

Werk

Jahr: 1938

Kollektion: fid.geo

Signatur: 8 GEOGR PHYS 203:14

Digitalisiert: Niedersächsische Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen

Werk Id: PPN101433392X_0014

PURL: http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN101433392X_0014

LOG Id: LOG_0043

LOG Titel: Zur Frage der regionalen Verkoppelung von Erdbeben

LOG Typ: article

Übergeordnetes Werk

Werk Id: PPN101433392X

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

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

Terms and Conditions

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

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

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

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

Contact

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

Zur Frage der regionalen Verkoppelung von Erdbeben

Von E. Tams, Hamburg. — (Mit 7 Abbildungen)

Auf Grund einer näheren Erörterung von geeigneten Vorkommnissen auf Island, in Österreich und auf den Philippinen wird dargelegt, daß in seismotektonisch wesentlich einheitlich aufzufassenden Regionen auch an sich als selbständig erscheinende Beben bei erheblicheren räumlichen und zeitlichen Abständen sehr wohl durch einen umfassenderen endogenen Vorgang ursächlich miteinander verbunden sein können, so daß sie im Falle einer statistisch-wahrscheinlichkeitstheoretischen Behandlung nicht streng als voneinander unabhängige Ereignisse zu gelten hätten. — In Norwegen treten auch in der neueren Zeit keine Beziehungen zwischen den einzelnen Erdbebengebieten erkennbar hervor. Es zeigt sich aber in den letzten rd. fünfundzwanzig Jahren ein merkliches Nachlassen der seismischen Aktivität, so daß zur Zeit die Intensität der Landhebung ebenfalls abgenommen haben dürfte.

1. Tritt man näher an die Frage der Entstehung von Erdbeben heran, so drängt sich einem bald der Gedanke auf, daß Beben, welche in derselben Erdregion in nicht zu großem zeitlichen Abstand aufeinander folgen, unter Umständen genetisch miteinander verkoppelt sein können, sei es in dem Sinne, daß das spätere Beben geradezu als Folge eines vorangegangenen Bebens aufzufassen ist, oder sei es, daß beide Erschütterungen auf denselben endogenen, sich indessen örtlich verlagert habenden Vorgang zurückzuführen sind. Ein solcher Zusammenhang liegt im Grunde klar zutage bei einem schweren Erdbeben und den ihm in mehr oder weniger großer Zahl und in wechselnder, obschon im ganzen abnehmender Intensität durch Tage, Monate und auch Jahre folgenden Nachstößen und dürfte vor allem auch bei dem Auftreten von Schwarmbeben mehr gleichmäßiger — mittlerer und geringer — Intensität in einem enger begrenzten seismischen Bezirk gegeben sein.

Dann aber muß es auch als sinnvoll angesehen werden, zu untersuchen, ob solche Beziehungen nicht gelegentlich auch zwischen Erschütterungen in einem größeren Gebiet bestehen, die zunächst, jede für sich, den Eindruck eines selbständigen Vorganges machen. Um indessen der Spekulation gleich eine Grenze zu setzen, wird man hierbei gut tun, derartige Überlegungen jeweils auf seismisch-geologisch einheitlich zu beurteilende bzw. auf benachbarte derartige Regionen zu beschränken. (Siehe auch den Überblick, welchen V. Conrad [3] über die Frage „Beziehungen der seismischen Aktivität verschiedener Erdgebiete und räumlich-zeitliche Schwankungen der Bebenaktivität“ gegeben hat.)

S. Yamaguti [28] ist solchen Zusammenhängen außer für einzelne Bezirke in Japan auch zwischen Gebieten sehr großer Ausdehnung und weiter Entfernung voneinander (bis zu antipodaler Lage) nachgegangen, indem er versuchsweise

die folgenden acht Regionen je als Einheiten betreffs ihrer seismischen Aktivität zueinander in Beziehung setzte: Die Mittelmeerregion, das kontinentale Asien, Japan, Philippinen und angrenzendes ozeanisches Gebiet, Australien mit ozeanischer Umrandung, Nordamerika, Mittelamerika, Südamerika. Er stützte sich dabei auf ein Material von 420 großen Erdbeben der Jahre 1900 bis 1931. Doch konnte F. J. W. Whipple [27] dartun, daß bei genauerer Prüfung der angestellten Wahrscheinlichkeitsbetrachtungen die von Yamaguti statuierten Zusammenhänge, insbesondere auch zwischen den annähernd antipodisch zueinander liegenden seismischen Zonen von Japan und Südamerika, doch wohl nur Zufälligkeitscharakter tragen. Es ist in der Tat auch in seismogenetischer Hinsicht schwer vorstellbar, wie die endogene Energie von einer Region gerade zu einer bestimmten anderen weit abliegenden hingeleitet werden kann oder auf eine solche überzuspringen vermag. Wollte man dabei Relaiswirkungen durch die ausgestrahlten elastischen Erdbebenwellen in Betracht ziehen, so dürften derartige Beziehungen zwischen bestimmten Regionen instabilen Charakters nicht besonders hervortreten, da doch die Erdbebenwellen bei genügender Stärke überall wieder auftauchen bzw. längs der Erdoberfläche hingelangen. Am ehesten wären solche Wirkungen wegen der mit der Entfernung zunehmenden Zerstreung und Absorption der Wellenenergie noch zwischen benachbarten Gegenden denkbar. Im Antipodengebiet hat zwar wieder eine Summierung der Energie statt; doch wird z. B. durch die Oberflächenwellen bei einem Absorptionskoeffizienten von 0.0003 je km nur noch rund der vierhundertste Teil der von ihnen im Epizentrum getragenen Energie nach dem Gegenpunkt verfrachtet. Es ist dem Verfasser noch kein Fall bekannt geworden, in welchem die Auslösung eines Bebens durch ein ihm im Antipodengebiet voraufgegangenes Beben stattgefunden haben könnte, indem etwa der zeitliche Abstand beider Beben gleich der einer Epizentraldistanz von ungefähr 20000 km entsprechenden Laufzeit der Oberflächenwellen gewesen wäre.

Bei der getroffenen recht willkürlichen regionalen Einteilung und der Lückenhaftigkeit des zur Verwendung gelangten Bebenmaterials (nur 13 bis 14 größere Beben jährlich; vgl. [27]) kann denn auch einem anderen Resultat von Yamaguti, daß im Mittelmeergebiet, in Asien sowie in Nord- und Mittelamerika je für sich die Wahrscheinlichkeit des Auftretens aufeinanderfolgender Beben merklich größer ist als in Japan, auf den Philippinen, in Australien und in Südamerika, kein großes Gewicht beigelegt werden. Doch ist gewiß die Anregung, die von neuem von solchen Untersuchungen ausgeht, zu begrüßen. Ihre Durchführung unter Verhältnissen, deren diesbezügliche Grundlagen bestimmter und vollständiger sind, wie es von seiten Yamagutis selber noch betreffs Japan geschehen ist, dürfte wohl jedenfalls nicht zwecklos sein, auch wenn selbst bei dieser Beschränkung eindeutige Resultate vielleicht noch nicht zu erzielen sind.

Was das Auftreten der größeren Beben auf der ganzen Erde unter Ausschaltung der Nachstöße während des sechsjährigen Zeitraumes von 1925 bis 1930 angeht, so konnte schließlich ebenfalls E. Wanner [26] auf statistisch-wahr-

scheinlichkeitstheoretischem Wege den Nachweis führen, daß dieselben als voneinander unabhängige Ereignisse betrachtet werden müssen. Für einen begrenzteren Raum, wie etwa Mitteleuropa, ergab sich indessen nach seinen Rechnungen eine solche Unabhängigkeit nicht mehr.

1905 äußerte übrigens bereits K. Sapper [15], daß namentlich auf Grund der seismischen und vulkanischen Vorkommnisse von 1879/80 (Salvador, Guatemala, Cuba, Dominica, St. Vincent) und von 1902 bis 1905 (Guatemala, Salvador, Nicaragua, St. Vincent, Martinique) nicht nur für *Mittelamerika* und für *Westindien* je für sich die Wahrscheinlichkeit einer gegenseitigen Abhängigkeit der Einzelereignisse bestände, sondern daß trotz der rund 3000 km betragenden Entfernung beider Gebiete voneinander auch zwischen ihnen im ganzen wohl ursächliche Wechselbeziehungen vorhanden seien. Unter gleichzeitigem Hinweis auf ähnliche Vorstellungen über Beziehungen zwischen Venezuela und Westindien bei A. von Humboldt, die allerdings zum Teil wegen Unsicherheit der Daten nicht hinreichend begründet erscheinen, wird aber ganz im Sinne unserer obigen Ausführungen vor einer unkritischen Verallgemeinerung solcher Zusammenhänge in räumlicher Hinsicht gewarnt.

A. Sieberg [21] ist geneigt, in dem Auftreten einiger Erdbeben im *südlichen Mitteleuropa* um die Jahreswende 1924/25 ein *Wandern von Erdbebenherden* zu sehen. Es handelte sich im wesentlichen um zehn Beben, welche zwischen dem 3. Dezember 1924 und dem 8. Januar 1925 die alpine Region samt nördlichem Vorland zwischen Agram und Triest einerseits und Oberrheinischer Tiefebene und Schweizer Jura andererseits betrafen, wobei im Maximum ein Sprung der Epizentren um rund 500 km von der Rauhen Alb nach Triest stattgefunden hätte. In diesem Gebiet von vergleichsweise mäßigem Umfange bestehen zwischen seinen einzelnen strukturell zu unterscheidenden Teilen zweifellos endogen-genetische Verkoppelungen, so daß auch die Möglichkeit einer gegenseitigen Beeinflussung der Erdbebetätigkeit nicht von der Hand zu weisen ist. Der Versuch, die Einzelzüge des vorgegebenen seismischen Bildes mittels der Vorstellung einer mehr oder weniger sprunghaften Verlagerung des Störungsherdens in einem an sich spannungsreichen Gebiet ursächlich miteinander in Verbindung zu bringen, erscheint daher gewiß nicht ungerechtfertigt, zumal sich der hier betrachtete Gesamtvorgang innerhalb des kurzen Zeitraumes von nur rund fünf Wochen — ja, wenn wir einmal von zwei letzten Beben im Bezirk des Kaiserstuhles bzw. des Schweizer Jura absehen, von sogar nur $8\frac{1}{2}$ Tagen — abgespielt hat. Ein zwingender Beweis kann aber in diesen Dingen natürlich nicht erbracht werden; und der Prozeß der Herdverlagerung muß im einzelnen dunkel bleiben. Im allgemeinen hat es den Anschein, daß gerade zu der fraglichen Zeit in begrenztem Maße eine Tektogenese in der ganzen in Rede stehenden Region am Werke war und im zeitlichen Wechsel dort zu Erschütterungen geführt hat, wo das Schollengefüge am wenigsten stabil war.

2. Eine weitere Verfolgung der skizzierten Gedanken sei zunächst an Hand einiger einschlägiger Beobachtungen in *Island* vorgenommen. Ein recht über-

zeugendes Beispiel einer Relaiswirkung von einem Schüttergebiet auf ein anderes, mit jenem nicht unmittelbar zusammenhängendes liegt aus dem Jahre 1910 vor, worauf wir bereits seinerzeit hingewiesen haben [23]. Am 22. Januar 1910 ging ein sehr schweres Beben von einem submarinen Herd in 100 bis 200 km nördlich von Island (rund $67\frac{1}{2}^{\circ}$ N, 18° W Gr.) aus, das im Norden dieser Insel noch stellenweise mit einer Intensität von VII bis VIII⁰ Rossi-Forel auftrat, aber nicht mehr in ihrem südwestlichen Teil verspürt wurde [5]. Hier aber machten sich an demselben Morgen und später wie auch an den folgenden Tagen vor allem auf der Halbinsel von Reykjanes eine größere Anzahl von Erschütterungen, darunter zum Teil sehr starke, geltend, von denen die bedeutendste rund 2 Stunden nach dem Großbeben nördlich von Island eintrat und mit einer Intensität von X⁰ R-F die eigentliche Stoßreihe (abgesehen von nur fünf schwachen früheren Erschütterungen) einleitete. Doch blieben alle Stöße auf die nähere Umgebung des Leuchtturms von Reykjanes beschränkt; selbst der stärkste Stoß wurde in Reykjavik nur noch von einem dort stationierten Seismographen registriert, aber nicht mehr gefühlt. Außerdem stellten sich indessen *nach* dem Großbeben im Norden auch noch an dem gleichen Vormittag schwache örtliche Stöße in Reykjavik und weiter östlich bis zur Hekla ein. *Die Gesamtheit dieser seismischen Ereignisse in dem habituellen Schüttergebiet des Südwestens, von denen diejenigen am Leuchtturm nach allen dort bisher gemachten Erfahrungen unmittelbar mit dem Vulkanismus dieses Bezirks zusammengehangen haben werden, dürften bei einem Abstand von 400 bis 500 km mittelbar durch den schweren Erdstoß in der südlichen Randzone des Europäischen Nordmeeres angeregt worden sein.*

Ein ganz ähnlicher Zusammenhang der beiden Stoßregionen im Norden und Südwesten hat sich nach E. G. Harboe [5] auch bei den Beben im Juni 1888 und Februar 1899 geäußert; und Th. Thoroddsen ([25], S. 255 ff.) weist darauf hin, daß ebenso zwischen den an Bruchzonen gebundenen Vulkanen im Süden und im Norden über den Vatnajökull und die Askja Verbindungen bestehen, die gelegentlich zu mehr oder weniger gemeinsamer Tätigkeit führen können.

Daß in dem in sich zusammenhängenden, weniger ausgedehnten und von zahlreichen Bruchlinien durchzogenen seismisch regen Senkungsfelde des südlichen Tieflandes gegenseitige Beziehungen zwischen einzelnen dort auftretenden tektonischen Erdbeben vorhanden sind, ist weniger auffallend, obwohl es besonders beachtenswert wäre, wenn sich die von Thoroddsen ([25], S. 457 f.) ausgesprochene Vermutung, daß hier *eine Tendenz des Fortschreitens seismischer Störungen von Osten nach Westen* bestehe, als real erweisen sollte. Beobachtungen über den Verlauf der schweren Beben hier vom 26. August bis zum 10. September 1896 und über einige ältere aus dem 17. und 18. Jahrhundert deuten auf ein derartiges rascheres oder über längere Zeiträume verteiltes Wandern der Epizentren hin. Jedoch sind auch Ausnahmen von einer solchen Regel vorhanden.

3. Wenn C. F. Kolderup [10] auf Grund einer genaueren Untersuchung der *norwegischen Beben* während der 25 Jahre von 1887 bis 1911 zeigen konnte, daß Gesetzmäßigkeiten bezüglich gegenseitiger Beziehungen zwischen einzelnen

seismischen Regionen, so insbesondere zwischen dem nordländischen, dem nordwestländischen, dem südwestländischen Bezirk und dem Gebiet des Kristianiafjords nicht bestehen und auch kein ausgeprägt regelhafter Zusammenhang mit dem Auftreten der *schwedischen Beben* nachweisbar ist, so mag dies aber sehr wohl daran liegen, daß in Norwegen wie in Schweden (und auch in Finnland) eine genetische Verknüpftheit der Erdbeben mit Brüchen durchaus zurücktritt, für ganz *Fennoskandien* vielmehr als seismische Ursache vordringlich ein allgemeines Aufsteigen der Landmasse in Betracht kommt. In Fennoskandien handelt es sich also nicht um Dislokationsbeben im engeren Sinne, die etwa gar an längere, sich von einem Bezirk in den anderen erstreckende Störungszonen im Gebirge gebunden sind. Wie sich hier gegenwärtig im wesentlichen nur eine eisisostatisch oder auch epirogenetisch bedingte Landhebung abspielt, so sind auch die eigentlichen tektonischen Störungen durchweg verheilt.

Das Ergebnis von Kolderup hinsichtlich der *Beziehungslosigkeit der einzelnen norwegischen Erdbebengebiete untereinander* findet der Verfasser auch für den jüngsten 24jährigen Zeitraum von 1912 bis 1935 (Tabelle 1 und Fig. 1 bis 5)

Tabelle 1. Norwegische Erdbeben 1887—1935. (Häufigkeit in Pentaden; nur der letzte Zeitabschnitt 1932—1935 umfaßt vier Jahre)

Gebiet	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	1887	1912	1887
	1887 —1891	1892 —1896	1897 —1901	1902 —1906	1907 —1911	1912 —1916	1917 —1921	1922 —1926	1927 —1931	1932 —1935	—1911	—1935	—1935
I	2	9	9	1	3	—	2	—	1	—	24	3	27
II	18	11	20	20	12	7	3	2	3	2	81	17	98
III	7	6	9	2	6	2	3	1	1	1	30	8	38
IV ₁	34	39	26	27	44	24	22	16	16	3	170	81	251
IV ₂	11	12	13	8	21	5	17	6	12	4	65	44	109
V	12	6	2	8	7	7	3	1	5	1	35	17	52
VI	8	11	5	34*)	15	2	5	3	3	3	73	16	89
VII	6	6	1	3	4	1	1	3	3	—	20	8	28
Summe	98	100	85	103	112	48	56	32	44	14	498	194	692

I: Tromsö u. Finmarken. II: Nordlands Amt. III: Trondhjem, Nordmøre u. Romsdal. IV₁: Nördliches Westland. IV₂: Südliches Westland. V: Südländ. VI: Region des Kristianiafjords. VII: Zentrales Hochgebirge.

insofern bestätigt, als wieder gerade die beiden regsten und einander benachbarten seismischen Bezirke, nämlich der nordwestländische Bezirk zwischen Aalesund und Bergen (IV₁, Gesamtstoßzahl 81) und der südwestländische zwischen Bergen und Stavanger (IV₂, Gesamtstoßzahl 44), hinsichtlich der jährlichen Häufigkeit der Beben keine bestimmte Korrespondenz erkennen lassen: Eine Zunahme (bzw. Abnahme) der Stoßzahl in dem einen Gebiet entspricht bald einer Zunahme, bald einer Abnahme in dem anderen. Würde man den Erschütterungen je nach der Größe des von ihnen betroffenen Areals verschiedene Gewichte zuteilen, so

*) Darunter das bedeutende Erdbeben vom 23. Oktober 1904 mit seinen Nachstößen.

würde sich im Endergebnis nichts ändern, wie ein Vergleich der auf diese Weise von Kolderup für 1887 bis 1911 gewonnenen Kurven der Seismizität mit den Kurven der einfachen Bebenhäufigkeit lehren kann.

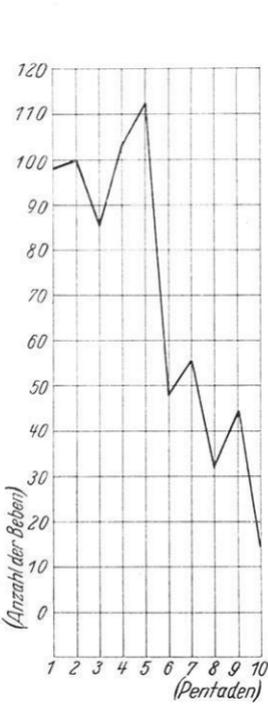


Fig. 1. Häufigkeit der norwegischen Erdbeben (Gesamtgebiet) nach Pentaden (1, 2, 3 ... 10) des Zeitraumes 1887 bis 1935. [Der letzte Zeitalbschnitt (10) umfaßt nur vier Jahre]

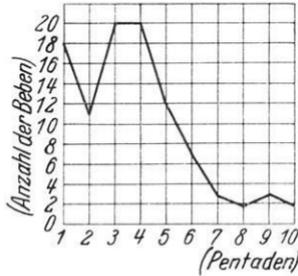


Fig. 2. Häufigkeit der Erdbeben in Nordlands Amt (Gebiet II) nach Pentaden

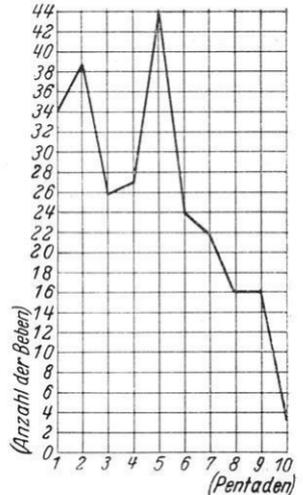


Fig. 3. Häufigkeit der Erdbeben im nördlichen Westland (Gebiet IV₁) nach Pentaden

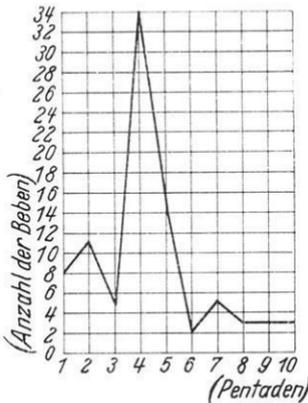


Fig. 5. Häufigkeit der Erdbeben in der Region des Kristianiafjords (Gebiet VI) nach Pentaden

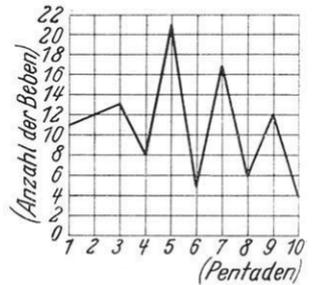


Fig. 4. Häufigkeit der Erdbeben im südlichen Westland (Gebiet IV₂) nach Pentaden

Während aber in der ersten Periode (1887 bis 1911) die Stoßzahlen auch in den am wenigsten regsamen Bezirken von Tromsö und Finnmarken (I), Trondhjem (III) und dem zentralen Hochgebirge (VII) noch 20 bis 30 betrug und die Anzahl aller norwegischen Beben sich auf 498 belief, lag die Stoßzahl in der nur um ein Jahr kürzeren zweiten Periode (1912 bis 1935) außer in jenen drei Bezirken

auch noch im nordländischen und südländischen Bezirk (II und V) sowie in der Zone des Kristianiafjords (VI) unter 20 und betrug die Gesamtsumme nur 194. Bei Betrachtung der Pentadensummen zeigt sich, daß in der Tat nach der fünften Pentade ein erheblicher Abfall der Erdbebentätigkeit im ganzen einsetzt, welcher dann unter leichten Schwankungen bis zur Gegenwart anhält. In den fünf ersten Pentaden erweist sich die Erdbebentätigkeit von ganz Norwegen als erheblich stärker bei ähnlichen Schwankungen. (Siehe besonders Tabelle 1 unterste Zeile und Fig. 1). Fassen wir dabei noch die vier aktivsten Gebiete, nämlich II, IV₁, IV₂ und VI näher ins Auge, so können wir auch hier in jedem Gebiet für sich von der sechsten Pentade ab mehr oder weniger deutlich das Vorherrschen einer abflauenden Tendenz der seismischen Regsamkeit erkennen. Im einzelnen sind nun aber, und zwar bei IV₂ auch in den letzten 24 Jahren, vergleichsweise ansehnlichere Schwankungen vorhanden, die sich wie bei den Einjahressummen nicht wohl in eine gesetzmäßige Beziehung zueinander setzen lassen, da die verschiedensten Kombinationen vorkommen (siehe Tabelle 1 und Fig. 2, 3, 4 und 5). Da Gebiet IV₁ mit gut 36% der Gesamtsumme bei weitem die meisten Beben aufweist, ähnelt natürlich auch, wie ein Vergleich von Fig. 3 mit Fig. 1 lehrt, der Häufigkeitgang hier am stärksten demjenigen für das ganze Norwegen. So bleibt denn nur die allgemeinere Erscheinung bestehen, daß in den letzten rd. fünf- undzwanzig Jahren in Norwegen eine merkliche Abnahme der seismischen Aktivität stattgefunden hat, was schließlich auch dadurch noch erhärtet wird, daß die Anzahl der größeren Beben mit einem makroseismischen Bereich > 40000 qkm gegenüber 12 von 1887 bis 1911 nur 6 bis 7 in der Zeit von 1912 bis 1935 betragen hat. *Man muß wohl danach schließen, daß wenigstens in Norwegen die Intensität des Hebungsvorganges in der letzten Zeit etwas nachgelassen hat.*

4. Anders geartet sind die seismogenetischen Verhältnisse in *Österreich*, wie schon eine Studie von E. Sueß [22] aus dem Jahre 1873 über die Erdbeben Niederösterreichs dartut. Hier treten ausgesprochene längere geologische Störungszonen auf, die zugleich deutlich seismisch bevorzugt sind. Auch wird, der Idee nach klar, obschon auf vielfach unsicherer Beobachtungsgrundlage fußend, auf die Möglichkeit einer gegenseitigen Beeinflussung nicht unmittelbar benachbarter Bebenherde hingewiesen. Diesem Gedanken, der ja auch von A. von Lasaulx, E. Reyer, R. Hoernes u. a. weiter verfolgt worden ist, hat neuerdings dann wieder Fr. Heritsch [6, 7, 8] Raum gegeben, indem er beispielsweise die Aufmerksamkeit besonders auf mögliche Relaiswirkungen in der Region des Mur- und Mürztales lenkte, wo namentlich die Gegend von Pernegg und Mixnitz und auch Frohnleiten vielfach seismisch anspricht bei Erdbeben, deren eigener makroseismischer Bereich nicht bis hierher reicht, sei es, daß es sich nur um Vorgänge im Mur- und Mürztal selber oder um fernere, z. B. kroatische Bebenherde handelt. (Siehe noch Fr. Kautsky [9].) Es wird auch darauf hingewiesen, daß es durchaus sinnvoll sein kann, außer von eigentlichen Relais- oder Simultanbeben gegebenenfalls noch von Vor- bzw. Nachrelaisbeben zu sprechen, insofern eben die endogenen Spannungen sich schon vor ihrer Auslösung im Hauptschüttergebiet in einer

labilen benachbarten Gegend stoßerregend äußern können bzw. noch nach Eintritt des Hauptbebens in der Umgebung seismisch nachzuwirken vermögen. Als Beispiel hierfür können auch die oben S. 243/244 geschilderten Vorgänge vom 22. Januar 1910 auf Island gewertet werden.

Ohne unsererseits die spezifisch geologischen Verhältnisse im einzelnen ins Auge fassen zu wollen, haben wir nun zwecks weiterer — im wesentlichen einfach statistischer — Untersuchung derartiger denkbarer Beziehungen zwischen getrennten Erdbebengebieten (und zwar auch bei etwas lockererer räumlicher und zeitlicher Verknüpfung der Ereignisse) nach den für die Jahre 1909 bis 1915 von der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien veröffentlichten makroseismischen Übersichtstabellen [1] die einzelnen auf die Gebiete von Deutsch-Tirol und Vorarlberg (DTV), Salzburg (Sa), Oberösterreich (OÖ), Niederösterreich (NÖ), Steiermark (St) und Kärnten (Kä) entfallenden Einzelbeben gebiets- und monatsweise ausgezogen. (Ab 1916 kann das Material nicht mehr als vollständig angesprochen werden.) Fragliche Beben sowie Ausstrahlungen von Beben mit Epizentren außerhalb dieser Gebiete wurden sinngemäß nicht berücksichtigt; wohl aber wurden etwaige Vor- und Nachstöße einzeln mitgezählt, sofern sie

Tabelle 2. Jährliche und regionale Verteilung der Erdbeben in Österreich 1909—1915

Gebiet	1909	1910	1911	1912	1913	1914	1915	1909—1915
DTV	23	36	19	8	29	40	27	182
Sa	3	4	0	0	3	1	3	14
OÖ	15	8	7	9	8	9	9	65
NÖ	10	9	5	17	1	2	6	50
St	42	56	23	16	6	8	10	161
Kä	10	13	11	7	0	4	1	46
DTV	23	36	19	8	29	40	27	182
Sa + OÖ + NÖ	28	21	12	26	12	12	18	129
St + Kä . . .	52	69	34	23	6	12	11	207
Summe	103	126	65	57	47	64	56	518

DTV: Deutsch-Tirol u. Vorarlberg. Sa: Salzburg. OÖ: Oberösterreich. NÖ: Niederösterreich. St: Steiermark. Kä: Kärnten.

nicht wieder zu Hauptbeben jenseits der gesteckten räumlichen Grenzen gehörten. Für den seismischen Spannungszustand eines Bezirks, der möglicherweise auf eine andere Gegend übergreift, erscheint die Gesamtheit der jeweilig von einem Schüttergebiet ausgehenden Erdstöße charakteristisch. Erschütterungen, welche zugleich in mehreren der genannten Landesteile auftraten, wurden aber natürlich nur dort gezählt, wo ihr Ausgangsgebiet lag. Die Gesamtzahl der so für den angegebenen siebenjährigen Zeitraum ermittelten Erdbeben beläuft sich auf 518; doch erreichten von ihnen nur 4 die Stärke VII⁰ und außerdem noch 12 die Stärke VI⁰ der zwölfteiligen Skala Mercalli-Cancani (gleich Forel-Mercalli). In dem Verlauf der Bebenhäufigkeit von Jahr zu Jahr zeigt sich nur bei St und Kä ein etwas ausgeprägter Parallelismus (Fig. 6); im übrigen können gegenseitige Beziehungen nicht wohl festgestellt werden. Während die Stoßhäufigkeit in

DTV relativ starken Schwankungen ausgesetzt war (zwei Maxima von 36 und 40 sowie ein Minimum von 8), bewegte sich dieselbe für Sa nur zwischen den Grenzen 0 und 4; und in OÖ war sie ab 1910 praktisch konstant (7 bis 9 Stöße jährlich), dagegen zeigten sich in NÖ gerade nach 1910 beträchtlichere Schwankungen

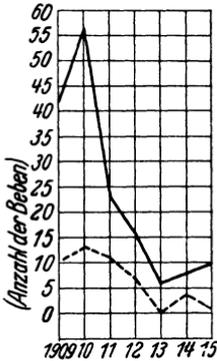


Fig. 6. Häufigkeitsgang der Erdbeben in Steiermark (---) und in Kärnten (····) nach Jahren in dem Zeitraum 1909 bis 1915

(ein Maximum von 17 und zwei Minima von 5 und 1) (Tabelle 2).

Wenn man, um mit etwas größeren Zahlen arbeiten zu können, Sa, OÖ und NÖ sowie St und Kä zusammenfaßt, ist allein zwischen DTV einerseits und St und Kä andererseits ein guter Parallelismus von 1909 bis 1912 erkennbar, sonst aber eine klarere durchgehende Regelmäßigkeit, auch spiegelbildlicher Art, nicht zu statuieren (Fig. 7). Vergleichen wir den Gang der monatlichen Häufigkeit in jedem einzelnen Jahr, so tritt wiederum im allgemeinen

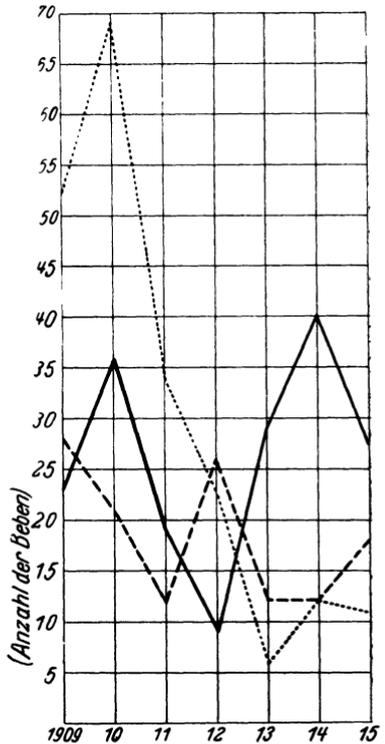


Fig. 7. Häufigkeitsgang der Erdbeben in Deutsch-Tirol und Vorarlberg (—), in Salzburg, Ober- u. Niederösterreich (---) sowie in Steiermark u. Kärnten (····) nach Jahren in dem Zeitraum 1909 bis 1915

durchaus Regellosigkeit in den gegenseitigen Beziehungen hervor. Wegen sonst zu kleiner Zahlen wurde jetzt jedoch die Betrachtung allein unter der oben angegebenen Zusammenfassung der einzelnen Bezirke durchgeführt, wobei sich aber vielfach auch nur geringe Stoßfrequenzen mit entsprechend kleinen und daher nicht viel besagenden Schwankungen herausstellten. Allein im Jahre 1910 zeigt sich zwischen den Kurven für DTV und Sa, OÖ, NÖ einiger Parallelismus, hingegen zwischen diesen beiden Kurven und der Kurve von St und Kä in den

ersten 7 Monaten recht deutlich eine spiegelbildliche Beziehung; und im Jahre 1915 überwiegt Parallelismus zwischen allen drei Kurven. Bei dem im übrigen hiervon recht abweichenden und untereinander wieder verschiedenen Verhalten der einzelnen Häufigkeitsgänge kann diesen Besonderheiten kaum Gewicht beigelegt werden, weswegen auch von einer Wiedergabe der Kurven abgesehen wurde. Für den untersuchten siebenjährigen Zeitraum dürfte jedenfalls das Bestehen *allgemeinerer* Gesetzmäßigkeiten hinsichtlich einer gegenseitigen Beeinflussung in der Erdbeben-tätigkeit der betrachteten Gebiete nicht anzunehmen sein.

Werfen wir nun aber unser Augenmerk in erster Linie auf die stärkeren Beben mit einer Intensität V^0 M-C, so sei auf einige Vorkommnisse in DTV und St aus den Jahren 1910, 1911, 1912 und 1914 hingewiesen, bei denen es sich doch vielleicht um eine endogene Fernverknüpfung an sich selbstständiger Beben handelt.

Das Erdbeben in DTV und angrenzendem Gebiet vom 13. Juli 1910 (9^h 32^m MEZ.), welches vom Mieminger-Gebiet zwischen Inn und Wetterstein-Gebirge mit einer Maximalintensität VII⁰ ausging und im Südosten u. a. noch bis Gastein, nur etwas über 90 km von Klagenfurt entfernt, fühlbar war, hatte namentlich am 13. Juli bis Mitternacht in seiner Epizentralregion und Nachbarschaft noch eine Reihe schwächerer Nachstöße. Um Mitternacht vom 13. auf den 14. Juli wurde eine Erschütterung von III bis IV⁰ Stärke auch im Diluvialschotter der Klagenfurter Ebene wahrgenommen. Ob eine Relaisbeziehung zu dem Beben-vorgang in DTV vorliegt, läßt sich natürlich nicht beweisen; doch erscheint die Tatsache des nahen zeitlichen Zusammenfallens dieser Ereignisse bemerkenswert.

Im Jahre 1911 fanden in einem Zwischenraum von nur 12¹/₃ Tagen ein ausgedehntes Beben am 24. April in Nordwesttirol und Vorarlberg (Intensität III bis VII⁰) und ein anderes am 7. Mai im Mieminger-Wetterstein-Gebiet sowie im benachbarten Bayern (III bis VI⁰) statt. Die pleistoseisten Bezirke waren nicht mehr als rund 60 km voneinander entfernt, so daß es naheliegt, hier von einem sprunghaften Wandern der seismischen Energie in einer im ganzen in reifem Spannungszustand befindlich gewesenen Zone der nördlichen Kalkalpen zu sprechen. Und dies gilt vielleicht auch noch bezüglich eines dritten Bebens, welches freilich erst nach fast 2¹/₂ Monaten am 18. Juli im Unterinntal (III bis V⁰) in nur etwa 30 km Abstand ostwärts von der Erschütterung am 7. Mai folgte.

Nicht mehr als rund 26 Stunden lagen im Jahre 1914 wieder in derselben nördlichen Alpenkette ein am 30. August in Vorarlberg und dem benachbarten Teil der Schweiz aufgetretenes Beben (Intensität III bis V⁰) und eine Erschütterung am 31. August auseinander, welche mit II bis VII⁰ Stärke das Karwendel-Gebirge und die angrenzenden Stubai- und Tuxer-Alpen betraf. Bei etwas anderer Lage wie diejenige im Jahre 1911 betrug die Entfernung doch auch nur rund 130 km (Feldkirch-Innsbruck). Dem ersten Beben waren bereits im südlichen Teil seines Schüttergebietes ein Beben begrenzter Ausdehnung (Intensität III bis IV⁰) am 12. Juli sowie östlich außerhalb desselben im Lechtal zwei lokale Beben am

19. Juli (III bis V⁰) und 16. August (III bis IV⁰) voraufgegangen; und ihm folgten im Schüttergebiet selbst noch am gleichen Tage schwächere Nachstöße. Zu dem zweiten Beben am 31. August, das schon am 2. und 4. Januar beachtenswertere Vorgänger (III bis IV⁰ und III bis V⁰) hatte, gesellten sich innerhalb seines makroseismischen Bereichs zahlreiche schwächere Nachstöße bis gegen Mitte September, dazu aber noch am 6. September ein kräftigeres Nachbeben von einer Stärke bis zu VI⁰. Am 14. und 19. September erwachte indessen die seismische Tätigkeit in beschränktem Umfange auch wieder in Vorarlberg (Intensität III bis IV⁰).

Auch Ende des Jahres 1914 finden wir noch eine ähnliche, obschon losere zeitliche Verkoppelung zwischen diesen beiden habituellen Stoßgebieten vor. Am 30. November trat von neuem ein ausgedehntes Beben im Gebiet des Mieminger- und des Karwendel-Gebirges wie der Stubai- und der Tuxer-Alpen auf (Intensität III bis VI⁰), dem am Vortage im zentralen Teil seines Schütterbereiches bereits ein Beben von der Stärke III bis V⁰ vorangegangen war und dem dann noch bis in das nächste Jahr hinein schwächere Nachstöße folgten. Am 23. Dezember aber machte sich ebenfalls wieder eine seismische Regsamkeit in Vorarlberg und dem anstoßenden Schweizer Bezirk geltend (III bis IV⁰).

Endlich mögen aus dem Jahre 1912 noch die Beben herangezogen werden, welche im Januar und Februar in Steiermark beobachtet wurden. Nachdem am 22. Januar Mittelsteiermark und ein kleiner Teil von Obersteiermark mit einer Stärke bis zu VI⁰ in Frohnleiten-Pernegg im mittleren Murtal erschüttert worden war, stellten sich nach nur eben über zwei Wochen am 6. Februar sowohl im Bezirk des oberen Murtales (Intensität IV bis V⁰) als auch im unteren Murtal (Intensität ?), d. h. nicht weit außerhalb des makroseismischen Bereichs in rund 80 km bzw. am Rande des eigentlichen Schüttergebiets in rund 60 km Entfernung von der Epizentralzone des ersten Bebens ebenfalls Erdstöße ein.

Diese an Beispielen von wenigen Jahren aufgezeigte mehr oder weniger enge zeitliche Verknüpfung der seismischen Äußerungen in einigen um 30 bis 130 km auseinander liegenden Schüttergebieten der Ostalpen, insbesondere ihrer nördlichen Zone, *läßt eine irgendwie geartete gegenseitige endogene Beeinflussung bzw. Abhängigkeit getrennter Stoßregionen durchaus in den Bereich des Wahrscheinlichen rücken, obwohl diese Beziehungen hier, wie dargetan worden ist, im allgemeinen nicht derart sind, daß sie sich etwa in bestimmten Korrelationen zwischen Bebenhäufigkeitskurven einzelner seismischer Gebiete widerspiegeln.* Daß immerhin auch mit einer solchen Möglichkeit zu rechnen ist, zeigt besonders noch eine Untersuchung von V. Conrad [2] über „Schwankungen der seismischen Aktivität in verschiedenen Faltungsgebieten“, indem wir hierbei von einigen schon oben besprochenen, anscheinend zeitweise vorliegenden Korrelationen als in ihrer gesetzmäßigen, nicht zufälligen Existenz keineswegs gesichert ganz absehen. Eine Fourier-Analyse des Häufigkeitsganges von Nahbebenregistrierungen in Wien während der 20 Jahre von 1906 bis 1925 ergab nach Conrad sowohl für die alpinen wie auch für die apenninisch-dinarischen Beben eine halbjährige Welle, wobei indessen beide Wellen deutlich spiegelbildlich zueinander orientiert sind, und zwar derart, daß

im Frühling und Herbst ein Maximum der Beben alpiner Herkunft und ein Minimum der Beben aus den Apenninen und Dinarischen Alpen statthat, während im Sommer und Winter die Verhältnisse gerade umgekehrt liegen. Man könnte also mit dem Autor daran denken, daß die seismische Tätigkeit in dem einen Gebiet jeweilig durch diejenige in dem anderen kompensiert wird; doch kann auch hier, wie nachgewiesen und hervorgehoben wird, nach Wahrscheinlichkeitskriterien die Realität der errechneten jährlichen Doppelwelle nicht als sicher gelten.

Was insbesondere die Möglichkeit einer seismischen Fernbeeinflussung innerhalb des nördlichen Alpenzuges in DTV betrifft, so sei darauf aufmerksam gemacht, daß nach J. Schorn [17] als sogenannte Innlinie sich eine zusammenhängende erdbebenreiche Zone vom Arlberg über Zams und Roppen am Inn bis gegen Kufstein hin erstreckt, längs welcher sich sehr wohl die seismische Energie dann sprunghaft verlagern könnte, wenn der ganze hier in Betracht kommende Gebirgszug mehr oder weniger einheitlich in der Tiefe stärkeren endogenen Spannungen ausgesetzt ist. Doch sei bemerkt, daß nach Heritsch wie auch nach Schwinner [18, 19, 20] wenigstens in den seismischen Verhältnissen der nordöstlichen Alpen (vorzugsweise in der makroseismischen Gestaltung der Schüttergebiete einzelner Erdbeben) Beziehungen zum Untergrund zum Ausdruck kommen, die hinsichtlich des ostwestlichen Streichens der Alpen durchaus transversalen Charakter haben und nach Schwinner auf einen Zusammenhang mit dem tieferen nordsüdlich orientierten Unterbau variskischen oder noch höheren Alters schließen lassen.

So soll auf diese Weise in der Tiefe auch eine Verbindung zwischen den Zentralalpen und der Böhmisches Masse bestehen und bewirkt werden, daß z. B. gelegentlich bei steierischen Beben die Bodenerschütterung längs transversal verlaufender Führungstreifen unter den Kalkalpen fort nach Böhmen zu weitergeleitet wird. Wir wollen diesem besonderen, a. a. O. eingehender dargelegten Sachverhalt nicht weiter nachgehen, da es im Rahmen unserer allgemeineren Untersuchung zu sehr ins einzelne führen würde, jedoch betonen, daß bei Vorhandensein derartiger struktureller Beziehungen im Untergrund, abgesehen von der eben erwähnten Eigenheit in der makroseismischen Ausbreitung bestimmter Erdbeben, ebenfalls mit der Möglichkeit einer sprunghaften Verlagerung der seismischen Aktivität und entsprechender Auslösung an sich selbständiger Beben zu rechnen ist, es sei denn, daß ein Teil des ganzen Gebietes — wie in dem vorliegenden Fall Böhmen — von einer alten, endogen im wesentlichen zur Ruhe gekommenen Masse ausgemacht wird und dadurch ein solcher Vorgang zum mindesten sehr erschwert ist.

In der Tat ergeben sich, wie eine Durchsicht der Bebenmeldungen lehrte, während der sieben Jahre von 1909 bis 1915 für die Beben der böhmischen Region keine derartigen Beziehungen zu den Beben der nordöstlichen Alpen, namentlich von Steiermark und Kärnten. Weder läßt der Häufigkeitgang der Beben von Jahr zu Jahr noch derjenige innerhalb der einzelnen Jahre von Monat zu Monat bestimmte gesetzmäßige Zusammenhänge hervortreten; und solche zeigen sich

auch im einzelnen nicht bei den stärkeren Erschütterungen. Sehen wir von einem ganz lokalen Stoß im mährisch-schlesischen Steinkohlengebirge (Intensität V bis VI⁰) am 5. November 1909 ab, so sind in Böhmen an bemerkenswerteren Ereignissen nur die beiden Bebenschwärme vom 1. bis 4. April 1911 im Vogtland und Nachbarschaft mit zwei Hauptstößen von V⁰ und V bis VI⁰ Stärke und am 22. bis 23. April 1914 im nördlichen Fichtelgebirge mit einem Hauptstoß von V⁰ Stärke zu erwähnen. Auch für diese, allerdings dem äußersten Nordwesten angehörenden Vorkommnisse sind keinerlei Beziehungen zu seismischen Vorgängen in den nordöstlichen Alpen erkennbar.

5. Abschließend sei der Frage einer ursächlichen Verbundenheit zwischen an sich autochtonen Erdbeben in seismotektonisch wesentlich einheitlich aufzufassenden Regionen über größere Entfernungen und zeitliche Zwischenräume hinweg nun noch an Hand der zerstörenden Beben von IX bis X⁰ Rossi-Forel (gleich VIII bis XII⁰ Mercalli-Cancani) im Gebiet der *Philippinen* nachgegangen.

In den 326 Jahren von 1600 bis 1925 finden sich nach einem in zweiter Bearbeitung von M. S. Masó [11] vorliegenden Katalog unter Ausschluß von Vulkan- ausbrüchen und der mit ihnen einhergehenden Erschütterungen in den Philippinen 43 Erdbeben aufgeführt, denen im Epizentralgebiet eine Intensität von IX oder X⁰ R-F zugeschrieben wird. Vielfach liegt der Herd in dem angrenzenden Meeresteil, wie namentlich in der Philippinen-Rinne am Ostrande des Archipels. Diese Beben mit submarinem Epizentrum wurden dann natürlich nur soweit erfaßt, als sie auch das benachbarte Inselgebiet mit der angegebenen Intensität in Mitleidenschaft gezogen haben. Beben im Bezirk der zu den Philippinen gehörigen Batan-Inseln, 200 km nördlich von Luzon, kamen nicht mehr in Betracht. Es handelt sich demnach jedenfalls immer um Beben, welche der eigentlichen Archipelregion zuzurechnen sind. Doch dürfte selbst die Liste der schweren Beben erst für die spätere Zeit praktisch vollständig sein, etwa seit 1862, von welchem Zeitpunkt ab auch Masó das Material für eine Erdbebenkarte der Philippinen verwandte. Im 17. Jahrhundert ist über 9 Beben der angegebenen Stärke berichtet worden; im 18. Jahrhundert beläuft sich die Anzahl auf 3, im 19. Jahrhundert auf 22 und von 1900 bis 1925 auf 9. Auf die 64 Jahre von 1862 bis 1925 entfallen 27 Beben, und zwar auf die erste Hälfte dieses Zeitraums 15, auf die zweite Hälfte 12. In diesen letzten sechs bis sieben Jahrzehnten kann also die Erfassung der schweren Beben im ganzen Archipel als recht gleichmäßig gelten. In der früheren Zeit besteht selbst Lückenhaftigkeit in der Berichterstattung bei alleiniger Berücksichtigung von Luzon oder gar nur des mittleren Teiles dieser Insel mit der Hauptstadt Manila. So wissen wir aus Zentral-Luzon zwischen der Bucht von Lingayen im Norden und den Orten Batangas und Tayabas im Süden während des 17. und 18. Jahrhunderts nur von 6, während der restlichen 1¹/₄ Hundert Jahre bis zur Gegenwart (1925) indessen von 7 zerstörenden Beben. Es ist daher zweckmäßig, sich zur Hauptsache auf die neuere Zeit, etwa ab 1862, zu beschränken, wobei dann aber der Gesamtbereich der Philippinen in die Betrachtung einbezogen werden kann.

Die für uns in erster Linie maßgebend gewesenen Beben der Stärkegrade IX und X⁰ R-F sind als selbständige Beben in dem Sinne zu beurteilen, daß keines von ihnen als eigentliches Nachbeben eines voraufgegangenen noch stärkeren Hauptbebens anzusehen ist. Manchen von ihnen aber folgte natürlich eine große Zahl von Nachstößen auch hoher Intensität — bis zu VIII⁰ —; doch kam denselben für uns nur mehr sekundär einige Bedeutung zu. Im ganzen genommen dürfte somit das hier benutzte Bebenmaterial als ziemlich homogen zu betrachten sein, wenn es auch in einzelnen Fällen zweifelhaft gewesen sein mag, ob die Stärke IX⁰ oder nur VIII⁰ erreicht wurde.

Im Mittel beträgt in dem ausgewerteten Zeitraum der Abstand der so ausgewählten 27 Beben voneinander rund $2\frac{1}{3}$ Jahr. Je viermal tritt aber dabei ein Abstand von nur gut $\frac{1}{2}$ Tag bis zu 4 Tagen bzw. von 1 bis 5 Monaten auf. Bei den ganz kurzen Abständen handelt es sich in drei Fällen — am 8. und 9. Dezember 1871 in Südwest-Mindanao sowie am 15., 18. und 20. Juli 1880 in Zentral- und Süd-Luzon zweifellos mehr um Wiederholungsbeben, zu denen ja auch die Nachbeben gehören. 1871 wurden in einem Abstand von nur 14 Stunden auf Mindanao beidemal besonders die Bezirke von Lanao und Cotabato mit Erschütterungen von IX⁰ Stärke überzogen. 1880 lag der Sachverhalt so, daß einem schweren Beben (X⁰), welches namentlich Manila und Nachbarprovinzen betraf, in seinem pleistoseisten Gebiet $3\frac{1}{2}$ Tage vorher ein Beben der Intensität IX⁰ mehr ostwärts in den Provinzen Laguna und Tayabas voraufging und gut 2 Tage nachher wieder ein Beben von IX⁰ Stärke in der Provinz Laguna folgte.

Der vierte Fall trat 1902 ein, indem nach einem schweren Beben (X⁰) am 21. August in Südwest-Mindanao mit einem Epizentrum im nördlichen Teil der Illana-Bay 4 Tage später ein Beben (IX⁰) im südöstlichen Teil der Insel Panay eintrat. Ob bei der etwa 400 km betragenden Entfernung der beiden Epizentralgebiete eine ursächliche Verbundenheit des zweiten mit dem ersten Beben bestanden hat, ist natürlich nicht sichergestellt; immerhin war das Schüttergebiet auf Mindanao so rege, daß innerhalb der ersten acht Tage über 400 Nachstöße gezählt wurden, unter denen einige VI und VII⁰ Stärke erreichten, so daß sich die besonders hier geäußert habende endogene Aktivität zu dieser Zeit hinreichend umfassend gewesen sein könnte, um sich außerdem noch in der wahrscheinlich gerade auch im labilen Zustand befindlichen Region auf Panay bebenauslösend geltend zu machen, und sei es auch nur in dem Sinne, daß es hier vielleicht lediglich zu einem bedeutenden Einsturzvorgang [12] kam. — Auffallend ist ferner das nur um knapp einen Monat voneinander getrennte Auftreten eines schweren Bebens (X⁰) am 21. September 1897 im westlichen Mindanao und auf den Sulu-Inseln und eines zerstörenden Bebens (IX⁰) am 19. Oktober 1897 auf Samar bei allerdings rund 700 km Entfernung; doch hielt durch 18 Monate und besonders bis Mitte Oktober desselben Jahres im Schüttergebiet des ersten Bebens eine lebhaft seismische Tätigkeit an, wie sich auch auf Samar noch am 19. Oktober ein Nachstoß von der Intensität VIII⁰ und erst nach Monaten (etwa April 1898) wieder Ruhe einstellte. Es kommt hinzu, daß sich in der voraufgehenden Zeit des Jahres 1897 auch sonst

im Archipel eine große Regsamkeit entfaltet hatte. Nur 10 Stunden vor dem Beben am 21. September in West-Mindanao und auf den Sulu-Inseln war schon eine Erschütterung von immerhin VIII⁰ Stärke in Nordwest-Mindanao (Bezirk Dapitan) eingetreten. Ferner hatten Beben der gleichen Intensität am 8. April das Tal des Agusan-Flusses in Ost-Mindanao und am 13. Mai die Samar benachbarte Insel Masbate betroffen, nicht zu reden von einem Beben (VIII⁰) am 15. August in dem hiervon ganz abgelegenen Gebiet von Süd-Ilocos an der Nordwestküste von Luzon und einem großen Ausbruch des Vulkans Mayon in Südost-Luzon am 25. Juni. So mag es sich auch jetzt wieder um eine bedeutende Menge endogener Energie gehandelt haben, die sich in einem weiten Bereich der Inselgruppe aufgespeichert hatte, um in an sich erdbebenreifen Gegenden in verhältnismäßig schneller Folge sprunghaft zur Auslösung zu gelangen.

Schwerer noch, eine reine Zufälligkeit anzunehmen, ist es aber jedenfalls bei den je zwei Beben, welche sich im Abstände von 5 bzw. 4¹/₂ Monaten 1885 bzw. 1924 auf Mindanao ereigneten. Am 22. Februar 1885 wurden die Provinzen Surigao und Caraga längs der Ostküste der Insel am Rande der Philippinen-Rinne von einem Beben der Intensität IX⁰ betroffen, und am 23. Juli desselben Jahres stellte sich ein noch erheblich stärkeres Beben (X⁰) in Nordwest-Mindanao (Bezirk von Dapitan) ein, dessen Herd im ost-nordöstlichen Teil der Sulu-See zu suchen ist. Dapitan ist von der Ostküste rund 300 km entfernt. — Im Jahre 1924 folgte einem ganz schweren Beben, das am 14. April die Provinz Davao in Südost-Mindanao mit der Intensität IX⁰ überzog und seinen Herd in der Philippinen-Rinne in 6.5⁰ N, 127.0⁰ E (Intern. Seism. Summary) hatte, am 30. August ein anderes, wenn auch schwächeres Großbeben aus der Philippinen-Rinne, dessen pleistoseistes Gebiet (IX⁰) im Osten der Insel etwas nordwärts verschoben war (Provinzen Surigao und Agusan) und dessen Herd dementsprechend nördlicher, nach dem Intern. Seism. Summary in 8.0⁰ N, 126.5⁰ E lag. Vor allem unterliegt es wohl im letzteren Falle kaum einem Zweifel, daß das zweite an sich selbständige Beben mit dem ersten verkoppelt war; denn beide Beben gingen von derselben so markanten Störungszone der Philippinen-Tiefe aus; ihre Epizentren lagen aber um 150 bis 200 km, nach anderer Lokalisierung sogar um gut 300 km auseinander. Zudem strahlten u. a. auch am 16. Mai und 11. September leichtere Beben mit einem Epizentrum in rund 11⁰ N, 127⁰ E und rund 5⁰ N, 130⁰ E [13] von dieser Tiefseerinne bzw. ihrer unmittelbaren Nachbarschaft aus. *So dürfte es denn gewiß berechtigt sein, zum mindesten im Hinblick auf die Vorgänge von 1924, von einem gelegentlichen Wandern der Epizentren als Ausfluß eines in einer größeren Region längere Zeit wirksamen einheitlichen geotektonischen Prozesses zu sprechen.*

In dem aus der neueren Zeit noch übrigen Falle eines zeitlichen Zwischenraumes von wenigen Monaten eine Verkoppelung annehmen zu wollen, erscheint uns kaum angängig. Hier ging einem sehr schweren Beben am 14. März 1913, dessen Epizentrum zwischen Mindanao und den Sangi- und Talaut-Inseln gelegen haben dürfte, das aber noch in Süd- und Südost-Mindanao die Stärke IX⁰ erreichte,

um gut 4 Monate am 8. November 1912 ein erheblich weniger bedeutendes Beben der Intensität IX⁰ bei Sorsogon in Südost-Luzon *voranf.* Dies letztere Beben war zwar auch tektonischen Ursprungs, hatte aber doch zwischen den Buchten Sorsogon und Albay eine recht begrenzte pleistoseiste Zone, so daß es durchaus unwahrscheinlich ist, daß über eine Entfernung von rund 1000 km hinweg eine Beziehung bestanden haben soll.

Als letzte Beispiele einer möglichen genetischen Verknüpftheit schwerer Beben mit verschiedenen Epizentren durch räumlich und zeitlich getrennte Auswirkung endogener Energie von einheitlichem Ursprung seien die Verhältnisse auf Luzon während der Jahre 1880/81 wie auch gegen Ende des weiter zurückliegenden Jahres 1852 noch kurz beleuchtet.

Die schon oben herangezogenen drei bedeutenden Beben im Juli 1880 im mittleren Teil von Luzon, namentlich in der Breite der Bucht von Manila, für deren Hauptschüttergebiet insgesamt eine Erstreckung in nordsüdlicher Richtung von 300 km und in ostwestlicher Richtung von 200 km angegeben wird, wurden im folgenden Jahr durch eine bemerkenswerte Reihe heftiger, wenn auch örtlich begrenzterer Erdbeben in der Provinz Nueva Vizcaya, nur etwa 200 km nördlich von Manila, abgelöst, die im September 1881 mit einem Beben der Stärke IX⁰ und drei Beben der Stärke VIII⁰ kulminierte. Von Luzon werden aus dieser Zeit im übrigen nur noch zwei oder drei andere beachtenswerte Beben besonders erwähnt, die sich aber in diesen Rahmen gut einfügen, nämlich ein Beben von VI⁰ Stärke im September 1880 an der Zambales-Küste nördlich der Bucht von Manila und noch wieder im August 1881 Beben von VII⁰ Stärke in Manila und Zentral-Luzon. Sollte es sich, so wie vielleicht 1902 auf Panay (siehe S. 254), auch bei den Beben in Nueva Vizcaya um umfassendere Einsturzvorgänge gehandelt haben [12], so könnte aber dennoch wieder die Auslösung der ganzen Stoßreihe, welche bereits im Januar 1881 einsetzte, letztthin endogen-tektogenetisch vorbereitet worden sein.

1852 ereignete sich am 16. September ein ausgedehntes Beben von IX⁰ R-F in den westlichen Provinzen von Mittel-Luzon, namentlich längs der Westküste von den Zambales-Bergen bis nach Nordwest-Mindoro (mit zahlreichen Nachstößen bis Mitte Oktober), und nur 9 Tage später, am 25. September, ein Beben von immerhin etwa VIII⁰ R-F in Südost-Luzon mit einem Epizentrum im östlichen Teil von Süd-Camarines, rund 300 km südöstlich von Manila entfernt. 3 Monate hierauf trat dann am 24. Dezember erneut ein Beben von VIII bis IX⁰ Stärke in Südwest-Luzon, vor allem in der Provinz Batanga auf, dessen Epizentrum etwa 100 km südlich von Manila gelegen war. Man geht wohl nicht fehl, auch in den angeführten seismischen Ereignissen sowohl von 1852 wie von 1880/81 die nach außen hervortretenden Effekte eines Verlagerungsprozesses von Spannungen innerhalb der Erdkruste zu sehen, welche, jedesmal auf eine gemeinsame Kraftquelle zurückgehend, 1852 gewiß durch ein Vierteljahr Mittel- und Südost-Luzon und 1880/81 durch gut ein Jahr Mittel-Luzon und den südlichen Teil von Nord-Luzon in besonderem Maße beherrschten.

Die in diesem fünften Abschnitt behandelten Fälle beziehen sich im wesentlichen auf Erdbeben, welche in der Inselgruppe der Philippinen zerstörend auftraten. Ihre Erörterung sollte dartun, daß trotz Fehlens einer letzten Sicherheit in den Schlüssen doch wohl wieder einige Wahrscheinlichkeit dafür vorhanden ist, daß auch das Eintreten solcher Beben in einem ausgedehnteren Gebiet von einigen 100 km Erstreckung bei genauerer Betrachtung nicht immer als voneinander unabhängig oder als zufällig angesehen werden darf, was bei etwaiger Anstellung wahrscheinlichkeitstheoretischer Rechnungen zu berücksichtigen wäre. Würde man mehr ins einzelne gehen und, sofern es sich nicht eben einfach um Nachstöße handelt, auch Beben geringerer Intensität in die Untersuchung einbeziehen, so würden sich derartige Fälle zweifellos stark vermehren.

Das geht schon deutlich aus dem Verzeichnis der Epizentren hervor, welche W. C. Repetti [13] für die neuere Zeit ermittelt hat. Es sei nur hingewiesen auf die räumliche und zeitliche Dichte der Beben in der Region der Philippinen-Rinne vor der Ostküste von Mindanao und Samar, wo z. B. für die sechs Jahre von 1920 bis 1925 in dem Gebiet zwischen 5 und 13° N außer den bereits herangezogenen vier Beben noch 23 andere gut lokalisiert werden konnten. Einige unter diesen zur Hauptsache unterseeischen Bodenerschütterungen waren aber auch, wie nach den von ihnen vorliegenden Fernregistrierungen zu schließen ist, recht bedeutend. (Es erhellt zugleich das starke Überwiegen submariner Epizentren.)

Obschon wir nach unseren bisherigen Ausführungen bei der Erörterung gegenseitiger Verkoppelungen von Epizentralgebieten durchaus einen allgemeineren Standpunkt eingenommen wissen möchten als derjenige ist, welcher nur mit der Existenz seismotektonischer Linien arbeitet, so sei aber doch bemerkt, daß natürlich das Vorhandensein einer so ausgeprägten einheitlichen Störungszone wie eben der Philippinen-Rinne ursächliche Beziehungen zwischen räumlich getrennten und in mehr oder weniger enger zeitlicher Folge in Tätigkeit tretenden Schütterbezirken innerhalb derselben am ehesten als gegeben ansehen läßt. Unter diesem Gesichtspunkt ist es dann auch weiter von Bedeutung, daß nach den neueren einschlägigen Untersuchungen von Repetti [14], abgesehen von einigen kürzeren tektonischen Linien im südwestlichen Luzon und im Meere davor, die zum Teil eine Rolle bei den Erdbeben von 1880 gespielt haben mögen, sich vielleicht eine lange zusammenhängende Störungszone („master fault“) von Zentral-Mindanao über West-Leyte, östlich an Masbate vorbei, quer über Südost-Luzon und durch Zentral-Luzon bis an den Golf von Lingayen erstreckt, und daß ferner zwischen dieser, der San-Andreas-Rift in Kalifornien vergleichbaren Herdlinie und der Philippinen-Rinne eine tektonische Linie längs des Agusan-Tales und nordwärts bis an die Straße zwischen Leyte und Samar angenommen werden kann. Die Bedeutung einer anderen ausgedehnten, zwischen Luzon und Formosa südwestlich-nordöstlich streichenden Störungszone, deren Existenz Repetti aus der Lage einiger Epizentren wie aus dem Relief des Meeresbodens erschließen möchte, tritt für uns hier zurück. Im übrigen sind wir der schon früher in [24] zum Ausdruck gebrachten Meinung, daß bei der Konstruktion von seismotektonischen

Linien (oder Stoßlinien) aus der Lage von Epizentren und nach Besonderheiten in der geologischen bzw. geomorphologischen Beschaffenheit einer Gegend mit großer Vorsicht vorzugehen ist.

Ein wichtiger Faktor für ursächliche Zusammenhänge zwischen Erdbeben verschiedener Schüttergebiete ist naturgemäß auch die *Herdtiefe*. Normalerweise ist das Hypozentrum noch innerhalb der — sagen wir in den kontinentalen Gebieten 30 bis 60 km mächtigen — Erdkruste gelegen, welche zweifellos als der Hauptsitz des geotektonischen Geschehens anzusprechen ist und innerhalb welcher vorzugsweise mit der Möglichkeit einer räumlichen Fortleitung bzw. Übertragung von Spannungen gerechnet werden kann. In einigen Hunderten von km Tiefe dürften wohl schon anders geartete Verhältnisse vorliegen, die sich unserer genauen Kenntnis noch mehr entziehen als diejenigen in der Rinde. Wir möchten aber noch ausdrücklich auf drei Tiefherdbeben des Jahres 1929 hinweisen [4, 14], von denen das erste bei einer Herdtiefe von rund 600 km am 8. April von 7.8° N, 124.6° E, das zweite bei einer Herdtiefe von rund 400 km am 4. Juni von $6\frac{1}{2}^{\circ}$ N, $124\frac{1}{2}^{\circ}$ E und das dritte bei einer Herdtiefe von rund 300 km am 21. September von 10° N, 125° E ausging. Das Epizentrum des ersten Bebens liegt im Innern von Mindanao am Beginn der obenerwähnten „master fault“, dasjenige des zweiten Bebens in der Verlängerung dieser tektonischen Linie etwa 150 km südlich hiervon auch noch auf Mindanao und dasjenige des dritten Bebens etwa 250 km weiter nördlich, eben östlich der „master fault“ am Südennde von Leyte. Ob bei der sehr verschiedenen Herdtiefe trotz der nicht sehr erheblichen räumlichen Abstände und der auch vergleichsweise nicht großen zeitlichen Zwischenräume von knapp 2 bis gut $3\frac{1}{2}$ Monaten eine innere Verbundenheit zwischen diesen drei Beben bestanden hat, möchten wir indessen dahingestellt sein lassen.

Literatur

[1] Allgemeiner Bericht und Chronik der im Jahre 1909 (bzw. 1910—1915) in Österreich beobachteten Erdbeben. Zentralanstalt f. Meteorologie u. Geodynamik VI (bzw. VII — XII), offiz. Publikation, Wien 1911 (bzw. 1912, 1914, 1915, 1917 u. 1919).

[2] V. Conrad: Schwankungen der seismischen Aktivität in verschiedenen Faltungsgebieten. Mitteil. d. Erdbeben-Kom., Akad. d. Wissensch. Wien, N. F. 63. Wien 1926, 18 S.

[3] V. Conrad: Die zeitliche Folge der Erdbeben und bebenauslösende Ursachen. Handb. d. Geophys., herausgegeben von B. Gutenberg, Bd. IV. Berlin 1932, Abschnitt VII, S. 1180.

[4] B. Gutenberg und C. F. Richter: Depth and Geographical Distribution of Deep-Focus-Earthquakes. Bull. Geol. Soc. of America **49**, 249 (1938).

[5] E. G. Harboe: Das isländische Erdbeben am 22. Januar 1910. Beitr. z. Geophys. **12**, 27 (1912).

[6] Fr. Heritsch: Das mittelsteirische Erdbeben vom 22. Jänner 1912. Mitteil. d. Erdbeben-Kom., Akad. d. Wissensch. Wien, N. F. 43, Wien 1912, 14 S.

[7] Fr. Heritsch: Transversalbeben in den nordöstlichen Alpen. Ebenda, N. F. 53. Wien 1918, 42 S.

[8] Fr. Heritsch und F. Seidl: Das Erdbeben von Rann an der Save vom 29. Jänner 1917. Zweiter Teil. Ebenda, N. F. 55. Wien 1919, 156 S.

[9] Fr. Kautsky: Die Erdbeben des östlichen Teiles der Ostalpen, ihre Beziehungen zur Tektonik und zu den Schwereanomalien. Ebenda. N. F. 58. Wien 1924, 48 S.

[10] C. F. Kolderup: Norges Jordskjaelv etc. (Zusammenfassung in deutscher Sprache). (Bergens Museums Aarbok 1913, Nr. 8.) Siehe ferner: Ebenda (Aarbok 1913 bis 1936) die Erdbebenberichte 1912 bis 1935.

[11] M. S. Masó: Ancient Philippine Earthquakes, 1585—1865. Mit einem Katalog: Destructive and violent (VII—X R-F) Philippine Earthquakes and Eruptions 1585—1925. (Manila Central Observatory, Seismological Bull. for 1926.) Siehe auch von demselben Autor: Catalogue of violent and destructive Earthquakes in the Philippines etc. 1599—1909. (Manila 1910.) Ferner die einzelnen Jahresbulletins.

[12] M. S. Masó und W. D. Smith: The Relation of seismic Disturbances in the Philippines to the geologic Structure. The Philippine Journ. of Science Vol. VIII, Nr. 4, A. Manila 1913, S. 199 und Bull. of the American Seismol. Soc. Vol. III 1913, S. 151.

[13] W. C. Repetti: Philippine Earthquake Epicenters. Manila Central Observatory, Seismol. Bull. für 1930 und für 1931.

[14] W. C. Repetti: Tectonic Lines of the Philippines Islands. Ebenda für 1934.

[15] K. Sapper: Ergebnisse der neueren Untersuchungen über die jüngsten mittelamerikanischen und westindischen Vulkanausbrüche. Verhandl. d. XV. Deutschen Geograph.-Tages zu Danzig, Berlin 1905, S. 102.

[16] J. Schorn: Bericht über das Erdbeben in den Alpen vom 13. Juli 1910. Mitteil. d. Erdbeben-Kom., Akad. d. Wissensch. Wien, N. F. 42, Wien 1911, 77 S.

[17] J. Schorn: Geschichte und Ergebnisse der Erdbebenkunde Tirols, vom makroseismischen Standpunkte aus dargestellt. Ebenda, N. F. 62, Wien 1926, 17 S.

[18] R. Schwinner: Zur Deutung der Transversalbeben in den nordöstlichen Alpen. Zeitschr. f. Geophys. **5**, 16 (1929).

[19] R. Schwinner: Geophysikalische Zusammenhänge zwischen Ostalpen und Böhmischer Masse. Gerlands Beitr. z. Geophys. **23**, 35 (1929).

[20] R. Schwinner: Die Makroseismen vom 14. Mai 1930, bezogen auf den Bau der Ostalpen. Ebenda **28**, 413 (1930).

[21] A. Sieberg: Auffälliges Wandern von Erdbebenherden im südlichen Mitteleuropa. Zeitschr. f. Geophys. **2**, 39 (1926).

[22] E. Suess: Die Erdbeben Nieder-Österreichs. Akad. d. Wissensch. Wien, Denkschr. d. math.-naturw. Kl. XXXIII, Wien 1873, 38 S.

[23] E. Tams: Das Epizentrum des Bebens vom 22. Januar 1910. Beitr. z. Geophys. **10**, 250 (1910); siehe ferner: Mitteil. d. Hauptstation f. Erdbebenforsch. zu Hamburg 1911, Nr. 7a u. b.

[24] E. Tams: Über die Intensitätsverhältnisse in den Schüttergebieten starker Erdbeben. Geograph. Zeitschr. **22**, 315 (1916).

[25] Th. Thoroddsen: Die Geschichte der isländischen Vulkane. Kgl. Danske Vidensk. Selsk., naturw.-math. Afd. VIII, Nr. 9.

[26] E. Wanner: Zur Statistik der Erdbeben I. Gerlands Beitr. z. Geophys. **50**, 85 (1937).

[27] F. J. W. Whipple: On the alleged Tendency for great Earthquakes to occur sympathetically in widely separated Regions. Monthly Notices R. Astronom. Soc., Geophys. Suppl. Vol. III, London 1936, S. 233.

[28] S. Yamaguti: On Time and Space Distribution of Earthquakes. Bull. Earthqu. Research Inst. Vol. XI, Tokyo 1933, S. 46 u. Vol. XII, Tokyo 1934, S. 754.

Hamburg, Hauptstation für Erdbebenforschung.