), die aber nicht mit der NW-Ausbreitung beim Beben (1899) übereinstimmt. Je nördlicher das Epizentrum, um so nördlicher liegt auch die quer durchs Wiener Becken gehende Zone.

Bei den Beben (1898) und (1899) traversiert die Erschütterung das Leithagebirge nur in der SO-Richtung. Ebenso gehen bei dem großen Beben (19. Februar 1908) die hohen Intensitäten nur in der NW-Richtung über das Leithagebirge — allerdings in einem viel nördlicher liegenden Abschnitt — als die oben besprochenen Beben darübergerhen. Interessant ist, wie sich alle diese Zonen stärkerer Ausbreitung bei den einzelnen Beben gegeneinander verhalten. Die Zone Wr. Neustadt—Schwadorf wird bei allen Beben, deren Epizentren innerhalb dieser Zone liegen, stärker erschüttert. Beim Beben (19. Februar 1908), Epizentrum Breitenbrunn, wird aber diese Zone nicht in Mitleidenschaft gezogen, ebensowenig wie die Zone Breitenbrunn—Mattersdorf bei den vom inneralpinen Becken ausstrahlenden Beben. Auch die gegen NW über das Wiener Becken laufenden Zonen beeinflussen einander in keiner Weise. Die Transversalzonen der Beben erschüttern auch von der Thermenlinie nur den kleinen, der Richtung dieser Zonen entsprechenden Abschnitt

Das Breitenbrunner Beben breitete sich weit ins böhmische Massiv aus. Auch hier ist wie beim Scheibbsser Beben die größere Schütterdichte des Südrandes des Massivs gegenüber dem zentralen Teil desselben auffallend. Eine Fortsetzung der das Wiener Becken querenden NW-Zone stärkerer Erschütterung ins böhmische Massiv ist nicht wahrzunehmen.

## 2. Die Wiener Neustädter Beben.

a) Das Beben vom 10. März 1874.

Bisher nicht veröffentlicht: Die Erschütterung meldeten Wiener Neustadt  $I=5$ , Pottendorf  $I=5$ , Soos  $I=4$ , Berndorf  $I=4-5$ , St. Corona, Sitzendorf und Messern, in allen diesen Ortschaften sehr schwach.

Negativ meldeten: Traiskirchen, Gutenstein, Fahrafeld, Neuhaus, Altenmarkt, Hafnerberg, Johannisberg bei Neulengbach, Preuwitz, Traismauer, Gars und Neukirchen.

b) Das Beben vom 27. Februar 1768 (45).

## 3. Die Semmeringbeben.

a) Beben vom 30. September 1912 (17).

b) Beben vom 28. September 1912 (17).

c) Beben vom 13. September 1905 (10).

d) Beben vom 16. September 1909 (14).

e) Beben vom 26. November 1898 (3).

f) Beben vom 26. November 1900 (5).

g) Beben vom 7. Februar 1910 (15).

h) Beben vom 2. Dezember 1908 (13).

i) Beben vom 14. Dezember 1904 (9).

j) Beben vom 15. Dezember 1904 (9).

k) Beben vom 2. September 1909 (14).

l) Beben vom 24. März 1911 (16).

m) Beben vom 13. August 1908 (13).

- n) Beben vom 18. Jänner 1870 (30).
- o) Beben vom 6. September 1909 (14).
- p) Beben vom 11. Mai 1910 (15).
- q) Beben vom 22. September 1885, 3<sup>h</sup> 4<sup>h</sup> früh (23).
- r) Beben vom 22. September 1885, 4<sup>h</sup> 22' früh (23).
- s) Beben vom 22. September 1885, 5<sup>h</sup> früh (23).
- t) Beben vom 22. September 1885, 7<sup>h</sup> 20' früh (23).

Der auffallendste gemeinsame Zug aller Semmeringbeben ist die Scheu, sich in der SW-Richtung gegen das Mürztal fortzupflanzen. Bei den drei kleinen Beben (30. September 1912), (28. September 1912) und (1905), deren Epizentrum in der Gegend von Neunkirchen-Ternitz liegt, wird Schottwien nicht mehr erschüttert und nur bei dem letzten Beben wird die Bewegung noch in Gloggnitz  $I = 3$  bemerkt. Bei allen anderen kleineren Beben, mit dem Epizentrum Gloggnitz oder Schottwien, bildet der Semmering eine scharfe Grenze. Jenseits derselben trifft man nur äußerst schwache Bewegungen oder negative Berichte; selbst bei den starken Beben ist die randliche Lage des stark erschütterten Gebiets in dieser Richtung auffallend. Besser pflanzen sich die Semmeringbeben gegen NO längs des Randes der Zentralalpen fort, aber auch in dieser Richtung nimmt die Bewegung ziemlich rasch ab. Kleinere Beben gehen gewöhnlich bis in die Gegend von Pitten, die größeren mit höheren Intensitäten bis Wiener Neustadt.

Die Epizentralregion der Leithabeben wird selten und da nur schwach erschüttert.

Das pleistoseiste Gebiet des Bebens (11. Mai 1910) und das Schüttergebiet aller anderen Semmeringbeben hat seine stärkste Ausbreitung in einer NW-SO-Zone, die durch die Orte Puchberg, Schaueregg markiert ist. Sie scheint sich je nach der Lage des Epizentrums zu verschieben: So wurde beim Beben (1905), Epizentrum zwischen Neunkirchen und Pottschach, gegen SO nur Feistritz erschüttert. Bei den Beben (6. September 1909) und (1900), Epizentrum Gloggnitz, wurde Schottwien schwächer erschüttert und die SO-Zone läuft über Kirchberg; Trattenbach im S und Reichenau im W weisen niedrigere Intensitäten auf. Bei den Beben (2. Dezember 1908) und (7. Februar 1910), Epizentrum Schottwien, wird gegen SO nur Trattenbach erschüttert und die NW gelegene Gegend von Reichenau meldet höhere Intensitäten; letztere Eigentümlichkeit zeigt auch das Beben (1870). Wird die Gegend von Gloggnitz und von Schottwien gleichmäßig stark erschüttert wie bei den Beben (2. September 1909) und (1898), so wird gewöhnlich in Kirchberg und in Trattenbach die Bewegung stärker gefühlt.

Im allgemeinen wächst mit zunehmender Intensität, im Epizentrum auch die Bebenstärke in der SO-NW-Zone. Die Zone wird breiter und länger.

Betrachten wir als Beispiel die Intensität, mit der Schaueregg bei den einzelnen Beben erschüttert wird: 26. November 1898

Tabelle der Stoßrichtungen bei den Semmeringbeben.

Ort	30./IX. 1912	28./IX. 1912	13./IX. 1905	16./IX. 1909	26./XI. 1898	26./XI. 1900	7./II. 1910	2./XII. 1908	14./XII. 1904	2./IX. 1909	24./III. 1911	13./VIII. 1908	6./IX. 1909	11./V. 1910
Breitenau .....	NO	+												
Buchbach .....													SW	SW
Deutsch-Brodersdorf													N	S
Dreistetten .....										W				
Feistritz .....						W								
Gloggnitz .....			O, NO	O	+, O	NW			NO	. O		N	N, O	
Grünbach .....													NO, NW	NNW
Hirschwang .....					SO		S, SO						SO	S
Kirchberg .....				NW	W	O			O	NO, NW			NW, SO	NW
Maria Schutz .....							NW	NO				N		
Neunkirchen .....		+	W			O				SO			NO, O	S
Payerbach .....													N	
Pitten .....				SO									SO	
Pottschach .....			N	NO	SW	W				O			N	O
Prein .....								O					N	O
Priggwitz .....				SO		SO	O	N	SW	O			S	W
Puchberg .....				O	NW	S	O		O	SO			S	OSO
Ramplach .....													O	
Reichenau .....				O	N		O		NO	S		SO		NW
St. Johann .....						O							N	

Schaueregg .....				S	SO				SO	S		S	
Scheiblingkirchen ..						SO		N, O					
Scheuchenstein, ...												S	
Schottwien .....				N	SO	+, S		SO	N, S		NW	N	SO
Schwarzau .....			O										
Schwarzenbach ....												SO	S
Sieding .....	N	NW	SO	O			N	N	SO	NW		N	N
Stixenstein .....	N		N	N			N		NW	N		W	
Ternitz .....			N, O	NW					N			+	SW
Trattenbach .....						NO	W	O	N	W	N	SO	N
Wartmannstetten...			N										
Weikersdorf .....												NW	N
Weißbach .....									NO				
Wiener Neustadt ..												NW	S
Winzendorf .....												N	O
Wörth .....					S	S, N	S		S	N		N	N
Würflach .....												S	

Erdbeben des östlichen Ostalpengebietes.

(Epizentrum  $I = 5$ )  $I = 3-4$ ; 6. September 1909 (Epizentrum  $I = 6$ )  $I = 4-5$ ; 11. Mai 1910 (Epizentrum  $I = 7$ )  $I = 5$ . Die Beziehung zwischen Bebenstärke im Epizentrum und in einem in der SO-NW-Zone liegenden Ort ist jedoch nicht so innig, als dies nach den drei oben angeführten Beben zu sein scheint, denn Schaueregg hat: 7. Februar 1910 (Epizentrum  $I = 5-6$ )  $I = 3$ ; 2. September 1909 (Epizentrum  $I = 4-5$ )  $I = 5$ ; 26. November 1900 (Epizentrum  $I = 5$ )  $I = \text{negativ}$ . Ähnliche Unregelmäßigkeiten lassen sich noch bei vielen anderen Orten dieser Zone konstatieren (vgl. besonders Sieding etc.) und sie können auf die Ausdehnung und Gestalt der

Zone einen ziemlich modifizierenden Einfluß haben. Die bis zu einem gewissen Grade seismische Selbständigkeit dieser Orte wird am besten durch das Beben (1911) illustriert, bei dem annähernd gleichzeitig Stixenstein, Sieding, Trattenbach, Schaueregg und Pitten alle mit  $I=4$  erschüttert wurden, ohne daß aus dem dazwischenliegenden Gebiet eine Meldung eingelaufen wäre. Alle diese Ortschaften haben selbständige Lokalbeben.

Die Zone stärkerer Intensitäten kann man gegen NW bei kleineren Beben bis Puchberg, bei dem großen Beben (11. Mai 1910) bis Gutenstein und Pernitz verfolgen. Eine Verlängerung derselben bis in die außeralpine Ebene oder ins böhmische Massiv ist nicht erkennbar.

Auch die vereinzelte Erschütterung von Melk beim Beben (6. September 1909) und von Ybbs beim Beben (1885,  $\frac{3}{4}4^h$  früh) kann, wie schon aus der Lage dieser Orte ersichtlich, nicht mit der eigentümlichen SO-NW-Ausbreitung der Semmeringbeben in Zusammenhang gebracht werden.

Interessant ist das Verhalten von Scheiblingkirchen am Wechsel bei den Semmeringbeben. Scheiblingkirchen wurde durch ein autochthones Beben am 28. Dezember 1899 ziemlich kräftig  $I=5$  erschüttert. Die Bewegung wurde in Wartmannstetten, Ramplach und Pitten gefühlt. Beim Leithabeben (1898) zeichnete sich dieser Ort durch höhere Intensitäten im Verhältnis zu seiner Umgebung aus. Bei den meisten Semmeringbeben fehlen Meldungen aus diesem Ort. In den Jahren 1885, 1898, 1900, 1904 bis 1905 wurde jedoch bei jedem Beben Scheiblingkirchen mit erschüttert. Dieses periodische Auftreten der Erschütterung dieses Ortes bei Beben mit ortsfremdem Epizentrum kann nur auf eine Auslösung eines eigenen Ortsbebens zurückgeführt werden. Das Auftreten von selbständigen Lokalbeben in diesem Ort unterstützt diese Deutung.

Beim Beben (2. September 1909) wurde in NO-Richtung Dreistetten, bei dem (16. September 1909) Schwechat erschüttert. Bei den starken Beben (1870), (1885,  $\frac{3}{4}4^h$  früh), (6. September 1909, (11. Mai 1910) tritt diese Ausbreitung gegen NO noch viel stärker in Erscheinung. Orte, die am W-Rand des inneralpinen Beckens oder in den Kalkalpen in der Nähe der Thermenlinie liegen, werden stärker erschüttert, während die Bewegung im Inneren des Beckens bedeutend schwächer ist.

Für die Untersuchung der Frage nach Gesetzmäßigkeiten in der Stoßrichtung in den einzelnen Orten schien mir das vorliegende Material recht günstig zu sein, da, falls Gesetzmäßigkeiten vorhanden sind, bei den verschiedenen Beben mit gleichem Epizentrum und annähernd gleicher Erdbebenstärke die gleichen Stoßrichtungen zu erwarten wären. Wie aus der vorstehenden Tabelle ersichtlich, ist dies bei den meisten Ortschaften nicht der Fall, selbst wenn man  $N=S$ ,  $W=O$  etc. setzt. Einige Orte bilden jedoch eine Ausnahme: Hirschwang = SO, S (4 Meldungen), Pitten = SO (2 Meldungen), Schaueregg = SO, S (5 Meldungen), Schottwien = S-N,

SO—NW (8 Meldungen), Sieding = N, SO—NW (9 Meldungen und eine vereinzelt O-Meldung), Stixenstein = NNW (7 Meldungen und eine vereinzelt W-Meldung) und Wörth = N—S (7 Meldungen). Es scheint bei diesen Ortschaften die SO-NW- und die N-S-Richtung, also die Richtung der Zone der normal aufs Streichen des Gebirges liegenden höchsten Intensitäten eine gewisse Rolle zu spielen. Inwieweit es sich da um Gesetzmäßigkeiten oder mehr um Zufälligkeiten handelt, kann wohl erst ein größeres Beobachtungsmaterial entscheiden.

Das große Semmeringbeben breitete sich weit im böhmischen Massiv aus. Der Südrand desselben wurde viel dichter erschüttert als der zentrale Teil desselben.

#### 4. Die Mürztaler Beben.

- a) Beben vom 20. März 1903 (8).
- b) Beben vom 18. Februar 1905 (10).
- c) Beben vom 14. März 1837 (30).
- d) Beben vom 4. Oktober 1811 (30).
- e) Beben vom 7. Juni 1902 (7).
- f) Beben vom 13. Mai 1907 (12).
- g) Beben vom 20. September 1905 (10).
- h) Beben vom 11. Oktober 1904 (9).
- i) Beben vom 1. Mai 1885 (23).
- j) Beben vom 3. Mai 1885, 4<sup>h</sup> früh (23).
- k) Beben vom 26. August 1885 (23).

Vergleicht man die Mürztaler Beben miteinander, so fällt ein tiefgehender Unterschied in der Ausbreitung der Erdbeben, die von Mürzzuschlag ihren Ausgang nahmen, und denen, die in Langenwang, Krieglach oder Kindberg ihr Epizentrum haben, auf. Am deutlichsten wird dies, wenn man die großen, ungefähr gleichstarken Beben (1837) und (1885) miteinander vergleicht. Bei ersterem Beben treten in Ebreichsdorf und Wien im inneralpinen Becken noch Beschädigungen an Häusern auf. Beim Beben (1885) meldet Wien nur eine schwache Erschütterung. Alle Mürzzuschlager Beben gehen gut über den Semmering und erschüttern je nach ihrer Stärke einen mehr oder weniger großen Teil des inneralpinen Beckens; sie pflanzen sich aber nur sehr schwach in SW-Richtung ins Mürztal fort. Die übrigen Mürztaler Beben aber überschreiten den Semmering gegen NO überhaupt nicht oder, wie beim Hauptbeben (1885), nur mit sehr geschwächter Intensität. Die Beben von Mürzzuschlag schließen sich ihrer Ausbreitung nach eng an die Semmeringbeben an, während die übrigen Mürztaler Beben mit ihren zahlreichen gemeinsamen Zügen einen eigenen Typus darstellen.

Aber nicht nur die Beben von Mürzzuschlag, auch die übrigen Mürztaler Beben breiten sich verhältnismäßig wenig weit gegen SW aus. Bei den Beben von Langenwang, Krieglach und Kindberg

wird die Gegend von Bruck regelmäßig nur sehr schwach erschüttert. Die Bewegung scheint sich besser in W-Richtung gegen Thörl hin fortzupflanzen, wo sie aber auch gegen W aufhört oder geschwächt wird. Die Gegend von Leoben wird bei den Mürztaler Beben nicht oder nur schwach erschüttert, mit Ausnahme des Hauptbebens (1885). Hier nahm, wie bei den anderen Beben in der Gegend von Bruck-Thörl, die Intensität rasch ab; stieg aber im Gebiete von Leoben rapid wieder auf  $I=7$ . Heritsch (23) führt diese eigentümliche Erscheinung auf die selbständige relaisartige Auslösung eines Bebens in Leoben zurück. Auch ich glaube, daß man die eigentümliche Intensitätsverteilung auf diese Art am besten deutet, besonders wenn man berücksichtigt, daß die Gegend von Leoben das Epizentrum zahlreicher selbständiger Erdbeben ist. Ich halte das Beben (1885) ähnlich wie das Scheibbs-er Beben für ein Zwillingsbeben. Dann aber scheint die Gegend von Bruck-Thörl für die Mürztaler Beben eine ähnliche Rolle wie der Semmering für die Semmeringbeben zu spielen, es tritt auch hier längs einer Zone eine unvermittelte starke Intensitätsabnahme ein.

Die stärkere Ausbreitung der Beben von Kindberg, Krieglach und Langenwang gegen W, gegen Thörl, läßt sich vielleicht mit der beginnenden Umbiegung des Streichens der Gesteine aus der SW-NO-Richtung im Mürztal in die WNW-OSO-Richtung im Palten-Liesingtal in Zusammenhang bringen.

Ebenfalls merkwürdig ist, daß die Beben von Krieglach und Kindberg, wie man dies bei den starken Beben (1885) und (1907) besonders gut beobachten kann, von Langenwang aus sich stärker in N-Richtung über Kapellen und Altenberg in die Kalkalpen gegen Schwarzau und Rohr fortpflanzen. Zwischen dieser Zone und der bei diesen Beben stark erschütterten Gegend von Weichselboden liegt ein durch die Orte Mürzsteg-Wegscheid markiertes Gebiet schwacher Intensitäten. Ähnlich wie die Semmeringbeben weisen die meisten Mürztaler Beben eine NW—SO gerichtete Zone stärkerer Erschütterung auf. Beim Beben (1903) glaubte Hörnes auf das Vorhandensein einer Erdbebenlinie schließen zu müssen, die die Orte Hartberg und Grein verbindet.

Schon die gleichzeitige Erschütterung von Melk beweist, daß die Bebenmeldung aus Grein keine tiefere Bedeutung für die Art der Ausbreitung des Bebens hat; diese Meldung ist aber überhaupt fraglich, da nach Erkundigungen des Erdbebenreferenten von Oberösterreich die Zeitungsmeldungen über eine Erschütterung in Grein am 21. März (das Mürztaler Beben fand aber am 20. März statt) sich als falsch erwiesen haben. Die weitgehende Unabhängigkeit der Orte am Rande des böhmischen Massivs bei Erdbeben von der Lage des Epizentrums zeigt auch das Mürztaler Beben (1907), bei dem Melk und Linz ganz vereinzelt gleichzeitig erschüttert wurden. Auch die Richtung der Hörnes'schen Hartberg-Greiner Linie stimmt nicht mit der Richtung der stärkeren Ausbreitung des Bebens gegen



NW überein. Das Beben breitete sich nicht gegen Neuberg-Mürzsteg aus, wie das die Hartberg-Greiner Linie erfordert, sondern in mehr nördlicher Richtung gegen Preintal und St. Ägyd. Dagegen wurde beim Beben von Langenwang die Gegend von Mürzsteg stark erschüttert und die Bewegung noch in Mariazell gefühlt, während Hirschwang-Preintal negativ meldete. Gegen SO breiteten sich beide Beben gegen Hartberg aus. Das Beben (1907) reichte gegen NW bis Weichselboden. Gegen SO wurde eine breite, zwischen Hartberg und Weiz liegende Zone stärker erschüttert; ebenso scheint beim Hauptbeben (1885) die NW-SO-Zone von der Gegend von Weichselboden gegen Hartberg-Stubenberg zu verlaufen. Heritsch hält die NW-Ausbreitung dieses Bebens für bedingt durch Blattstörungen, die gegen WNW gerichtet, N vom Ennstal durch Oberösterreich ins böhmische Massiv reichen. Als Beweis dafür sieht Heritsch die Tatsache an, daß sich dieses Beben nicht, wie man erwarten sollte, längs der Scheibbs-Linie gegen Scheibbs fortpflanzte, daß überhaupt das Erdbeben in Niederösterreich bedeutend schwächer als in Oberösterreich gefühlt wurde, und besonders, daß gerade in Oberösterreich der Südrand des böhmischen Massivs stark erschüttert wurde. Die geringe Ausbreitung des Bebens in dem in Niederösterreich liegenden Teile der Alpen (die übrigens ein vollendetes Gegenspiel in der geringen Ausbreitung des Scheibbs-Bebens im oberösterreichischen Teile der Alpen hat) glaube ich, wie ich noch ausführlicher erörtern werde, auf die eigentümlichen Schwereverhältnisse in diesem Gebiet zurückführen zu können. Eine starke Erschütterung des Südrandes des böhmischen Massivs in Oberösterreich tritt auch beim Scheibbs-, Breitenbrunner und besonders deutlich beim Semmeringbeben (11. Mai 1910) in Erscheinung, ohne daß man sie in Verbindung mit einer Zone stärkerer Erschütterung in der Epizentralregion in Zusammenhang bringen könnte. Man kann die NW-Zone dieses Bebens nur bei Weichselboden verfolgen.

Ein Vergleich der NW-SO-Ausbreitung der einzelnen Beben ergibt, wie bei den Leitha- und Semmeringbeben, das Bild einer der Verschiebung der Epizentren folgenden Verschiebung der Transversalzonen.

Auch die seismische Selbständigkeit der meisten Orte innerhalb dieser Zone stärkerer Erschütterung ist wie bei den Semmeringbeben zu beobachten. Derselbe Ort kann bei verschiedenen Beben mit gleichem Epizentrum einmal schwach und einmal stark erschüttert werden, und dies hängt durchaus nicht immer von der Stärke der Erschütterung in der Epizentralregion ab, obwohl es die Regel ist, daß je stärker die Erschütterung ist, auch die Zone stärkerer Erschütterung dementsprechend verlängert wird.

Bei dem schwächeren Beben (20. September 1905), (18. Februar 1905) und (1904) tritt die Transversalzone gar nicht oder nur einseitig in Erscheinung, so daß diese Beben mehr oder weniger rein den Charakter von Longitudinalbeben haben.

Bei den Mürztaler Beben finden sich eine ganze Anzahl außerhalb der Zonen stärkerer Erschütterung liegende Ortschaften mit auffallender Bebenempfindlichkeit; so das beim Beben (1903) stärker erschütterte Schwarzenbach (Lokalbeben)  $I = 4-5$ .

Ebenso wurde beim Beben (1907) der von den Semmeringbeben her bekannte Ort Schaueregg (Lokalbeben) abnorm stark erschüttert. Eine auffallende Fernempfindlichkeit zeigen ferner Pernegg und Mixnitz an der Mur (beide Lokalbeben) bei den Mürztaler Beben: (1903), (18. Februar 1905), (1904), (1. Mai 1885), (3. Mai 1885), (26. August 1885); während bei den übrigen Beben — selbst bei dem starken Beben von (1907) — diese Gegend seismisch nicht hervortritt. Beim Beben vom (1. Mai 1885) und (1907) wurde die Gegend von Frohnleiten (Lokalbeben) stärker erschüttert. Die Empfindlichkeit von Hieflau (Lokalbeben) beim Beben (1907) steht jedoch bei den Mürztaler Beben vereinzelt da.

Für den Charakter der Fernempfindlichkeit vieler Orte ist sehr bezeichnend, daß die beim Beben (1. Mai 1885) von der Epizentralregion weit abliegenden, aber heftig erschütterten Orte Trieben beim Nachbeben (3. Mai) und Deutsch-Landsberg beim Nachbeben (26. August) wieder das Beben meldeten; bei den übrigen Mürztaler Beben wurden diese Orte nicht erschüttert.

Während die Begrenzung der Zonen starker Erschütterung gegen NO, NW und SW nicht durch erkennbare geologische Faktoren bedingt ist, fällt bei sämtlichen stärkeren Mürztaler Beben und auch beim Semmeringbeben (11. Mai 1910) die Grenze der höheren Intensitäten gegen SO mit dem Rande der Grazer Bucht zusammen. In den losen Neogenschichten hört die Bewegung rasch auf, nur die Gegend von Fehring (Lokalbeben) wird beim Beben von (1907) stärker erschüttert.

## 5. Die mittelsteirischen Beben der Gegend von Frohnleiten und Pernegg.

- a) Beben vom 22. Jänner 1912 (24).
- b) Beben vom 9. Juli 1906 (11).
- c) Beben vom 18. September 1906 (11).
- d) Beben vom 16. März 1906 (11).

Die auffälligste Erscheinung in der Verbreitung des Bebens (1912) ist die stark exzentrische Lage der Epizentralregion im NO. Heritsch (24) sagt darüber p. 9: »Betrachtet man die Verbreitung des Bebens, so könnte man auf den ersten Blick meinen, daß die Ausdehnung der Erschütterungszone gegen SW, beziehungsweise SSW hervorgerufen sei durch den Umstand, daß hier diese Richtung beiläufig zusammenfällt mit dem Streichen des Gebirges. Dasselbe ist aber in demselben Maße auch der Fall in der Richtung gegen das Mürztal zu, und doch erlischt die Erschütterung auffallend rasch in dieser Richtung.... Nehmen wir als Epizentrum Pungen bei

Frohnleiten an, so sehen wir, daß in der Richtung gegen NNO rasch die Isoseiste 4 erreicht ist, während in der entgegengesetzten Richtung fast die doppelte Strecke zurückgelegt werden muß, bis die Linie geschnitten wird. Für diese merkwürdige Erscheinung kann ich keine geologische Begründung angeben.« Auch die Beben des Mürztals nehmen in der Gegend von Bruck auffallend rasch an Intensität ab, sowohl gegen Pernegg als auch gegen Leoben zu.

Es existiert in der Gegend von Bruck-Thörl-Tragöß eine Zone, an der alle Beben sowohl vom Mürztal als auch von Frohnleiten her ein rasches Ende nehmen; sie ist bei dem Mürztaler Beben (1. Mai 1885) eine Gegend minderer Erschütterung zwischen den zwei Epizentralregionen.

Auch bei den Beben von Leoben wirkt diese Zone außerordentlich abschwächend auf die Intensitäten.

Bei den sehr schwachen Beben (16. März und 18. September 1906) wird nur diese Zone erschüttert. Die Schütterfläche dieser beiden Beben hat eine schmale und lange in NW-SO-Richtung sich erstreckende Gestalt. Weder ins Mürztal noch gegen Leoben zu, noch gegen Frohnleiten drangen die Beben. In dieser Zone sind in geologischer Beziehung keinerlei Eigentümlichkeiten zu beobachten, die imstande wären, ihr seismisches Verhalten zu erklären. Der Zusammenhang zwischen geologischem Bau und der Ausbreitung des Bebens von (1912) läßt sich, wie dies Heritsch betont, gut an der Ostgrenze derselben erkennen, welche fast ganz mit der Grenze zwischen dem Paläozoikum und den tertiärer Beckenausfüllung zusammenfällt.

## 6. Die Beben des Grazer Beckens.

- a) Beben vom 13. Juli 1865 (30).
- b) Beben vom 2. Dezember 1865 (30).
- c) Beben vom 14. Juli 1865 (30).
- d) Beben vom 14. Juli 1902 (7).
- e) Beben vom 23. Dezember 1906 (11).

Das Grazer Becken ist in seismischer Beziehung keine Einheit. Die Beben (13. Juli 1865), (2. Dezember 1865), (14. Juli 1865) und (1902) erschütterten nur den N-Teil des Beckens zwischen der Raab und dem Wechsel; selbst das starke Beben von Fürstenfeld breitete sich nur in der N- und NW-Richtung aus, wodurch die randliche Lage des Epizentrums sehr auffällig wird. Das eigentümliche Beben (1906) breitete sich jedoch nur am W-Rand des S-Teiles des Beckens aus.

Bei allen diesen Beben melden hauptsächlich Orte an den Beckenrändern die Erschütterung, die meisten dieser Orte haben Lokalbeben. Gegen die ungarische Tiefebene zu breitet sich keines dieser Beben aus.

Beim Beben (14. Juli 1865) und (1906) meldeten die seismisch empfindlichen Orte Pernegg und Frohnleiten vereinzelt die Erschütterung.

### 7. Die Beben von Leoben.

- a) Beben vom 28. Mai 1909 (14).
- b) Beben vom 26. Februar 1909 (14).
- c) Beben vom 1. April 1899 (29).
- d) Beben vom 7. April 1899 (29).
- e) Beben vom 29. April 1899 (29).
- f) Beben vom 10. Mai 1907 (12).
- g) Beben vom 24. April 1867 (30).
- h) Beben vom 26. Oktober 1864 (30).
- i) Beben vom 19. Juni 1863 (30).
- j) Beben vom 6. Februar 1794 (30).

Die Deutung der Ausbreitung der Leobner Beben in bezug auf den geologischen Bau des erschütterten Gebietes wird dadurch erschwert, daß in dieser Gegend das im Mürztal vorherrschende SW-NO-Streichen der Gesteine einerseits in das WNW-OSO-Streichen im Palten-Liesingtal übergeht, andererseits erst im S der wie ein Keil eingeschobenen Seckauer Gneismasse diese Schwenkung durchmacht.

Bei Leobner Beben, deren Epizentrum in Leoben selbst oder in St. Michael liegt, wie bei den Beben (26. Februar 1909), (28. Mai 1909) und (1. April 1899) wird die Gegend von Knittelfeld-Großlobming nicht erschüttert. Der Stoß scheint sich am besten in der Seckauer Gneismasse fortzupflanzen. Er wird im Liesingtal bis Mautern (von dort aus gegen NW entfernt sich das Tal von der Gneismasse) und S des Massivs in Kraubath und Gaal gefühlt. Rückt jedoch wie bei den Beben (7. April 1899) und (29. April 1899) die Epizentralregion mehr gegen SW in die Gegend von St. Stephan-Kraubath, so wird außer der Seckauer Gneismasse auch die Gegend von Knittelfeld und Großlobming erschüttert. Jedenfalls aber ist die Ausbreitung der Leobner Beben in keiner der genannten Richtungen kräftig.

Ein recht konstantes Verhalten haben die Leobner Beben in ihrer Ausbreitung gegen NO. Hier nimmt die Bewegung gegen Bruck zu rapid ab. Bruck und manchmal auch Kapfenberg werden noch erschüttert.

Ob die starke Erschütterung in dem bei Kindberg gelegenen Mürzhofen beim großen Leobner Beben (1794) vielleicht ähnlich wie beim Mürztaler Beben (1. Mai 1885) auf ein Zwillingsbeben zurückzuführen ist oder nicht, läßt sich bei den spärlichen Nachrichten über dieses alte Beben nicht entscheiden. Auch gegen NW ist die Ausbreitung der Leobner Beben eine sehr mäßige. Beim Beben (28. Mai 1909), Epizentralregion NO von Leoben, wurde

Tragöß kräftig erschüttert; in Vordernberg war die Bewegung schwach. Bei den übrigen Beben wird die Erschütterung mehr oder weniger kräftig in dieser Richtung in Trofaiach und Vordernberg gefühlt; Eisenerz meldet negativ; auch bei dem großen Beben (1794) wurde Vordernberg sehr stark, Eisenerz viel schwächer erschüttert. Eine Ausnahme scheinen die Beben (1863) und (1864) zu bilden, bei denen Eisenerz eine ziemlich hohe Intensität aufwies; diese alten Beben sind aber zu wenig bekannt; ihre Epizentralregion ist unsicher. Anders verhält es sich mit dem Beben (1907); hier reichte die Bewegung bis Eisenerz; aber die Epizentralregion liegt N von Leoben bei Scharsdorf und Trofaiach. Bei diesem Beben scheint auch die Seckauer Gneismasse nicht miterschüttert worden zu sein. Das auffallendste Merkmal aller Leobner Beben ist ihre starke Ausbreitung gegen SO quer über die Gleinalpe über Übelbach bis Frohnleiten und Graz. Hörnes (29) führte diese eigentümliche Ausbreitung auf die Gleinalpe durchsetzende Blattverschiebungen zurück. Diese »Eisenerzer Linie« soll sich von Graz über Leoben bis Eisenerz fortsetzen. Das Beben (1907) breitete sich jedoch gegen SO nicht gegen Übelbach-Graz aus; nur Köflach hatte  $I = 3$ .

Pernegg ist nur bei den zwei Leobner Beben (1909) empfindlich.

### 8. Die Beben des Palten-Liesingtales.

- a) Beben vom 27. November 1898 (3).
- b) Beben vom 28. Jänner 1907 (12).
- c) Beben vom 14. November 1914 (18).

Die Hauptausbreitung der Beben (1898) und (1914) liegt in der NO-SW-Richtung normal aufs Streichen. Während aber beim Beben (1898) mit Treglwang als Epizentrum die NO-SW-Zone durch die Orte Palfau-Frauendorf markiert ist, liegt beim Beben (1914) diese Zone entsprechend der östlicheren Lage der Epizentralregion viel östlicher: Wildalpe—Fohnsdorf.

Beiden Beben gemeinsam ist die rasche Intensitätsabnahme im Paltental und gegen Leoben. Beim Beben (1914) ist die Gegend von Pernegg-Mixnitz fernempfindlich.

### 9. Die Beben von Eisenerz.

Das Beben vom 16. März 1910 (15).

### 10. Die Beben des Ennstales.

- a) Das Hieflauer Beben vom 16. Februar 1908 (13).
- b) Das Beben vom 8. Februar 1905 (10).
- c) Das Admonter Beben vom 9. Juli 1897 (2).
- d) Das Admonter Beben vom 22. März 1907 (12).

e) Das Admonter Beben vom 24. Dezember 1857 (30).

f) Das Beben vom 15. Juni 1897 (2).

g) Das Aigner Beben vom 17. September 1918 (19).

Die Beben von Eisenerz (1910) und von Hiefiau (1908) ähneln in ihrer Ausbreitung den Beben des Palten-Liesingtales. Beide Beben nehmen gegen Admont und gegen Leoben plötzlich an Intensität ab.

Sehr interessant ist ein Vergleich des Admonter Bebens (1907) mit dem Aigener Beben (1918). Trotz der Nachbarschaft der Epizentren und der nicht allzu großen Differenz der Schütterstärke (Admonter Beben  $I=6-7$ , Aigener Beben  $I=6$ ) ist die Ausbreitung beider Beben eine total verschiedene. Das Admonter Beben breitete sich nur in N-Richtung aus; in Niederösterreich wurde das Beben nicht beobachtet. Das Aigener Beben breitete sich trotz der W-Lage des Epizentrums hauptsächlich gegen NO nach Niederösterreich aus. Die W-, S- und SO-Grenze beider Beben innerhalb der Alpen fällt ziemlich gut zusammen.

Gemeinsam ist beiden Beben weiter die plötzliche Abschwächung der Intensitäten im Palten-Liesingtal bei Wald-Gaishorn und die Grenzisoseiste gegen O von Leoben-Vordernberg. Gegen NO ist beim Admonter Beben die Grenzisoseiste, die hier auffallenderweise mit der Ioseiste der höheren Intensitäten zusammenfällt, durch die Orte Hiefiau-Weyer-Gaflenz markiert. In diesem Gebiet tritt beim Aigener Beben eine auffällige Intensitätsabnahme ein: Lunz 3—4. Die Ausbreitung des Aigener Bebens im NO entspricht ungefähr dem Bild, welches man sich von der Ausbreitung eines schwächeren Scheibbsber Bebens machen würde. Die Gegend von Steinakirchen—Neuhofen am Alpenrand ist ein Zwillingsepizentrum.

Am böhmischen Massiv wurden im NO-Gebiet stärker erschüttert: die Gegend von Pöggstall (Lokalbeben), der Wagram, der schon bei den Neulengbacher Beben eine besondere Rolle spielt, und Zwettl, am Rande eines Granitstocks. In dem N von Aigen liegenden Abschnitt der außeralpinen Ebene und des böhmischen Massivs wurde beim Aigener wie beim Admonter Beben nur das Randgebiet des böhmischen Massivs dichter erschüttert. Sonst treten bei beiden Beben positive und negative Berichte gemischt auf. Neben einigen Ortschaften, die bei beiden Beben erschüttert wurden, finden sich in großer Zahl Orte, die bei einem Beben negativ, beim andern aber positiv melden (vgl. z. B. die Gegend von Schärding, beim Admonter Beben außerordentlich stark, beim Aigener Beben gar nicht erschüttert).

Eine stärkere Ausbreitung der höheren Intensitäten im Streichen und normal darauf läßt sich bei beiden Beben gut beobachten.

## II. Die Beben von Judenburg und Murau.

Auf eine Darstellung der Erdbeben des Gebietes von Judenburg und Murau und der Gegend von Neumarkt verzichte ich, nachdem Heritsch (25, 26) die wichtigsten Beben dieser Gebiete, mit Intensitätsangaben versehen, besprochen hat. Soweit diese Beben für die vorliegende Arbeit von Interesse sind, werden sie bei den Schlußfolgerungen behandelt.

## II. Zur Karte der Verteilung der Schwereanomalien.

Wie sich im Verlauf der folgenden Ausführungen zeigen wird, steht die Entstehung und Ausbreitung der Erdbeben in deutlicher Beziehung zu der Verteilung der Schwereanomalien.

Eine Darstellung der Theorie der Schweremessungen hat Koßmat (34, 35) gegeben.

Für die vorliegende Isogammenkarte wurden die von der internationalen Konferenz für Erdmessung publizierten Messungswerte verwendet (21). Die eingetragenen Zahlen geben den Wert  $g_0'' - \gamma_0$ , d. h. das Maß der unterhalb der Geoidoberfläche vorhandenen Dichteanomalien, ausgedrückt in Einheiten der fünften Dezimale von  $g$ , wieder. Die Isogammen sind in einem Abstand von je zehn Einheiten gezogen.

Das untersuchte Gebiet ist mit Ausnahme der Schweiz das mit dem dichtesten Schwerenetz überzogene Gebiet der Erde. Aber die Führung der Isogammen ist wegen der für genauere Untersuchungen zu weit voneinander liegenden Messungspunkte noch in weiten Grenzen eine willkürliche. Auch sind die Messungsorte nicht gleichmäßig über das ganze Gebiet verteilt. Im größten Teil der alpinen Zentralzone wurde nicht gemessen, ebenso liegen in manchen Teilen des böhmischen Massivs, der Karpathen und der ungarischen Tiefebene die Messungsorte so weit verstreut, daß die Isogammen nur ein sehr schematisches Bild der tatsächlichen Schwereverhältnisse zu geben imstande sind.

Die Isogammen verlaufen in den Alpen und Karpathen im allgemeinen in der Streichrichtung dieser Gebirge. Dieser Verlauf wird in dem untersuchten Gebiet stark durch quer aufs Streichen verlaufende Schweresynklinen und -Antiklinen gestört, die mit zum Teil sehr steilen Schweregefällen ineinander übergehen. Diese transversalen Schweresynklinen und -Antiklinen sind von großer Bedeutung für die Entstehung und Ausbreitung der Erdbeben. Die Gegend Ischl — 73, St. Georgen — 76 hat eine starke Minusanomalie. O schließt sich mit steilem Gefälle ein Gebiet minderer Minusanomalie an Gmunden — 36 — Losenstein — 25. Dann folgt eine Schweremulde Waidhofen — 59 — Lassing — 69, die mit steilem Gefälle gegen O in eine Antikline Frankenfels +7 übergeht; es folgt eine flache Mulde Lilienfeld — 11, St. Ägyd — 22, an die sich beim Schöckl — 5 eine

Antikline Alland +10, Preßbaum +15 anschließt; diese Antikline hängt gegen SO vielleicht mit der Antikline des Leithagebirges Hof +38 zusammen. Gegen NO folgt die Syncline des nördlichen inneralpinen Beckens, deren transversaler Charakter aber kaum erkennbar ist. Die Syncline ist wieder sekundär gewellt: Syncline Hermannskogel -5, Orth -20, Bruck +33; schwache Antikline: Wolkerdorf +3, Marchegg -11, Preßburg +42; Syncline Dürnkrot -33.

Eine vielleicht mit steilerem Gefälle folgende transversale Antikline ist durch Szenicz +24, Freistadt +28 angedeutet. Es schließt sich eine flache Syncline Miawa +3, Pöstyén +19, Topolczany +17 und weiter NO eine flache Antikline Waag +27, Trentschin +20, Nytrazsambokrét +49 an. Weiter im O ist eine Transversalsyncline durch Sillein -34 und Privigyé +1 angedeutet.

Die Grenze zwischen Alpen und Dinariden ist durch ein steiles longitudinales Schweregefälle ausgedrückt. In der Gegend von Kühnsdorf -25, Bleiburg -16 scheint sich eine transversale Schwereantikline zu befinden, da dieses Gebiet eine viel geringere Minusanomalie hat als das W davon liegende Grafenstein -58 und das O davon liegende Unterdrauburg -44. Vom Bakony erstreckt sich gegen W eine flacher werdende Schwereantikline, die bei Hochstradenkogel gegen NW umbiegt, bei Schöckl +12, Laßnitz -1 steil gegen Graz -21, Semriach -42 abfällt und tiefer werdend bis St. Marein -51, Bruck -52 auf der Karte zu erkennen ist (Mixnitz -71 dürfte eine örtliche Anomalie sein). N von dieser Antikline folgt mit steilem Gefälle ein Schweretrog, der von Veszprem -8 bis Kindberg -64 reicht und wahrscheinlich mit der Syncline von Waidhofen zusammenhängt. N derselben schließt sich die Antikline von Moor +38, Ödenburg +21, auf die die flache Schwere mulde O Gyalla -5, Rust -8 folgt. Das Gebiet Bakony-Vértes-Gebirge wird gegen O durch die Schwere mulde von Stuhlweißenburg -4 mit steilem Gefälle begrenzt. Die Schweregefälle des Orogens drücken sich in der erkennbaren Tektonik scheinbar nicht aus, sie laufen unbehindert quer über die Thermenlinie und die Randbrüche des Grazer Beckens. Die Schweregefälle haben also nichts mit der Bruchtektonik zu tun.

Das große N-S-Schweregefälle im böhmischen Massiv fällt mit der Ostgrenze des südböhmischen Batholithen zusammen.

### III. Die Lage der Epizentren und ihre Beziehungen.

#### a) Der größeren Beben.

Das böhmische Massiv und die außeralpine Ebene sind frei von Herden größerer Beben.

Die Bebenepizentren sind auf die Alpen, Karpathen und die ungarische Tiefebene beschränkt. Innerhalb dieser Gebiete ist die Verteilung der Herde keine gleichmäßige. In der Flyschzone haben von der



Gegend von Neulengbach mehrere Beben, darunter ein sehr großes, ihren Ausgang genommen. Aus der Gegend von Scheibbs wurde nur ein sehr starkes Beben bekannt; weiter W fehlen Nachrichten von größeren Beben innerhalb der Flyschzone. In den Kalkalpen fehlen größere Beben. Das stärkste Beben dieser Zone ist das Beben von Hieflau  $I=6$  mit recht beschränktem Schüttergebiet. Immerhin ist bemerkenswert, daß die Gegend von Hieflau schon in großer Nähe der Grenze gegen die Zentralzone liegt. Admont, von dem einige ziemlich starke Beben ( $I=6-7$ ) ausgingen, befindet sich unmittelbar an der Grenze zwischen Kalk- und Zentralzone, ebenso Aigen ( $I=6$ ). Am häufigsten und stärksten wird die Zentralzone erschüttert. Der Westabbruch des Leithagebirges gegen das inneralpine Becken wird nur von schwächeren Beben betroffen, dagegen gehört das Beben von Breitenbrunn am Abbruch des Leithagebirges gegen die ungarische Ebene zu den großen Beben. Mehrere starke Beben nahmen ihren Ausgang von der Gegend von Wiener Neustadt im inneralpinen Becken. Hierher rechne ich das große Beben (1768), dessen Epizentrum E. Sueß (45) nach Brunn am Steinfeld verlegt, wobei er aber ausdrücklich angibt, daß, wenn nicht die Richtung der Sprünge an den Häusern Wiener Neustadts auf Brunn als Epizentrum schließen ließe, Wiener Neustadt selbst, was den Grad der Zerstörung anlangt, als Epizentrum betrachtet werden müßte.

Da die Richtung der Sprünge in den Gebäuden ziemlich unabhängig von der Lage des Epizentrums ist, ist es wahrscheinlich, daß dieses Beben von dem habituellen Bebengebiet von Wiener Neustadt seinen Ausgang nahm. Die am meisten und stärksten erschütterte Gegend des untersuchten Gebietes ist unstreitig der Semmering und das Mürztal. Am Semmering sind die Umgebungen von Schottwien, im Mürztal die von Mürzzuschlag und Kindberg, Ausgangspunkte der stärksten Beben.

Weiter gegen W ist noch Leoben Epizentralgebiet eines zerstörenden Bebens. Die Beben des Palten-Liesingtals sind klein und überschreiten nicht  $I=6$ . Die stärkeren Beben von Admont wurden schon erwähnt. Von Leoben muraufwärts gehend, treffen wir in der Gegend von Judenburg und Murau ein Gebiet, von dem stärkere Erdbeben, aber nie mit zerstörenden Wirkungen ausgehen. Möglicherweise bildet das große Erdbeben vom 4. Mai 1201 (30), welches vielleicht von Katsch seinen Ausgang nahm, eine Ausnahme.

Weiter W fehlen in dem untersuchten Gebiet Erdbeben vollkommen. Mittelstarke Beben finden sich in Frohnleiten N von Graz und in Fürstenfeld im Grazer Becken. Auf die Epizentren der Dinariden, deren Seismizität bedeutend größer ist als die des untersuchten Gebiets, kann ich hier nicht eingehen. In den Karpathen haben wir das große Beben von Jókő (40) in den Kleinen Karpathen und das noch größere von Sillein (31) im oberen Waagtal. Weiter O fehlen größere Beben. In der ungarischen Tiefebene ist in dem

zum untersuchten Gebiet gehörenden Teil die Gegend von Komorn und die von Csoka bei Moor (41) im Vértesgebirge Ausgangsgebiet für sehr starke Beben. Am meisten und stärksten wird also das Gebiet erschüttert, welches zwischen Leoben und Sillein liegt. Nicht in den Gebieten des stärksten Zusammenschubs, wie z. B. in den hohen Tauern, sondern dort, wo das alpine Streichen ins karpathische übergeht, wo sich größere Senkungsfelder wie das Grazer Becken und das inneralpine Becken einschalten, dort wo das Gebirge niedrig wird, liegen die Epizentren der stärksten Beben.

Ganz überraschend ist es nun, wenn man die Verteilung der Epizentren mit der Isogammenkarte vergleicht. Betrachten wir die Verteilung der Dichteanomalien in der Gegend von Breitenbrunn. Breitenbrunn hat  $A = +13$ , Purbach  $A = +72$ , S von Purbach nimmt die Anomalie wieder rasch ab, Kaisereiche  $+18$ , Eisenstadt  $+18$ , Vulka-Brodersdorf  $+3$ , Rust  $-8$ . Das Epizentralgebiet liegt an einem starken Schweregefälle. Ähnlich verhält sich mit der Gegend von Wiener Neustadt.

Wiener Neustadt  $-28$ , Schwarzau  $+21$ , Neunkirchen  $-1$ . Im Semmering- und Mürztalgebiet drängen sich die Isogammen dicht zusammen: Neunkirchen  $-1$ , Aspang  $+6$ , Gloggnitz  $-30$ , Schottwien  $-32$ , Reichenau  $+4$ , Semmering  $-19$ , Spital  $-77$  (wahrscheinlich eine starke lokale Anomalie), Mürzzuschlag  $-52$ , Kindberg  $-64$ , Bruck  $-52$ . Während die starken Schweregefälle für den Semmering und die Gegend von Mürzzuschlag sehr deutlich sind, sind sie für die Gegend von Kindberg nicht so auffallend, was wohl auf das Fehlen von Schweremessungen NW und SO vom Mürztal zurückzuführen ist. Ebenfalls ein Gebiet auffallenden Wechsels starker Schwereanomalien ist die Epizentralregion von Frohnleiten: Bruck  $-52$ , Mixnitz  $-71$ , Frohnleiten  $-58$ , Peggau  $-42$ , Semriach  $-39$ , Schöckl  $+12$ , Graz  $-21$ , Laßnitz  $-1$ . Für die Gebiete von Leoben, Palten-Liesingtal, Admont, Aigen und Judenburg-Murau ist man bezüglich eines möglichen Schweregefälles nur auf Vermutungen angewiesen, da Schweremessungen in diesen Gegenden vollkommen fehlen. Diese Vermutungen stützen sich auf den Zusammenhang zwischen der Ausbreitung der Erdbeben und dem Verlauf der Isogammen, worauf erst später eingegangen werden kann. Jedenfalls wird auch bei diesen Orten wahrscheinlich, daß sie an Schweregefällen liegen. Bei Hieflau wird ein Schweregefälle durch Altenmarkt  $-40$  und Lassing  $-69$  angedeutet. Ebenfalls aus Gründen der Erdbebenausbreitung glaube ich, daß die Isogammen bei Windischgarsten einen vollkommen anderen Verlauf haben, als aus Mangel an Messungen eingetragen werden mußte. Die Zone geringerer Minusanomalie, markiert durch die Orte Gmunden  $-36$ , Kirchdorf  $-38$ , Losenstein  $-25$  und Altenmarkt  $-40$ , dürfte viel weiter nach S reichen, und Windischgarsten  $-81$  ist wahrscheinlich eine örtliche starke Anomalie.

Sehr klar liegen wieder die Verhältnisse bei Scheibbs: Gresten —41, Ybbs +20, Melk +34, Frankenfels +7. Daß in der Nähe von Scheibbs ein gewaltiges Schweregefälle durchgehen muß, ist nicht zweifelhaft. Auch in der Gegend von Neulengbach findet sich ein starkes Schweregefälle: Tulln +38, St. Pölten +39, Schöpfl —5, Alland +10, Purkersdorf +15, Hermannskogel —5.

Das Epizentrum Fürstenfeld im Grazer Becken liegt an einem starken Schweregefälle: Studenzen —48, Fehring —6, St. Gotthart +58. Bei Czoka im Vértesgebirge haben wir: Moor +38, Stuhlweißenburg —4, Binke +11. Während hier noch ein starkes Schweregefälle zu erkennen ist, läßt sich aus den wenigen Messungen in der Gegend von Komorn ein solches nicht wahrnehmen: Komorn +12, Ogyalla —5, Neuhäusel +27, Totis +20. Ebenso wenig läßt sich ein Schweregefälle im Epizentralgebiet von Jókó erkennen. Aus dieser Gegend stammen fast keine Schweremessungen: Szenicz +24 und Miava +3 sind die einzigen in der Nähe liegenden Orte. Betrachten wir aber die Verteilung der Schweregefälle in ihrer Beziehung zum geologischen Bau dieser Gegend: Das Leithagebirge hat starke Plusanomalien; eine Fortsetzung derselben in den Kleinen Karpathen ist zu erwarten. Das inneralpine Becken N der Donau hat Minusanomalien, die O von Jókó am stärksten sind: Dürnkrot —33, Hohenau —28. Ein steiles Schweregefälle zwischen Kleinen Karpathen und inneralpinem Becken in der Gegend von Jókó ist recht wahrscheinlich. Gut läßt sich wieder ein starkes Schweregefälle bei Sillein beobachten: Sillein —34, Waag-Bistritz —4, Teplitz +20, Großkarlowitz —11. Die Epizentren der großen Beben liegen an starken Schweregefällen; wo solche Beziehungen nicht erkennbar sind, ist wegen mangelnden Messungen der Verlauf der Isogammen ganz unbestimmt.

Die seismisch aktiven Schweregefälle gehören den transversalen Schweresätteln und Mulden an.

Die Hypozentren der Erdbeben scheinen nicht mit den eigentlichen orogenen S - W-, beziehungsweise SO - NW-Bewegungen, sondern mit jüngeren quer auf die ursprünglich orogene Bewegung verlaufenden Verbiegungen zusammenzuhängen.

Die an den transversalen Schweregefällen liegenden Herde zerstörender Beben reihen sich scheinbar in den Zentralalpen in einer WSW—ONO verlaufenden Zone Leoben—Semmering—Breitenbrunn (? Fortsetzung Jókó—Sillein) an, ebenso in der Flyschzone die Epizentren Scheibbs, Neulengbach. Es handelt sich da vielleicht um longitudinal verlaufende Spannungszonen. Die transversalen Schweregefälle würden dann an den Kreuzungspunkten mit denselben das Ausgangsgebiet besonders heftiger Erdbeben sein.

### b) Der Lokalbeben.

In diese Karte sind alle Lokalbeben eingetragen, die durch folgende Chroniken bekannt geworden sind: (22, 45, 30, 28, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 42.)

Als Lokalbeben werden solche Beben betrachtet, deren Schüttergebiet sich nur auf die nähere Umgebung des betreffenden Ortes beschränkt.

Hatte ein Ort innerhalb eines Jahres mehrere Lokalbeben, so wurde dies nur als ein Lokalbeben in die Karte aufgenommen. Es ist eine sehr häufige durch ihren tektonischen Charakter bedingte Eigenschaft der Lokalbeben, daß die vorhandenen Spannungen oft nicht durch ein einziges Beben zur Auslösung kommen, sondern in gewöhnlich unregelmäßigen Intervallen neue Erschütterungen hervorrufen; diese Intervalle können Stunden, Tage, Wochen, ja Monate sein, und manche Orte, wie z. B. Litschau, haben eine Seismizität von mehreren Jahren. Orte, die, soweit die Überlieferung reicht, z. B. nur innerhalb eines einzigen Jahres, aber da von zahlreichen Stößen heimgesucht wurden, können, bei Beurteilung jedes Stoßes als eigenes Lokalbeben auf der Karte, dieselbe Seismizität erhalten wie ein Ort, der durch Jahrzehnte hindurch fast jedes Jahr ein Lokalbeben hat. Andererseits ist es schwer zu entscheiden, wann eine Erdbebenperiode aufhört und eine neue anfängt. Durch das von mir angewendete oben erwähnte Verfahren wird vielleicht mancher Ort eine zu kleine, mancher eine zu große Seismizität bekommen, aber ich glaube, daß auf diese Orte doch die tatsächlichen seismischen Verhältnisse am richtigsten wiedergegeben werden. Ein zweiter bedeutenderer Fehler der Karte liegt darin, daß für die Jahre vor der Gründung der Erdbebenkommission nur Spezialchroniken von Niederösterreich, Steiermark und Kärnten vorliegen und, daß die Lokalbeben Ungarns ganz unzulänglich bekannt sind. Trotzdem gibt (dies zeigen die Veröffentlichungen der Erdbebenkommission) die vorliegende Karte die lokale seismischen Verhältnisse mit Ausnahme von Ungarn gut wieder.

Weitaus die meisten Lokalbeben des Gebietes finden sich innerhalb der Zentralzone der Alpen, und zwar sieht es so aus, als ob die am häufigsten lokal erschütterten Orte sich längs einer Linie gruppieren, die vom Leithagebirge über Wiener Neustadt zum Semmering, von da ins Mürztal und über Leoben und Judenburg zum Neumarkter Sattel verläuft. Innerhalb dieser Linie liegen auch die meisten Epizentren der großen zentralalpinen Beben; man könnte geneigt sein, dieser Linie eine besondere Bedeutung beizulegen. Würde man eine Karte der Verteilung der Lokalbeben nur auf Grund der Nachrichten konstruieren, die vor der Einrichtung der Erdbebenkommission gesammelt wurden, so würde diese Linie noch viel schärfer hervortreten. Würde man jedoch nur auf Grund der seit der Bildung der Erdbebenkommission registrierten Lokalbeben eine solche Karte zeichnen, so würde man diese Linie vergeblich

suchen. Durch die Bildung eines über die Zentralalpen gleichmäßiger verteilten Beobachtungsnetzes zeigte es sich, daß eine ganze Reihe von Orten oft von Lokalbeben heimgesucht wird, von denen früher wegen ihrer Lage abseits von den Verkehrslinien keine Nachrichten einliefen. Ich glaube, daß die auf der Karte den Talzügen folgenden, als Linien hervortretenden Gebiete stärkerer Lokalseismizität auf die Nichtbeobachtung von Lokalbeben in den weniger dicht besiedelten Teilen des Gebietes zurückzuführen ist. Sicherlich werden sich auch in den Zentralalpen Gebiete stärkerer Lokalseismizität von solchen geringerer trennen lassen; so scheint die Südsteiermark mehr von Lokalbeben betroffen zu werden als die Mittel- und Nordsteiermark; aber ich halte das vorliegende Material für eine solche genauere Lokalisierung nicht für ausreichend.

Das vorliegende Material zeigt deutlich, daß fast überall in den Zentralalpen Lokalbeben vorkommen, daß sie in zahlreichen Gegenden sehr häufig sind und daß im Gegensatz zu der Verbreitung der Epizentren der großen Beben keine Abnahme der Bebenhäufigkeit und Dichte gegen W zu beobachten ist. Auch im Grazer Becken treten häufig Lokalbeben auf. Viel seltener sind Lokalbeben in den Kalkalpen. Sehr deutlich ist eine größere Häufung von Lokalbeben innerhalb der Kalkalpen in der Nähe des inneralpinen Beckens, die auch in dem angrenzenden Teile der Flyschzone zu beobachten ist. Das Gebiet zwischen Wien—Klausen—Leopoldsdorf—Furth—Rohr—Reichenau und dem Abbruch der Kalkalpen gegen das inneralpine Becken zeichnet sich durch größere Bebenhäufigkeit aus. Sonst sind die wenigen Orte mit Lokalbeben in den Kalkalpen unregelmäßig weit verstreut. Eine ganze Reihe dieser Orte wird aber sehr häufig erschüttert.

Zum Teil liegen diese auf Gosaukreide: Sieding, Maria-Zell, Altenmarkt, St. Gallen, die Gegend von Spital—Windischgarsten und Zinkenbach am Wolfgangsee. Nicht auf Gosaukreide stehen die häufig erschütterten Orte: Weichselboden, Hieflau, Admont und Hallstadt-Aussee. Die meisten dieser Orte liegen in der Nähe des Südrandes der Kalk- gegen die Zentralalpen, während der N-Teil der Kalkalpen sich in lokalseismischer Beziehung mehr an die Flyschzone anschließt, die außerordentlich lokalbebenarm ist — keine einzige häufig erschütterte Ortschaft findet sich in derselben.

Im inneralpinen Becken S der Donau sind besonders an den Rändern Lokalbeben recht häufig; aber auch im Wiener Becken N der Donau findet sich eine ganze Reihe von Lokalbeben. Knett (34) versuchte ihre Lage längs zweier Linien nachzuweisen, und zwar sollen Strebersdorf, Schleinbach und Paasdorf der Fortsetzung der Wiener Thermenlinie gegen N: Wien—Poisdorf—Voitelsbrunn angehören, während die Lokalbebenorte Paasdorf—Wilfersdorf—Prinzendorf—Hauskirchen die Anzeichen einer Diagonallinie der »Thyalinie« sein sollten. Inzwischen sind noch vier neue Lokalbebenorte in dieser Gegend dazugekommen: Eibestal NW von

Wilfersdorf könnte noch zur Thermenlinie gehören; dagegen scheint mir das lokal erschütterte Herrn-Baumgarten zu weit O von der Thermenlinie zu liegen; die im Innern des Beckens liegenden Orte Matzen und Zwerndorf haben mit keiner der beiden Linien etwas zu tun. Die beiden, meines Erachtens recht problematischen seismischen Linien, haben bei keinem mir bekannten Erdbeben als »Linien« gewirkt.

Die Ausbreitung der Lokalbeben in der ungarischen Tiefebene und in den Kleinen Karpathen hat Rethly (42) behandelt, sie scheint in inniger Beziehung zur Tektonik des Gebietes zu stehen; das Material ist allerdings recht dürftig.

Ziemlich häufig treten Lokalbeben in der außeralpinen Ebene auf, und zwar besonders am Rande des böhmischen Massivs: Schärding, Linz, Wieselburg, St. Leonhard, Melk, St. Pölten, Karlstetten und Krems; im Innern der Ebene wurde nur Wels etwas häufiger erschüttert.

Merkwürdigerweise finden sich in der außeralpinen Ebene N der Donau nur noch zwei Orte mit Lokalbeben: Feuersbrunn und Kirchberg am Wagram; aus dem Gebiet N des Wagram ist, trotzdem dieser Teil der Ebene recht dicht besiedelt ist, bisher keine Meldung über ein Lokalbeben gekommen. Im S-Teil des böhmischen Massivs gehören Lokalbeben keineswegs zu den Seltenheiten; N der Linie Chlumetz bei Budweis—Wittingau—Neu-Riegers, sind jedoch, mit Ausnahme eines sehr zweifelhaften Lokalbebens am Kremešnik, keine Lokalbeben bekannt. Ebenso fehlen, analog dem Verhalten der außeralpinen Ebene, Erdbeben im böhmischen Massiv O der Linie Neu-Riegers—Krems. Lokalbeben kommen im böhmischen Massiv noch in den von mir nicht untersuchten Gebieten des Böhmerwaldes, Erzgebirges und der Sudeten, aber scheinbar seltener wie im S-Teil des Massivs vor, während der zentrale Teil Böhmens bebenfrei ist. In dem durch die obenangeführten Orte umgrenzten S-Teil des böhmischen Massivs sind die Lokalbeben recht unregelmäßig verteilt. Am häufigsten und stärksten wurde die Gegend von Prágarten NO von Linz erschüttert, sodann Ulrichsberg an der oberösterreichisch-böhmischen Grenze, in Niederösterreich Gutenbrunn, Kottes und Weinzierl N von Melk, Plank im Kamptal und besonders Litschau, welches durch mehrere Jahre zahlreiche Erschütterungen aufzuweisen hatte. Wenn wir von Litschau absehen, welches durch sein seismisches Verhalten sich scharf von den übrigen Lokalbeben des Gebietes unterscheidet und dem Typus der erzgebirgischen Schwarmbeben am nächsten kommt, so läßt sich von S gegen N im Massiv eine deutliche Abnahme der Bebenhäufigkeit beobachten; am S-Rand und in der Nähe desselben liegen die Lokalbebenorte am dichtesten und werden am häufigsten erschüttert.

Die Lokalbeben sind wohl zum weitaus größten Teil tektonischen Ursprungs. Die Häufung derselben längs des inneralpinen

Beckens und die Lage der meisten erschütterten Orte in den Kalkalpen auf Gosaukreide sprechen dafür. Am deutlichsten zeigt dies aber die Verteilung der Erdbeben in der außeralpinen Ebene und im böhmischen Massiv. Die Vorstellung, daß durch das Gewicht der zum Teil auf dem böhmischen Massiv liegenden Alpen dasselbe in die Tiefe gebogen wird, ist heute ganz geläufig; dieser Druck wirkt natürlich nicht nur auf die unterhalb der Alpen begrabenen Teile des Massivs. Ein N der Alpen gelegener breiter Streifen desselben steht noch unter der Einwirkung dieses gegen N schwächer werdenden Druckes, der sich lokal an Schwächezonen von Zeit zu Zeit durch Lokalbeben äußert. Gegen O zu treten Alpen und Dinariden auseinander; die Alpen werden niedrig; ausgedehnte Senkungsfelder schieben sich ein; der Druck dieses Teiles der Alpen auf die böhmische Masse muß viel geringer sein. Dies lassen auch die Lokalbeben erkennen: Schon von Chlumetz aus verläuft die Grenze zwischen dem Gebiet mit Lokalbeben und ohne Lokalbeben nach Neu-Riegers in OSO-Richtung, zielt also auf eine Verschmälerung des gestörten Rindenstreifens hin. Wo der Außenrand der Alpen in die karpathische Richtung umbiegt, da liegen auch in der außeralpinen Ebene am Wagram die letzten Orte mit Lokalbeben.

Das Zwischenstück zwischen Alpen und Karpathen muß auf das böhmische Massiv fast keine Wirkung ausüben, denn die außeralpine Ebene N der Donau und der Ostrand des böhmischen Massivs sind erdbebenfrei.

Schwerer zu erklären ist die außerordentlich starke lokal seismische Regsamkeit der Zentralzone gegenüber der Kalk- und Flyschzone, die in dieser Hinsicht einen toten Eindruck machen. Die größere Bebenhäufigkeit des S-Teiles der Kalkzone steht wohl im Zusammenhang mit der Nähe der Zentralzone. Vielleicht spielt da der petrographische Charakter und die tektonische Stellung der verschiedenen Zonen eine Rolle. Die Zentralzone (unterostalpine und mittelostalpine Decken) befindet sich noch in einem Spannungszustand ihrer tektonischen Lage zufolge, während die Kalk- und Flyschdecken infolge ihrer tektonisch hohen Lage den Spannungszustand verloren haben.

Zwischen den Epizentralregionen der größeren Beben und den Lokalbeben scheinen keinerlei Beziehungen zu bestehen. Die Epizentralregion des Semmerings, des Mürztals und Leobens ist reich an Lokalbeben, die Epizentralregion von Scheibbs und Neulengbach sehr arm an solchen, das Epizentralgebiet der Leithabebe ist mäßig reich an Lokalbeben.

Der Erreger dieser Beben liegt, wie man schon aus der geringen Schütterfläche derselben ersehen kann, sehr seicht; es nimmt daher auch nicht wunder, daß keine Beziehungen zwischen den Lokalbeben und der Verteilung der Schwereanomalien vorhanden sind.

## IV. Die Gestalt der Schüttergebiete und ihre Beziehung zum Untergrunde.

### a) In den Alpen.

Allen großen Alpenbeben des untersuchten Gebiets ist es gemeinsam, daß sich die Bewegung gegen N, d. h. im böhmischen Massiv, viel weiter fortpflanzt als gegen S, so daß die S randliche Lage der Epizentralregion ins Auge fällt. Ein weiterer gemeinsamer Zug ist der, daß die Breite des Schüttergebiets in den Alpen eine wesentlich geringere ist als in der außeralpinen Ebene und im böhmischen Massiv. Es sieht so aus, als ob das Schüttergebiet eines solchen alpinen Erdbebens dort, wo es aus den Alpen in die außeralpine Ebene tritt, sich plötzlich trompetenförmig erweitert.

Dadurch, daß ein mehr oder weniger schmaler N—S oder NW—SO verlaufender Streifen in den Alpen erschüttert wird, erhalten alle großen Beben des untersuchten Gebiets einen transversalen Charakter. Dieser kann in keine Beziehung zu dem erkennbaren geologischen Bau der Alpen gebracht werden. Wir sahen bei den Semmeringbeben, daß sie sich nicht oder nur schlecht gegen das Mürztal zu fortpflanzen; die Beben von Mürzzuschlag schließen sich in dieser Beziehung an die Semmeringbeben an. Die Beben von Krieglach und Kindberg pflanzen sich dagegen nicht oder nur schlecht ins Semmeringgebiet fort.

Das Beben von Frohnleiten geht nicht ins Mürztal. Die Mürztaler Beben pflanzen sich schlecht gegen Leoben, die Leobner Beben schlecht ins Mürztal fort usw. Wie im folgenden gezeigt wird, lassen sich in großer Zahl solche Grenzen, über die sich die Beben nicht oder nur abgeschwächt fortpflanzen, erkennen. Liegt das Epizentralgebiet in der Nähe einer solchen Grenze, und das ist gewöhnlich der Fall, so wird durch die exzentrische Lage des Epizentrums diese Grenze noch auffälliger.

Diese eigentümliche Erscheinung, die man als einen Widerwillen der Beben, in das Gebiet anderer Beben einzudringen, bezeichnen könnte, ist von bestimmendem Einfluß für die Ausbreitung der Beben in den Alpen (nicht aber in der außeralpinen Ebene und im böhmischen Massiv) und ist durch die zu beobachtenden geologischen Verhältnisse nicht erklärbar. Sie steht in inniger Beziehung zu der Verteilung der Dichteanomalien. Betrachten wir das Scheibbser Beben. Das Epizentrum liegt an dem Schweregefälle Ybbs +20, Gresten —41. Gegen O breitet sich dasselbe weit aus; hier finden sich durchwegs geringe Schwereanomalien: Frankenfels +7, Lilienfeld —11.

An dem tiefen Schweretrog W von Scheibbs nimmt das Beben plötzlich an Intensität ab. Auch bei dem Breitenbrunner und dem großen Semmeringbeben ist eine Intensitätsabnahme in dieser Gegend



deutlich zu beobachten. Ähnliche Verhältnisse finden sich im Semmering- und Mürztalgebiet. Hier ist die Gegend von Reichenau +4 und Semmering -19 ein Gebiet geringer Dichteanomalie; an dem Gefälle desselben gegen Schottwien -32 und Gloggnitz -30 liegt die Epizentralregion der Semmeringbeben und am Gefälle desselben gegen Mürzzuschlag -51 und Spital -77 die Epizentralregion der Mürzzuschlager Beben. Das Mürztal mit seiner -60 Anomalie ist im Verhältnis zum Semmeringgebiet ein Dichtetrog; die Semmering- und Mürzzuschlager Beben breiten sich in demselben nicht oder nur mit sehr verminderter Intensität aus; dagegen ist die Ausbreitung dieser Beben gegen N und im Wechsel, beide Gebiete geringer Schwereanomalie, eine kräftige. Die Beben von Krieglach und Kindberg haben im Dichtetrog des Mürztals ihr Epizentrum. Sie breiten sich gut in demselben gegen NW und auch in der Fortsetzung des Troges gegen SO ins Grazer Becken aus, während in die Gebiete geringer Dichteanomalie des Semmerings und überhaupt Niederösterreichs sich diese Beben nicht oder nur schwach ausbreiten. Die schwache Ausbreitung des großen Kindberger Bebens in den niederösterreichischen Alpen und die starke Ausbreitung der Mürzzuschlager und Semmeringbeben daselbst findet so eine Erklärung. Auch eine deutliche plötzliche Abnahme der Intensität der Mürztaler Beben in der Gegend von Bruck konnte konstatiert werden. Das Scheibbs-er Beben und die großen Semmering- und Mürzzuschlager Beben, die schon an der Linie Scheibbs—Mariazell—Semmering eine bedeutende Abschwächung erfahren hatten, haben bei Bruck ihre Grenzisoseiste. Hier scheint nun der Mürztaler Schweretrog sich herauszuheben, St. Marein -51, Bruck -52.

Das mittelsteirische Beben (22. Jänner 1912) hatte sein Epizentrum an dem Schweregefälle Schöckl +12, Mixnitz -71. Das Beben erstreckte sich nicht über die Schwelle von Bruck, ebenso laufen die Leobner Beben nur bis gegen Bruck. Wie weit diese Grenzzone gegen W reicht, ist aus den Messungen nicht zu erkennen; nach dem Verhalten der Erdbeben, besonders des großen Kindberger Bebens, dürfte sie aber mindestens bis Thörl reichen. Das Schüttergebiet der beiden schwachen Beben vom 18. September 1906 und 16. März 1906, die sich längs einer schmalen Zone Pernegg—Bruck—Tragöß ausbreiten, scheint ganz auf der Brucker Schwelle zu liegen. Daß die Kindberger und Krieglach-er Beben von Kindberg gegen W sich besser gegen Aflenz als gegen Bruck fortpflanzen, wird ebenfalls durch das Bestehen der Schwere Schwelle erklärt, die anscheinend bei St. Marein -51 im Mürztal beginnt. Sehr deutlich sind die Beziehungen zwischen den Schwereanomalien und der Ausbreitung der Erdbeben im Grazer Becken und der alpinen Umrahmung desselben. Der Wechsel hat eine geringe positive Anomalie, die, stärker werdend, über Steinamanger in die ungarische Tiefebene fortsetzt. S davon liegt vom Mürztal ausgehend ein ziemlich tiefer Schweretrog Gleisdorf -34, Studenzen

—48, Molnari —21. An diesen schließt sich S ein Gebiet geringer Schwereanomalie Schöckl +12, Laßnitz —1, Kalsdorf +7, welches gegen O in die Schwereantikline des Bakonywaldes übergeht. Die Semmeringbeben breiten sich gut im Wechselgebiet aus, die Beben des Mürltals haben ihre Hauptausbreitung in dem Schweretrog. In diesem Schweretrog haben auch die Beben des Grazer Beckens vom 13. Juli 1865, 14. Juli 1865, 2. Dezember 1865 und 14. Juli 1902 ihren Ursprung und ihre Ausbreitung. Die vierer Isoleiste des mittelsteirischen Bebens (22. Jänner 1912), das eine Ausbreitung in einem Gebiet mittlerer Minusanomalie hatte, fällt gegen SO mit dem Schweregefälle Schöckl—Kalsdorf zusammen.

Das Beben des Grazer Beckens vom 23. Dezember 1906 hatte sein Epizentrum in dem S angrenzenden Gebiet geringer Dichteanomalie und sein Verbreitungsgebiet beschränkt sich auch im wesentlichen auf dasselbe. Das Laibacher Erdbeben vom 14. April 1895 (48), dessen Epizentrum ziemlich sicher in einem Gebiet geringer Schwereanomalie oder Plusanomalie liegt, erleidet an der Drau in der Gegend von Klagenfurt eine starke Einbuße an Intensität, eine Grenze, die ganz im Einklang mit dem Verhalten der Isogammen W von Klagenfurt, sogar S über die Drau zieht. Im Murtal zeigen die höheren Intensitäten eine starke Ausbuchtung gegen N bis in die Gegend von Graz und Gleichenberg im Grazer Becken. Die höheren Intensitäten beschränken sich ganz auf das S des Schweretrogs liegende Gebiet geringer Schwereanomalie. Ganz ähnlich verhält sich das Agramer Beben vom 9. November 1880 (49), dessen Grenzisoleiste bei Klagenfurt so wie die die stärkeren Erschütterungen einschließende Isoleiste beim Laibacher Beben verläuft. Auch hier ist eine N-Ausstülpung der Isoleiste der Beschädigungen bei Leibnitz bis Gleichenberg und Kirchbach im Grazer Becken zu beobachten. Ebenso fällt die Grenzisoleiste der kroatischen Beben (26) vom 2. Jänner 1906, vom 8. Oktober 1909 und vom 29. Jänner 1910 vollkommen mit dem N-Abfall gegen den Schweretrog zusammen.

Die Admonter Beben hören in den Alpen plötzlich an der Linie Hiefiau—Weyer gegen W auf und treten nicht auf niederösterreichisches Gebiet über. Das Aigener Beben erfährt an dieser Linie eine plötzliche Abschwächung. Ähnlich wie beim Scheibbser Beben wird auch hier der Schweretrog von Waidhofen a. d. Ybbs nicht oder nur schwach erschüttert. Die Admonter Beben breiten sich in einem Gebiet mittleren Schweredefizits aus: Altenmarkt —40, Losenstein —25, Kirchdorf —38, Gmunden —36.

Der tiefe Defizittrog von Waidhofen hat auch hier wie beim Scheibbser Beben die Bewegung aufgehalten. Beim Hieflauer Beben (1908) nahm die Bewegung gegen Admont schnell an Heftigkeit ab, während sie sich gegen O viel weiter bis Gußwerk äußerte. Dieses Beben spielte sich innerhalb des Schweretrogs von Waidhofen ab. Beim Admonter Beben (1907) ist die Linie Schladming—

Hallstatt — Ischl — Traunkirchen — Gmunden, beim Aigener Beben (1918) Aussee—Öblarn (Ischl meldet trotz der großen Nähe vom Epizentrum negativ) die Westgrenze innerhalb der Alpen, beim Tiroler Beben vom 13. Juli 1910 (43) verläuft die Ostgrenze des Schüttergebietes über Gastein—Hallstatt—Ischl—Mondsee. Das Erdbeben von Belluno vom 29. Juni 1873 (20), welches fast ganz Kärnten erschütterte, drang merkwürdigerweise nicht in die Obersteiermark, ins obere Mur- und Ennstal ein und seine Ostgrenze in dieser Gegend verläuft über Gastein—Hallstatt—Aussee—Ischl—Gmunden. Auch die Westgrenze des Kindberger Bebens vom 1. Mai 1885 läuft, abgesehen von den vereinzelt erschütterten Orten Werfen und Salzburg, über Schladming—Hallstadt—Ischl—Gmunden. Die Ostgrenze des großen süddeutschen Erdbebens (37) ist: Gastein, Rußbach bei Gosau und Strobl bei Ischl. Aussee und das obere Ennstal meldeten negativ. Auch beim Judenburger Beben vom 1. Mai 1916 (25) reichte die Bewegung gegen W bis Gmunden. Diese auffällige seismische Grenze ist identisch mit der Grenze des Gebietes geringerer Schwereanomalie von Gmunden  $-36$  und Losenstein  $-25$  gegen das W davon liegende Gebiet großen Schweredefizits von St. Georgen  $-76$ , St. Gilgen  $-78$  und Ischl  $-73$ .

Das kleine, in einer schmalen Zone von Schladming bis Sankt Peter sich erstreckende Beben von 15. Juni 1897 liegt an diesem Gefälle und bildet ein Analogon zu den Pernegg-Brucker Beben.

Die Semmeringbeben erfahren gegen NO in der Gegend von Wiener Neustadt eine plötzliche Abschwächung oder hören auf; dasselbe ist bei den Leithabeben in ihrer Ausbreitung gegen SW der Fall. In dieser Gegend findet sich ein deutliches Schweregefälle, welches das Minusgebiet des Semmerings und Wiener Neustadts  $-28$  von dem Plusgebiet des Leitha- und Rosaliengebirges trennt. Ähnlich wie beim Grazer Becken zeigt der O-Teil des Schüttergebietes des Breitenbrunner Bebens vom 19. Februar 1908 die Abhängigkeit der Ausbreitung der Erschütterung von der Verteilung der Dichteanomalien. Das Beben entstand an dem Schweregefälle Purbach  $+72$ , Breitenbrunn  $+13$ . Sehr gut breitete sich das Beben in dem Plusgebiet gegen SW aus, erfuhr aber bei Wiener Neustadt eine plötzliche Abschwächung. Das Wechselgebiet mit seiner schwach positiven Schwereanomalie Aspang  $+6$  wurde kaum erschüttert, wie auch das Gebiet des Dichtetrogs des Grazer Beckens. Ebenso nahm die Bewegung in der Gegend von Rust und O des Neusiedler Sees rasch ab. Dieses Gebiet ist ein flacher Schweretrog. Dagegen breitete sich das Beben gut längs einer breiten Zone S des Neusiedler Sees über Ödenburg  $+21$ , Lockenhaus  $+31$  gegen O bis Kapuvar  $+15$  und Czorna aus. Diese Zone entspricht einer deutlichen Schwereantiklinale. Das Breitenbrunner Beben breitete sich stark längs der positiven Schwereanomalie des Leithagebirges gegen NO bis Preßburg  $+42$  aus, N von Preßburg befindet sich aber zugleich die Grenze des Schüttergebietes. Beim Jókőer Beben vom 10. Jänner

1906 (40) drängen sich gegen SW in den Kleinen Karpathen die Isoseisten dicht zusammen; in St. Georgen war die Bewegung noch stark, erfährt aber dann eine plötzliche Abschwächung. Die Grenzlinie zwischen Preßburg und St. Georgen läßt sich wegen des vollkommenen Mangels von Messungen in dieser Gegend gravimetrisch nicht erkennen; da sowohl das Breitenbrunner als auch das Jókőer Beben ihre Hauptausbreitung in Gebieten mit stärkerer positiver Anomalie besitzen, so wäre anzunehmen, daß sich N von Preßburg ein ungefähr SO—NW verlaufender Schweretrog befindet, der vielleicht durch die in der NW-Fortsetzung desselben liegenden stärksten Minusanomalie des Wiener Beckens Dürnkrot —33 angedeutet ist. Im Waagtal reicht das Jókőer Beben gegen NO stark bis Waag, um dann plötzlich an Intensität abzunehmen; das Beben von Sillein (31) reicht gegen SW im Waagtal kräftig nur bis Trentschin.

Diese Grenzlinie zwischen Waag und Trentschin ist auf der Isogammenkarte deutlich zu sehen. Das Jókőer Beben, dessen Hauptausbreitung in positiven Schweregebieten liegt, reicht bis Waag +27 und setzte nicht mehr in den großen Dichtetrog fort, der von Gaya —37, Ungarisch-Brod —11, Klobouk —33 und Sillein —34 gegen O zieht. Das Silleiner Beben, dessen Epizentrum in diesem Trog liegt, reicht nur bis zum Abfall des Gebietes positiver Anomalie zu dem Trog: Trentschin +9.

Es gibt in dem Gebiet der Alpen, das frei von gravimetrischen Messungen ist, eine ganze Anzahl solcher mehr oder minder deutlicher seismischer Grenzen, die auf geologisch erkennbare Ursachen nicht zurückgeführt werden können und deren Zusammenhang mit der Verteilung der Dichteanomalien sich wahrscheinlich bei der gravimetrischen Durchforschung erweisen wird. Eine solche Grenze muß unmittelbar W von Leoben liegen, denn die Leobner Beben pflanzen sich nur schlecht gegen W fort und sowohl die Ennstaler als auch die Palten-Liesingtal-Beben dringen nicht in das Leobner Gebiet ein. Das Admonter Beben (1907) zeigt, ebenso wie das Aigener Beben (1918), eine sprunghafte Intensitätsabnahme gegen O längs der schon oben besprochenen Linie Gaflenz—Altenmarkt und Hiefiau; die Linie setzt gegen S über Wald, Hohentauern, St. Johann und Brettstein bis Ober-Zeiring fort; Judenburg meldete negativ. Die Judenburger Beben, deren Epizentrum wahrscheinlich an dieser Linie liegt, wodurch sich die rasche Intensitätsabnahme murwärts erklärt, haben gegen N fast dieselbe Ausbreitung, wie die Admonter Beben gegen S. O der Linie Judenburg—Wald—Hiefiau findet eine rasche Intensitätsabnahme statt. Das Beben von Hiefiau (1908) breitet sich gegen W gegen Admont nur schwach aus; das Paltental meldet negativ, während es in Seckau noch gefühlt wurde; fast dieselbe Westgrenze hat das Beben von Eisenerz (1910), das weder in Admont noch im Paltental, dagegen im Liesingtal und in Gaal noch kräftig gefühlt wurde. Ebenso ist es beim Beben

von Treglwang (1898) auffallend, daß dasselbe im oberen Paltental schwach, im unteren Paltental und in Admont nicht gefühlt wurde, während es sich im Liesingtal viel stärker ausbreitete, wodurch das Epizentrum exzentrisch an den Westrand des Schüttergebietes zu liegen kommt. Hohentauern meldete negativ. Ich glaube, daß man diese Ausbreitungsverhältnisse am besten so deutet, daß das Schweregefälle von Altenmarkt, Hieflau gegen S über Radmer, Treglwang bis gegen Judenburg fortsetzt. Die Beben von Hieflau, Radmer und des Palten-Liesingtals breiten sich im Schweretrog, die Beben von Admont, Aigen und Judenburg aber in dem W von diesem Trog liegenden Gebiet minderen Schweredefekts aus. So wohl dieser Trog als auch die Schwereantiklinale werden wohl gegen S langsam tiefer, dafür spricht außer der aus den allgemeinen gravimetrischen Untersuchungen in den Alpen ableitbaren Wahrscheinlichkeit (der Schweredefekt wächst gegen die Mitte der Alpen) auch noch, daß die Admonter Beben sich nicht weit nach S und die Judenburger Beben sich verhältnismäßig schwach gegen N ausbreiten. Das Beben von Eisenkappel (5. August 1899) breitete sich gegen N in einer zwischen Grafenstein —58 und Unterdrauburg —44 liegenden Zone minderen Schweredefekts aus: Kühnsdorf —25, Bleiburg —16.

Diese seismischen Grenzen sind einander nicht gleichwertig und dürften von der Größe und Steilheit des Schweregefälles abhängen. Die Grenzlinie, die die Beben des Palten-Liesingtal, von Hieflau, Radmer und Admont verhindert, in das Leobner Gebiet einzutreten, ist gegenüber der Grenzlinie, die die Fortpflanzung des Scheibbsers Bebens und der Semmeringbeben gegen SW hemmte, von untergeordneter Bedeutung. Eine solche untergeordnete Grenzlinie müssen wir unmittelbar W von Neulengbach annehmen, denn das Neulengbacher Beben (1873) und Scheibbsers Beben (Zwillingsepizentrum Sieghartskirchen) nehmen dort plötzlich an Intensität ab und beim großen Semmeringbeben wurde die Gegend von Neuhaus und Altenmarkt abnorm schwach erschüttert. Auch in der Gegend von Lilienfeld in Niederösterreich findet sich eine solche Grenze. Hier erfährt das Scheibbsers Beben eine plötzliche Schwächung; das Neulengbacher Beben vom 3. Jänner 1873 reicht in den Alpen gegen W bis Lilienfeld, ebenso nimmt beim Semmeringbeben vom 11. Mai 1910 an der Linie Prein—Lilienfeld die Bewegung gegen W rasch ab. Auch beim Aigener Beben vom 17. September 1918 ist diese Grenzlinie angedeutet. Die Isogammen zeigen, allerdings nicht sehr deutlich, von St. Ägyd —22 über Lilienfeld —11 ein Vordringen von Minusanomalien gegen N. Die Mürztaler Beben, die am Semmering auffallend rasch an Energie verlieren, breiten sich N von Langenwang ziemlich kräftig ins obere Schwarzatal aus. Es ist nicht unmöglich, daß vom Mürztaler Trog aus über Kapellen und St. Ägyd ein schnell seichter werdender Nebentrog verläuft. Die rasche Abnahme der Intensität beim Scheibbsers, Neulengbacher und Semmeringbeben gegen N an der Donaulinie bei

Wien findet ihre Erklärung in dem Vordringen des Defizittrogs des N-Teils des Wiener Beckens gegen die Donau in dieser Gegend. Die Kraft, mit der eine solche seismische Grenzlinie wirkt, hängt nicht allein von der Größe des Schweregefälles, sondern auch von der Intensität des Bebens und von der Entfernung derselben vom Bebenherd ab. Bei schwächeren Beben kann dieselbe Grenzlinie mit der Grenzisoseiste zusammenfallen, die bei stärkeren Beben nur eine deutliche Abschwächung der Intensität bewirkt.

Zwillingsbeben, wie z. B. das große Kindberger Beben oder das Aigener Beben, können diese Grenzen ziemlich stark verwischen, sie sind dann aber als minder stark erschütterte Streifen noch deutlich erkennbar.

Ich glaube nicht, daß ich die Bedeutung des Zusammenhangs zwischen Bebenausbreitung und Dichteanomalien überschätze, wenn ich die transversalen Schweremulden und -sättel mit ihren Schweregefällen für den transversalen Charakter der alpinen Beben verantwortlich mache.

Die geringe Ausbreitung der nordalpinen Beben in den Alpen gegen S ist auf das große, aber wohl nicht sehr steile Schweregefälle normal auf die Druckrichtung gegen den Zentralteil der Alpen zurückzuführen. Das Kindberger Beben, dessen Epizentrum in einem Minusgebiet liegt, hat sich auch im Gegensatz zu den anderen Beben weiter gegen S ausgebreitet. Seine S-Grenze zwischen Spital und Bleiburg stimmt vollkommen mit dem steilen Schweregefälle zwischen Alpen und Dinariden überein.

Innerhalb des geschlossenen Schüttergebietes ist besonders in der Nähe der Epizentralregion die Ausbreitung der Bebenenergie keine gleichmäßige. Regelmäßig sind zwei im Epizentrum normal aufeinander stehende Zonen stärkerer Intensitätsausbreitung zu beobachten, deren eine ungefähr dem Streichen der Gesteine entspricht. Das Auftreten dieser immer mehr oder minder deutlich ausgeprägten Zonen hat in Verbindung mit dem transversalen Charakter der Schüttergebiete zur Theorie der Stoßlinien geführt.

Aber nicht nur auf Grund der Ausbreitung eines einzelnen Bebens, sondern auch wegen der oft mehr oder minder geradlinigen Anordnung von Epizentren wurden solche Linien konstruiert. So verdankt die Mur-Mürztal-Linie weniger der stärkeren Ausbreitung der einzelnen Beben in diesen Tälern als vielmehr der Häufung der Epizentren in denselben ihre Entstehung. Ebenso wurde die Zayalinie von Knett (32) nur wegen des Auftretens einiger Lokalbeben im Zayatal aufgestellt. Die Stoßlinien werden in longitudinale, d. h. dem Streichen des Gebirges entsprechende, und transversale eingeteilt.

In dem untersuchten Gebiet wurden zahlreiche Stoßlinien aufgestellt (vgl. Kowatsch [36] und Heritsch [26]).

Heritsch, der den rein transversalen Charakter der Beben des Gebiets betont, kommt zur Ablehnung aller Longitudinallinien.

Ganz allgemein wird der tektonische Charakter der Stoßlinien, die teilweise auch ins böhmische Massiv fortsetzen sollen, hervorgehoben.

Teilweise sucht man die Stoßlinien auf den oberflächlichen tektonischen Bau zurückzuführen. Diese Meinung ist von Hobbs in seinen seismotektonischen Linien ins Extrem getrieben worden. Nach ihm ist die Erdoberfläche in eine Menge mehr oder weniger unregelmäßiger Schollen aufgelöst, deren Grenzen gegeneinander durch erkennbare Verwerfungen oder Geländestufen, Talzüge usw. markiert sind. Durch den vom Hypozentrum kommenden Stoß werden diese Schollen gegeneinander in Bewegung gesetzt und an den Rändern derselben kommt die Erschütterung am stärksten zum Ausdruck. Die Ausbreitung der alpinen Erdbeben ist für diese Theorie nicht günstig. Wir treffen immer nur die zwei schon oben angeführten, normal aufeinander stehenden Zonen, die ganz unbekümmert um die Geländegestaltung quer über Täler und Gebirge verlaufen können. Nie sieht man Schollengebiete minderer Intensität gegeneinander begrenzt durch Streifen höherer Intensität, wie das die Hobbs'sche Theorie erfordert. Die oberflächlichen Verwerfungen scheinen für die Stoßlinien überhaupt nicht in Frage zu kommen. Von den hier besprochenen Beben wurde die Scheibbsler Linie mit der Transversalstörung Scheibbs—Mariazell, die Kamplinie mit Transversalstörungen im Gebiet von Hernstein und die Leithalinie mit dem Abbruch des Leithagebirges gegen das inneralpine Becken in Zusammenhang gebracht. Die angeblichen Transversalstörungen werden heute im Lichte der Deckentheorie ganz anders aufgefaßt und können nicht als Erdbebenerreger betrachtet werden. Auch die Leithabeben folgen nicht dem durch Thermen markierten Abbruch des Leithagebirges gegen das inneralpine Becken. Heritsch, welcher heute als der hervorragendste Vertreter der Stoßlinientheorie für die Alpen gelten muß, betont, daß ein Zusammenhang der Stoßlinien mit oberflächlichen Störungen nicht bemerkbar und auch nicht zu erwarten ist. Nach Heritsch (27) sind es in großer Tiefe liegende Blattstörungen, die die Stoßlinien hervorrufen. Über die Art, wie eine solche Störung die heftigen Bodenbewegungen in ihrer Nachbarschaft erzeugt, gibt es zwei Ansichten. Die einen nehmen an, daß die Störungslinie selbst Erdbebenherd ist, während die anderen die Störungslinie passiv von einem Bebenherd aus bewegt werden lassen. Gegen eine Erzeugung des Erdbebens durch die Verwerfung hat schon Schmidt (zitiert nach F. E. Sueß [48, p. 474]), indem er den Erregungsherd mit einer langen Schützenlinie vergleicht, bei der alle Schützen zugleich das Gewehr abfeuern, eingewendet, daß dann das Erdbeben nicht als kurzer Stoß, sondern als langandauernde Bewegung sich äußern müßte, was aber nicht der Fall ist.

Eine eigentümliche Erklärung hat Knett (33) für die Ausbreitung des Bebens am Böhmischem Pfahl vom 26. November 1902

versucht. Es breitet sich gut längs des Pfahls, der in der Streichrichtung der Gesteine liegt, aus.

Es ist auch eine zweite Hauptausbreitungsrichtung der Bewegung normal auf den Pfahl zu beobachten, die für die Ausbreitung der hohen Intensitäten viel bestimmender war als die längs des Pfahls. Querverwerfungen fehlen in dem Gebiet vollkommen. Knett glaubt, daß das Beben durch ein Zerreißen des Pfahls in der Tiefe erzeugt wurde. Durch das Klaffen des Pfahls soll ein senkrecht auf denselben gerichteter Anschlag bewirkt worden sein, der die hohen Intensitäten senkrecht auf den Pfahl hervorruft. Ich halte diesen Erklärungsversuch für unvereinbar mit der heutigen Vorstellung über die Propagation von Elastizitätswellen.

Wird eine tief gelegene Störungslinie passiv von einem Bebenherd aus erschüttert, so wird eine bessere Leitungsfähigkeit von Erdbebenwellen längs einer solchen Linie zur Erklärung der Stoßlinien in Frage gezogen. Heritsch schreibt (23, p. 56): »Wird nun schon durch den Umstand, daß die Erdkruste eben nicht homogen ist, eine Ungleichmäßigkeit in der Verbreitung der Erdbebenwellen hervorgerufen, so ist das um so mehr der Fall in einer intensiv gestörten, gefalteten, überschobenen und gebrochenen Erdkruste. Es ist daher wohl klar, daß die Erdbebenwellen gerade an jenen Stellen des geringsten Widerstandes Weiterverbreitung und damit ihre größte Intensität erlangen werden, wo eine tiefgehende Störung der Erdkruste vorliegt, wo gleichsam eine kaum verheilte Narbe in der Erde vorhanden ist.« Es ist scharf zu trennen: Die Leitfähigkeit eines Gesteins für die Bebenenergie, Grad der Beweglichkeit der Teilchen der Gesteine und das Auftreten höherer Intensitäten. Ist längs einer Störungslinie eine bessere Beweglichkeit der Teilchen vorhanden, so werden wohl an einer solchen höhere Intensitäten auftreten.

Lais und Sieberg (37) konnten am großen süddeutschen Erdbeben zeigen, daß in Störungsgebieten die Bewegung abnorm stark fühlbar wurde. Es handelt sich hier aber um oberflächliche Verwerfungen. Solche passiv erschütterte, kaum verheilte Störungslinien sind am wenigsten geeignet, selbst die Bebenenergie besser fortzupflanzen. Durch die Bewegung der Teilchen wird hier Energie in Arbeit umgewandelt. Nur oberflächliche Störungen, die durch die vom Hypozentrum im festen Gestein fortgeleiteten Bebenwellen Nahrung bekommen, können bebenverstärkend wirken. Ganz im Gegensatz zu tiefliegenden, passiv erschütterten Störungen, die schwerlich eine größere Beweglichkeit der Teilchen erlauben. Eine nicht verheilte Störungszone ist als besserer Energieleiter unmöglich. Anders liegt der Fall bei einer durch ein mehr oder weniger homogenes Medium ausgeheilten Störungszone, z. B. einer Art bayrischem Pfahl. In einer solchen wird sich die Bebenenergie besser fortzupflanzen als in dem durch Gesteinswechsel usw. weniger homogenen Nebengestein. Dann erscheint es aber verwunderlich, daß das Epizentralgebiet immer an solch einer ausgeheilten Tiefenstörung liegt.



Bei der Besprechung der einzelnen größeren Beben, die sich im böhmischen Massiv ausbreiten, habe ich nachzuweisen versucht, daß eine Fortsetzung der Erdbebenlinien in die außeralpine Ebene und ins böhmische Massiv nicht erkennbar ist.

Die Erdbebenlinien beschränken sich auf die Alpen. Aus den Ausführungen über die Beziehungen zwischen Schwereanomalien und Ausbreitung des Schüttergebietes geht hervor, daß der transversale Charakter der Beben in den Alpen auf die Verteilung der Schwereanomalien zurückzuführen ist. Die Frage der Stoßlinie reduziert sich dadurch auf das Gebiet heftigerer Erschütterung. Betrachten wir diese oft recht breiten Zonen näher.

Bei den Semmeringbeben fiel die bis zu einem gewissen Grade große Selbständigkeit in der Seismizität zahlreicher Orte innerhalb der Zonen stärkerer Erschütterung auf. Bei einem schwachen Beben kann derselbe Ort stärker erschüttert werden als bei einem starken Beben mit gleichem Epizentrum und gleicher Ausbreitungstendenz (vgl. Schaueregge), wobei ich betonte, daß diese Orte gewöhnlich durch Lokalbeben ausgezeichnet sind. Eine weitere Eigentümlichkeit dieser Zonen ließ sich an den Leithabeben gut beobachten: daß bei jedem Beben nur die zwei aufeinander senkrechtstehenden Zonen erscheinen, während die bei anderen benachbarten Beben auftretenden Zonen nicht in Erscheinung treten.

Bei den Leitha-, Semmering-, Mürztaler-, Leobener- und Palten-Liesingtalbeben läßt sich noch eine dritte für diese Zonen typische Eigenschaft beobachten. Mit einer wenn auch nur geringfügigen Verschiebung der Epizentralregion geht auch eine entsprechende Verschiebung der Transversalzonen Hand in Hand. Daß diese Zonen nicht auf Erscheinungen der Oberfläche zurückgeführt werden dürfen, kann man an ihrer Abhängigkeit von den Schweregefällen klar ersehen. Trotz des oft ungestörten Fortstreichens der Gesteine werden die Intensitäten der im Streichen liegenden Zone an einem Schweregefälle stark abgeschwächt. Da die starken Schweregefälle in dem untersuchten Gebiet normal auf die Streichrichtung stehen, ist die im Streichen liegende Zone gewöhnlich kürzer als die Transversalzone, die im allgemeinen längs des Schweregefälles verläuft.

Die bessere Fortpflanzung der Bebenenergie im Streichen wird dadurch erklärlich, daß sie hier auf längere Erstreckung im gleichen Medium verbleibt. Schwerer erklärbar ist die bessere Fortpflanzung der Energie normal aufs Streichen.

Von einer Beteiligung von Störungszonen zur Erklärung der stärkeren Ausbreitung muß man wohl absehen; vielleicht hängt sie damit zusammen, daß gerade in dieser Richtung infolge des transversalen Baues der Schweremulden und Sättel die Energie am längsten in einem Gebiet gleicher Schwere verbleibt und so keine Abschwächung erfährt. Andererseits scheint aber beim Scheibbs-er Beben die Transversalzone über das Schweregefälle des Waidhofener Troges gegen Turnau zu ziehen, wobei sie eine plötzliche Intensitätsabschwächung erfährt. Normal aufs Streichen, also in der

Druckrichtung, haben die Gesteine die größte Dichte. Nun scheint mit zunehmender Dichte im allgemeinen die Leitfähigkeit der Gesteine für Elastizitätswellen zuzunehmen. Normal aufs Streichen spielt die Reflexion der Wellen an den verschiedenen Medien keine so große Rolle wie schief aufs Streichen. Vielleicht läßt sich auf diese Art die bessere Fortleitung der Energie vom Epizentrum aus normal aufs Streichen erklären. Theoretische Arbeiten oder Experimente sind über diese Frage bisher nicht gemacht worden.

Bisher wurde die Art der Weiterleitung der Bebenenergie besprochen, sie erfolgt in ziemlich bedeutenden Tiefen, wie schon aus den engen Beziehungen zwischen Bebenausbreitung und Schwereverhältnissen hervorgeht. In den oberflächlichen Gesteinschichten wird die Bebenenergie schnell aufgebraucht; am besten wird dies durch die Lokalbeben illustriert, deren Schüttergebiet sich trotz der oft bedeutenden Stärke der Bewegung auf eine oder einige wenige Ortschaften beschränkt. Andererseits können schwache Erschütterungen, wenn sie von einem tiefliegenden Hypozentrum kommen, in einem großen Gebiet gefühlt werden (vgl. die oberösterreichischen Erdbeben [13. Jänner 1909], [23. Juli 1910]).

Ich komme nun zur Frage der Auslösung der vorhandenen Bebenenergie; diese ist bedingt durch Verhältnisse der obersten Teile der Erdkruste.

Im allgemeinen ist die Stärke der Auslösung der Energie abhängig von der Menge der zugeführten Energie; nur wenn durch die zugeführte Energie ein selbständiges Beben ausgelöst wird, ist dies nicht der Fall. Drei Beben des untersuchten Gebietes wurden als Zwillingsbeben angesprochen: Das Scheibbs-er, Kindberger und Aigener Beben. In allen drei Fällen ist die zwischen beiden Epizentren liegende Anomaliengrenze durch niedrigere Intensitäten ausgezeichnet. Während hier größere Beben durch die Bebenenergie vom primären Herd aus ausgelöst werden, muß die Fernempfindlichkeit einer Anzahl von Orten in den Alpen durch eine Auslösung von Lokalbeben erklärt werden. So wurde auf die eigentümliche Rolle, die die Gegend von Pernegg—Mixnitz bei den Mürztaler und Leobner Beben spielt, schon im speziellen Teil hingewiesen; aber auch beim Aigener Beben vom 17. September 1918, beim Semmeringbeben vom 11. Mai 1910, beim Beben des Grazer Beckens vom 14. Juli 1865, beim Liesingtalbeben vom 14. November 1914, beim Scheibbs-er Beben, bei den Judenburger Beben vom 1. Mai 1918 und 31. August 1908, bei den meisten kroatischen Erdbeben und beim süddeutschen Erdbeben wurde diese Gegend vereinzelt stärker erschüttet. Ähnlich fernempfindliche Orte sind Scheiblingkirchen, Schaueregg und Schwarzenbach am Wechsel, ferner Ischl beim Breitenbrunner Beben vom 19. Februar 1908, Semmeringbeben vom 11. Mai 1910, Kindberger Beben und Admonter Beben vom 22. März 1907.

Charakteristisch für die meisten fernempfindlichen Orte in den Alpen ist es, daß sie durch Lokalbeben ausgezeichnet sind und

daß sie selbst bei Beben mit gleichem Epizentrum und gleicher Intensität nicht immer erschüttert werden, sondern oft in ihrer Empfindlichkeit eine gewisse Periodizität aufweisen (vgl. Scheiblingkirchen bei den Semmeringbeben und Pernegg-Mixnitz bei den Mürztaler und Leobner Beben). Man kann in solchen Fällen nicht den petrographischen Charakter des Untergrundes, dessen Wasserführung oder passiv bewegte Verwerfungen verantwortlich machen, da ja dann bei jedem Beben gleicher Stärke mit gleichem Epizentrum diese Faktoren wirksam sein müßten. Je größer die zugeleitete Energiemenge ist, um so wahrscheinlicher wird die Auslösung eines Lokalbebens durch ein großes Beben; d. h. der größte Teil der auf diese Art abnorm stark erschütterten Ortschaften liegt bei jedem Beben innerhalb der guten Ausbreitung der Bebenenergie.

Bei sehr reifen Spannungen genügt schon ein ganz schwacher Anstoß, um das Lokalbeben zur Auslösung zu bringen. Solche Orte können dann weit außerhalb des Gebietes der guten Fortleitung der Erdbebenenergie liegen und damit die Grenzen des Schüttergebietes wesentlich verschieben. Diese Orte sind aber von dem eigentlichen Schüttergebiet durch breite Zonen negativer Meldungen getrennt. Jedes größere Beben weist gewöhnlich eine ganze Reihe solcher vereinzelt erschütterter Orte auf.

Häufen sich Orte mit Lokalbeben in gewissen Zonen, so kann auch eine zonenartige Ausbreitung stärkerer Intensitäten bei einem Beben in dieser Gegend eintreten. Dies kann man in ausgezeichneter Weise bei den stärkeren Semmeringbeben beobachten. Hier tritt außer den zwei normal aufeinander stehenden Zonen noch eine dritte NO gerichtete Zone stärkerer Intensitäten auf, die in der Richtung der Thermenlinie verläuft, aber nicht nur auf diese beschränkt ist, sondern ein breites, die Thermenlinie begleitendes Band innerhalb der Kalkalpen darstellt.

Die NO-Zone stärkerer Ausbreitung der Semmeringbeben entspricht ganz einer Zone der Häufung von Lokalbeben. Sie steht in enger Beziehung zur Tektonik dieses Gebietes, was, wie schon hervorgehoben, bei den Zonen der »Stoßlinien« nicht zu beobachten ist; diese sind unabhängig von einer Häufung von Lokalbeben.

Den Momenten, die zu einer verstärkten oder abschwächenden Auslösung vorhandener Bebenenergie hinführen, ist in letzter Zeit, besonders durch die Bearbeitung des süddeutschen Erdbebens durch Lais und Sieberg (37), erhöhte Aufmerksamkeit geschenkt worden. Für Detailbeobachtungen in dieser Richtung ist das untersuchte Gebiet nicht günstig, da das Beobachtungsnetz nicht so dicht ist wie das, welches Lais und Sieberg zur Verfügung stand; ebenso fehlen für größere Teile dieses Gebietes geologische Spezialkarten; die vorhandenen sind in einem für diese Untersuchungen zu kleinen Maßstab ausgeführt und die über dem festen anstehenden Gestein liegenden losen jungen Ablagerungen sind zum größten Teil nicht eingezeichnet. Gut läßt sich an dem Material das seismische

Verhalten des Wiener und Grazer Beckens studieren. Diese Becken sind tief mit losen neogenen Sedimentmassen ausgefüllt. Bei allen Beben, deren Epizentrum weiter entfernt von diesen Becken liegt, und bei allen schwachen Beben werden die mittleren Teile derselben nicht oder nur äußerst schwach erschüttert; auch bei starken Beben, deren Epizentren in unmittelbarer Nähe eines dieser Becken liegen, wie z. B. beim Breitenbrunner Beben, ist die Intensität, mit der die innerhalb des Beckens liegenden Ortschaften erschüttert wurden, eher eine zu niedrige. Beim Beben von Fürstenfeld vom 13. Juli 1865 wurde, obwohl das Epizentrum mitten im Grazer Becken lag und eine ziemlich hohe Intensität hatte, die Bewegung nur von den Rändern und nicht vom Inneren des Grazer Beckens gemeldet.

An den randlichen Partien tritt bei Beben, die sich in diese Becken verbreiten, eine Erhöhung der Bebenstärke ein, die im allgemeinen deutlich von der zugeführten Energiemenge abhängig ist (vgl. Neulengbacher, Leitha-, Semmering- und Mürztaler Beben im Wiener Becken; die Mürztaler Beben, die Beben von Frohnleiten und des Grazer Beckens im Grazer Becken).

Aber nicht bei allen Ortschaften der Beckenränder läßt sich eine solche Beziehung erkennen. So wird z. B. Hartberg am Rande des Grazer Beckens bei einigen Mürztaler Beben abnorm stark, bei anderen nur schwach erschüttert, unabhängig von der Intensität des Bebens. In solchen Fällen muß man die Auslösung eines Lokalbebens für die Bebenstärke verantwortlich machen. Da an den Rändern dieser Becken, besonders deutlich an denen des Wiener Beckens, eine durch deren tektonischen Charakter bedingte Häufung von Lokalbeben zu beobachten ist, so ist es oft nicht leicht zu entscheiden, ob Auslösungen tektonischer Spannungen oder die Wirkung wenig mächtiger loser Massen die Ursache der Bebenverstärkung sind. Jedenfalls läßt sich die bebenabschwächende Wirkung mächtiger und die bebenverstärkende Wirkung wenig mächtiger loser Ablagerungen an dem vorhandenen Material konstatieren, wobei die Mächtigkeit einer losen Masse, die noch bebenverstärkend wirken kann, abhängig von der Menge der zugeführten Bebenenergie ist. Die bebenverstärkende Wirkung von mit Wasser durchtränkten Flußablagerungen konnte beim Scheibbser Beben in Scheibbs und Höflein und beim Leobner Beben vom 6. Februar 1794 in Graz beobachtet werden, wo in den am Flußufer stehenden Häusern die Bewegung am stärksten war.

### **b) In der ungarischen Tiefebene.**

Bei allen alpinen Beben, besonders deutlich bei den Beben des Leithagebirges, des Semmerings und des Grazer Beckens, deren Epizentren in unmittelbarer Nähe der ungarischen Tiefebene liegen, läßt sich eine außerordentlich rasche Abnahme der

Intensitäten gegen dieselbe beobachten. Auf diese Erscheinung wurde schon von F. E. Sueß und Uhlig aufmerksam gemacht. Sie läßt sich auf die Ausfüllung der Ebene mit mächtigen losen Sedimenten zurückführen.

Trotzdem zeigt, wie ich schon bei der Ausbreitung der Beben in den Alpen hervorgehoben habe, daß Breitenbrunner Beben in seiner Ausbreitung gegen die ungarische Tiefebene deutlich, daß auch in ihr die Ausbreitung der Beben von der Verteilung der Schwereanomalien abhängig ist. Das Erdbeben von Moor im Vértesgebirge vom 14. Jänner 1810 (41) zeigt dieselbe Abhängigkeit. Dieses Beben ist ganz auf das von Moor gegen W bis Ödenburg ziehende Plusanomaliegebiet beschränkt. Sowohl gegen O in dem Minusgebiet von Stuhlweißenburg als auch gegen S in dem N des Bakonywaldes liegenden Schweretrog und gegen N in der flachen Schweremulde von Raab erlischt die Bewegung rasch. Die ungarische Tiefebene verhält sich in dieser Beziehung wie die Alpen, im Gegensatz zum böhmischen Massiv, in welchem die Schwereanomalien keinen Einfluß auf die Ausbreitung der Beben haben. Mit den Alpen hat auch die ungarische Tiefebene das Vorhandensein von Epizentren großer Beben gemeinsam, wieder im Gegensatz zum böhmischen Massiv, wo solche fehlen. Die ungarische Tiefebene zeigt mit den Alpen eine seismische Verwandtschaft, die in scharfem Gegensatz zu dem seismischen Verhalten des böhmischen Massivs steht. Ideen, wie sie L. Kober im »Bau der Erde« ausgesprochen hat, finden dadurch eine wesentliche Stütze.

### c) In der außeralpinen Ebene und im böhmischen Massiv.

In der außeralpinen Ebene und im böhmischen Massiv ist die Ausbreitung der großen Beben eine größere als in den Alpen. Je stärker das Beben und in je größerer Nähe das Epizentrum vom böhmischen Massiv liegt, um so größer ist die Ausbreitung in demselben.

Beim Jókőer Beben (40) wurde der O-Teil des Massivs erschüttert, ebenso bei den Neulengbacher und beim Wiener Neustädter Beben; beim Kindberger Beben wurde der SW-Teil, beim Judenburger (25) und Admonter Beben der der Ausbreitung dieser Beben in den Alpen entsprechende Teil des S-Randes, beim Agramer (49) und Laibacher (48) Beben mehr der SO-Teil, beim Tiroler (43) und Belluneser (20) Beben der SW-Teil des böhmischen Massivs erschüttert. Die Ausbreitung der Beben im böhmischen Massiv ist von der Ausbreitung derselben in dem Orogen abhängig.

Die Bewegung wird anscheinend vom Herd in den Alpen längs einer durch die Verteilung der Dichteanomalien bestimmten mehr oder minder breiten Zone in die außeralpine Ebene geleitet; von hier strahlt aber die Energie gleichmäßig nach allen Seiten aus

wie in einem vollkommen homogenen Medium. Das böhmische Massiv wird so erschüttert, wie wenn die Gegend, wo der aus den Alpen herausgeleitete Stoß das Massiv trifft, selbst eine Epizentralregion wäre. Dies ist nur dann möglich, wenn die Bewegung tatsächlich an den Schweregefällen in den Alpen erlischt oder geschwächt wird und nicht längs der Zone der Erschütterung nur besser gefühlt wird, sonst aber ungehindert unter den Alpen sich fortpflanzt; die Beben müßten sonst in der außeralpinen Ebene und im Massiv in viel breiterer Front auftreten, als sie dies tun. Durch die oben erwähnten Verhältnisse sieht es so aus, als ob sich die »Stoßlinien« der Alpen allerdings in viel verbreiteter Form im böhmischen Massiv fortsetzen.

Aus diesen Ausführungen geht zugleich hervor, daß der eigentliche Bebenherd innerhalb des Orogens und nicht in den unterhalb der Alpen liegenden Teilen des böhmischen Massivs liegen kann.

Während in den Alpen scharfe, durch die Verteilung der Dichteanomalien hervorgerufene Grenzen in der Bebenausbreitung vorhanden sind, finden sich solche in der außeralpinen Ebene und im böhmischen Massiv nicht. Das starke Schweregefälle, welches längs der Ostgrenze des großen südböhmischen Batholithen von Grein über die Thayaquelle bis W von Iglau verläuft und den ganzen S-Teil des böhmischen Massivs und die außeralpine Ebene in eine W-Hälfte mit Minusanomalie und eine O-Hälfte mit Plusanomalie trennt, hat keinen Einfluß auf die Ausbreitung der Beben, ebensowenig wie die Verteilung der Dichteanomalien im böhmischen Massiv überhaupt. Die Energie scheint tatsächlich im böhmischen Massiv ähnlich wie in einem homogenen Medium fortgeleitet zu werden. In der Auslösung der Energie sind jedoch in diesen Gebieten regionale Unterschiede zu beobachten.

In merkwürdigem Gegensatz zu der weiten Ausbreitung der Beben im böhmischen Massiv steht die außerordentliche Zerstreutheit der Orte mit Bebenmeldungen in demselben, während in den Alpen innerhalb des Schüttergebietes die das Beben meldenden Orte dicht beieinander liegen und negative Meldungen gewöhnlich nur an den Grenzen des Schüttergebietes auftreten. Man könnte glauben, daß die geringe Anzahl von Bebenmeldungen im böhmischen Massiv auf mangelnder Berichterstattung beruht.

Das Admonter Beben (1907) und Aigener Beben (1918), bei denen zahlreiche negative Meldungen einliefen, zeigen deutlich, daß tatsächlich die positiven Bebenmeldungen aus dem böhmischen Massiv und der außeralpinen Ebene ganz verstreut sind, und daß der größte Teil der Ortschaften in diesen Gebieten negativ meldet. Ähnliche Verhältnisse trifft man bei allen Beben, bei denen negative Meldungen mitgeteilt wurden. Die Vereinzeltheit der erschütterten Ortschaften beruht auf tatsächlichen Verhältnissen. Die Dichte der Erdbeben meldenden Ortschaften ist in der außeralpinen Ebene

und im böhmischen Massiv nicht gleichmäßig über das ganze Gebiet verteilt. Die außeralpine Ebene S der Donau und der S-Teil des böhmischen Massivs werden bei allen Beben viel dichter erschüttert als der zentrale Teil des Massivs, auch wenn das Schüttergebiet noch weit in dasselbe hineinreicht. Am dichtesten wird die außeralpine Ebene gegen den Rand des böhmischen Massivs zu und der S-Rand des Massivs selbst erschüttert. Die Schütterdichte in der Mitte der außeralpinen Ebene und am Rand derselben gegen die Alpen ist aber gering, wie das besonders auffällig bei dem Admonter Beben (1907) und beim Aigener Beben (1918) zu beobachten ist (vgl. damit die Armut an Lokalbeben in diesen Gebieten).

Am böhmischen Massiv nimmt die Schütterdichte gegen N ab. N der von der Ausbreitung der Lokalbeben her bekannten Grenze Budweis—Neu-Riegers findet eine plötzliche Abnahme der Schütterdichte statt. Diese Abnahme ist nicht allein abhängig von der wachsenden Entfernung vom alpinen Epizentrum.

Schon die weite Ausbreitung der großen Beben im böhmischen Massiv zeigt, daß die Abnahme der Bebenenergie langsamer erfolgt als die Abnahme der Schütterdichte. Daß die Lage der Region größerer Schütterdichte auch auf andere Faktoren als die Entfernung vom Epizentrum zurückzuführen ist, beweisen am besten die großen Beben, deren Epizentrum nicht S, sondern mehr O oder W vom Massiv liegt. Das Semmeringbeben (11. Mai 1910), das Breitenbrunner Beben (19. Februar 1909), das große süddeutsche Erdbeben und bis zu einem gewissen Grade auch das Jókőer Beben (10. Jänner 1906 [40]) breiten sich weit im böhmischen Massiv aus, die größte Schütterdichte dieser Beben liegt aber am S-Rand des Massivs; sie nimmt gegen N ab und N der Linie Budweis—Neu-Riegers finden sich nur einige wenige ganz verstreute Meldungen, trotz der ganz exzentrischen Lage der Epizentren; man sollte da eine gegen NW oder W, beziehungsweise beim süddeutschen Beben eine gegen O abnehmende Schütterdichte erwarten. Der Parallelismus in der Verteilung der Schütterdichte und der Verbreitung der Lokalbeben in der außeralpinen Ebene und im böhmischen Massiv ist so groß, daß man die größere Schütterdichte im S-Teil dieses Gebietes hauptsächlich auf die seismisch aktiven Verwerfungen zurückführen muß. Daß es sich hier zum größten Teil um Auslösungen von selbständigen Lokalbeben handelt, wird durch das seismische Verhalten der außeralpinen Ebene und des S-Teiles des böhmischen Massiv bei zahlreichen kleineren alpinen Beben wahrscheinlich. Ein breites, nicht erschüttertes Gebiet in den Alpen trennt das Schüttergebiet dieser Beben von der außeralpinen Ebene und dem böhmischen Massiv; trotzdem wird die Bewegung besonders am S-Rand des böhmischen Massivs in einem oder einigen Orten ganz vereinzelt gefühlt: Leithabeben (1899) — St. Pölten, Wiener Neustädter Beben (1874) — Messern und Sitzendorf,

Semmeringbeben (6. September 1909) — Melk, Semmeringbeben (22. September 1885) — Ybbs, Mürztaler Beben (1903) — Melk, Mürztaler Beben (1907) — Harland, Melk und Linz, Mürztaler Beben (3. Mai 1885) — Retz, Judenburger Beben (31. August 1908) — Schärding. Alle diese Orte sind außer Messern-Sitzendorf, Harland und Retz durch Lokalbeben ausgezeichnet. (Daß die Erschütterung dieser Orte nicht in Zusammenhang mit Erdbebenlinien gebracht werden kann, wird ohneweiters aus der Lage der Orte zum Epizentralgebiet und der Hauptausbreitung der Beben in den Alpen ersichtlich.)

Auch die außeralpine Ebene N der Donau wird von den meisten größeren Beben erschüttert. Während in der außeralpinen Ebene S der Donau und am S-Rande des böhmischen Massivs die Intensität mit der die Orte erschüttert werden, bis zu einem gewissen Grade unabhängig von der Entfernung vom Epizentrum und der Stärke des Bebens ist, ist dies bei der Erschütterung der außeralpinen Ebene N der Donau nicht der Fall.

Kräftig wurde ein großer Teil der außeralpinen Ebene N der Donau beim Scheibbser Beben (Zwillingsepizentrum Sieghartskirchen), bei dem großen Semmering- und beim Breitenbrunner Beben erschüttert. Beim Neulengbacher Beben (1873) wurde die Erschütterung noch in einem größeren Teile dieses Gebietes verspürt; bei dem schwächern Neulengbacher Beben (1895) meldeten nur einige Orte am O-Rande des böhmischen Massivs das Beben; bei dem noch schwächeren Neulengbacher Beben (1875) reichte die Bewegung nur bis zu dem für die Verbreitung der Lokalbeben so bedeutsamen Wagram. Beim Kindberger Beben wurde die außeralpine Ebene N der Donau, entsprechend der geringeren Menge Bebenenergie in diesem Teil, nur schwach erschüttert, ebenso beim Laibacher und beim süddeutschen Erdbeben, wo im Gegensatz zu den hohen Intensitäten des Bebens längs des S-Randes der böhmischen Masse der O-Rand nur schwach erschüttert wurde, obwohl die Bewegung noch viel weiter gegen O reichte.

Abnorme Bebenverstärkungen, wie sie z. B. beim großen Semmeringbeben in der Gegend von Schärding auftraten, finden sich in diesem Gebiete nicht. Die von der Menge der Energie recht abhängigen Bebenverstärkungen in der außeralpinen Ebene N der Donau sind nicht auf Auslösungen lokalseismischer Spannungen zurückzuführen. Auf den tektonischen Gegensatz zwischen dem S- und O-Rand des böhmischen Massivs habe ich schon bei der Besprechung der Lokalbeben aufmerksam gemacht. Während das böhmische Massiv von seinem S-Rand aus steil gegen die Alpen zu einfällt und die losen Tertiärsedimente in diesem Teil der außeralpinen Ebene rasch große Mächtigkeit erreichen, taucht das Massiv gegen O in viel sanfterer Böschung unter die nur langsam gegen O an Mächtigkeit zunehmenden losen Tertiärablagerungen. Wenig mächtige lose Massen wirken bebenverstärkend. Entsprechend der zunehmenden



Dicke der Tertiärbedeckung gegen O nimmt die Schütterstärke, die am Rande des Massivs am höchsten ist, gegen O ab. Auch das Tertiärbecken von Budweis-Wittingau scheint in ähnlicher Weise zu wirken. In diesem Becken wurden erschüttert beim Beben von Breitenbrunn: Budweis, Wittingau, Neu-Nagelberg, Gmünd, Weitra, Gratzen; beim großen Semmeringbeben: Gratzen; beim Scheibbs-Beben: Budweis, Wittingau, Gmünd, Weitra; beim Kindberger Beben: Budweis, Wittingau, Gmünd; beim Laibacher Beben: Budweis; beim Agramer Beben: Budweis; beim Tiroler Beben: Budweis; beim süddeutschen Erdbeben: Budweis, Wittingau, Gratzen. Da in Budweis auch Lokalbeben vorkommen, ist es nicht sicher, ob nicht auch Auslösungen lokaler tektonischer Spannungen die Empfindlichkeit dieses Ortes verursachen. Eine starke Fernempfindlichkeit weisen einige Orte auf, die man weder mit Lokalbeben noch mit der Tertiärbedeckung in Zusammenhang bringen kann. Da sind einige Orte am Rande des Granitstocks von Großmeseritsch:

Breitenbrunner Beben: Budischau; Semmeringbeben: Großmeseritsch; Neulengbacher Beben (1873): Großmeseritsch, Trebitsch; Scheibbs-Beben: Großmeseritsch, Trebitsch; ferner die Gegend von Iglau beim Neulengbacher Beben (1873), Scheibbs- und Kindberger Beben, Počatek beim Wiener Neustädter Beben (1768); die Gegend von Kaplitz beim Scheibbs-Beben; die Gegend von Oberplan beim Kindberger, Tiroler und Admonter Beben. Die Fernempfindlichkeit dieser Orte ist deutlich abhängig von der Lage der Epizentren und der Ausbreitung der Beben in den Alpen. Die Orte am Granitstock von Großmeseritsch sind nur bei Beben, deren Epizentren im O-Teil der Alpen liegen, fernempfindlich; die Gegend von Oberplan wird nur bei Beben mit W-Epizentrum oder W-Ausbreitung stärker erschüttert. Alle die oben angeführten Orte liegen in der Nähe der Grenze von Granitstöcken gegen Gneis und Glimmerschiefer. Es scheint diese Grenze stellenweise geeignet zu sein, Bebenverstärkungen hervorzurufen.

Die bebenverstärkende Wirkung von Flußschottern und die schwache Fühlbarkeit des Bebens auf der Höhe des Massivs läßt sich bei zahlreichen Beben deutlich erkennen.

Sehr häufig kehrt in den Bebenberichten von Ortschaften des böhmischen Massivs die Angabe wieder, daß Kirchenglocken durch die Bewegung zum Läuten gebracht wurden. Das Läuten von Kirchenglocken führt Sieberg (44) in seiner in dieser Arbeit verwendeten Intensitätsskala erst bei  $I = 7$  an. Trotzdem wurde das Beben in den betreffenden Ortschaften nur mäßig gefühlt, während  $I = 7$  Beschädigungen an Häusern etc. verlangt. Das Läuten von Kirchenglocken kann also schon bei ganz mäßiger Bebenstärke eintreten, aber anscheinend nur bei Ortschaften, die weit von der Epizentralregion entfernt sind, denn bei den recht seltenen Meldungen von Glockenläuten im und in der Nähe des Epizentrums handelt es sich regelmäßig um sehr starke Erschütterungen.

## Hauptergebnisse.

1. Die Herde der großen Beben sind auf das Orogen (Alpen, Karpathen, ungarische Tiefebene) beschränkt.
  2. Sie liegen in dem durch das Auftreten großer Senkungsfelder ausgezeichneten Zwischengebiet Leoben—Sillein.
  3. Sie sind auf die Flysch- und Zentralzone beschränkt und fehlen in den Kalkalpen.
  4. Sie liegen durchwegs an steilen transversalen Schweregefällen.
  5. Die Entstehung der Erdbeben hängt mit jüngeren, quer auf die ursprüngliche orogene Bewegung verlaufenden Verbiegungen zusammen.
  6. Ein Zusammenhang zwischen den Herden größerer Beben und erkennbarer Tektonik ist nicht zu erkennen.
  7. Die Lokalbeben stehen deutlich in Beziehung zur erkennbaren Tektonik (Häufung am Rande des inneralpinen Beckens, im S-Teil des böhmischen Massivs und in den Zentralalpen, Zurücktreten und Fehlen in der Kalk- und Flyschzone, im O-Teil und Zentrum des böhmischen Massivs).
  8. Beziehungen zwischen Schwereanomalien und Lokalbeben (oberflächliche Lage) sind nicht erkennbar.
  9. Die großen Erdbeben breiten sich im böhmischen Massiv (wirkt wie eine homogene Masse) weiter aus als in den Alpen.
  10. Schweregefälle (die nur im Orogen aktiv sind) bewirken eine Hemmung der Fortpflanzung der Bebenenergie.
  11. Da ein Großteil der steilen Schweregefälle im untersuchten Gebiet quer auf das Streichen des Gebirges verläuft, haben die Schüttergebiete in den Alpen eine deutlich transversale Form.
  12. Von sehr großer Bedeutung für die Form der Schüttergebiete und die Verteilung der Intensitäten ist die relaisartige Auslösung vorhandener Spannungen außerhalb des Epizentralgebietes.
  13. Die Stoßlinientheorien werden für das untersuchte Gebiet abgelehnt.
-

## Literaturverzeichnis.

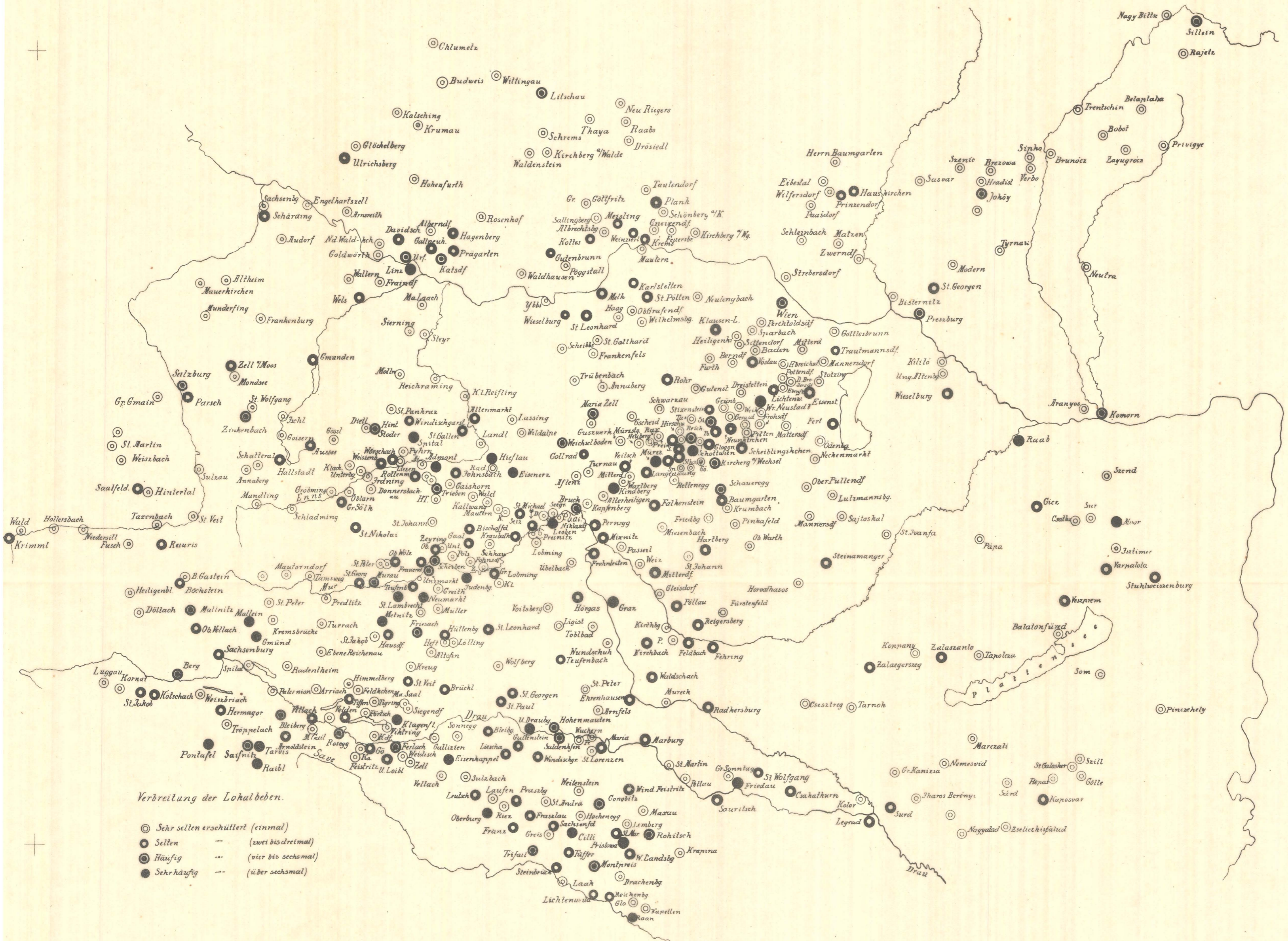
Allgemeiner Bericht und Chronik der in Österreich beobachteten Erdbeben. Herausgegeben in den Mitteilungen der Erdbebenkommission der kais. Akad. d. Wiss. in Wien

1. für das Jahr 1896.
2. » » » 1897.
3. » » » 1898.
4. » » » 1899.
5. » » » 1900.
6. » » » 1901.
7. » » » 1902.
8. » » » 1903.

Herausgegeben als offizielle Publikation von der k. k. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik

9. für das Jahr 1904.
10. » » » 1905.
11. » » » 1906.
12. » » » 1907.
13. » » » 1908.
14. » » » 1909.
15. » » » 1910.
16. » » » 1911.
17. » » » 1912 und 1913.
18. » » » 1914.
19. Für die Jahre 1916—1921.
20. A. Bittner: Beiträge zur Kenntnis des Erdbebens von Belluno vom 29. Juni 1873. Sitzungsberichte der kais. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Klasse. LXXXVIII. Wien 1883.
21. E. Boraß: Bericht über die relativen Messungen der Schwerkraft mit Pendelapparaten in der Zeit von 1808—1909 und ihre Darstellung im Potsdamer Schweresystem. Verhandl. der vom 21. bis 29. September 1909 in London und Cambridge abgehaltenen XVI. allgem. Konferenz für internationale Erdmessung. Berlin, 1912, III. Teil.
22. C. W. C. Fuchs: Die vulkanischen Ereignisse der Jahre 1877—1885. Tschermak's Mineralog. u. petrograph. Mitteilungen. Bd. 1—8.
23. F. Heritsch: Über das Mürztaler Erdbeben vom 1. Mai 1885. Mitteil. der Erdbebenkommission. Neue Folge, Nr. XXXII. Wien, 1908.
24. : Das mittelsteirische Erdbeben vom 22. Jänner 1912. Mitteil. d. Erdbebenkommission. Neue Folge, Nr. XLIII. Wien, 1912.
25. : Das Judenburger Erdbeben vom 1. Mai 1916. Mitteil. d. Erdbebenkommission. Neue Folge, Nr. XLIX. Wien, 1916.
26. : Transversalbeben in den nordöstl. Alpen. Mitteil. d. Erdbebenkommission. Neue Folge, Nr. 53. Wien, 1918.
27. : Analogien im seismischen Verhalten der nordöstl. Alpen und der Westkarpathen. Geologische Rundschau, Bd. X, 1919.
28. H. Höfer: Die Erdbeben Kärntens und deren Stoßlinien. Denkschrift der k. k. Akad. d. Wissensch., XLII, Wien, 1880.
29. R. Hörnes: Bericht über die obersteirischen Beben des ersten Halbjahres 1899 (zumal über die Erschütterungen des 1., 7. und 27. April). Mitteil. der Erdbebenkommission, Nr. XIV, 1899.

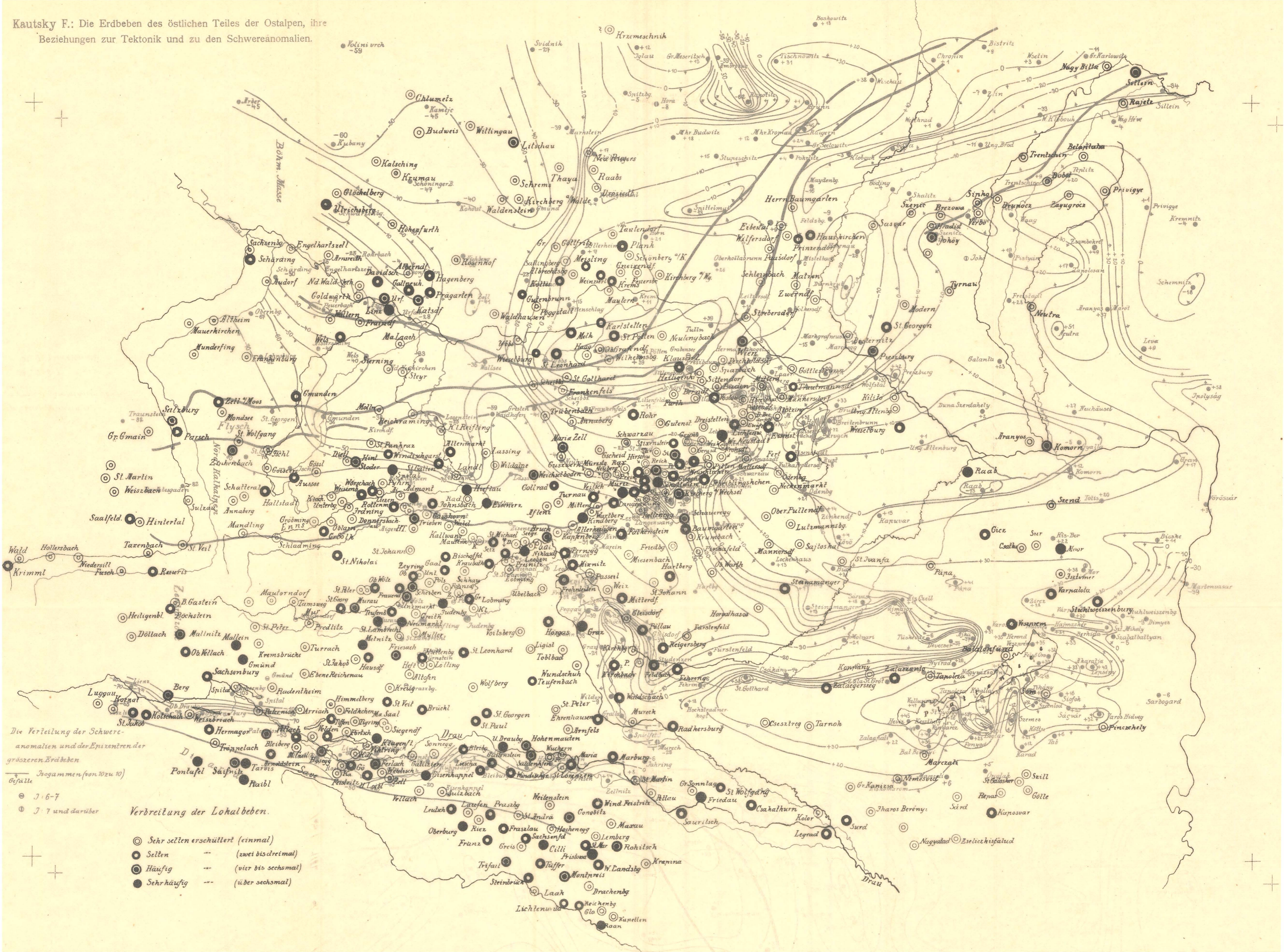
30. R. Hörnes: Erdbeben und Stoßlinien Steiermarks. Mitteil. der Erdbebenkommission. Neue Folge, Nr. VII, Wien, 1902.
  31. Jeittelles: Bericht über das Erdbeben am 15. Jänner 1858 in den Karpathen und Sudeten. Sitzungsberichte der k. k. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Klasse, XXXV, Nr. 12, Wien, 1859.
  32. J. Knett: Neue Erdbebenlinien Niederösterreichs. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, 1901, p. 266.
  33. : Das Erdbeben am böhmischen Pfahl am 26. November 1902.
  34. F. Koßmat: Die mediterranen Kettengebirge in ihrer Beziehung zum Gleichgewichtszustande der Erdrinde. Abhandl. der math.-naturw. Kl. der sächsisch. Akad. d. Wiss., Bd. XXXVIII, Nr. II, Leipzig, 1921.
  35. : Die Beziehungen zwischen Schwereanomalien und Bau der Erdrinde. Geologische Rundschau, Bd. XII, Heft 3/5, Leipzig, 1921.
  36. A. Kowatsch: Das Scheibbs'er Erdbeben vom 17. Juli 1876. Mitteil. d. Erdbebenkommission. Neue Folge, Nr. XL, Wien, 1911.
  37. Lais und Sieberg: Das mitteleuropäische Erdbeben vom 16. November 1911. Gerlands Beiträge zur Geophysik, Bd. XII, Leipzig, 1913.
  38. F. Noë: Bericht über das niederöstr. Beben vom 11. Juni 1899. Sitzungsbericht d. k. k. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Klasse, CIX, Abt. 1, 1910.
  39. : Bericht über das Erdbeben vom 19. Februar 1908. Mitteil. der Erdbebenkommission. Neue Folge, Nr. XXXIV, Wien, 1908.
  40. A. Rethly: Die Erdbeben Ungarns im Jahre 1906. Offizielle Publikation der kgl. ungar. Reichsanstalt für Meteorologie u. Erdmagnetismus, Budapest, 1907.
  41. : Das Erdbeben von Moor am 14. Jänner 1810. Földtani Közlöny (Ungarische geol. Mitteilungen), Bd. 40, Budapest, 1910.
  42. : Die Erdbebenkarte Ungarns. Gerland's Beiträge zur Geophysik, Bd. XIII, Leipzig, 1914.
  43. J. Schorn: Bericht über das Erdbeben in den Alpen vom 13. Juli 1910. Mitteilungen der Erdbebenkommission. Neue Folge, Nr. XLII, Wien, 1911.
  44. A. Sieberg: Über die makroseismische Bestimmung der Erdbebenstärke. Gerland's Beiträge zur Geophysik, Bd. 11, Leipzig, 1912.
  45. E. Sueß: Die Erdbeben Niederösterreichs. Denkschriften der k. k. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Klasse, Bd. XXXIII, Wien, 1873.
  46. : Sitzungsber. der k. k. Akad. d. Wiss., Bd. LXXII, 1. Abt., Wien, 1875.
  47. E. Sueß: Die Erderschütterung in der Gegend von Neulengbach am 28. Jänner 1895. Jahrbuch der k. k. Geol. Reichsanst., Bd. XLV, Wien, 1895.
  48. : Das Erdbeben von Laibach am 14. April 1895. Jahrbuch der k. k. Geol. Reichsanst., Bd. XLVI, 1896.
  49. F. Wähner: Das Erdbeben von Agram am 9. November 1880. Sitzungsber. der k. k. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Klasse, LXXXVIII, Wien, 1883.
-



Verbreitung der Lokalbeben.

- Sehr selten erschüttert (einmal)
- Selten -- (zwei bis dreimal)
- Häufig -- (vier bis sechsmal)
- Sehr häufig -- (über sechsmal)

Kautsky F.: Die Erdbeben des östlichen Teiles der Ostalpen, ihre Beziehungen zur Tektonik und zu den Schwereanomalien.



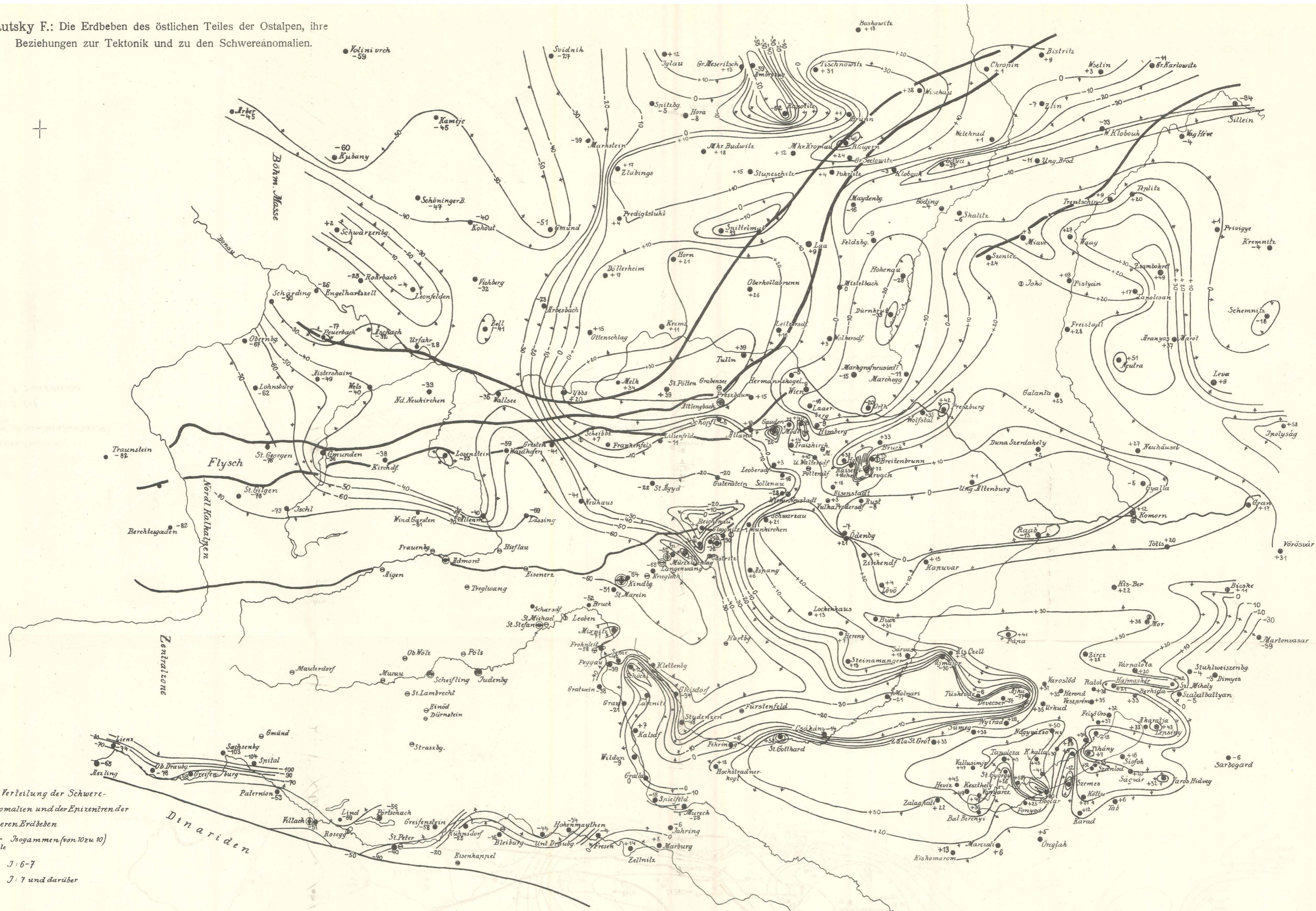
Die Verteilung der Schwereanomalien und der Epizentren der grösseren Erdbeben  
 Isogammen (von 10 zu 10) Gefälle

Verbreitung der Lokalbeben.

- Sehr selten erschüttert (einmal)
- Seltener -- (zwei bis dreimal)
- ⊙ Häufig -- (vier bis sechsmal)
- Sehr häufig -- (über sechsmal)

○ J. 6-7  
 ⊙ J. 7 und darüber

Kautsky F.: Die Erdbeben des östlichen Teiles der Ostalpen, ihre Beziehungen zur Tektonik und zu den Schwereanomalien.



Die Verteilung der Schwereanomalien und der Epizentren der grösseren Erdbeben

Isogammen (von 10 zu 10) Gefälle

⊙ J: 6-7

⊙ J: 7 und darüber

Dinariden

Flysch

Nördl. Karstkarren

Zentralkarste

Böhm. Masse