

Werk

Jahr: 1941

Kollektion: fid.geo

Signatur: 8 GEOGR PHYS 203:17

Werk Id: PPN101433392X_0017

PURL: http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PID=PPN101433392X_0017 | LOG_0008

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. III

Von E. Tans, Hamburg. — (Mit 3 Abbildungen)

Im Anschluß an zwei frühere Arbeiten, die sich mit einigen begrenzteren Erdbebengebieten in Europa und mit den Philippinen befaßten, wird nunmehr die ganze nordwestliche und nördliche Umrandung des Pazifik von Formosa bis Alaska behandelt. Das benutzte Material stammt im wesentlichen aus dem International Seismological Summary für die Jahre 1921 bis 1932. Es werden zunächst die bemerkenswerteren Häufigkeitsschwankungen im Auftreten der stärkeren Beben unter besonderer Beachtung der Vor-, Nach- und Wiederholungsbeben wie der Tiefherdbeben diskutiert und dann die Anteile untersucht, welche die einzelnen Regionen der Gesamtzone zu diesen Schwankungen beitragen. Es ergeben sich mannigfache Belege für weitreichende, gelegentlich sich sogar über die ganze Zone erstreckende tektogenetische Verknüpfungen. Auch die Anwendung wahrscheinlichkeitstheoretischer Kriterien (Poissonsche Formel, mittleres Schwankungsquadrat) führt wieder zu Resultaten, die hiermit im Einklang stehen. Den Tiefherdbeben dürfte bei den regionalen Verkoppelungen nur mehr eine eingeschränkte Bedeutung zukommen, worauf auch eine besondere Rechnung hinweist. Zum Schluß wird ein kurzer Überblick über den gegenwärtigen Stand des behandelten Problems gegeben.

1. In weiterer Verfolgung unserer früheren in dieser Zeitschrift (Jahrgang 1938 und 1939) [6] veröffentlichten Untersuchungen zu der in der Überschrift genannten Frage wurden wir dazu geführt, dem Problem auf Grund eines ausreichend vorliegenden neuzeitlichen Beobachtungsmaterials auch noch hinsichtlich einer ausgedehnteren, vom geotektonischen Standpunkt aber wieder als wesentlich einheitlich zu beurteilenden Erdzone nachzugehen. Wir wählten dazu das ostasiatische Randgebiet von rund 20° N (Formosa) bis 60° N (Kamtschatka) sowie die hiermit tektonisch eng verbundene Region des Aläuten-Archipels und Alaskas bis rund 140° W Gr. Die als Grenze angegebene nördliche Breite und westliche Länge wurde nur bei wenigen Epizentren bis zu 4° überschritten. In die asiatische Randzone wurden indessen noch die Bereiche des Ostchinesischen, des Japanischen und des Ochotskischen Meeres mit ihrem unmittelbaren Hinterland einbezogen, da sie seismisch von den ihnen ozeanwärts vorgelagerten Gebieten kaum zu trennen sind. Auch wurden die Beben in der Zone der Vulkan- und Bonin-Inseln zwischen Nippon und den Marianen mitberücksichtigt. Über 20° N nach Süden zu erstreckten wir jedoch unsere Betrachtungen nicht. Hier wäre in erster Linie noch der bebenreiche Philippinen-Archipel einzubeziehen gewesen. Doch weist derselbe mit der ihm im Südosten anliegenden Tiefseerinne ebenso wie die Region der Marianen-, der Yap- und der Palau-Rinne entschieden mehr nach der australasiatischen Inselwelt und Melanesien hin. Wie wir schon früher bemerkten, ist es überdies nicht unbedenklich, wenn das einer Untersuchung wie der in Rede stehenden unterzogene Gebiet gar zu weit gefaßt wird, da sich dann leicht statistisch scheinbare Beziehungen ergeben können, die eines tieferen Grundes entbehren, viel-

mehr nur Zufallscharakter haben. Die diesbezüglichen seismischen Verhältnisse im Bereich der Philippinen wurden zudem für sich genommen von mir bereits in der zweiten hierher gehörigen Arbeit beleuchtet [6]. Jetzt handelt es sich also um die in ihren Hauptzügen einheitlich gebaute nordwestliche und nördliche Umrandung des Pazifischen Ozeans mit ihrer so bezeichnenden Reihe ausgeprägter randständiger Tiefseerinnen und um ihr unmittelbares Hinterland.

Da nun bei einer Beantwortung der Frage nach einer etwaigen regionalen Verkoppelung von an sich als selbständig aufzufassenden Erdbeben die den Hauptbeben im gleichen Herdgebiet gelegentlich voraufgehenden Vorbeben, vor allem aber die ihnen oft in großer Zahl folgenden Nachbeben tunlichst auszuschalten sind, so beschränkten wir uns von vornherein auf die stärkeren Beben, von denen noch aus mindestens 80° (rund 8900 km) Epizentraldistanz Registrierungen der ersten Vorläufer (nicht etwa nur der Oberflächenwellen) vorliegen. Auch dann waren indessen noch eine erhebliche Anzahl von Vor- bzw. Nachstößen und von Wiederholungsbeben mit wesentlich derselben Stärke wie das Hauptbeben vorhanden, welche bei dem Versuch einer Klärung dieser Hauptfrage ebenfalls ausgeschlossen werden mußten.

Als Materialsammlung benutzten wir die nach dem International Seismological Summary (I. S. S.) von H. H. Turner und E. F. Bellamy für die Jahre 1918 bis 1924 und 1925 bis 1930 zusammengestellten beiden Erdbebenkataloge [1], sowie für 1931 und 1932 das I. S. S. selber. In den beiden Katalogen sind die Beben mit P-Beobachtungen in mindestens 80° Epizentraldistanz bereits mit einem Stern besonders gekennzeichnet. Da aber, wie eine Überprüfung lehrte, das Material für die Jahre 1918 bis 1920 infolge der ungünstigen Zeitumstände noch merkliche Lücken aufweisen dürfte, schlossen wir diese ersten drei Jahre nicht mit in unsere Untersuchung ein, so daß sich dieselbe demnach auf den zwölfjährigen Zeitraum von 1921 bis 1932 stützt. Für diese zwölf Jahre kann aber angenommen werden, daß die für uns in Frage kommenden Beben von der angegebenen Größenordnung praktisch vollständig erfaßt worden sind. In der entscheidenden Mindestentfernung befindet sich das Netz der europäischen Stationen (Hamburg liegt von den hier in Betracht kommenden Hauptschüttergebieten rund 7000 bis 9000 km, d. i. 63 bis 81°, entfernt).

Für das ganze hier betrachtete Gebiet stellt sich so in diesem Zeitraum die Zahl der starken Beben auf 492, von denen sich dann 79 als Vor- und Nachbeben bzw. als Wiederholungsbeben mit demselben Herd erwiesen. Hierbei wurde indessen noch die Einschränkung gemacht, daß letztere zeitlich weder vom Hauptbeben noch voneinander durch Beben in anderen Teilen des Gesamtgebietes getrennt waren. Es ist nämlich zu bedenken, daß es sich bei der immerhin stets beachtenswerten Energieentfaltung auch bei diesen 79 Beben im Verhältnis zum sogenannten Hauptbeben zum Teil doch noch um eigentlich selbständige seismische Äußerungen gehandelt haben wird, die, falls überhaupt eine ursächliche Verknüpfung mit einem räumlich weiter abgelegenen Beben vorhanden war, in unmittelbarer Beziehung zu demselben gestanden haben mögen als eben die

Haupterschütterung. — Zweifel, ob ein Beben nach dem Kriterium der Registrierung seiner *P*-Wellen in mindestens 80° Epizentraldistanz mitzunehmen war oder nicht, traten nur ganz vereinzelt auf und konnten daher den Gang der Untersuchung nicht weiter beeinflussen.

2. Unterwerfen wir zunächst die *Gesamtzahl* der so ausgewählten Erdbeben einer Diskussion, so können wir gleich die einfache Feststellung machen, daß ausgeprägte Schwankungen im Häufigkeitgang bereits in der Frist von wenigen Jahren vorhanden sind. Das zeigt sehr schön Fig. 1, welche drei ausgesprochene

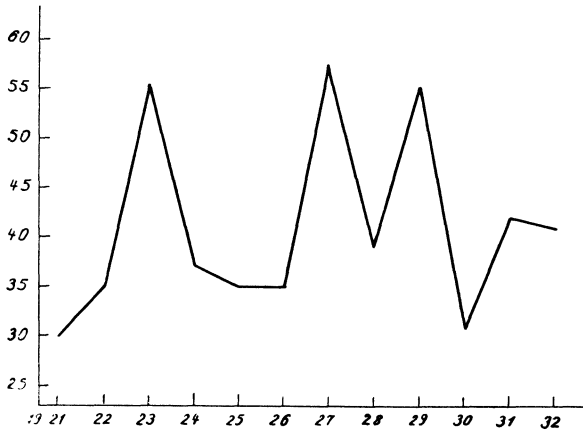


Fig. 1. Häufigkeitgang der Gesamtzahl der Beben nach Jahren

Maxima der seismischen Energieentfaltung in den drei Jahren 1923, 1927 und 1929 und dazwischen sowie vorher und nachher deutliche Minima erkennen läßt. (Vgl. hierzu auch Tabelle 1, Zeile 1.) Das war bei der doch schon recht erheblichen Ausdehnung der betrachteten Erdzone und der in gleichem Maße hochgradigen Seismizität ihrer einzelnen Teile nicht von vornherein zu erwarten. Man hätte sich

Tabelle 1. Die stärkeren Beben der nordwestlichen und nördlichen Umrandung des Pazifik während der zwölf Jahre 1921 bis 1932

Bebenart	1921	1922	1923	1924	1925	1926	1927	1928	1929	1930	1931	1932	Summe
Alle Beben	30	35	55	37	35	35	57	39	55	31	42	41	492
Tiefherdbeben	1	2	0	4	2	4	3	2	3	7	8	(13)	(49)
Vor-, Nach- und Wiederholungsbeben	3	7	19	4	3	3	13	7	15	0	4	1	79

vielmehr auch vorstellen können, daß eine Region dieser Zone (etwa die Aläuten-Alaska-Region) die andere (etwa die Region der japanischen Hauptinseln) in der Äußerung der endogenen Aktivität ablöste, so daß sich dann für die Gesamtzone eine mehr oder weniger klare Konstanz in dieser Aktivität ergeben haben würde.

Das Bild ändert sich kaum, wenn, wie in Fig. 2 und Tabelle 1 (Zeile 1 und 2) geschehen, die Tiefherdbeben ausgeschaltet werden. Nach der von Gutenberg und Richter [3] vorgenommenen und bis 1931 wohl recht vollständigen Überprüfung der bis dahin vorliegenden seismometrischen Daten ereigneten sich in unserem Gebiet in den elf Jahren von 1921 bis 1931 36 Beben mit einer Herdtiefe, welche größer als 60 km war (80 bis 650 km). (Das sind im Jahresmittel 3.3 Beben.) Und diese Zahl verteilt sich mit Ausnahme der beiden letzten Jahre 1930 und 1931, die mit 7 bzw. 8 solcher Beben vertreten sind, recht gleichmäßig über die übrigen neun Jahre, von denen sich nur 1923 als anscheinend frei von Tiefherdbeben erweist. Dazu gesellen sich im Jahre 1932 zwar noch 13 Tiefherdbeben; doch liegt nur eine teilweise Nachprüfung der Angaben im I. S. S. vor. Wir sehen daher hier von diesem Jahr besser ab. (Weiteres siehe in Abschnitt 5.)

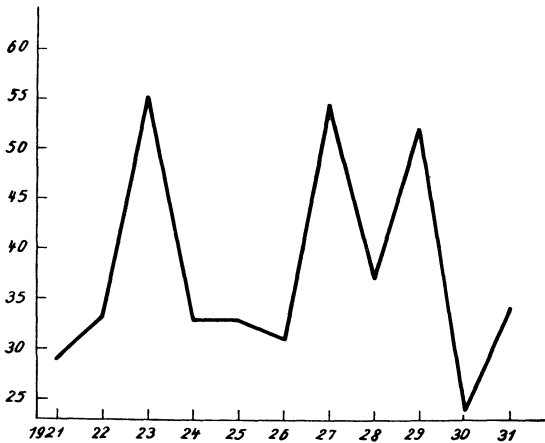


Fig. 2. Häufigkeitgang der Beben nach Abzug der Tiefherdbeben

Während somit das Auftreten der Tiefherdbeben den Charakter des Häufigkeitsganges so gut wie gar nicht beeinflusst, gilt letzteres nicht in dem gleichen Maße von den bereits oben erwähnten *Vor-, Nach- und Wiederholungsbeben*, obwohl auch bei der Ausscheidung dieser 79 Beben die einzelnen Schwankungen durchaus erhalten bleiben, wenn wir von der unbedeutenden Diskrepanz bei dem Übergang von 1931 auf 1932 absehen. (Fig. 3 und Tabelle 1, Zeile 1 und 3.) Nur sind die Amplituden merklich kleiner geworden, was sich besonders bei dem Maximum des Jahres 1923 geltend macht. Hier beträgt der Anstieg von 1922 auf 1923 bzw. der Abfall von 1923 auf 1924 bei Berücksichtigung aller Erdbeben 20 bzw. 18 Beben, dagegen bei alleiniger Inrechnungsetzung der Hauptbeben nur 8 bzw. 3 Beben; und eine ähnliche Reduzierung der Amplituden liegt bei den Schwankungen um 1927 und 1929 vor. Dieser Sachverhalt ist aber natürlich nur eine Folge des Umstandes, daß namentlich die Zahl der Nachstöße im allgemeinen um so größer

sein wird, je größer die Zahl der Beben überhaupt ist. In der Tat sind vor allem die Maxima der Häufigkeit gesenkt, hingegen die Minima vergleichsweise nur wenig bzw. gar nicht (1930). Doch kann auch jetzt nicht annähernd von einer Konstanz in der seismischen Energieentfaltung gesprochen werden.

Zeitweise treten noch etwas kurzfristige Schwankungen von erheblichem Ausmaß im Häufigkeitsgang auf, als in den Fig. 1 bis 3 zum Ausdruck kommt. Als Beispiele hierfür seien nur die Verhältnisse in den Jahren 1924, 1928 und 1930 herangezogen. Neben 19 Beben im dritten Vierteljahr 1924 stehen nur 8 im zweiten und 4 im vierten Vierteljahr, und 18 Beben im zweiten Vierteljahr 1928 sind zwischen nur 6 und 8 Beben im ersten bzw. dritten Vierteljahr eingeschlossen. 1930 endlich folgen auf nur 5 Beben im ersten Vierteljahr 14 Beben im zweiten und auf diese gar nur 2 Beben im dritten Vierteljahr.

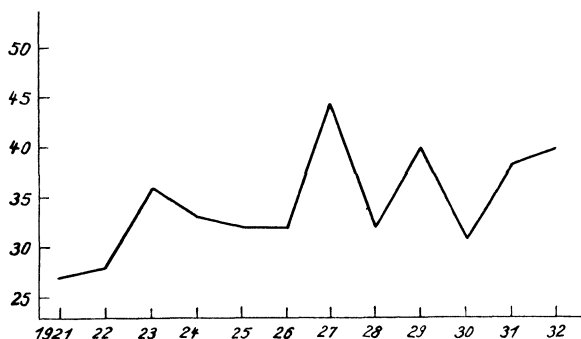


Fig. 3. Häufigkeitsgang der Beben nach Abzug der Vor-, Nach- und Wiederholungsbeben

3. Welchen Beitrag liefern nun die einzelnen Regionen der Gesamtzone zu den dargelegten Schwankungen? Betrachten wir zur Beantwortung dieser Frage zunächst die große Schwankung um 1923, so zeigt sich folgendes: An dem Häufigkeitsmaximum in diesem Jahre (36 Hauptbeben mit 19 Begleitbeben) sind in erster Linie die Beben auf und nahe bei Kamtschatka (9 + 7) sowie an und vor der pazifischen Küste von Zentralnippon (8 + 8) beteiligt. Die restlichen Beben (19 + 4) verteilen sich ziemlich gleichmäßig und ohne eine beachtenswerte Häufung in der Zeit auf die übrigen sechs Bezirke, und zwar so, daß auf Formosa und Nachbarschaft 4 + 1, auf die Region der Riukiu-Inseln mit Südkiuschiu 4 + 3, auf das Gebiet bei den Bonin-Inseln 2, auf die Zone der Kurilen 3, auf die Aläutenzone 4 und auf den Bereich der Halbinsel und des Golfs von Alaska 2 Beben entfallen. An der Südostküste von Kamtschatka ereignete sich am 3. Februar ein ganz schweres Beben (in Hamburg M_N und $M_E > 1200 \mu$ bei $T = 24-27$ sec und $M_Z > 2000 \mu$ bei $T = 20$ sec), und von der Sagami-Bucht an der Ostküste von Nippon ging am 1. September das große „Kwanto-Beben“ von der gleichen Größenordnung aus (in Hamburg Maximalamplituden $> 900-1400 \mu$ bei Perioden

von 18—27 sec). Diesen beiden Beben gegenüber treten in unserem Gebiet die anderen bedeutenden Erderschütterungen des Jahres 1923 merklich zurück. In diesem Falle hat aber auch eine räumliche und zeitliche Ablösung der seismischen Tätigkeit stattgefunden, indem 14 (7 + 7) von den 16 Kamtschatka-Beben sich in der Zeit vom 2. Februar bis zum 23. Mai ereigneten und die Nippon-Beben erst ab 26. Mai eintraten, um dann in Intensität und Häufigkeit Anfang September zu kulminieren. Der Sachverhalt liegt demnach so, daß in der ersten Hälfte des Jahres die Kamtschatka-Region in besonders hohem Maße in Mitleidenschaft gezogen wurde, darauf aber unter gleichzeitigem Nachlassen der Energieentfaltung hier diese erhöhte endogene Beanspruchung sich namentlich in der zweiten Jahreshälfte nach dem pazifischen Bereich von Zentralnippon verlagerte, während in den übrigen Teilen der Gesamtzone im ganzen Verlauf des Jahres eine ziemlich gleichmäßige und vergleichsweise nicht unerheblich weniger bedeutende Aktivität herrschte.

Wie uns unsere Erdbebenliste unter Berücksichtigung der Größenordnung der einzelnen Ereignisse weiter lehrt, war im vorangehenden Jahre 1922 bei nur 28 Hauptbeben und 7 Begleitbeben die Tätigkeit sowohl im Bereich von Kamtschatka wie von Nippon noch stark herabgesetzt, dagegen vor allem auf und bei Formosa sowie auch in der Kurilen-Zone sehr lebhaft. Und im nachfolgenden Jahr 1924 mit der ebenfalls nicht hohen Anzahl von 33 Hauptbeben und 4 Begleitbeben waren die hauptsächlichsten seismischen Schauplätze das weite Gebiet von Kamtschatka und den Kurilen bis nach Sachalin und Hokkaido, ohne daß indessen die Region von Kamtschatka selbst noch wieder in besonders hohem Maße betroffen worden wäre, und ferner der hart vor Zentralnippon gelegene pazifische Bezirk; hier wirkte entschieden die große Katastrophe vom September 1923 noch nach. Von 1922 auf 1923 hat sich also unter beträchtlichem Anwachsen der Gesamtaktivität die Haupttätigkeit von der Formosa- und der Kurilen-Zone nach Zentralnippon und Kamtschatka verschoben, während 1924 bei Abnahme der Gesamtaktivität sich eine relativ starke Sammlung der seismischen Energie nur im pazifischen Bereich vor Zentralnippon sowie, räumlich allerdings schon erheblich weiter gefaßt, im Gebiet von Südsachalin und der südlichen Hälfte der Kurilen bis nach Hokkaido findet. Zu dem schon oben erwähnten auffallenden Maximum des dritten Vierteljahres von 1924 (15 + 4 Beben) haben jedoch Beben aus allen Teilen der Gesamtzone von Formosa bis Alaska beigetragen. —

Das Maximum des Jahres 1927 mit seinen 44 Hauptbeben und 13 Begleitbeben baut sich wesentlich aus den 32 (22 + 10) Beben auf, welche der großen zusammenhängenden submarinen Depressionszone und der zu ihr führenden westlichen Abdachung von den Bonin-Inseln nordwärts längs der Außenseite von Nippon, Hokkaido und den Kurilen bis nach Kamtschatka angehören; und zu diesen waren noch nahe benachbart ein schweres Beben in Westnippon und je ein Beben auf Hokkaido bzw. an oder nahe der Westküste dieser Insel. Von den übrigen 22 (19 + 3) Beben stammen 16 (13 + 3) Beben aus der Aläuten-Alaska-Region. Das Gebiet von Südnippon südwärts bis nach Formosa samt Hinterland

ist nur mit 5 Beben vertreten, und für ein weniger bedeutendes Beben findet sich schließlich als Lage seines Epizentrums 40° N, 168° O Gr., d. i. in der Breite von Nordnippon mitten im Pazifik, angegeben. Die zwei Hauptschauplätze der seismischen Äußerungen, das ausgedehnte Depressionsgebiet vor Nippon und den Kurilen und das nicht minder weite Gebiet von den Aläuten bis nach Sitka am Golf von Alaska, ließen in beiläufig 50° N eine Lücke von rund 1400 km zwischeneinander und waren beide durch das ganze Jahr tätig. So gewiß in jedem dieser beiden Bereiche für sich allein vielfach eine ursächliche Verknüpfung zwischen einzelnen Beben auch mit weiter voneinander abliegenden Epizentren bestanden haben wird, so erscheint es mir aber doch sehr fraglich, ob von Bereich zu Bereich eine gegenseitige Beeinflussung stattgefunden hat. Wäre hier zu der fraglichen Zeit eine endogene Verbindung vorhanden gewesen, so wären wohl vor allen Dingen auch in der erwähnten, keineswegs an sich stabilen Lücke Beben aufgetreten.

Das vorausgehende Jahr 1926 mit dem Minimum von 35 ($32 + 3$) Beben zeigt räumlich eine ziemlich gleichmäßige Verteilung der Epizentren, zeitlich aber eine Häufung in der zweiten Jahreshälfte [23 ($20 + 3$) Beben] mit Beiträgen aus allen Teilen der Gesamtzone. Ebenso ist für das Jahr 1928 mit seinem nur etwas schwächeren Minimum von 39 ($32 + 7$) Beben durchweg eine recht gleichmäßige seismische Beanspruchung des ganzen Raumes charakteristisch. Zeitlich hebt sich hier das zweite Vierteljahr mit 18 ($13 + 5$) Beben deutlich heraus. Aber auch zu diesem kurzfristigen Maximum tragen wie im Jahre 1924 (und ähnlich 1926) wieder alle größeren Gebietseinheiten der in Rede stehenden nordwestlichen und nördlichen Umrandung des Pazifik bei, in besonderem Maße allerdings die Nordhälfte von Nippon mit dem unmittelbar davor liegenden Anteil des pazifischen Meeresbodens. —

Endlich sei noch das Maximum des Jahres 1929 mit dem anschließenden ausgeprägten Minimum von 1930 besprochen. Zu dem 55 ($40 + 15$) Beben zählenden Maximum von 1929 hat mit 24 ($17 + 7$) Beben hauptsächlich die Aläuten-Alaska-Region beigetragen, die auch bei nur 6 Beben im Vorjahre einen ausnehmend starken Anstieg in der Aktivität aufweist und im wesentlichen das ganze Jahr hindurch tätig war, obschon im Juli mit 13 ($7 + 6$) Beben eine sehr merkbare Häufung eintrat. Diesem Gebiet gehören überdies in unserem Raume die beiden bedeutendsten Beben des Jahres an, welche aber in den März und in den Dezember fielen. (Am 7. März Epizentrum in $49^{\frac{1}{2}}$ N, 170° W Gr. und in Hamburg M_N und $M_Z = 2300 \mu$ bei $T = 40$ bzw. 47 sec sowie am 17. Dezember Epizentrum in $52^{\frac{1}{2}}$ N, $171^{\frac{1}{2}}$ O Gr. und in Hamburg Maximalamplituden von rund 500 bis 1000 μ bei Perioden von 26 bis 31 sec.) Abgesehen von einem etwas abseits bei den Bonin-Inseln stattgefundenen Beben verteilen sich die restlichen 30 ($22 + 8$) Beben recht gleichmäßig über die ganze übrige Randzone von Kamtschatka bis nach Formosa; und diesmal ist auch die weiter oben erwähnte Lücke zwischen dem Schütterfeld bei den Aläuten und demjenigen bei Kamtschatka namentlich durch das soeben herangezogene Großbeben vom 17. Dezember halbwegs überbrückt.

Der starke Abfall der Seismizität auf nur 31 Beben im folgenden Jahr 1930 wird wieder umgekehrt ausschlaggebend durch den Rückgang der Beben-tätigkeit im Aläuten-Alaska-Gebiet bewirkt, wo nur 10 Beben, also 14 weniger als im Vorjahre, zu zählen sind, mithin deutlich eine Erschöpfung der endogenen Energie zutage tritt, während in den übrigen Bezirken ziemlich gleichmäßig eine sehr erheblich geringere Abnahme der Bebenzahlen festzustellen ist. Zu dem zwischen zwei Minima von nur 5 und 2 Beben im ersten bzw. dritten Vierteljahr von 1930 eingeschlossenen kurzfristigen Maximum von 14 Beben im zweiten Vierteljahr gehören je 5 Beben aus der Aläuten-Alaska- und der Kurilen-Region sowie 3 Beben an bzw. vor der pazifischen Küste von Zentralnippon und 1 Beben auf Formosa. Es ist demnach wesentlich durch die Aktivität des nördlichen Anteils der Gesamtzone bedingt.

Um nicht ermüdend zu wirken, möchten wir uns mit der vorstehenden, auf unsere ausführlichen Bebenlisten gegründeten Beschreibung der charakteristischsten Schwankungen in der Seismizität der nordwestlichen und nördlichen Umrandung des Pazifik während des zwölfjährigen Zeitraums von 1921 bis 1932 begnügen. *Wir erkennen, daß einerseits häufigere zeitweise Konzentration der seismischen Energie auf bestimmte Räume stattfindet, wobei dann im allgemeinen eine Verlagerung der Energie von einem Raum nach dem anderen, zuweilen unter Überspringung benachbarter Bezirke, zu beobachten ist, und daß andererseits sich gelegentlich auch ein zeitlich begrenztes Ansteigen der Energieentfaltung geltend macht, an dem die gesamte Zone beteiligt ist.* Zu dem ersten Fall liefert namentlich die räumliche und zeitliche Bebenverteilung in den Jahren 1922 und 1923 und auch 1927 und 1929 gute Beispiele, sowie in etwas abgeschwächtem Maße noch in den Jahren 1924 und 1930. Der zweite Fall wird durch die besonderen Verhältnisse im dritten Vierteljahr 1924, in der zweiten Jahreshälfte von 1926 und im zweiten Vierteljahr 1928 belegt. Daneben zeigt sich ein wenig überschaubarer verwickelterer Sachverhalt, bei dem es sich um einen schlecht kontrollierbaren, vielfach rein zufälligen Ablauf der Geschehnisse handeln dürfte. *Im Hinblick auf die durch die angeführten Beispiele hinreichend gestützten soeben dargelegten beiden Arten einer bestimmten Gesetzmäßigkeit erscheint indessen das Bestehen regionaler Verkopplungen von Einzelbeben auch durch größere Räume hindurch erhärtet und damit zugleich erwiesen, daß insbesondere in der hier betrachteten Randzone des Pazifik im allgemeinen ausgedehntere Bezirke derselben zeitweilig als Ganzes endogenen Umformungsprozessen unterliegen, gelegentlich aber sogar das Gesamtgebiet gleichzeitig in seiner ganzen Erstreckung solchen Vorgängen unterworfen ist.*

Zu den im Text besonders angeführten Großbeben mit Maximalamplituden in Hamburg von mindestens rund 1000 μ in einer der drei Bewegungskomponenten gehört noch ein Beben aus dem hier nicht näher diskutierten Jahr 1931. Es handelt sich um die Erderschütterung, welche am 9. März d. J. von einem Epizentrum vor der pazifischen Nordküste von Nippon in $40\frac{1}{2}^{\circ}$ N, $142\frac{1}{2}^{\circ}$ O Gr. ausging (in Hamburg M_N und $M_E > 800 \mu$ und $M_Z = 1400 \mu$ bei $T = 21 - 23$ sec). Um dieses Beben gruppierten sich von Mitte Dezember 1930 bis Mitte April 1931

in dem Bezirk von rund 40° bis 44° N und 140° bis 146° O Gr. noch fünf andere bemerkenswerte Erdstöße, von denen allerdings drei zu den Tiefherdbeben zu rechnen sind mit Herdtiefen, die jedoch zu nur 100 bis 140 km angegeben werden. Auch dieser speziell herausgegriffene Fall kann unseres Erachtens noch wieder als besonderer Beleg für das Vorhandensein einer endogenen Verbundenheit von Einzelbeben innerhalb eines begrenzteren Raumes gewertet werden.

4. Auch jetzt gibt uns *die Anwendung wahrscheinlichkeitstheoretischer Kriterien*, wie wir sie bereits in unserer zweiten Arbeit an dem Material der Erdbeben von Bosnien und der Herzegowina sowie der zerstörenden Erdbeben in Italien durchführten, noch einigen weiteren Aufschluß. Wir zerlegten den zwölfjährigen Zeitraum von 1921 bis 1932 in 30-Tage-Abschnitte, berechneten dann mittels des Poissonschen Theorems, wie viele solcher Intervalle bei zufälligem Auftreten der Beben mit 0 oder 1 oder 2 usw. Beben zu erwarten sind, und verglichen damit die tatsächlich beobachtete Anzahl der entsprechenden Abschnitte. Die zu benutzenden Formeln seien hier noch einmal kurz zusammengestellt. (Vgl. R. v. Mises: Wahrscheinlichkeitsrechnung und ihre Anwendung in der Statistik und theoretischen Physik, 1931.) Bedeutet in Übereinstimmung mit der früher gewählten Bezeichnung q_m die Anzahl der Intervalle mit m Beben, N die Gesamtzahl der Intervalle, d die mittlere Bebenhäufigkeit je Intervall und e die Basis der natürlichen Logarithmen, so ist

$$q_m = N \frac{d^m \cdot e^{-d}}{m!}$$

und insbesondere

$$q_0 = N \cdot e^{-d},$$

also auch

$$q_m = q_0 \frac{d^m}{m!}.$$

Einer zufälligen Verteilung der Erdbeben in der Zeit entspricht ferner als zu erwartendes „mittleres Schwankungsquadrat“ die Größe

$$\mathfrak{E}(\sigma^2) = d \left(1 - \frac{1}{N}\right),$$

wobei die wahrscheinliche Dispersion $\pm 0.674 \frac{n}{N^2} \sqrt{2(N-1) \left(1 - \frac{1}{n}\right)}$ beträgt, wenn noch n die Gesamtzahl der Beben bezeichnet. Das zu der wirklichen zeitlichen Verteilung der Erdbeben gehörige mittlere Schwankungsquadrat ist dagegen nach der Formel

$$\sigma^2 = \frac{1}{N} \sum_x y_x (x - d)^2$$

zu berechnen, wo y_x die tatsächlich beobachtete Anzahl der Intervalle mit x Beben ist.

Unter Ausscheidung der 79 Vor-, Nach- und Wiederholungsbeben handelt es sich nach den im 1. Abschnitt gemachten Angaben in den zwölf Jahren von 1921 bis 1932 um $n = 413$ Beben; und dieser Zeitraum umfaßt $N = 146$ Dreißig-Tage-Abschnitte, wenn wir von den letzten drei Tagen im Dezember 1932 absehen, die überdies kein hier zu berücksichtigendes Beben aufweisen. Als mittlere Beben-dichte in der Zeit ergibt sich demnach $d = 2.83$.

Tabelle 2. Beobachtete und berechnete Anzahl der 30-Tage-Intervalle mit 0 bzw. 1, . . . 12 Beben (nordwestliche und nördliche Umrandung des Pazifik, 1921—1932) unter Ausschluß der Begleitbeben; und mittleres Schwankungsquadrat

Anzahl der Beben	0	1	2	3	4			Gesamtsumme			
Anzahl der Intervalle	$\left\{ \begin{array}{l} \text{beob-} \\ \text{achtet} \\ \text{be-} \\ \text{rechnet} \end{array} \right\}$	16	21	36	29	18					
		8.62	24.38	34.50	32.55	23.03					
Anzahl der Beben	5	6	7	8	9	10	11	12	Anzahl der Beben		
Anzahl der Intervalle	$\left\{ \begin{array}{l} \text{beob-} \\ \text{achtet} \\ \text{be-} \\ \text{rechnet} \end{array} \right\}$	12	7	1	4	1	0	1	0	146	413
		13.03	6.15	2.49	0.88	0.28	0.08	0.02	0.005	146.0	413.3

Mittleres Schwankungsquadrat beob.: $\sigma^2 = 4.14$, ber.: $\mathfrak{C}(\sigma^2) = 2.81 \pm 0.22$

Beobachtung und Rechnung führten zu den in Tabelle 2 zusammengestellten Zahlenwerten. Es zeigt sich, daß das den wirklichen Verhältnissen entsprechende mittlere Schwankungsquadrat $\sigma^2 = 4.14$ merklich größer ist als das bei zufälliger Verteilung der Beben zu erwartende $\mathfrak{C}(\sigma^2) = 2.81 \pm 0.22$: d. h. die der Untersuchung unterworfenen Beben können nicht sämtlich voneinander unabhängig gewesen sein. Die Differenz $\sigma^2 - \mathfrak{C}(\sigma^2)$ beträgt 1.33 oder das rund Sechsfache der wahrscheinlichen Dispersion. Verfolgt man nun die Rechnung mehr im einzelnen, so ergibt sich, daß der Überschuß des Betrages von σ^2 gegenüber dem von $\mathfrak{C}(\sigma^2)$ darauf beruht, daß bei zufälliger Verteilung der Beben streng genommen ($q_8 = 0.88$) schon nicht mehr 8 Beben innerhalb eines 30-Tage-Abschnittes vorkommen sollten und noch weniger ($q_9 = 0.28, q_{11} = 0.02$) 9 bzw. 11 Beben innerhalb eines solchen Intervalls auftreten dürften, während dies tatsächlich vier- bzw. je einmal festzustellen war. Und sehen wir uns diese Fälle näher an, so erkennen wir, daß unter den insgesamt 52 ($4 \cdot 8 + 9 + 11$) hierher gehörigen Beben doch nur noch 6 Beben vorhanden sind, welche innerhalb desselben Intervalls mit einem vorausgegangenen, aber zeitlich durch Beben mit anderem Ausgangsgebiet abgesonderten Erdstoß das gleiche Epizentrum hatten, daß sich indessen in diesen Intervallen einige Gruppen von 3 bis 6 Beben finden, die bei verschiedenen Epizentren aus begrenzteren Bezirken stammen, so in der Aläuten-Region einmal (1924) zwischen 51° und 52° N und 162° W und 180° O Gr. und ein anderes Mal (1929) zwischen 50° und 52° N und 172° W und 175° O Gr., in der Hokkaido-Kurilen-Region (1922) zwischen 41° und 46° N und 144° und 154° O Gr.,

vor der pazifischen Küste von Mittel- und Zentralnippon (1927) zwischen 35° und 39° N und 142° und 143° O Gr. und in der Formosa-Riukiu-Zone (1926) zwischen 22° und 26° N und 121° und 128° O Gr. In jeder dieser Gruppen dürfte gewiß eine gegenseitige Verkoppelung vorgelegen haben. Und ähnliche, vor allem auch weiträumigere Gruppen sind, wie wir zum Teil bereits gesehen haben, sonst noch vielfach vorhanden, namentlich, wenn wir, wie es geboten erscheint, Zeitspannen ins Auge fassen, welche länger als der gerade einer speziellen Rechnung unterworfenen 30-Tage-Abschnitt sind. Sie im einzelnen anzugeben, dürfte nach den vorangegangenen Darlegungen wohl nicht erforderlich sein. *Jedenfalls stützt die Anwendung wahrscheinlichkeitstheoretischer Kriterien, soweit sie bei dem vorliegenden Material durchführbar ist, wiederum die auf allgemeineren Überlegungen von der Art derjenigen im vorigen Abschnitt fußenden Schlüsse auf das Bestehen einer mehr oder weniger weitreichenden endogenen Verbundenheit verschiedener seismischer Bezirke in einer größeren geotektonisch wesentlich einheitlichen Erdzone.*

5. Schon am Ende unserer ersten Untersuchung wiesen wir auf *die Bedeutung der Herdtiefe für eine etwaige Verkoppelung von Erdbeben* hin und bemerkten, daß eine gegenseitige Verbundenheit am ehesten bei Beben mit normaler Herdtiefe zu erwarten sei, da deren Auslösungsvorgang sich noch ganz in der eigentlichen Erdkruste, dem Hauptsitz des geotektonischen Geschehens, abspielt, wo vorzugsweise mit der Möglichkeit einer räumlichen Fortleitung bzw. Übertragung von Spannungen gerechnet werden kann. Bei einer dann als Beispiel herangezogenen Gruppe von drei Erdbeben im April, Juni und September 1929 auf den Philippinen (Bezirk von Mindanao und Leyte) mit Hypozentren in 300 bzw. 400 und 600 km Tiefe ließen wir es dahingestellt sein, ob bei den doch sehr beträchtlich voneinander verschiedenen Herdtiefen eine innere Verbundenheit bestanden habe. Selbstverständlich aber werden gewiß auch Tiefherdbeben bei geringeren räumlichen Unterschieden in der Herdlage untereinander in mehr oder weniger unmittelbarer ursächlicher Beziehung stehen können, wie dies z. B. vermutlich bei den beiden Beben am 30. Juni und 27. Dezember 1924 in der Kurilen-Zone nordöstlich von Hokkaido der Fall war, von denen für das erste besonders starke (in Hamburg $M_E = 230 \mu$ bei $T = 19$ sec) ein Epizentrum in 45° N, $147\frac{1}{2}^{\circ}$ O Gr. und eine Herdtiefe von 120 km und für das zweite erheblich schwächere ein Epizentrum in 45° N, 146° O Gr. und eine Herdtiefe von 150 km ermittelt wurde. Als ein anderes Beispiel mögen die drei Beben angeführt werden, welche am 13. Januar und 6. Februar 1929 sowie am 5. Januar 1930 ebenfalls von der Kurilen-Zone und zwar von $48\frac{1}{4}^{\circ}$ bis $49\frac{3}{4}^{\circ}$ N und $152\frac{1}{2}^{\circ}$ bis $154\frac{3}{4}^{\circ}$ O Gr. ausgingen bei Herdtiefen von 140 bis 150 km; wieder war das erste Beben mit Maximalamplituden in Hamburg von $440-530 \mu$ bei $T = 16-26$ sec besonders schwer. Und vielleicht sind desgleichen die drei Beben, die sich, nicht getrennt durch andere Tiefherdbeben, in unserer Erdzone, auch innerhalb der Spanne von nicht ganz einem Jahr am 19. April und 27. Mai 1925 und 1. April 1926 bei den beträchtlicheren, aber untereinander nicht sehr stark differierenden Herdtiefen zwischen 330 und 400 km in dem Gebiet

33° bis 36 $\frac{1}{2}$ ° N und 134 $\frac{1}{2}$ ° bis 138° O Gr. (bei Südnippon) ereigneten, als eine genetisch zusammengehörige Gruppe aufzufassen.

Im übrigen dürfte natürlich am ehesten durch diejenigen Tiefherdbeben eine seismogenetische Verbindung auch mit der über ihren Herden lagernden Erdkruste hergestellt werden, deren Ausgangsstellen der Grundfläche der Kruste vergleichsweise naheliegen, etwa durch die Beben mit hypozentralen Tiefen nicht erheblich größer als die doppelte maximale Rindenmächtigkeit, d. h. rund 120 km (siehe das Beispiel am Schluß von Abschnitt 3). Hierher gehören von den ausgeschiedenen 36 Beben 7, während die Herdtiefe in 11 Fällen größer als 120 bis 200 km, in 11 Fällen größer als 200 bis 400 km und in 7 Fällen größer als 400 bis 650 km war. Geographisch verteilen sich diese Beben mit Ausnahme der Aläuten- und Alaska-Region über das ganze hier in Betracht gezogene Gebiet.

Eine Stütze für unsere Ansicht, daß die Tiefherdbeben bei dem Vorgang der Verkoppelung nur mehr von eingeschränkter Bedeutung sein dürften, unter Umständen aber gar keine Rolle spielen werden, liefert nun das Bebenmaterial der vorliegenden Untersuchung. Wenn unsere Auffassung richtig ist, so müssen sich bei Ausscheiden der Tiefherdbeben, sofern sonst gegenseitige Verknüpfungen aufgetreten sind, letztere statistisch mindestens als ungeschwächt, wenn nicht sogar als verstärkt erweisen, da eben nur die Zahl derjenigen Beben vermindert wurde, welche sich diesen Prozessen gegenüber vorwiegend indifferent verhalten haben. Wie Tabelle 3 lehrt, hebt sich die Verkoppelung tatsächlich nun noch etwas schärfer heraus. Es handelt sich hierbei um den elfjährigen Zeitraum von 1921

Tabelle 3. Beobachtete und berechnete Anzahl der 30-Tage-Intervalle mit 0 bzw. 1, . . . 12 Beben (nordwestliche und nördliche Umrandung des Pazifik, 1921—1931) unter Ausschluß der Begleit- und Tiefherdbeben; und mittleres Schwankungsquadrat

Anzahl der Beben		0	1	2	3	4					
Anzahl der Intervalle	beobachtet	19	23	36	26	10					
	berechnet	10.84	27.25	34.27	28.73	18.06					
Anzahl der Beben		5	6	7	8	9	10	11	12	Gesamtsumme	Anzahl der
Anzahl der Intervalle	beobachtet	10	3	3	3	0	0	1	0	134	337
	berechnet	9.09	3.81	1.37	0.43	0.12	0.03	0.007	0.001	134.0	337.0

Mittleres Schwankungsquadrat beob.: $\sigma^2 = 3.97$, ber.: $\mathcal{E}(\sigma^2) = 2.50 \pm 0.21$

bis 1931 mit insgesamt 451 Beben, von denen außer 78 Vor-, Nach- und Wiederholungsbeben jetzt auch 36 Tiefherdbeben zu eliminieren waren, so daß $n = 337$ Beben verbleiben, die sich auf $N = 134$ Dreißig-Tage-Abschnitte verteilen, was einer mittleren Bebedichte je Intervall im Betrage von $d = 2.515$ entspricht. Der letzte Abschnitt umfaßt auch noch die drei ersten Tage des Jahres 1932,

an denen aber kein von uns mit einzusetzendes Beben stattfand. Daß im übrigen aus den im 1. Abschnitt angegebenen Gründen nunmehr das Jahr 1932 unberücksichtigt blieb, dürfte indessen die Vergleichbarkeit der Ergebnisse beider Rechnungen kaum beeinträchtigen.

Der bei zufälliger Verteilung der Erdbeben zu erwartende Wert des mittleren Schwankungsquadrats hat sich zufolge der niedrigeren Werte von \bar{d} und N um 0.31 auf $\mathfrak{E}(\sigma^2) = 2.50 \pm 0.21$ gesenkt, während das der Beobachtung entsprechende mittlere Schwankungsquadrat $\sigma^2 = 3.97$ nur um 0.17 kleiner geworden ist. Im ersten Fall (nur Begleitbeben ausgeschlossen) belief sich die Differenz $\sigma^2 - \mathfrak{E}(\sigma^2) = 1.33$ auf das rund Sechsfache der wahrscheinlichen Streuung von $\mathfrak{E}(\sigma^2)$ im Betrage von ± 0.22 ; im zweiten Fall (auch Tiefherdbeben ausgeschlossen) bemißt sich dagegen diese Differenz mit 1.47 auf das Siebenfache der ± 0.21 ausmachenden wahrscheinlichen Streuung. *Bei sehr vorsichtiger Wertung dieses Ergebnisses der Rechnung, welche allerdings, wie schon früher betont, für sich allein nicht erschöpfend über die in Rede stehenden Zusammenhänge Auskunft zu geben vermag, kann man jedenfalls sagen, daß nach Ausschaltung auch der Tiefherdbeben das Auftreten der übriggebliebenen Erdstöße sich einer zufälligen Verteilung gewiß nicht weiter genähert hat.*

Faßt man Zeitabschnitte ins Auge, welche erheblich länger als ein Monat sind, so gewinnt man freilich den Eindruck, daß auch bei den Beben mit tief liegendem Herd Gruppenbildungen nicht ausgeschlossen sind, wie die oben angeführten Beispiele dartun. In dieser Hinsicht wird man aber umfangreicheres, sich über einen größeren Zeitraum — sagen wir von mehreren Jahrzehnten — erstreckendes Material abwarten müssen, um die Methoden der Wahrscheinlichkeitsrechnung anwenden zu können.

6. Überschaun wir zum Schluß den von uns zurückgelegten Weg, so sehen wir, daß zunächst für ganz verschiedene, aber in großen Zügen geotektonisch als Einheiten aufzufassende mehr oder weniger begrenzte Gebiete wie *Island, Österreich, Bosnien und die Herzegowina, Italien* und die *Philippinen* vielfach das Bestehen einer regionalen Verkoppelung von an sich als selbständig zu beurteilenden Erdbeben niedriger und hoher Intensität sehr wahrscheinlich gemacht werden konnte. Dies geschah zum Teil durch Erörterung bezeichnender Einzelfälle, zum Teil durch einfache statistische Betrachtungen des Häufigkeitsganges der Beben in Raum und Zeit und zum Teil durch Anwendung besonderer Wahrscheinlichkeitstheoretischer Kriterien. Für *Norwegen* zeigte sich ferner, daß zwar in Übereinstimmung mit älteren Untersuchungen infolge Fehlens ausgesprochener seismotektonischer Zonen gegenseitige Beziehungen zwischen seinen habituellen Schüttergebieten nicht nachweisbar sind, daß aber für die Gesamtheit seiner Erdstöße im wesentlichen eine das ganze Gebiet beherrschende gemeinsame Ursache (die Landhebung) in Frage kommen dürfte, deren Intensität in der letzten Zeit (1912 bis 1936) nachgelassen hat, da hier ganz allgemein eine beachtliche Abnahme in der seismischen Aktivität feststellbar ist.

In der vorliegenden Arbeit wandten wir dann endlich unsere Aufmerksamkeit dem diesbezüglichen Sachverhalt in einer *ausgedehnteren*, wesentlich einheitlich gebauten und seismisch regen Erdzone zu, als welche wir *die nordwestliche und nördliche Umrandung des Pazifik* wählten. Wir finden, wie die voranstehenden Darlegungen (siehe namentlich Abschnitt 3 und 4) wohl dargetan haben, unsere früheren Ergebnisse unter Übertragung auf einen größeren Maßstab bestätigt. Die Anwendung der Poissonschen Formel und die Diskussion des dazu gehörigen mittleren Schwankungsquadrats lehrte in Verbindung mit allgemeineren Überlegungen (Abschnitt 5) darüber hinaus, daß aber der Mitwirkung von Tiefherdbeben an dem Zustandekommen einer endogenen Verknüpfung verschiedener seismischer Bezirke bei den hier behandelten Verhältnissen ein vergleichsweise nur geringes Gewicht beizulegen ist. Sonst besteht auch wieder Übereinstimmung mit den schon früher erwähnten auf der gleichen wahrscheinlichkeitstheoretischen Grundlage ausgeführten Rechnungen von E. Wanner [7], und zwar insofern, als dieser Autor in freilich mehr vorläufiger Weise fand, daß die Hauptbeben eines begrenzten, aber doch schon recht ausgedehnten Bezirkes wie *Mitteleuropa* wohl nicht streng als voneinander unabhängig betrachtet werden können; während er ja in sehr eingehender Weise zu zeigen vermochte, daß die größeren Beben der ganzen Erde im Laufe der sechs Jahre von 1925 bis 1930 nach Eliminierung der Nachstöße voneinander unabhängige Ereignisse seien.

Im Interesse einer fortschreitenden Klärung des hier in Rede stehenden Problems ist natürlich ein möglichst methodisches Vorgehen bei der Aufbereitung wie bei der Verarbeitung des Bebenmaterials anzustreben. In dieser Hinsicht sei noch besonders auf eine Studie von É. Rothé [5] hingewiesen, der auf Grund einer vergleichenden Betrachtung der zeitlichen Verteilung der Epizentren der Jahre 1913 bis 1930 auf einzelne Zehngradfelder der Frage nach etwaigen gegenseitigen Beziehungen von verschiedenen Schütterbezirken in erster Linie für *Chile* nachgegangen ist und so an Beispielen ebenfalls ein gelegentliches deutliches Wandern der seismischen Aktivität aufzeigen konnte. Doch waren Begleit- und Tiefherdbeben dabei nicht gesondert behandelt. Und nach demselben einfachen, methodisch klaren Verfahren vermochte C. Bois [2] das Bestehen eines analogen Sachverhalts in *Kalifornien* wahrscheinlich zu machen. Rothé dehnt — in allerdings noch nicht abgeschlossener Form — seine Überlegungen dann über den ganzen Erdball aus und zieht die Möglichkeit seismischer Fernwirkungen zwischen dem andinen Anteil Südamerikas und Alaskas sowie zwischen Chile und seinem australasiatischen Antipodengebiet in Erwägung. Hier möchten wir dieselben Bedenken äußern, wie wir sie bereits einleitend in unserer ersten Arbeit gegenüber der Untersuchung von Yamaguti geltend gemacht haben und durch die soeben wieder herangezogenen Resultate von Wanner gestützt finden.

Ganz in der Linie unserer Auffassung aber liegt noch eine Feststellung von A. Imamura [4] über die seismische Aktivität *Japans* während der letzten 1500 Jahre, die abschließend herangezogen sei. Soweit die seismischen Daten auch für die früheren Jahrhunderte dieser weiten Zeitspanne als verlässlich an-

gesehen werden können, heben sich in diesem Zeitraum zwei Perioden von einer Länge von rund 200 bzw. 120 Jahren (684 bis 887 bzw. 1586 bis 1707) mit einer erhöhten Erdbeben­­tätigkeit in allen Schüttergebieten von Nippon und Schikoku und dem vorgelagerten pazifischen Meeresboden heraus. (Kiuschiu und Hokkaido blieben unberücksichtigt.) Ähnlich wie wir in unserer zweiten Arbeit (Abschnitt 4) an dem Auftreten der zerstörenden Erdbeben Italiens seit 1700 eine zeitweilige gesetzmäßig ausgesprochene Zu- und Abnahme der endogenen Energieentfaltung einheitlich für die ganze Halbinsel aufzeigen konnten, so scheint uns auch hier mit Imamura — nur in zeitlich noch stark vergrößertem Maßstab — ein, wenigstens Nippon und Schikoku und ihr pazifisches Vorland umfassendes, deutliches Schwanken in der Intensität der endogenen Aktivität entgegenzutreten. Eine dritte Periode verstärkter seismischer Regsamkeit hat in Japan um die Mitte des vorigen Jahrhunderts (1847) eingesetzt.

Literatur

[1] Catalogue of Earthquakes 1918—1924. Brit. Associat. for the Adv. of Sc., No. 21, Report for 1928, Glasgow; Catalogue of Earthquakes 1925—1930. Ebenda, No. 21 A.

[2] C. Bois: Note sur les Séismes en Californie. Publ. du Bur. Central Séism. Internat. Série A. Travaux scientif. Fasc. No. 13, S. 147—166 (1935).

[3] B. Gutenberg u. C. F. Richter: Depth and Geographical Distribution of Deep-Focus Earthquakes. Bull. Geol. Soc. of America **49**, S. 249ff., February 1938.

[4] A. Imamura: On past seismic activities in Japan. Japan. Journal of Astronomy and Geophysics **XV**, S. 201—215, Tokyo 1938.

[5] É. Rothé: Migration des Épicentres. Méthode d'Étude. Application à la Région du Chili dans les Années 1913 à 1930. Publ. du Bur. Central Séism. Internat. Série B. Monographies. Fasc. No. 4, S. 41—73 (1933).

[6] E. Tams: Zur Frage der regionalen Verkoppelung von Erdbeben. Zeitschr. f. Geophys. **14**, S. 241—259 (1938) und **15**, S. 249—260 (1939). Siehe ferner: Forsch. u. Fortschr., 15. Jahrg., Nr. 16, S. 211—213, Berlin 1939 und Research and Progress **6**, No. 5, S. 221—225, Sept./October 1940.

[7] E. Wanner: Zur Statistik der Erdbeben. I. Gerlands Beitr. z. Geophys. **50**, S. 85—99 (1937).

Hamburg, Hauptstation für Erdbebenforschung.
