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

Einige neuere Seismogramme aus der Hauptstation für Erdbebenforschung am Physikalischen Staatslaboratorium zu Hamburg.

Von

Dr. E. Tams.

Mit 3 Abbildungen im Text und 3 Tafeln.

Im folgenden sollen die auf der Hamburger Erdbebenstation von Wiechert's astatischem Pendelseismometer erhaltenen Seismogramme der beiden mexikanischen Beben am 26. und 27. März 1908, des kalabrisch-sizilianischen Bebens am 28. Dezember 1908 und des persischen Bebens vom 23. Januar 1909 eine Besprechung erfahren und im einzelnen ausgewertet werden.

Auf den beigefügten Tafeln sind die wichtigsten Teile der Ost–West-Komponenten des ersten mexikanischen und des kalabrisch-sizilianischen Bebens, sowie der Nord–Süd-Komponente des persischen Bebens wiedergegeben.

Zur Einführung mögen einige Bemerkungen dienen, welche kurz die Konstanten des Apparats und die Phaseneinteilung eines Seismogramms charakterisieren sollen.

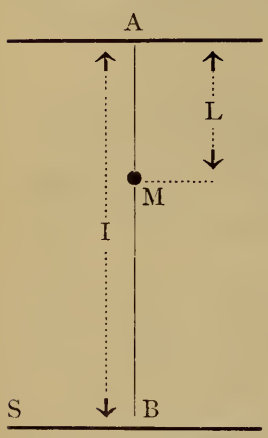
Das mechanisch registrierende astatische Pendelseismometer von Wiechert dient zur Aufzeichnung der horizontalen Komponenten der Bodenbewegung; und zwar ist der Apparat so gerichtet, daß die Nord–Süd- und die Ost–West-Komponente aufgeschrieben wird.

Das Pendel der Hamburger Station besitzt eine Masse von 1000 kg, welche — theoretisch — in einem Punkte umgekehrt aufgestellt ist, in Wirklichkeit auf einem dem Instrumentenpfeiler aufsitzenden cardanischen Federngehänge ruht.

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

Die Masse befindet sich demnach in labilem Gleichgewicht und wird nur durch einen geringen Gegendruck von vier Blattfedern, welche an ihrem einen Ende mit dem Apparat und an ihrem andern Ende mit dem das Pendel umgebenden Gerüst verbunden sind, vor dem Umfallen bewahrt, wenn Erschütterungen sie in Bewegung setzen. Von der variierbaren Beanspruchung dieser Federn ist die Periode der Eigenschwingung der schweren Masse abhängig. Die Masse ist also keineswegs in dem Sinne stationär, daß sie während der ganzen Dauer der Aufzeichnung eines Bebens der ruhende, seine Lage nicht verändernde Punkt ist. Als stationär darf sie nur bei sehr schnellen, mathematisch genommen, unendlich schnell vor sich gehenden Horizontalverrückungen gelten. Sobald aber die Perioden größer werden, gerät sie in Eigenschwingungen, welche, wenn nicht eine Vorrichtung zur Dämpfung getroffen ist, so übermächtig werden können, daß auf dem Seismogramm nur diese Eigenbewegungen des Pendels, nicht aber die Bewegungen des Erdbodens infolge des Bebens registriert werden.

Das ungedämpfte Pendel der hiesigen Station ist — unter Abrundung der Zahlen — einem mathematischen Pendel äquivalent, dessen Schwingungsperiode $T_0 = 10$ sec beträgt, dessen Länge demnach $L = 25$ m mißt, und das einen Zeiger trägt, dessen schreibende Spitze (B) vom Aufhängepunkt (A) um $I = 5000$ m entfernt ist. L ist also die »äquivalente Pendellänge« und I heißt entsprechend »äquivalente Indikatorlänge«.



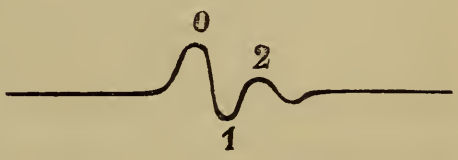
Daraus folgt, daß das Pendel bei einer statischen Neigung um den Winkel i einen Ausschlag von der Größe $\frac{I \cdot i \cdot 2\pi}{360 \cdot 60 \cdot 60}$ registriert, wenn i in Winkelsekunden gemessen wird; einer dauernden Neigung um eine Winkelsekunde entspricht daher ein Ausschlag von $\frac{I \cdot 2\pi}{360 \cdot 60 \cdot 60} = 24{,}3$ mm.

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

Sehr schnelle Horizontalverrückungen, bei denen die Masse als stationär betrachtet werden kann und denen das ganze Pendelgerüst, in dem nebenstehend skizzierten Fall also der Aufhängepunkt A und die Schreibfläche S, unterworfen ist, werden $V = \frac{I}{L} = 200$mal vergrößert. Um diese »Indikatorvergrößerung« V bestimmen zu können, ist nach dem vorliegenden Ausdruck die Kenntnis der äquivalenten Pendellänge und Indikatorlänge nötig.

L wird nach der Formel $L = \frac{T_0^2 \cdot g}{4\pi^2}$ aus der durch Beobachtung festzustellenden Eigenperiode T_0 des Apparats berechnet. I wird ermittelt, indem man die Pendelmasse in einem nach seiner Lage zu ihrem Schwerpunkt und zu den Komponentenrichtungen bekannten Punkt um ein bestimmtes Zulagegewicht beschwert, dadurch also um einen zu berechnenden Winkel neigt und den so bewirkten Ausschlag der Schreibnadel auf dem Registrierbogen mißt.

Infolge der Eigenschwingungen und der Dämpfung — es ist in unserem Falle Luftdämpfung — kommt nun aber die Indikatorvergrößerung V nicht rein zur Geltung. Es ist vielmehr eine Vergrößerung $\mathfrak{V}$ in Rechnung zu ziehen, welche außer von V auch von dem Verhältnis der Eigenperiode T_0 des Apparats zu der dem Seismogramm zu entnehmenden Störungsperiode T und von dem Maße ε der Dämpfung abhängt. Solange die Dämpfung von mittlerer Stärke ist, bewirkt sie nämlich eine Erhöhung der Vergrößerung bei allen Störungsperioden, welche unter der Eigenperiode des Apparats bleiben oder diese etwas übertreffen. Wächst aber die Störungsperiode weiter, so drückt die Dämpfung die Vergrößerung mehr und mehr herab. Als Maß der Dämpfung gilt das »Dämpfungsverhältnis« $\varepsilon : 1$, d. h. das Verhältnis der Schwingungsweiten zweier aufeinander folgender Schwingungen, $\varepsilon = \frac{\overline{01}}{\overline{12}}$. Eine



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

genaue Bestimmung von ε muß aber bei den mechanisch registrierenden Seismographen auch die Reibung berücksichtigen, welche infolge mehrfacher Hebelübertragungen und zwischen Schreibstift und berußter Schreibfläche auftritt.

Die Theorie (E. WIECHERT, Theorie der automatischen Seismographen, Abhandl. d. K. G. d. W., Göttingen, math.-phys. Kl. 1903, N. F. Bd. II No. 1) liefert nun für den Fall, daß die Bewegungen des Erdbodens als periodisch betrachtet werden dürfen, für die in Betracht kommende Vergrößerung den Ausdruck

$$\mathfrak{V} = V\left[\sqrt{\left[1-\left(\frac{T}{T_0}\right)^2\right]^2 + \frac{4\,(0{,}733\,\log\varepsilon)^2}{1+(0{,}733\,\log\varepsilon)^2}\left(\frac{T}{T_0}\right)^2}\right]^{-1}$$

Die Voraussetzung des periodischen Verlaufs der Störungen trifft jedoch in der Regel nur angenähert zu, sodaß die Anwendung dieser Formel auf das ganze Seismogramm nur Näherungswerte liefern kann. Ganz illusorisch wird aber die Benutzung der Formel bei plötzlich eintretenden scharfen Einsätzen, die oft das Auftreten neuer Phasen charakterisieren. Hier ist es jedoch leicht, eine untere Grenze anzugeben, indem nach der Theorie die Verrückung der Erdoberfläche mindestens $\frac{a}{V}$ beträgt, wo a die dem Seismogramm zu entnehmende Amplitude des Einsatzes ist.

Soll also aus einem Seismogramm die wirkliche Bodenbewegung berechnet werden, so müssen vor allen Dingen die Konstanten des Apparats, nämlich die Eigenperiode T_0 bei ausgeschalteter Dämpfung, die Indikatorvergrößerung V und das Dämpfungsverhältnis $\varepsilon : 1$ bekannt sein. Für eine aus dem Seismogramm abgelesene Störungsperiode T ergibt sich dann aus der oben gegebenen Formel die in Rechnung zu ziehende Vergrößerung $\mathfrak{V}$; und ist a die einem der Seismogramme entnommene Amplitude der Welle, so folgt, daß die entsprechende Komponente der wirklichen Bodenbewegung eine Amplitude $A = \frac{a}{\mathfrak{V}}$ hat. Hierbei ist es infolge der Kleinheit der wirklichen Be-

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

wegungen zweckmäßig, als Maßeinheit das Mikron ($\mu = {}^1/_{1000}$ Millimeter) zu wählen. — In der Praxis wird die Berechnung von $\mathfrak{B}$ für die wechselnden Werte von T mittels eines graphischen Verfahrens wesentlich vereinfacht.

Neben der Größe der tatsächlichen Bodenbewegung interessieren nun besonders auch die Eintrittszeiten der einzelnen Phasen der Erdbebenstörung. Im wesentlichen setzt sich ein Seismogramm aus vier Teilen zusammen, der ersten und zweiten Vorphase (den beiden »Vorläufern«), der Hauptphase, die in der Regel das Maximum der Bewegung trägt, und der Endphase. Die Vorläufer bestehen aus kurzperiodischen Wellen, welche den Erdkörper auf nach dem Erdmittelpunkt zu konvexen Strahlen durchsetzen; ihre Geschwindigkeit nimmt mit der Tiefe zu. In der Hauptphase kommen namentlich die langperiodischen Wellen zur Geltung, welche an der Oberfläche entstehen und sich auf ihr mit einer konstanten Geschwindigkeit von etwa $3^1/_2$ km in der Sekunde fortpflanzen. In der Endphase klingt die Bewegung des Bodens allmählich aus. Die Vorläufer zerfallen wieder in die longitudinalen Wellen, welche, da sie mit der größeren Geschwindigkeit behaftet sind, voraneilen und die erste Vorphase ausmachen, und in die sich etwas langsamer fortpflanzenden transversalen Wellen, deren Eintreffen den Beginn der zweiten Vorphase anzeigt und zwar meistens durch plötzliche scharfe Zunahme der Amplitude. Zuweilen ist an deutlichen Einsätzen auch die Ankunft longitudinaler und transversaler Wellenzüge erkenntlich, welche einmal oder mehrere Male an der Erdoberfläche reflektiert wurden.

Um von einem Epizentrum, welches wie dasjenige des ersten mexikanischen Bebens am 26. März 1908 von Hamburg eine Entfernung von etwa 9700 km hat, hierher zu gelangen, gebrauchen die longitudinalen Wellen eine »Laufzeit« von 13,0 min, die transversalen Wellen 23,7 min. Von dem um 1800 km von Hamburg entfernten Epizentralgebiet des kalabrisch-sizilianischen Bebens am 28. Dezember 1908 eilen die longitudinalen Wellen durch den Erdkörper in 4,0 min, die transversalen Wellen in 7,0 min

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

hierher und bei einer Epizentraldistanz von 3700 km, welche derjenigen des persischen Bebens am 23. Januar 1909 gleichkommt, benötigen die longitudinalen Wellen 7,0 min, die transversalen Wellen 12,4 min. Im ersten Fall treffen demnach die Transversalwellen um 10,7 min, im zweiten Fall um 3,0 min und im dritten Fall um 5,4 min später als die Longitudinalwellen ein. Ergibt sich nun z. B. beim Lesen eines Seismogramms die Dauer der ersten Vorphase, d. i. also die Zeitdifferenz zwischen der Ankunft der longitudinalen und der transversalen Wellen zu 10,7 min, bez. 3,0 min, bez. 5,4 min, so ist umgekehrt zu folgern, daß das Seismogramm durch ein Beben verursacht wurde, welches in 9700 km, bez. 1800 km, bez. 3700 km. Entfernung stattfand.

Die Laufzeiten sind schon gegenwärtig innerhalb nicht bedeutender Fehlergrenzen aus zahlreichen Seismogrammen von Beben mit bekannter Lage des Epizentrums und bekannter Eintrittszeit im Epizentrum für Epizentralentfernungen bis über 10000 km festgestellt. Betrachtet man in einem rechtwinkligen Koordinatensystem etwa die Epizentraldistanzen als Abzissen und die zugehörigen Laufzeiten als Ordinaten, so erhält man eine »Laufzeitkurve«, welche die Abhängigkeit der Laufzeit von der Epizentraldistanz geometrisch veranschaulicht. Zuverlässige solche Kurven, namentlich für die ersten und zweiten Vorläufer, sind neuerdings auch von K. Zoeppritz konstruiert worden (E. Wiechert und K. Zoeppritz, Über Erdbebenwellen. Nachr. d. K. G. d. W., Göttingen, math.-phys. Kl. 1907). Auf ihnen beruhen die oben angegebenen Laufzeiten.

Mit Hülfe der Laufzeitkurven ist es also möglich, wenn der Anfang der ersten und zweiten Vorphase im Seismogramm sicher festgestellt werden kann, auf Grund des Seismogramms anzugeben, wie weit das von dem Beben am stärksten erschütterte Gebiet von der betreffenden Erdbebenstation entfernt liegt. Theoretisch genügen daher die Angaben von drei Stationen, um lediglich auf Grund der instrumentellen Aufzeichnungen auch die geographischen Koordinaten des Epizentrums bestimmen zu können. Bei wirklicher Ausführung einer solchen Berechnung ist es jedoch nötig, die

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

Daten von mehr als drei nicht zu nahe bei einander liegenden Stationen zu benutzen und nach der Methode der kleinsten Quadrate vorzugehen, um zu einem hinlänglich befriedigenden Resultat zu gelangen.

Es soll nun, um die bei der Auswertung der Seismogramme erhaltenen Daten übersichtlich tabellarisch zusammenstellen zu können, die folgende mehr und mehr üblich gewordene Göttinger Bezeichnungsweise benutzt werden:

P	= (undae primae)	= erste Vorläufer.
PR_n	=	= n-mal an der Erdoberfläche reflektierte Wellen.
S	= (undae secundae)	= zweite Vorläufer.
SR_n	=	= n-mal an der Erdoberfläche reflektierte Wellen.
L	= (undae longae)	= lange Wellen (Hauptbeben).
M	= (undae maximae)	= größte Bewegung im Hauptbeben.
C	= (coda)	= Nachläufer.
F	= (finis)	= Erlöschen der sichtbaren Bewegung.

---

i	= (impetus)	= Einsatz.
e	= (emersio)	= Auftauchen.
T	= (Periode)	= doppelte Schwingungsdauer.

A = Amplitude der Erdbewegung, gerechnet von der Ruhelinie, gemessen in Mikron ($\mu = {}^1/_{1000}$ mm).

Die Indices E und N besagen, daß sich das betreffende Zeichen auf die Ost–West-, bez. Nord–Süd-Komponente bezieht.

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

Die beiden mexikanischen Beben am 26. und 27. März 1908.

Die Apparatenkonstanten waren:

Ost–West-Komponente: $T_0 = 10{,}5$ sec; $V = 188$; $\varepsilon = 3{,}3$.

Nord–Süd-Komponente: $T_0 = 10{,}2$ sec; $V = 206$; $\varepsilon = 3{,}7$.

Zeit: Mittlere Greenwicher, gezählt von Mitternacht bis Mitternacht.

Phasen	Zeiten	Perioden T	Amplituden A_E	Amplituden A_N	Bemerkungen
	h m s	s	μ	μ	
i P	23 16 12	13	» 15	» 7	26. März.
i PR_1	19 43	14	» 45	—	
i S	26 54	12	» 55	» 20	
i SR_1	32 42	T_E : 21	170	—	
		T_N : 16	—	65	
L	48,0				
M	48,6	33	290	—	
	$54^1/_2$	T_E : 23	310	—	
		T_N : 21	—	220	
	0 00,1	18	140	210	27. März. Diagramm-Maximum der Nord—Süd-Komponente.
	0 02,6	18	250	—	Diagramm-Maximum d. Ost—West-Komponente.
C		vorwiegend 15—18			
F	$2^1/_2$				

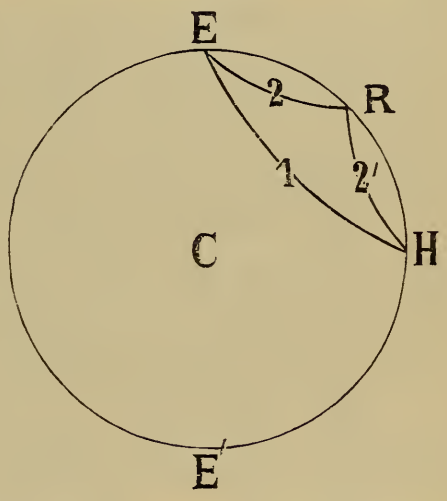
Aus den mitgeteilten Daten ist u. a. das Folgende zu schließen:

Die Dauer der ersten Vorphase beträgt (S)—(P) = 10,7 min. Das von dem Beben betroffene Gebiet, genauer das Epizentralgebiet, ist demnach auf Grund der vorher gegebenen Ausführungen 9700 km von Hamburg entfernt. Dieses Resultat steht im Einklang mit der Tatsache, daß das Beben besonders heftig zwischen Mexiko und Chilapa (Provinz Guerrero) auftrat; Chilapa wurde zerstört. Berechnet man nämlich die Entfernung

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

Chilapa-Hamburg auf größtem Kreise, indem man für Hamburg die geographischen Koordinaten der Erdbebenstation $\varphi = 53^0\,33'\,34''$ N, $\lambda = 9^0\,58'\,52''$ E Gr. nimmt und für Chilapa nach STIELER's Handatlas $\varphi = 17^0\,38'$ N, $\lambda = 99^0\,13'$ W Gr. setzt, so ergibt sich der Wert 9650 km. Das Beben fand im Epizentralgebiet 13,0 min früher als die Zeit des ersten Einsatzes der longitudinalen Wellen hier, also am 26. März um 23 h 03,2 min M. Gr. Z. statt. Wie A. SIEBERG in einer vorläufigen Mitteilung über die Erdbeben in Mexiko am 26. März 1908 (Makroseismische Nachrichten No. 16 d. Kais. Hauptstation f. Erdbebenforschung, Straßburg i. E.) angibt, stellte das Observatorium zu Tacubaya bei Mexiko die Zeit des Eintritts der Erschütterung zu 16 h 28 min Ortszeit von Mexiko, d. i. 23 h 04 min M. Gr. Z. fest. Der Unterschied zwischen beiden Zeiten liegt gegenwärtig noch innerhalb der Fehlergrenzen.

In dem vorliegenden Fall zeigen die Seismogramme sehr deutlich auch den Einsatz der einmal an der Erdoberfläche reflektierten longitudinalen, bez. transversalen Wellen. Auf das Auftreten solcher Reflexionen machte zuerst E. WIECHERT in der bereits zitierten Arbeit eingehend aufmerksam. Wie aus der nebenstehenden Figur hervorgeht, welche den durch das Epizentrum (E) und Hamburg (H) gehenden größten Kugelkreis darstellt und die Wege der direkten Wellen (1) und der einmal an der Oberfläche reflektierten Wellen (2, 2′) angibt, beträgt z. B. die Laufzeit der einmal reflektierten Wellen das Doppelte derjenigen Laufzeit, welche die direkten Wellen derselben Art benötigen, um nach einem um die halbe Epizentraldistanz ($\frac{1}{2}$ EH = ER = RH) vom Epizentrum entfernten Ort zu gelangen. Die einer Epizentralentfernung von $\frac{1}{2} \cdot 9700$ km = 4850 km entsprechende Laufzeit ist für die ersten Vorläufer



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

8.3 min, für die zweiten Vorläufer 14,8 min; somit müssen die einmal reflektierten Longitudinalwellen (2 . 8,3 — 13,0) min und die einmal reflektierten Transversalwellen (2 . 14,8 — 13,0) min nach dem Einsetzen der ersten Vorläufer in Hamburg eintreffen. Diese Zahlen führen auf die Zeiten 23 h 19,8 min, bez. 23 h 32,8 min, die in hinreichender Übereinstimmung mit den aus dem Seismogramm entnommenen Angaben stehen.

Setzt man, wie oben, für die konstante Geschwindigkeit der sich an der Oberfläche ausbreitenden Wellen den Wert von $3^1/_2$ km pro sec an, so folgt, daß die Wellen (L oder W_1), welche auf dem kleineren Bogen EH (= 9700 km) nach Hamburg gelangen, hier um 23 h 49 min ankommen (auf den Seismogrammen sind sie um 23 h 48 min zu erkennen), während diejenigen Wellen (W_2), welche den Weg über den Gegenpunkt E′ wählen, also eine Strecke von (40 000 — 9700) km = 30 300 km zurückzulegen haben, erst am 27. März um 1 h 27 min eintreffen können. Die W_2-Wellen treten jedoch in den vorliegenden Seismogrammen als solche nicht hervor, da die Endphase der Störung gleichmäßig bis $2^1/_2$ h dauert. Auch die sog. W_3-Wellen, welche, nachdem sie Hamburg auf dem kleineren Kreisbogen erreicht haben, ihren Weg weiter fortsetzen und über den Gegenpunkt und das Epizentrum zum zweiten Mal in Hamburg eintreffen, sind auf den Seismogrammen nicht zu erkennen.

Die größte Bewegung vollzog sich hier in Hamburg um 23 h $54^1/_2$ min und zwar mit einer Schwingungsweite von 0,6 mm (2 . 310 μ) in der Ost–West-Komponente und von 0,4 mm (2 . 220 μ) in der Nord–Süd-Komponente.

Bei sinusartigem Verlauf der Bewegungen erhält man in $\left(\frac{2\pi}{T}\right)^2 \frac{A}{10}$ oder nahe genug in $\frac{4A}{T^2}$ den Mittelwert der maximalen Beschleunigung in Milligal (1 Milligal = $^1/_{1000}$ Gal; 1 Gal = Zentimeter-Sekunden-Einheit der Beschleunigung = ca. $^1/_{1000}$ der Schwerkraft). Demnach betrug die maximale Beschleunigung im Mittel während der Maximalschwingungen $2^1/_3$ Milligal in der Ost–West-Komponente und 2 Milligal in der Nord–Süd-Kompo-

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

nente. Wie der Ausdruck $\frac{4A}{T^2}$ lehrt, braucht aber der Maximalbewegung nicht auch gleichzeitig der größte Wert der maximalen Beschleunigung zu entsprechen, da für die Beschleunigung auch die Periode der Schwingung von Bedeutung ist. So erreichte die maximale Beschleunigung z. B. um 0 h 00,1 min in der Nord–Süd-Komponente und um 0 h 02,6 min in der Ost–West-Komponente die höheren Werte von $2^1/_2$, bez. 3 Milligal.

Um 4 h 00 min 11 sec M. Gr. Z. am 27. März setzte ein neues, schwächeres Beben ein, das von demselben Schüttergebiet stammte, dessen Epizentrum sich jedoch gegenüber dem des ersten etwas verschoben hatte. Aus den hiesigen Seismogrammen ist nämlich auf eine etwas geringere Epizentralentfernung, zwischen 9300 km und 9400 km, zu schließen. Als Eintrittszeit dieses zweiten Bebens im Epizentrum ergibt sich in Übereinstimmung mit der vom Observatorium in Tacubaya ermittelten 3 h 48 min M. Gr. Z. Auch die Aufzeichnungen dieses Bebens lassen den Einsatz der einmal an der Erdoberfläche reflektierten Longitudinalwellen deutlich hervortreten.

Eine Bearbeitung der Registrierungen liefert folgende Daten:

Phasen	Zeiten	Perioden T	Amplituden A_E	Amplituden A_N	Bemerkungen
	h m s	s	μ	μ	
i P	4 00 11	6	» 8	—	
PR_1	03 35	9	7	—	
i S	10 34	7	» 10	» 10	
L	25				
M	33,6	30	120	—	
	35,8	28	—	100	
	38,9	T_E 24	100	—	
		T_N 21	—	40	
	44,9	17	55	55	Diagramm-Maximum
C		vorwiegend 15—18			
F	$6^1/_2$				

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

Infolge dieses zweiten Bebens schwang also der Boden hier in Hamburg während der Maximalbewegung um 4 h 33,6 min, bez. 4 h 35,8 min um nur 0,2 mm in beiden Komponenten von einem Umkehrpunkt zum andern und die maximale Beschleunigung belief sich während dieser Schwingungen auf $^1/_2$ Milligal.

Kalabrisch-sizilianisches Beben am 28. Dezember 1908.

Die Apparatenkonstanten hatten zur Zeit des Bebens die folgenden Werte:

Ost–West-Komponente: $T_0 = 10{,}0$ sec; $V = 198$; $\varepsilon = 5{,}3$.
Nord–Süd-Komponente: $T_0 = 10{,}5$ sec; $V = 195$; $\varepsilon = 5{,}5$.
Zeit: Mittlere Greenwicher, gezählt von Mitternacht bis Mitternacht.

Phasen	Zeiten	Perioden T	Amplituden A_E	Amplituden A_N	Bemerkungen
	h m s	s	μ	μ	
i P_N	4 24 15	4	—	» 10	
i P_E	24 16	6	» 40	—	
		T_E : 6	100	—	2. Welle. Im übrigen Wellen von 3—6 sec Periode. In der Nord–Süd-Richtung schlägt die Masse an die Hemmungsschrauben.
		T_N : 5	—	» 110	
i S_E	27 17	8	» 130	—	Die Masse schlägt zeitweilig an die Hemmungsschrauben.
i S_N	27,4	10	—	» 210	
L	28,2	24	1100	—	Die Masse schlägt beständig in beiden Richtungen mehrere Minuten hindurch an die Hemmungsschrauben.
M	29,3	26	» 1600	—	
	29,5	23	—	» 1200	
	$4^3/_4$				Wesentliche Abnahme der Amplituden.
C		9—20; stellenweise » 20			
F	$6^3/_4$				

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

Aus den angeführten Daten folgt:

Die Dauer der ersten Vorphase, (S) — (P), beläuft sich auf 3,0 min. Nach den vorher gemachten Angaben ist demnach die Entfernung Hamburgs vom Epizentrum des Bebens 1800 km, was hinreichend mit dem Umstande übereinstimmt, daß das Epizentralgebiet in der Umgebung der Straße von Messina gelegen war; denn setzt man für Messina die geographische Breite $\varphi = 38^0\ 12'$ N und die geographishe Länge $\lambda = 15^0\ 33'$ E Gr., so berechnet sich die Entfernung Hamburgs von Messina zu 1760 km. Die Eintrittszeit der Erschütterung im Epizentrum ergibt sich zu 4 h 20,3 min M. Gr. Z., da die Laufzeit der ersten Vorläufer für 1800 km 4,0 min beträgt. Nach einer Angabe von G. MARTINELLI im Bollettino Bimensuale der italienischen meteorologischen Gesellschaft fand das Beben um 4 h 20 min 23 sec M. Gr. Z. statt (Nature, June 10, 1909). Geht man von dieser Zeit aus, so folgt, daß die Geschwindigkeit der Oberflächenwellen 3,8 km pro sec betrug, da die Wellen eine Strecke von 1800 km in 7,8 min zurücklegten.

Die Maximalbewegung des Bodens in Hamburg maß in der Ost–West-Komponente wenigstens 3,2 mm ($2 \cdot 1600\ \mu$), in der Nord–Süd-Komponente wenigstens 2,4 mm ($2 \cdot 1200\ \mu$) von einem Umkehrpunkt zum andern, und die maximale Beschleunigung betrug während dieser Schwingungen in der Ost–West-Komponente mindestens 10 Milligal, in der Nord–Süd-Komponente mindestens 9 Milligal. Schon während der zweiten hier in Hamburg eintreffenden Welle hatte aber die maximale Beschleunigung bereits die höheren Werte von 11 Milligal in der Ost–West-Komponente und von wenigstens 18 Milligal in der Nord–Süd-Komponente erreicht.

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

Persisches Beben am 23. Januar 1909.

Die Werte der Apparatenkonstanten waren:

Ost–West-Komponente: $T_0 = 9{,}9$ sec; $V = 192$; $\varepsilon = 5{,}0$.

Nord–Süd-Komponente: $T_0 = 10{,}4$ sec; $V = 193$; $\varepsilon = 5{,}1$.

Zeit: Mittlere Greenwicher, gezählt von Mitternacht bis Mitternacht.

Phasen	Zeiten	Perioden T	Amplituden A_E	Amplituden A_N	Bemerkungen
	h m s	s	μ	μ	
P_E	2 55 14				Die Registrierung der Ost–West-Komponente ist dadurch beeinträchtigt, daß infolge einer Unebenheit im Papier die Schreibnadel vor dem Beben aus den Lagern gesprungen war. Von 3 h 07,4 min bis 3 h 18 min schlägt die Masse zeitweilig an die Hemmungsschrauben.
P_N	55 16				
i S	3 00 36	15	—	» 40	
SR_1	02,9				
L	04,0				
M	08,2	21	—	880	
	09,8	18	—	» 750	
	18				Wesentliche Abnahme der Amplituden.
C		9—12			
F	$5^1/_4$				

Es ist demnach die Dauer der ersten Vorphase, (S) — (P), = 5,4 min, die Epizentraldistanz also nach dem oben Mitgeteilten 3700 km. Diese Entfernung steht in befriedigender Übereinstimmung mit der Tatsache, daß das Beben besonders heftig in der persischen Provinz Luristan, nicht weit von dem Orte Burudjird, auftrat. Die Rechnung liefert für die Entfernung Burudjird–Hamburg den Wert 3730 km, wenn man nach STIELER's Handatlas Burudjird die geographischen Koordinaten $\varphi = 33^0\ 58'$ N, $\lambda = 48^0\ 40'$ E Gr. gibt. Da die ersten Vorläufer von diesem Gebiete nach Hamburg in 7,0 min eilen, so fand das Beben im Epizentrum um 2 h 48,2 min M. Gr. Z. statt. Die Oberflächenwellen ge-

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

brauchten demnach 15,8 min bis Hamburg, sodaß sie sich mit einer Geschwindigkeit von 3,9 km pro sec fortpflanzten. Die einmal an der Oberfläche reflektierten Transversalwellen waren um 3 h 02,6 min zu erwarten; denn einer Entfernung von $^1/_2 \cdot 3700$ km = 1850 km entspricht eine Laufzeit der Transversalwellen von 7,2 min, sodaß die einmal reflektierten Wellen $2 \cdot 7{,}2$ min = 14,4 min nach 2 h 48,2 min in Hamburg eintreffen mußten. Auf dem Seismogramm zeigen sie sich um 3 h 02,9 min M. Gr. Z.

Hier in Hamburg bewegte sich der Boden im Maximum in der Nord–Süd-Komponente um wenigstens 1,8 mm ($2 \cdot 880\,\mu$) von einem Umkehrpunkt zum andern. Da die Periode dieser Schwingung 21 sec betrug, so belief sich die maximale Beschleunigung während dieser Bewegung auf 8 Milligal; etwas größer, mindestens 9 Milligal, war sie während der sich in 18 sec vollziehenden Schwingung um 3 h 09,8 min.

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

Erläuterungen zu den Tafeln.

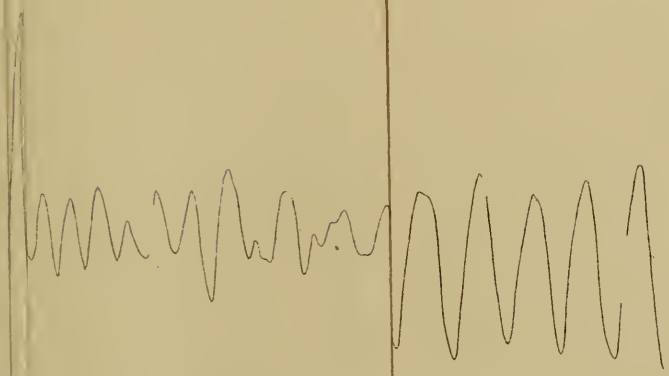
Die in die Seismogramme eingetragenen Zeiten sind unkorrigierte mittlere Greenwicher Zeit.

Die Uhrkorrektion betrug
- am 26. März 1908: — 3 sec,
- am 28. Dezember 1908: 0 sec,
- am 23. Januar 1909: — 1 sec.

Die Lücken in den Registrierlinien sind die Minutenmarken; sie beginnen bei der 57. Sekunde und enden bei der 60. Sekunde. Zu jeder vollen Stunde fallen sie fort.

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

Tafel 1.



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

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

Mexikanisches Beben am 26. März 1908.

Ost–West-Komponente.

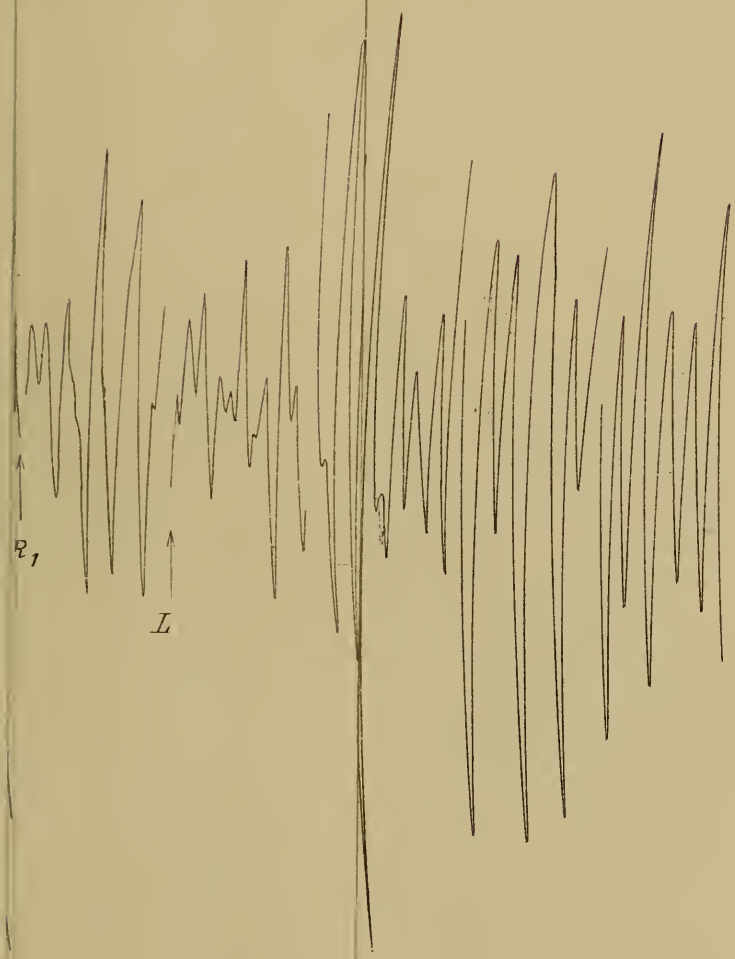
© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

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

Tafel 3.

nes Beben am 23

Nord–Süd-Kompo

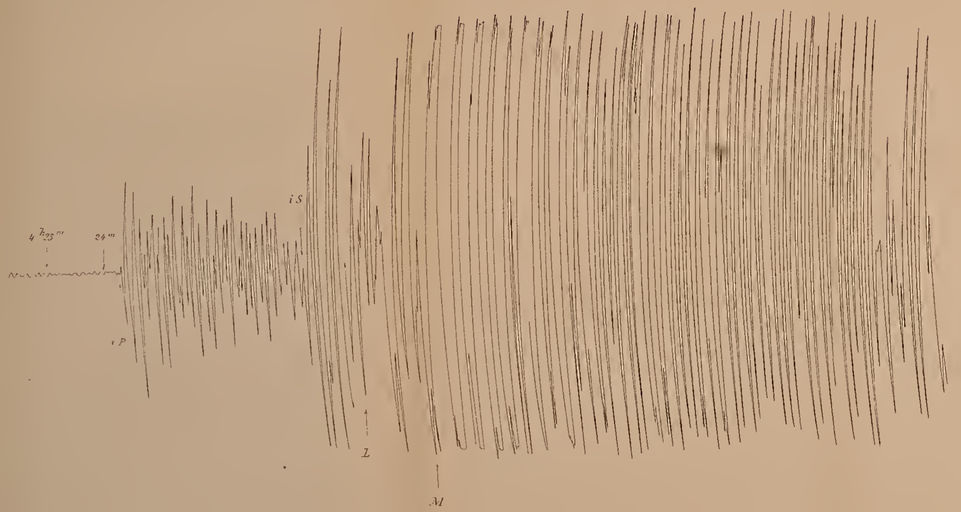


© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

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

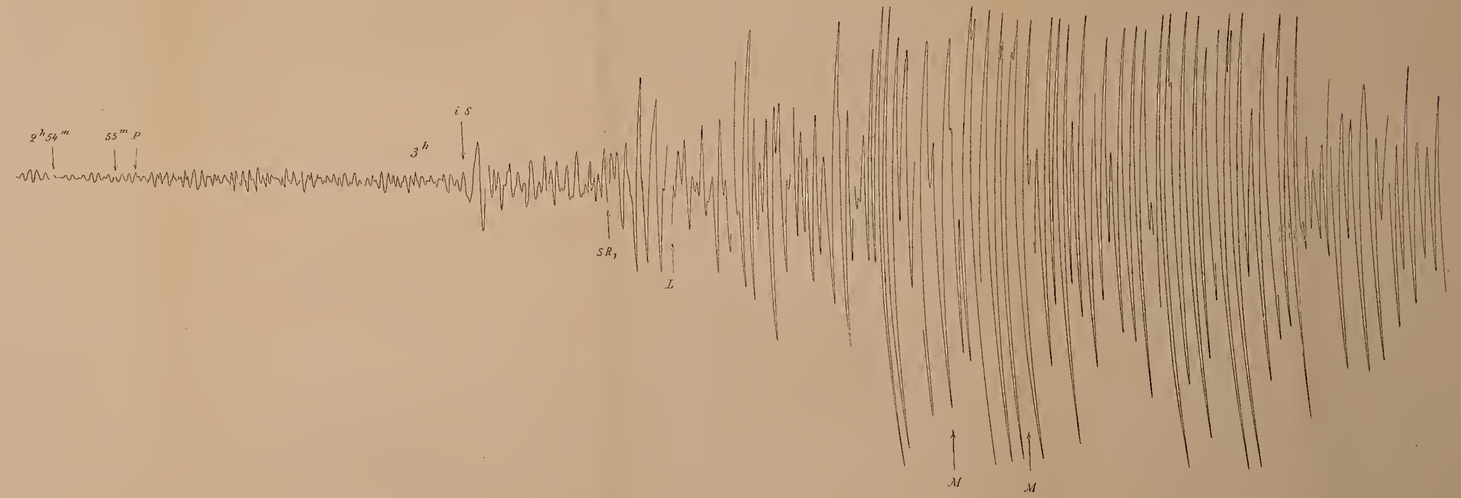
Kalabrisch-sizilianisches Beben am 28. Dezember 1908.

Ost–West-Komponente.



Persisches Beben am 23. Januar 1909.

Nord–Süd-Komponente.



ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Verhandlungen des Naturwissenschaftlichen Vereins in Hamburg

Jahr/Year: 1910

Band/Volume: 17

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

Artikel/Article: Einige neuere Seismogramme aus der Hauptstation für Erdbebenforschung am Physikalischen Staatslaboratorium zu Hamburg 1-16