© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/;www.zobodat.at

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Die seismischen Verhältnisse des Europäischen Nordmeeres.

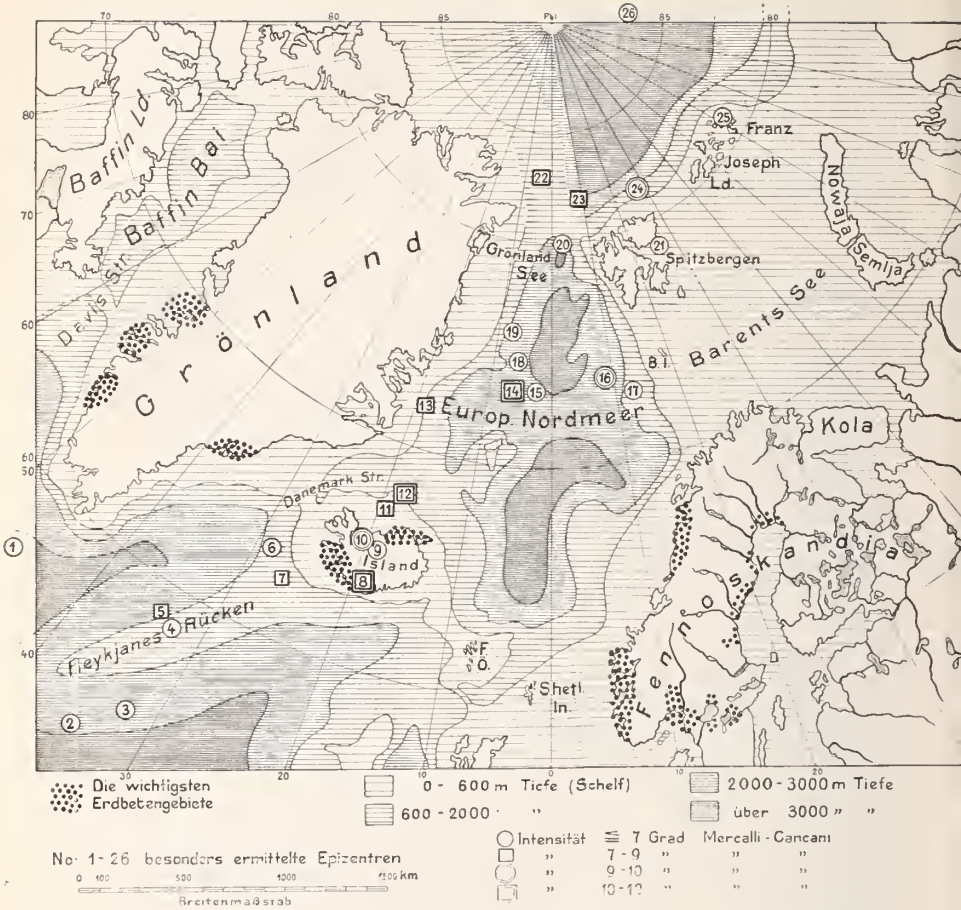
Von **E. Tams** in Hamburg.

Mit 1 Karte.

In einer in den Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Hamburg, Bd. XXXIII p. 37—67, 1921 erschienenen Arbeit „Die seismischen Verhältnisse des Europäischen Nordmeeres und seiner Umrandung" konnte ich auf Grund einer von mir ausgeführten Verarbeitung des mikroseismischen Materials der Jahre 1904—1915 unter gleichzeitiger Berücksichtigung einiger anderweitig festgestellter Beben darauf hinweisen, daß im Gegensatz zu der bisher meist gehegten Vorstellung von der seismischen Ruhe des Europäischen Nordmeeres (des Skandik von G. de Geer) und der ihm benachbarten Teile des Nordatlantik und des Arktik die zentrale Zone, welche sich zwischen Irland, Schottland und Skandinavien einerseits sowie Grönland andererseits über Island, Jan Mayen und Spitzbergen bis in den Arktik erstreckt, in weiten Teilen seismisch sehr rege ist und auch eigentliche Großbeben ausstrahlen läßt. Es wurde gleichzeitig ausführlicher dargetan, daß das skandinavische und grönländische Randgebiet hierzu in ausgesprochenem Gegensatz steht, indem ihm eine wesentlich geringere Seismizität eigen ist. Abgesehen von zwei unmittelbar wahrgenommenen Seebeben des Jahres 1885 konnten aus dem genannten 12jährigen Zeitraum 14 bemerkenswertere, z. T. sehr heftige Beben angeführt und lokalisiert werden, welche dieser zentralen Zone angehörten.

Nachdem mir nun inzwischen auch das mikroseismische Material der letzten 6 Jahre von 1916—1921 vollständiger zugänglich geworden ist, habe ich auch diesen Zeitabschnitt nach Beben des in Rede stehenden Gebietes durchgemustert und, zuzüglich eines noch nachträglich aus dem Jahre 1912 verarbeiteten Falles, 10 weitere Epizentren näher festlegen können, so daß, ungeachtet der oft bedeutenden seismischen Ereignisse in den habituellen Stoßgebieten des Südwesten und Nordosten von Island, nunmehr insgesamt 26 Erdbeben der jüngsten Zeit aus dieser zum weitaus größten Teil von Tiefsee bedeckten Region der Lage ihrer pleistoseisten Zone nach mehr oder minder genau bekannt sind.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/;www.zobodat.at



E. Tams: Die seismischen Verhältnisse des Europ. Nordmeeres und seiner Umrandung.

Um einen Gesamtüberblick über die so hier aufgedeckten seismischen Verhältnisse zu geben, habe ich die in Betracht kommenden 26 Beben kurz tabellarisch zusammengestellt und außerdem wieder eine Karte des Europäischen Nordmeeres und seiner Umrandung beigefügt. Dieselbe stellt im wesentlichen eine auf $\frac{1}{3}$ verkleinerte Wiedergabe der meiner oben angeführten Arbeit beigegebenen farbigen Karte dar. Die wichtigsten Erdbebengebiete Islands sowie der grönländischen und skandinavischen Randzone sind jetzt durch Punktierung angedeutet, und die in erster Linie interessierenden nunmehr 26 besonders ermittelten Epizentren sind in

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/;www.zobodat.at

durchgehender, im Südwesten beginnender Zählung durch besondere, sie auch nach ihrer Intensität unterscheidende Zeichen hervorgehoben. Außerdem sind das hier bis zu etwa 600 m Tiefe reichende Schelfplateau und die dann bis zur 2000 m- bezw. 3000 m-Isobathe und darunter folgenden Tiefen durch stufenweise dichter werdende Schraffur gekennzeichnet.

Die in die Karte eingeschriebenen Nummern entsprechen der in der 1. Kolumne der Tabelle durchgeführten Zählung. Die in der 2. Kolumne unter dem Datum stehende Stoßzeit bedeutet die aus mikroseismischen Daten abgeleitete Eintrittszeit des Bebens im Epizentrum in mittlerer Greenwicher Zeit, gezählt von Mitternacht bis Mitternacht ($0-23^h$), abgerundet auf ganze Minuten. In der 3. Kolumne finden sich nähere Angaben über die ermittelte Lage der Epizentren, die in den meisten Fällen von mir aus den Ankunftszeiten der ersten Vorläufer (P-Zeiten) an geeignet gelegenen Erdbebenstationen, z. T. aber auch, wie in der letzten Kolumne besonders vermerkt, unter gleichzeitiger Anwendung der stereographischen Methode abgeleitet wurde. Soweit Fehlerbeträge angegeben sind, handelt es sich um mittlere Fehler, wie sie sich bei Verwendung von mehr als drei Stationen aus der Rechnung nach der zuerst von Geiger angegebenen P-Zeiten-Methode und dem Ausgleichungsverfahren der kleinsten Fehlerquadrate ergaben. Die hierbei jeweils benutzten Stationen sind in der letzten, 5. Kolumne angeführt[1]. In 5 Fällen (Nr. 1, 4, 8, 20 u. 21) konnte ich mich auf andere, ebenfalls in der 5. Kolumne namhaft gemachte Autoren stützen. In der 4. Kolumne endlich sind Anhaltspunkte zur Beurteilung der Stärke der einzelnen Beben gegeben. In den soeben erwähnten 5 Fällen konnten von den betreffenden Autoren selbst unmittelbare Intensitätsangaben gemacht werden; im übrigen ist zu diesem Zweck jedesmal von einer geeignet erscheinenden Erdbebenstation (De Bilt oder Göttingen, Hamburg, Jena, Potsdam) die instrumentell registrierte Maximalbewegung nach ihrer in die drei Komponenten der Nordsüd-, der Ostwest- und der zenitalen Richtung zerlegten und in Mikron ($1\ \mu = 0{,}001$ mm) von der Ruhelinie aus gemessenen Amplitude M_N, M_E, M_Z sowie nach ihrer Wellenperiode T mitgeteilt. Hierauf wird noch bei Beurteilung der Seismizität näher einzugehen sein.

[1] Für freundliche Mitteilung einiger besonders erbetener seismometrischer Daten bezw. für Überlassung von Originalseismogrammen zu eigener Ausmessung bin ich den Herren Prof. Conrad (Wien), Prof. Lutz (München) und Prof. Zeissig (Darmstadt-Jugenheim) zu großem Dank verpflichtet. Bei der Bearbeitung der Beben waren mir ferner vielfach die vorläufigen Lokalisierungen der Epizentren in den seismischen Berichten von De Bilt (bei Utrecht) und Pulkovo (bei St. Petersburg) wertvolle Anhaltspunkte.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/;www.zobodat.at

Tabelle der in die Karte gesondert eingetragenen Beben.

1. Lfd. Nr.	2. Datum und Stoßzeit	3. Epizentrum	4. Stärke	5. Namen d. benutzt. Stationen oder sonstige Quelle
1	1885, VIII.28.	57° N, 46° 20′ W (rd. 300 km südl. der Südspitze Grönlands)	Auf d. dänisch. Brigg „Tjalfe“ als nicht sehr starke Erschütterung wahrgenommen	Seebebenverzeichnis von E. Rudolph
2	1917, III. 3. $10^h\ 14^m$	52,7° N ± 1,6° (= ± 180 km) 34,4° W ± 0,5° (= ± 30 km) (im Nordatlantik rd. 1000 km südsüdöstl. von der Südspitze Grönlands, nahe dem Südende des Reykjanes-Rücken)	De Bilt: $M_N = 6—19\ \mu$ $M_E = 6—11\ \mu$ (T = 8—34 sec)	Eskdalemuir, de Bilt, Hamburg, Jugenheim, Ottawa, Agram
3	1921, VI. 30. $2^h\ 10^m$	54½° N, 32½° W (im Nordatlantik rd. 1000 km südöstl. von der Südspitze Grönlands)	Hamburg: $M_N = 11\ \mu$ $M_E = 6\ \mu$ $M_Z = 5\ \mu$ (T = 13—15 sec)	De Bilt, Hamburg, Nördlingen, Ottawa, Wien (Lage im Mittel nach den P-Zeiten u. d. stereographischen Verfahren bestimmt)
4	1885, IX. 1.	58° 17′ N, 32° 25′ W (reichlich 600 km ostsüdöstl. der Südspitze Grönlands)	Zwei kräftige u. zwei schwächere Stöße, von der dänischen Brigg „Tjalfe“ beobachtet. Der erste Stoß erschütterte das ganze Schiff so stark, daß man glauben mußte, es sei im Begriff zusammenzufallen	Seebebenverzeichnis von E. Rudolph
5	1913, VI. 14. $11^h\ 33^m$	58,8° N ± 0,7° (= ± 80 km) 34,1° W ± 0,6° (= ± 30 km) (etwa 500 km ostsüdöstl. von der Südspitze Grönlands)	Hamburg: $M_N = 29\ \mu$ $M_E = 20\ \mu$ $M_Z = 19\ \mu$ (T = 14—16 sec)	Parc Saint Maur, de Bilt, Hamburg, Upsala, Straßburg, Ottawa, Pulkovo
6	1914, VI. 19. $0^h\ 06^m$	63,5° N ± 0,2° (= ± 20 km) 28,4° W ± 1,6° (= ± 80 km) (westl. von Island in etwa 300 km Entfernung von der Reykjanes-Halbinsel)	Göttingen: $M_N = 1\ \mu$ $M_E = 2\ \mu$ (T = 12 sec)	Upsala, Aachen, Göttingen, Straßburg, Pulkovo, Graz

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/;www.zobodat.at

1. Lfd. Nr.	2. Datum und Stoßzeit	3. Epizentrum	4. Stärke	5. Namen d. benutzt. Stationen oder sonstige Quelle
7	1917, VII. 9. $0^h 22^m$	62,7° N, 26,4° W (rd. 200 km südwestl. von Reykjanes auf Island)	De Bilt: M_N = 12—33 μ M_E = 9—28 μ (T = 14—16 sec)	De Bilt, München, Moncalieri
8	1912, V. 6. $19^h 00^m$	63° 59′ N, 19° 50′ W (auf Island, rd. 7 km westl. der Hekla)	XII° Mercalli-Cancani Hamburg: M_N = 550—680 μ M_E = 460—620 μ (T = 11—21 sec)	Makroseismische Bestimmung von E. G. Harboe
9	1913, V. 19. $15^h 45^m$	65,3° N ± 0,1° (= ± 10 km) 18,8° W ± 0,6° (= ± 30 km) (auf Island, 50 km südwestl. von Akureyri)	Hamburg: M_N = 16 μ M_E = 14 μ (T = 16—20 sec)	Eskdalemuir, Upsala, Hamburg, Aachen, Parc Saint Maur, Königsberg, Pulkovo, Wien
10	1921, VIII. 23 $20^h 17^m$	65,7° N ± 0,5° (= ± 60 km) 20,4° W ± 0,4° (= ± 20 km) (im Nordosten von Island, im Huna-Fjord bei Blönduos)	Hamburg: M_N = 87 μ M_E = 91 μ M_Z = 66 μ (T = 11—14 sec)	De Bilt, Hamburg, Jugenheim, München, Wien, San Fernando, Ottawa, Washington
11	1913, VII. 26. $20^h 51^m$	67,1° N ± 0,3° (= ± 30 km) 19,0° W ± 0,4° (= ± 20 km) (rd. 100 km nördl. von Island)	Hamburg: M_N = 27—32 μ M_E = 27 μ M_Z = 24 μ (T = 12—16 sec)	Hamburg, Aachen, Parc Saint Maur, Pulkovo, Straßburg, Wien, Ottawa
12	1910, I. 22. $8^h 48^m$	67,9° N ± 0,15° (= ± 20 km) 17,1° W ± 0,45° (= ± 20 km) (rd. 200 km nördl. von Island)	Hamburg: M_N = 900 μ M_E = 1000 μ (T = 20 sec)	Hamburg, Parc Saint Maur, Pulkovo, Straßburg, Wien, Ottawa (Lage aus den Epizentraldistanzen berechnet)
13	1919, II. 2. $20^h 02^m$	72° N, 18½° W (rd. 170 km östl. der Ostküste von Grönland, in der Breite von Kap Parry)	Hamburg: M_N = 33—37 μ M_E = 27—42 μ (T = 11—14 sec)	Eskdalemuir, Hamburg, Jugenheim, München, Zürich, Wien (Lage im Mittel nach den P-Zeiten u. d. stereographischen Verfahren bestimmt)

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/;www.zobodat.at

1. Lfd. Nr.	2. Datum und Stoßzeit	3. Epizentrum	4. Stärke	5. Namen d. benutzt. Stationen oder sonstige Quelle
14	1904, X. 9. $13^h\ 52^m$	73,5° N ± 2,3° (= ± 260 km) 5,6° W ± 2,9° (= ± 90 km) (rd. 300 km nördl. von Jan Mayen)	Potsdam: $M_N = 860\ \mu$ $M_E = 560\ \mu$ (T = 11—14 sec)	Upsala, Potsdam, Leipzig, Straßburg, Tiflis
15	1914, XI. 4. $12^h\ 54^m$	73½° N, 3° W (etwa 80 km östl. des Bebens Nr. 14)	Hamburg: $M_N = 11\ \mu$ $M_E = 9\ \mu$ $M_Z = 14\ \mu$ (T = 17—25 sec)	Hamburg, de Bilt, Wien (Lage im Mittel nach den P-Zeiten u. d. stereographischen Verfahren bestimmt)
16	1906, III. 19. $7^h\ 57^m$	73,8° N ± 0,3° (= ± 30 km) 9,1° E ± 2,0° (= ± 60 km) (rd. 400 km südsüdw. von Spitzbergen, rd. 450 km östl. von dem Beben Nr. 14)	Jena: $M_N = 136\ \mu$ $M_E = 64\ \mu$ (T = 18—22 sec)	Hamburg, Uccle, Jena, Tiflis, Sitka
17	1918, I. 27. $2^h\ 51^m$	73,2° N, 12,2° E (rd. 400 km südl. der Südspitze von Spitzbergen)	De Bilt: $M_N = 9—11\ \mu$ $M_E = 6\ \mu$ (T = 15—30 sec)	Hamburg, de Bilt, Agram
18	1917, V. 14. $6^h\ 57^m$	74,8° N, 6,7° W (rd. 400 km nördl. von Jan Mayen)	De Bilt: $M_N = 1—3\ \mu$ $M_E = 1—2\ \mu$ (T = 11—23 sec)	Hamburg, de Bilt, Parc Saint Maur
19	1917, VIII. 21. $10^h\ 43^m$	76,1° N ± 0,8° (= ± 90 km) 7,8° W ± 1,3° (= ± 30 km) (rd. 550 km nördl von Jan Mayen)	De Bilt: $M_N = 8—16\ \mu$ $M_E = 6—11\ \mu$ (T = 11—21 sec)	Eskdalemuir, de Bilt, Hamburg, Parc Saint Maur, München, Wien, Agram
20	1912, I. 25. $1^h\ 37^m$	79,9° N, 2,6° E (rd. 150 km westl. der Nordwestspitze von Spitzbergen)	V° Mercalli-Cancani Hamburg: $M_N = 3\ \mu$ $M_E = 3\ \mu$ (T = 15—20 sec)	Adventbay, Pulkovo, (C. Mainka)

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/;www.zobodat.at

1. Lfd. Nr.	2. Datum und Stoßzeit	3. Epizentrum	4. Stärke	5. Namen d. benutzt. Stationen oder sonstige Quelle
21	1911, XII. 4. $14^h\ 39^m$	79° N, 26,2° E (an der Ostseite von Spitzbergen, vor der Hinlopenstraße)	VI—VII° Mercalli-Cancani) Hamburg: $M_N = 14\ \mu$ $M_E = 22\ \mu$ (T = 15—16 sec)	Adventbay, Potsdam, Göttingen, Graz (C. Mainka)
22	1908, VII. 8. $12^h\ 50^m$	82,9° N ± 0,9° (= ± 100 km) 5,4° W ± 6,7° (= ± 90 km) (im Arktik, in rd. 150 km Abstand von der grönländischen Küste)	Hamburg: $M_N = 44\ \mu$ $M_E = 44\ \mu$ (T = 18 sec)	Upsala, Hamburg, Jena, Uccle, Wien, Ottawa, Tiflis
23	1915, VI. 1. $14^h\ 43^m$	82° N, 8° E (im Arktik, rd. 250 km nördl. von Spitzbergen)	De Bilt: $M_N = 14—50\ \mu$ $M_E = 14—35\ \mu$ (T = 11—16 sec)	Upsala, Hamburg, de Bilt, Wien, Straßburg, Graz (Lage im Mittel nach den P-Zeiten u. dem stereographischen Verfahren bestimmt)
24	1908, X. 14. $14^h\ 56^m$	81,5° N ± 1,1° (= ± 120 km) 28,7° E ± 6,3° (= ± 100 km) (im Arktik, rd. 150 km nord-nordöstl. von Spitzbergen)	Hamburg: $M_N = 130—150\ \mu$ $M_E = 90—140\ \mu$ (T = 8—22 sec)	Upsala, Potsdam, Aachen, Wien, Tiflis, Osaka
25	1916, XII. 6. $22^h\ 17^m$	81,0° N ± 0,3° (= ± 30 km) 61,4° E ± 1,0° (= ± 20 km) (im Franz-Joseph-Archipel bei Wilczek-Land u. Graham-Bell-Land)	De Bilt: $M_N = 4—6\ \mu$ $M_E = 4—5\ \mu$ (T = 11—30 sec)	Hamburg, de Bilt, Jugenheim, München
26	1912, IV. 13. $2^h\ 40^m$	86,4° N ± 0,9° (= ± 100 km) 94,6° E ± 7,2° (= ± 50 km) (im Arktik, rd. 1000 km nördl. vom Kap Tscheljuskin)	Hamburg: $M_N = 2\frac{1}{2}\ \mu$ $M_E = 2\frac{1}{2}\ \mu$ (T = 12 sec)	Pulkovo, Eskdalemuir, Hamburg, Breslau, Makeevka, Wien

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/;www.zobodat.at

Ohne nun wieder im einzelnen auf die bereits in der zitierten Arbeit berücksichtigten Beben einzugehen und die dort angestellten genetischen Betrachtungen zu wiederholen, sei indessen zunächst in Bestätigung dort gemachter Feststellungen darauf hingewiesen, daß auch in den letzten 6 Jahren sich kein Beben auf Grönland oder in Fennoskandia ereignet hat, das bedeutend genug gewesen wäre, um auffälligere Registrierungen in Mitteleuropa zu veranlassen und daß auch jetzt wieder das südliche, zwischen Jan Mayen und Norwegen gelegene Becken des Europäischen Nordmeeres von solchen Beben freigeblieben ist. Man wird in dieser Beziehung an analoge Gegensätze erinnert, welche auch zwischen den einzelnen Becken des Europäischen Mittelmeeres schon auf der Rudolph'schen Karte der submarinen Erdbeben und Eruptionen aus dem Jahre 1887 hervortreten[1] und auf Grund jüngeren Materials vor kurzem durch E. Pautsch[2] eine erneute Darstellung gefunden haben.

Beben Nr. 1 ist nach seiner Lage auch jetzt noch vereinzelt, während die seismische Regsamkeit der wesentlich noch auf den Südwesten von Island übergreifenden Region des Reykjanes-Rücken (Beben Nr. 2—8) nun noch deutlicher hervortritt, indem hier die Beben Nr. 2, 3 u. 7 hinzugekommen sind; die Lage des Epizentrums Nr. 7 muß freilich etwas zweifelhaft bleiben, denn obwohl es sich um ein stärkeres Beben handelt, stimmen doch nur die Daten der benutzten drei Stationen gut überein, um darauf eine Berechnung zu begründen. Für das nordisländische, sich mindestens noch 200 km nordwärts ins Meer erstreckende Stoßgebiet (Beben Nr. 9—12) ist das Beben Nr. 10 hinzugetreten, dessen Epizentrum sich rechnerisch mit nur kleinen mittleren Fehlern (in der Breite ± 60 km, in der Länge ± 20 km) als im Huna-Fjord bei Blönduos gelegen ergab. Es dürfte daher wie Beben Nr. 9 wohl ziemlich sicher dem genannten habituellen Schüttergebiet angehören, wenn auch in beiden Fällen die errechnete Lage keineswegs ganz der wirklichen Lage zu entsprechen braucht.

Auffallend ist die vergleichsweise hohe Bebenfrequenz des nördlichen Teils des Europäischen Nordmeeres (Beben Nr. 13—20). Das Beben Nr. 13, für dessen Epizentralregion nach den P-Zeiten eine Lage noch weiter westlich auf Grönland selbst im Hinterland des Franz-Joseph-Fjord folgt, für welches aber diese Zeiten infolge mikroseismischer Unruhe — es fand im Februar statt — nicht überall hinreichend genau abzulesen gewesen sein dürften und welches daher auch im Mittel nach diesem Verfahren und nach

[1] E. Rudolph, Über submarine Erdbeben und Eruptionen. Gerland's Beiträge zur Geophysik. Bd. I. Stuttgart 1887.

[2] E. Pautsch, Die seismischen Verhältnisse des Europäischen Mittelmeeres. Dissertation. Hamburg 1922.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/;www.zobodat.at

der stereographischen, sich lediglich auf die aus den Seismogrammen ableitbaren Epizentraldistanzen stützenden Methode kartographisch festgelegt wurde, liegt vielleicht noch weiter östlich innerhalb der 2000 m-Isobathe, da sich eine solche Lage u. a. besser mit der sich für Hamburg recht sicher ergebenden Entfernung von reichlich 2100 km (2120 km) verträgt. Die Lage der Epizentren Nr. 17 u. 18 kann nur als ungefähr zutreffend betrachtet werden, da die in diesen Fällen vorliegenden wenigen brauchbaren mikroseismischen Daten zu einer ganz zuverlässigen Bestimmung nicht ausreichen. Es handelt sich aber auch nicht um starke Beben. Die namentlich im Randgebiet des nördlichen Beckens des Europäischen Nordmeeres in die Erscheinung tretende Häufung der Epizentren ist indessen geeignet u. a. auch die Lage der Epizentralregionen der Beben Nr. 17 u. 18 als nicht unwahrscheinlich gelten zu lassen, insofern dadurch die Vorstellung einer gerade hier vorhandenen besonders ausgeprägten Schwächezone nahegelegt wird.

Von besonderem Interesse sind dann noch die neu eingetragenen Beben Nr. 25 u. 26. Das erste gehört wie das Beben Nr. 21 vor der Hinlopen-Straße im Spitzbergen-Archipel noch der Kontinentaltafel an, indem sich als Lage seines Epizentrums die Gegend von Wilczek- und Graham-Bell-Land im Franz-Joseph-Archipel ergibt. Es kann zwar, nach den Registrierungen in Mitteleuropa zu urteilen, nicht bedeutend gewesen sein, doch stimmen die Ankunftszeiten der vier bei der Berechnung berücksichtigten Stationen Hamburg, de Bilt, Jugenheim und München in bezug auf diese Lage untereinander sehr gut überein, wie die geringen mittleren Fehler — in der Breite $\pm$ 30 km und in der Länge $\pm$ 20 km — zeigen. Auch Beben Nr. 26 war zwar nicht stark, aber seine polnahe Lage im zentralen Arktik (86—87° N) dürfte angesichts der ebenfalls nicht sehr großen mittleren Fehler von $\pm$ 100 km in der Breite und $\pm$ 50 km in der Länge sicher sein, zumal die Berechnung hier auf die breitere Basis von Eskdalemuir (in Schottland) bis Pulkovo (bei St. Petersburg) und Makeevka (zwischen Charkow und dem Asowschen Meer) gestützt werden konnte, indem aber außer diesen drei Stationen auch noch Hamburg, Breslau und Wien Berücksichtigung fanden. Der von Pulkovo allein nach den dortigen Seismogrammen aus Azimut und Entfernung ermittelten Lage des Epizentrums in 79,5° N, 100° E, d. i. im Arktik nahe beim Kap Tscheljuskin, dürfte bei der Kleinheit der Ausschläge, welche sich hier im Maximum auf nur 1—3 Mikron beliefen, nur der Wert einer ersten Annäherung zukommen.

Es sei nun schließlich noch durch einige besondere Betrachtungen der Grad der Seismizität der Zentralzone beleuchtet. Trotzdem mit Ausnahme der drei Fälle Nr. 1, 4 u. 8 infolge der submarinen oder sonst doch für vollständige makroseismische Beob-

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/;www.zobodat.at

achtungen durchaus ungünstigen Lage der Schüttergebiete direkte Wahrnehmungen über die Bebenstärke fehlen, so können uns doch für die Abschätzung der Intensität in der Epizentralregion die seismometrischen Daten brauchbare Anhaltspunkte liefern, indem wir diese mit den entsprechenden Daten besser beobachteter Landbeben in derselben Entfernung vergleichen. Als absolutes Maß der Intensität kann nämlich die maximale Beschleunigung gelten, welche ein Erdteilchen während einer Bodenschwingung erfährt und die bei Voraussetzung eines periodischen Verlaufs der Bewegung absolut gleich $\left(\frac{2\pi}{T}\right)^2 A$ ist, wenn T die Periode, A die Maximalamplitude (von der Ruhelinie aus gemessen) und π die Kreiszahl 3,142 bedeutet[1]. Da nun aber bei annähernd gleich stark aufgezeichneten Beben aus der gleichen Entfernung erfahrungsgemäß auch die Perioden der Erdbebenwellen im wesentlichen die gleichen sind, so ist es nur nötig, in solchen Fällen sein Augenmerk auf die registrierten Maximalamplituden zu richten. Zu einer sinnfälligen Abschätzung der Stärke der nur instrumentell wahrgenommenen Beben gelangen wir dann schließlich, wenn wir für die auf diese Weise zum Vergleich herangezogenen auch makroseismisch beobachteten Beben die Maximalintensität in ihrem pleistoseisten Gebiet etwa nach der 12teiligen empirischen Stärkeskala von Mercalli-Cancani feststellen. Ein solches Verfahren trägt allerdings in Ermangelung einer Kenntnis der jeweiligen Lage des Hypozentrums dem Faktor der Herdtiefe keine Rechnung und kann daher auch aus diesem Grunde nur Näherungswerte liefern.

Überblicken wir von diesem Gesichtspunkt aus die Tabelle, und zwar in erster Linie die 4. Kolumne, so zeigt sich, daß in den 18 Jahren von 1904—1921 hier nicht weniger als 6 bedeutende Erdbeben (Nr. 8, 10, 12, 14, 16 u. 24) stattgefunden haben, von denen sogar Nr. 8 im Gebiet der Hekla auf Island, Nr. 12 rd. 200 km nördlich von Island und Nr. 14 rd. 300 km nördlich von Jan Mayen nach den makroseismisch beobachteten Bebenwirkungen bezw. nach den seismographisch aufgenommenen Bodenbewegungen der Größenordnung nach mit den zerstörend auftretenden kalabrischen Erdbeben der neueren Zeit zu vergleichen sind, insofern bei einer Epizentralentfernung von rd. 2000—2600 km in Hamburg bezw. Potsdam die registrierten Maximalamplituden in den Horizontalkomponenten noch 680—1000 Mikron betrugen und

---

[1] Dieser Wert ist, wenn T in Sekunden und A in Mikron gemessen wird, nahe genug gleich $\frac{4A}{T^2}$ Milligal, indem 1 Milligal gleich $\frac{1}{1000}$ Gal, d. h. gleich dem 1000. Teil der Zentimeter-Sekunden-Einheit der Beschleunigung oder gleich rund einem Milliontel der Beschleunigung der Schwerkraft ist.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/;www.zobodat.at

im Falle des Bebens Nr. 8 auf Island auch nach den unmittelbaren Feststellungen im Felde die Intensität in der Epizentralzone den höchsten, nämlich den XII. Grad Mercalli-Cancani erreichte. Und in diese Reihe sind aus den letzten vier Jahrzehnten jedenfalls auch noch die Beben einzuordnen, welche im August und September 1896 im südlichen Tiefland von Island verwüstend auftraten, sowie das Beben vom 25. Januar 1885, das im Nordosten Islands im Gebiet des Axar-Fjord von verheerenden Wirkungen begleitet war. Aber auch bei den Beben Nr. 10 im Nordosten von Island, Nr. 16 rd. 400 km südsüdwestlich von Spitzbergen und Nr. 24 rd. 150 km nordnordöstlich von Spitzbergen hat es sich um bedeutendere seismische Vorgänge gehandelt. Beben Nr. 24 ist bei einer rd. 3200 km betragenden Epizentralentfernung von Hamburg hinsichtlich seiner Registrierung an dieser Station den ostanatolischen und kaukasischen Beben vergleichbar und dürfte hiernach an Intensität mindestens dem kleinasiatischen Beben vom 9. Februar 1909 gleichgekommen sein, das in einer Entfernung von 2600 km von Hamburg hier noch Maximalamplituden von 80—150 Mikron (T = 10—20 sec) aufwies und noch in dem etwa 200 km von dem zwischen Siwas und Karahissar gelegenen Epizentralgebiet entfernten Kharput allgemein gefühlt wurde. Von annähernd der gleichen Stärke dürfte nach den aus der rd. 2500 km entfernten Erdbebenstation in Jena vorliegenden Aufzeichnungen auch das Beben Nr. 16 gewesen sein, und Beben Nr. 10, das sich in rd. 2100 km Entfernung von Hamburg ereignete, kann nicht viel schwächer gewesen sein als das um 2200 km von hier entfernte heftige portugiesische Beben, welches am 23. April 1909 namentlich das Gebiet des unteren Tajo betraf und in seinem Epizentralgebiet nordöstlich von Lissabon eine Intensität von X Grad Mercalli-Cancani erreichte [1]. In Hamburg betrugen in diesem Fall die Maximalamplituden in den Horizontalkomponenten 95—140 Mikron (T = 9—18 sec).

Hinsichtlich ihrer Intensität durchaus beachtenswert sind indessen auch noch die 6 Beben Nr. 5, 7, 11, 13, 22 u. 23, bei denen in Hamburg bezw. de Bilt, d. h. also wieder in rd. 2000 bis reichlich 3000 km Entfernung im Maximum immerhin noch Amplituden von 29—50 Mikron registriert wurden und welche daher in ihrem Epizentralgebiet gewiß den VII.—VIII. Grad, wenn nicht, und zwar in den Fällen Nr. 22 u. 23 auch den VIII.—IX. Grad Mercalli-Cancani erreicht oder etwas überschritten haben dürften. Das lehrt zunächst ein Vergleich mit dem griechischen Erdbeben vom 15. Juli 1909, das bei 1900—2000 km Entfernung von Hamburg hier mit Maximalamplituden von 34—55 Mikron (T = 10—20 sec) aufgezeichnet wurde und welchem nach den aus seinem Epizentral-

[1] P. Choffat et A. Bensaude. Etudes sur le séisme du Ribatejo du 23 avril 1909. Com. d. service géologique du Portugal. Lissabon 1911.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/;www.zobodat.at

gebiet in Elis (Peloponnes) vorliegenden Beobachtungen die Stärke VIII—IX Grad Mercalli-Cancani zuzuordnen ist[1]; und das kaukasische Beben vom 12. Oktober 1912, welches in 2900 km Entfernung von Hamburg stattfand und hier Seismogramme mit Maximalamplituden von 20—53 Mikron (T = 14—20 sec) lieferte, wies in seiner pleistoseisten Zone bei Alawerdy (70 km südlich von Tiflis) etwa den VIII. Stärkegrad Mercalli-Cancani auf[2]. Diese so vorgenommenen Intensitätsbestimmungen finden übrigens auch eine Stütze in der ganz unabhängig bereits von C. Mainka für die Beben Nr. 20 u. 21 ausgeführten Schätzungen auf V—VI Grad Rossi-Forel, d. i. V Grad Mercalli-Cancani bezw. auf VII—VIII Grad Rossi-Forel, d. i. VI—VII Grad Mercalli-Cancani im Epizentrum, indem dieselben sich nach der in Hamburg registrierten Maximalbewegung sehr gut unseren hier gemachten Abschätzungen anschließen.

Zusammenfassend kann demnach gesagt werden, daß von den 24 nach der Lage ihres Epizentrums besonders untersuchten Erdbeben des 18jährigen Zeitraums von 1904—1921 6 Beben von der Stärke IX—XII und 6 Beben von der Stärke VII—IX gewesen sein dürften, und daß sich insbesondere in den 9 Jahren von 1904—1912 drei Großbeben im engeren Sinne mit einer Intensität X—XII, deren mikroseismische Schütterfläche die ganze Erde umspannte, ereignet haben. Aus dem ganzen auf der Karte dargestellten Gebiet hebt sich hiernach die zentrale Zone des Europäischen Nordmeeres einschließlich des isländischen Bezirks und des angrenzenden Teils des Arktik, ausschließlich aber, wie es wenigstens bis jetzt scheint, des zwischen Jan Mayen und Norwegen gelegenen Beckens, als eine seismisch in hohem Grade tätige Region heraus, in welcher die hier im jüngeren Tertiär eingesetzt habenden endogen-dynamischen (tektonisch-magmatischen) Prozesse noch gegenwärtig lebhaft fortdauern müssen. (Siehe die diesbezüglichen seismogenetischen Betrachtungen in der eingangs zitierten Abhandlung des Verfassers.) Die Meinung von der Erdbebenarmut oder gar Stabilität des Europäischen Nordmeeres muß daher endgültig aufgegeben werden; und damit erscheint auch die beiläufig von A. Wegener im Rahmen seiner gesamten neuartigen Vorstellungen geäußerte Ansicht, daß die vermeintlich geringe Seismizität des atlantischen Tiefseebodens auf der größeren Nachgiebigkeit des hier erst vergleichsweise spät zutage getretenen und daher auch in seinen oberen Schichten noch weniger gefestigten und keine ruckweisen Dislokationen zulassenden Simas beruhe,

[1] Vgl. Monatl. Übersicht der an der K. Hauptstation für Erdbebenforschung in Straßburg i. Els. bekannt gewordenen Erdbeben. 1909, Nr. 1.

[2] Mitteil. über Erdbeben im Jahre 1912. Hauptstation f. Erdbebenforschung, früher in Straßburg, zurzeit in Jena.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/;www.zobodat.at

jedenfalls für diesen ihren erdgeschichtlich jüngsten Anteil hinfällig[1]. Die Untersuchung der Seismizität des offenen Atlantik, in den ja schon die hier mit zur Darstellung gekommene Region des Reykjanes-Rücken hinweist, muß einer besonderen Arbeit vorbehalten bleiben. Nach Vorkommnissen aus der neueren Zeit erleidet das Auftreten von Beben weiter nach Süden zu keine räumliche Unterbrechung.

Nachtrag. Nach Abschluß der vorstehenden Arbeit ereignete sich noch wieder am 8. April 1922 um $20^h 42^m$ m. Gr. Z. ein Beben, das nach der Lage seines Schüttergebietes und nach seiner Stärke im Rahmen des Vorstehenden eine besondere Erwähnung verdient. Eine Berechnung der geographischen Koordinaten seines Epizentrums nach den P-Zeiten in Upsala, Hamburg, Parc Saint Maur, Zürich, Wien, Granada und Ottawa führt nämlich zu den Werten $71{,}0^0$ N $\pm$ $0{,}9^0$ (= $\pm$ 100 km) und $11{,}9^0$ W $\pm$ $1{,}6^0$ (= $\pm$ 60 km), so daß sich danach seine Epizentralregion rd. 100 km westlich von Jan Mayen befunden hat; und die in Hamburg bei einer Epizentraldistanz von 2200 km registrierten Maximalamplituden betragen $M_N = 154\ \mu$, $M_E = 118\ \mu$ und $M_Z = 59\ \mu$ bei einer Wellenperiode T = 12—13 sec. Seine Maximalintensität dürfte daher nach dem oben über das portugiesische Beben vom 23. April 1909 Mitgeteilten etwa der epizentralen Intensität dieses Bebens im Betrage von X Grad Mercalli-Cancani gleichgekommen sein. Mit allem diesem steht nun in gutem Einklang, daß in der Tat zu der fraglichen Zeit nach einer norwegischen Zeitungsmeldung die meteorologische Station auf Jan Mayen „länger als eine Minute heftig erschüttert" wurde. Dieses jüngste Beben ist daher nach seiner Stärke in die Reihe der Beben Nr. 10, 16 u. 24 einzuordnen und nimmt in dieser Hinsicht eine mittlere Stellung zwischen den Beben Nr. 13 u. 14 ein, in deren Nachbarschaft es sich ereignete. Es ist wiederum sehr beachtenswert, daß es nicht der Region des südlichen Tiefseebeckens angehört. —

Im Hinblick auf den nunmehr geführten Nachweis des Vorhandenseins einer noch recht bemerkenswerten Seismizität in den hier behandelten Meeresgebieten erscheint übrigens auch eine Erforschung ihrer Schwerkraftsverhältnisse besonders wichtig und lohnend.

Hamburg, Hauptstation für Erdbebenforschung.

[1] A. Wegener, Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. 2. Aufl. Braunschweig 1920. p. 51.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Jahr/Year: 1922

Band/Volume: 1922

Autor(en)/Author(s): Tams E.

Artikel/Article: Die seismischen Verhältnisse des Europäischen Nordmeeres. 385-397