

*Journal
H. 1057.00*

PUBLICATIONS DU BUREAU
CENTRAL DE L'ASSOCIATION INTER-
NATIONALE DE SISMOLOGIE.

0

VERÖFFENTLICHUNGEN DES ZEN-
TRALBUREAUS DER INTERNATIONALEN
SEISMOLOGISCHEN ASSOZIATION.

SÉRIE A. MÉMOIRES.

SERIE A. ABHANDLUNGEN.

SEISMOGRAMME
DES
JAPANISCHEN ERDBEBENS

AM 21. JANUAR 1906

VON

SIEGMUND SZIRTES.

MIT 2 KARTEN UND 7 TAFELN VON SEISMOGRAMMEN.

STRASSBURG.

1909.



Seismogramme des japanischen Erdbebens

am 21. Januar 1906.

Von

Dr. S. Szirtes.

Mit zwei Karten und 7 Tafeln mit Seismogrammen.

Das japanische Erdbeben vom 21. Januar 1906.

Einleitung.

Die vorliegende Veröffentlichung geschah im Hinblick auf den Beschluss der Konferenz der Permanenten Kommission in Rom 1906, die Seismogramme von Weltbeben möglichst bald und in tunlichster Vollständigkeit der Allgemeinheit zugänglich zu machen. Mit dieser Arbeit wurde das in Strassburg befindliche Zentralbureau der Internationalen Seismologischen Assoziation betraut und als erste Ergebnisse liegen bereits zwei umfangreiche Veröffentlichungen von E. Tams¹⁾ und E. Rudolph²⁾ vor.

Über die Bedeutung der Herausgabe von Seismogrammsammlungen in original-treuer Kopie, wie sie übrigens nur die photographischen Verfahren zu liefern vermag, für die wissenschaftliche Forschung besteht wohl kaum ein Zweifel; jedoch möchte ich nicht verabsäumen auf einige der wichtigsten Punkte hier hinzuweisen.

Schon vom rein praktischen Standpunkte aus bieten Kopien der Art, dass sie als mit den Originalseismogrammen durchaus konformm angesehen werden können, eine ganze Reihe von schwerwiegenden Vorteilen. In erster Linie wäre dazu erwähnen, dass die direkten messenden Vergleiche mit aller nur erwünschenswerten Deutlichkeit zeigen, inwiefern die einzelnen Typen von Seismometern durch ihr Konstruktionsprinzip günstig oder ungünstig beeinflusst werden, und gerade dieser Punkt ist infolge der gegenwärtigen Sachlage nicht hoch genug anzuschlagen. Namentlich die Bedeutung der Dämpfung muss dem Unbefangenen in der eindringlichsten Weise zum Bewusstsein kommen. Besonders infolge von instrumentellen Eigentümlichkeiten entsprechen Analysen mancher Stationen in vielen Fällen durchaus nicht den wirklichen Verhältnissen und können es auch nicht; solche Angaben, deren Gebrauch eine Untersuchung sehr ungünstig beeinflussen kann, wird man an der Hand der Seismogrammkopien leicht erkennen und ausscheiden. Auf diese Weise aber gewinnt man auch einen Einblick in den persönlichen Fehler

¹⁾ E. Tams: Seismogramme des Erdbebens vom 2. Januar 1906. Strassburg 1906.

²⁾ E. Rudolph und E. Tams: Seismogramme des nordpazifischen und südamerikanischen Erdbebens am 16. August 1906. Veröffentlichungen des Zentralbureaus der internationalen seismologischen Assoziation. Strassburg 1907. Serie A. Abhandlungen.

der einzelnen Beobachter, der eine weitere Quelle für die Trübung wissenschaftlicher Untersuchungen bildet. Es gibt ja bekanntlich zahlreiche Fälle, in denen an einer Station das Seismogramm mangelhaft ausgebildet ist und eine sichere Phaseneinteilung nicht zulässt, während der Vergleich mit einer günstiger gelegenen Nachbarstation sofort jeglichen Zweifel beseitigt. Übrigens erzielt man auch oft recht wertvolle Aufschlüsse über die subjektiven Fehler, wenn man ein und dasselbe Seismogramm entweder von verschiedenen Personen oder von der gleichen Person zu verschiedenen, genügend weit von einander getrennten Zeiten ausmessen lässt.

Mindestens ebenso wichtig sind derartige Seismogrammkopien von Aufzeichnungen ein und desselben Bebens an möglichst zahlreichen Stationen für den Theoretiker, indem sie allein ihm einen verlässlichen Prüfstein bieten. So werden wir nur durch solche Vergleiche zu der Entscheidung gelangen, wie viele Phasen wir eigentlich in Seismogrammen unterscheiden sollen. Unterscheiden doch die meisten Forscher 5 Phasen, während Wiechert nur 3 anerkennt, Omori aber 8 und selbst mehr unterschieden wissen will. Dann lassen sich alle Fragen über die Natur der verschiedenen Wellengruppen, über die Reflexion, Dispersion und Superpositionen der Wellen, ferner die Umgestaltung des Seismogramms mit der Herdentfernung ausschliesslich durch vergleichende Studien an den originaltreuen Seismogrammkopien der Lösung näher bringen. Sie geben nämlich ein wirkliches, beredtes Bild der in Betracht kommenden Vorgänge, mit allen Details, wofür die toten Zahlen niemals ein Äquivalent zu bieten vermögen, selbst wenn sie noch so umfassend wären.

Dementsprechend waren für mich bei der Auswahl der Seismogramme die beiden Gesichtspunkte massgebend, tunlichst zahlreiche Seismometertypen und möglichst verschiedene Epizentralentfernungen zur Darstellung zu bringen; auf diese Weise lässt sich die Veränderung des Bebens in seinem Entwicklungsstadien als Nahbeben, nahes Fernbeben und Fernbeben augenscheinlich verfolgen. Daneben habe ich auch das gesamte mir zugängliche makroseismische und mikroseismische Beobachtungsmaterial veröffentlicht und daran einige Untersuchungen, unter Berücksichtigung von mannigfachen Gesichtspunkten allgemeiner Art, angeschlossen. Gerade auch nach dieser Richtung hin sollen meine weiteren Veröffentlichungen von Seismogrammsammlungen ausgestaltet werden.

Inhaltsverzeichnis der Tafeln.

Nachstehend sei, um den Gebrauch der Tafeln zu erleichtern, eine Übersicht der Seismogramme gegeben, welche sich auf den verschiedenen Tafeln vorfinden. Bezüglich der Nummerierung der Tafeln muss ich darauf hinweisen, dass, abgesehen von der Veröffentlichung „Seismogramme des nordpazifischen und südamerikanischen Erdbebens am 16. August 1906“, sämtliche vom Zentralbureau der Internationalen Seismologischen Assoziation herausgegebenen Seismogrammtafeln fortlaufende Nummern erhalten sollen; mithin schliessen sich die hier vorliegenden Tafeln in der Nummerierung an die beiden von E. Tams herausgegebenen Tafeln „Erdbeben vom 2. Januar 1906“ an. Im übrigen bedingte die Aufnahme einiger Seismogramme, die erst nach Fertigstellung der meisten Tafeln zugänglich wurden Sprünge in der Nummerierung.

Tafel 2a: Mito E-W	Komponente	Leipzig N-S	Komponente
Miyako E-W	„	E-W	„
Tokyo (Hongo) E-W	„	Tafel 5: Jena N-S	„
„ N-S	„	E-W	„
Tokyo V	„	Potsdam E-W	„
Taihoku E-W	„	Bogenhausen N-S	„
Kyoto E-W	„	Taschkent E-W	„
Osaka E-W	„	„ N-S	„
Osaka E-W	„	Tafel 6: Apia N-S	„
Tokyo(Hitotsubashi)E-W	„	Upsala N-S	„
Tafel 3: Strassburg E-W	„	E-W	„
„ N-S	„	Tafel 7: Rocca di Papa NW-SE	„
Göttingen E-W	„	NE-SW	„
Potsdam N-S	„	Catania NE- SW	„
Tafel 4: Göttingen N-S	„	NW- SW	„
Batavia	„	Tafel 14: Kobe N-S	„
Bogenhausen E-W	„		

Übersicht über die Apparate und deren Konstanten.

Da in dem „Begleitworte zu den Seismogrammen des nordpazifischen und südamerikanischen Erdbebens am 16. August 1906“¹⁾ die wichtigsten Seismometerstationen bereits eingehend besprochen worden sind, so kann ich mich hier in dieser Hinsicht kurz fassen. Lediglich diejenigen Apparate sind namhaft gemacht, von denen die abgebildeten Seismogramme herrühren, unter Angabe ihrer derzeitigen Konstanten, soweit sie in Erfahrung gebracht werden konnten. Für alles übrige, was zu wissen erwünscht ist, verweise ich auf das vorerwähnte Begleitwort.

Apia (Samoa-Observatorium).

Apparat: Astatisches Pendelseismometer von Wiechert, 1000 kg mit zwei Komponenten E-W und N-S.

Konstanten: Eigenperiode für die E-W Komponente 10, für die N-S Komponente 13 Sekunden. Pendelmasse 1000 kg. Dämpfungsverhältnis für die E-W Komponente 1:3·1, für die N-S Komponente 1:3·6, Vergrößerung der E-W Komponente 155, der N-S-Komponente 168. Zeitkorrektur —4 Sekunden. Korrektur auf Greenwich + 11^h 27^m 4^s.

Batavia.

Apparat: Horizontalpendel von v. Rebeur-Ehlert, nur das mittlere Pendel (E-W Komponente) registriert. Das Pendel ist mit schwacher Luftdämpfung versehen.

Konstanten: Die Konstanten des Apparates wurden zuletzt am 18. Dezember 1905 bestimmt. Eigenperiode 4·7 Sekunden. Vergrößerung der Boden-neigung: 1 mm entspricht einer Neigung von 0·146 Bogensekunde. Dämpfungsverhältnis 1:38. Entfernung Spiegel-Walze 362 cm. Die Uhrkorrektur ist schon auf dem Seismogramm angebracht. Stundenunterbrechung dauert 10 Sekunden,

¹⁾ E. Rudolph und E. Tams: Seismogramme des nordpazifischen und südamerikanischen Erdbebens am 16. August 1906. Veröffentlichungen des Zentralbureaus der Internationalen Seismologischen Assoziation. Strassburg 1907.

— 7 —

ausserdem findet eine Unterbrechung von 5 zu 5 Minuten mit einer Dauer von je 5 Sekunden statt.

Catania.

Apparat: Grosser Seismometograph, mit zwei Komponenten N-E und N-W.

Konstanten: Eigenperiode 5 Sekunden. Vergrößerung 12·5. Registriergeschwindigkeit pro Stunde ca. 60 cm. Pendelmasse 300 kg.

Die in die Seismogramme eingetragene Zeit ist M. E. Z.

Göttingen.

Apparat: Astatisches Pendelseismometer von Wiechert, 1200 kg mit zwei Komponenten E-W und N-S.

Konstanten: Eigenperiode für die E-W Komponente 12·5 Sekunde, für die N-S Komponente 13·5 Sekunden. Pendelmasse 1200 kg. Dämpfungsverhältnis für beide Komponenten 5:1. Reibung bei der E-W Komponente 0·9 mm, N.-S Komponente 1·5 mm. Vergrößerung der E-W Komponente 165, der N-S Komponente 155. Uhrkorrektur —18 Sekunden.

Ishinomaki.

Apparat: Horizontalpendel von Omori, E-W Komponente.

Konstanten: Eigenperiode 25 Sekunden. Vergrößerung 11. Dämpfung nicht vorhanden.

Jena.

Apparat: Astatisches Pendelseismometer von Wiechert, 1000 kg mit zwei Komponenten E-W und N-S.

Konstanten: Eigenperiode für beide Komponenten 11·3 Sekunden. Pendelmasse 1000 kg. Vergrößerung der E-W Komponente 180, der N-S Komponente 155. Dämpfungsverhältnis für beide Komponenten etwa 1:5. Zeitkorrektur + 2·5 Minuten. Bei allen Kopien ist 1 Minute = ca. 15 mm. Alle Minuten, mit Ausnahme der vollen Stunden, sind durch Unterbrechungen der Kurven bezeichnet.

Kobe.

Apparat: Horizontalpendel von Omori, N-S Komponente.

Konstanten: Eigenperiode 25 Sekunden. Vergrößerung 20. Dämpfung nicht vorhanden.

Kyoto.

Apparat: Horizontalpendel von Omori, E-W Komponente.

Konstanten: Vergrößerung 20. Eigenperiode 30 Sekunden. Dämpfung nicht vorhanden.

Leipzig.

Apparat: Astatisches Pendelseismometer von Wiechert, 1000 kg mit zwei Komponenten N-S und E-W.

— 8 —

Konstanten: Eigenperiode 8.5 Sekunden. Dämpfungsverhältnis für die N-S-Komponente 3.05, für die E-W Komponente 2.4. Vergrößerung bei der N-S Komponente 220.6, bei der E-W Komponente 241. Neigungsempfindlichkeit bei der N-S Komponente 19 mm, bei der E-W Komponente 21 mm pro Kopiersekunde. Uhrkorrektur am 21. Januar + 2^m 13^s (möglicherweise sind 30 Sekunden mehr zu rechnen); am 31. Januar + 4^m 45^s.

Mito.

Apparat: Horizontaldpendel von Omori, E-W Komponente.

Konstanten: Eigenperiode 28.8 Sekunden. Vergrößerung 20.

Miyako.

Apparat: Horizontaldpendel von Omori, E-W Komponente.

Konstanten: Eigenperiode 18 Sekunden. Vergrößerung 120.

München-Bogenhausen.

Apparat: Astatistisches Pendelseismometer von Wiechert, 1000 kg mit zwei Komponenten E-W und N-S.

Konstanten: Eigenperiode für beide Komponenten 12.0 Sekunden. Pendelmasse 1000 kg. Dämpfungsverhältnis für beide Komponenten 1:3.5. Vergrößerung der beiden Komponenten 270. Zeitkorrekturen wurden immer ganz klein gehalten. Sie betrugen am 21. Januar 1906, + 1.0 Sekunden, am 30. Januar 9^h a. m. bis 31. Januar 9^h a. m. = -1.5 Sekunden, von da ab war die Korrektur 0.0 Sekunde.

Osaka.

Apparate: Zwei Horizontaldpendel von Omori, E-W Komponente, das eine registriert mit Tinte.

Konstanten: Eigenperiode 27 Sekunden. Vergrößerung 20. Der Apparat mit Tinte registrierend: Eigenperiode 30 Sekunden. Vergrößerung 10. Dämpfung nicht vorhanden.

Potsdam.

Apparat: Leichtes Horizontaldpendel von Hecker mit zwei Komponenten E-W und N-S.

Konstanten: Eigenperiode für beide Komponenten 18 Sekunden. Pendelmasse 70 Gramm. Dämpfungsverhältnis für beide Komponenten 1:2.5. Vergrößerung der beiden Komponenten 36. Uhrkorrektur + 32 Sekunden. Zeitmarken 0^m 0^s bis 0^m 06^s und 30^m 0^s bis 30^m 06^s.

Rocca di Papa.

Apparat: Grosser Mikroseismometograph von Agamennone mit zwei Komponenten N-E und N-W.

Konstanten: Eigenperiode für beide Komponenten 2.1 Sekunden. Pendel-

— 9 —

masse 500 kg. Vergrößerung 70. Registriergeschwindigkeit pro Stunde ca. 70 cm. Dämpfung nicht vorhanden. Der Apparat registriert mit Tinte.

Strassburg.

Apparate: Astatistisches Pendelseismometer von Wiechert mit zwei Komponenten, E-W und N-S. Horizontaldpendel von Omori, die N-S Komponente der Erdbewegung registrierend.

Konstanten: Die Bestimmung der Konstanten der Apparate ist am 21. Januar 1906 nicht vorgenommen worden, am 4. Januar 1906 ergab sie für das astatistische Pendelseismometer von Wiechert: Eigenperiode für die E-W Komponente 11.9 Sekunden, für die N-S Komponente 10.1 Sekunden. Pendelmasse 1900 kg. Vergrößerung für die E-W Komponente 140, für die N-S Komponente 300. Dämpfungsverhältnis für die E-W Komponente 2.7, für die N-S Komponente 3.9. Uhrkorrektur am 21. Januar = + 8 Sekunden.

Konstanten für das Horizontaldpendel von Omori: Eigenperiode 9.5 Sekunden. Vergrößerung ca. 12. Das Mass der Schreibstift resultierenden Reibung = 0.6 mm. Dämpfung nicht vorhanden. Indexkorrektur 12 Sekunden. Uhrkorrektur 25 Sekunden.

Taihoku.

Apparat: Horizontaldpendel von Omori, E-W Komponente.

Konstanten: Eigenperiode 23 Sekunden. Vergrößerung 10. Dämpfung nicht vorhanden.

Taschent.

Apparat: Ein Paar leichte photographische Horizontaldpendel von Repsold, orientiert S-N und E-W.

Konstanten: Pendelmasse ohne die Zusatzgewichte an den Spiegeln je 26.5 gr, mit den Zusatzgewichten 59.1 gr. Abstand des Schwerpunktes von der Mitte der Aufhängepunkte für das S-N Pendel 108 mm, für das E-W Pendel 117 mm. In vertikaler Lage macht das S-N Pendel 84, das E-W Pendel 83 Schwingungen in einer Minute. Der Abstand der Spiegel von der Walze beträgt 3865 mm, der Abstand der Spiegel vom Spalt der Lampe 3843 mm. Eigenperiode für das S-N-Pendel 7.730 Sekunden, für das E-W Pendel 9.515 Sekunden (Bestimmung vom 1. November 1905). Nach der Bestimmung vom 16. März 1906: Eigenperiode für das S-N Pendel 7.940 Sekunden, für das E-W Pendel 9.205 Sekunden.

Tokyo-Hitosubashi.

Apparat: Horizontaldpendel von Omori, E-W Komponente.

Konstanten: Eigenperiode 24 Sekunden. Vergrößerung 10.

Tokyo-Hongo.

Apparate: Drei Horizontaldpendel von Omori, darunter zwei E-W und 1 N-S Komponente. 2 Vertikalseismometer von Omori.

Konstanten: Eigenperiode für die eine E-W Komponente 26.5 Sekunden. Vergrößerung 120. Eigenperiode für die andere E-W Komponente 61.5 Sekunden. Vergrößerung 15. Eigenperiode für die N-S Komponente 48.5 Sekunden. Vergrößerung 20. Eigenperiode für die erste Vertikalseismometer 2.0 Sekunden und einer Vergrößerung von 30. Eigenperiode für die andere Vertikalseismometer 4.5 Sekunden mit einer Vergrößerung von 12. Alle Apparate sind ohne Dämpfungs-vorrichtung.

Upsala.

Apparat: Astatistisches Pendelseismometer von Wiechert, 1000 kg mit zwei Komponenten E-W und N-S.

Konstanten: Eigenperiode für beide Komponenten 6.0 Sekunden. Pendel-masse 1000 kg. Das Dämpfungsverhältnis der beiden Komponenten ist nicht be-stimmt worden. Vergrößerung für beide Komponenten 250.

Die Momente der Stundenlinie sind bei dem S-N-Pendel + 3.2 Minuten, bei dem E-W Pendel + 2.7 Minuten zu reduzieren. Die in den Kopien befindlichen Zeitangaben sind in mittlerer Taškenter-Zeit gegeben.

Analyse der Seismogramme.

Ich glaubte mich nicht mit der Abbildung der Seismogramme begnügen, sondern auch eine Analyse derselben geben zu sollen. Allerdings lässt sich über die zweckmässigste Art und Weise streiten. Es liegen ja zwei Möglichkeiten vor: entweder man gibt das mikroseismische Material in derjenigen Form, wie es die Institutsberichte bringen, oder aber man misst die Seismogramme unabhängig davon selber aus. Für Veröffentlichungen nach Art der vorliegenden, welche ja in erster Linie Materialsammlungen sein sollen, schien es mir am zweck-entsprechendsten, einfach die Originalanalysen der Einzelstationen auf das gleiche Schema zu bringen und sonst unverändert wiederzugeben, weil auf diese Weise jeder Forscher, der hierauf weiter bauen will, sich selbst ein Urteil unbeeinflusst bilden kann. Die Anordnung der Stationen geschah nach Epizentralentfernungen, über deren Berechnung weiterhin noch die erforderlichen Angaben gemacht werden. Selbstverständlich wurde jedesmal auch der Typus des herangezogenen Instrumentes kurz durch den Namen des Konstrukteurs bezeichnet, sowie die Komponente der Erdbewegung angegeben. Sonst sind die Ergebnisse der Aus-

messungen tabellarisch angeordnet, möglichst unter Anschluss an das internationale Schema¹⁾. Dabei gelangten noch folgende Abkürzungen zur Verwendung:

Art der Bewegung.

- i = Einsatz (impetus)
- e = allmähliches Auftauchen (emersiv).

Demnach bedeutet z. B. „Vi“: Der erste Vorläufer setzt scharf mit einer Schwingung von messbarer Grösse ein, dagegen bedeutet „V₂e“: die Wellen der zweiten Vorläufer entwickeln sich allmählich aus denen der ersten Vorläufer (V₁),“ so dass eine scharfe Abgrenzung zwischen beiden Phasen unmöglich ist.

Mass der Schwingungen.

P bedeutet die Periode oder die doppelte Schwingungsdauer; dieselbe wird nach Sekunden angegeben und zwar P_N bedeutet die Periode der NS-Komponente und P_E die der EW-Komponente.

A ist die Amplitude der Erdbewegung (Mass der wirklichen Bodenbewegung am Standorte des Seismometers), gerechnet von einer Seite zur anderen, A_N ist die Amplitude für die Nordsüdkomponente, A_E die Amplitude für die Ostwest-komponente. Als Grundmass dient hier das Mikron (μ) = 0.001 mm. Wo die Amplituden in mm gegeben sind, muss noch die Berechnungsart wirklicher Boden-bewegung vorgenommen werden. Daher ist es auch in der Tabelle I, mm und μ hervorgehoben worden.

Tabelle I.

Stationen	Instrument	Kompo-nente der Be-wegung	Anfang		Haupt-bewe-gung	Maximalbewegung			Ende der Be-wegung	Be-merkungen	Quelle
			1.Vorphase	2.Vorphase		P	A				
			h m s	h m s	h m s	h m s	h m s	h m s	h m s		
Osaka	Omori	—	13 50 28	—	—	—	—	—	—		Bulletin of the Im-perial Earthquake Investigation Committee, Vol 1 No. 3. Juni 1907 Tokyo Japan
Kobe	Omori	—	13 50 30	—	—	—	—	—	—		
Tokyo	„	—	13 50 31	—	13 51 14	—	—	—	—		
Mito	„	—	13 50 33	—	13 51 20	—	—	—	—		
Mizusawa	„	—	13 51 45	—	13 52 52	—	—	—	—		„
Miyako	„	—	13 52 44?	—	13 54 02?	—	—	—	—		„
Taihoku	„	—	13 53 20	—	13 56	—	—	—	—		„
Taichu	„	—	13 52 12	—	13 55 09	—	—	—	—		„
Zi-ka-wei	Bosch-Omori	—	13 52 15	13 54 36	13 57 30	13 57 30	7.8	966 μ	14 59 03		Bulletin sismolo-gique de Zi-ka-wei. 1906
			M 13 52 15	P=2.4 sec.							
			P = 1.8sec								
			A = 1146 μ								

¹⁾ O. Hecker: I. Perioden und Form regelmässiger Berichterstattung der Stationen an die Zentralstelle.
II. Art der Bearbeitung und Veröffentlichung des Gesamtverlaufs einzelner Erdbeben. Verhandlungen der I. Internationalen Seismologischen Konferenz. Gerland's „Beiträge zur Geophysik“ Ergänzungsband I. Leipzig 1903.

— 12 —

Stationen	Instrument	Komponente der Bewegung	Anfang		Hauptbewegung h m s	Maximalbewegung			Ende der Bewegung h m s	Bemerkungen	Quelle
			1. Vorphase h m s	2. Vorphase h m s		h m s	P h m s	A			
Hokoto	Omori		13 51 15		13 54 57						Bulletin Nr. 3. Juni 1907. Tokyo, Japan.
Manila	Vicentini		13 54 23		13 59 04?						"
Irkutsk	Zöllner-Repsold	N	—	13 55.2	—	13 55.5	—	13.6 mm			Bulletin de la Commission Centrale Sismique Permanente. G. Levitzky 1906.
			—	—	—	13 57.3	—	43.6 "			
			—	—	14 00 00	14 0.16	—	58.4 "			
			—	—	—	14 03.0	—	123.4 "			
			—	—	—	14 10.8	—	202.0 "			
			—	—	—	14 16.5	—	203.0 "	14 56		
			—	—	—	15 02.2	—	46.0 "	17 15		
	"	E	—	13 55.2	—	13 55.5	—	13.5 "	—		
			—	—	—	13 57.8	—	22.0 "	—		
	Milne		—	—	13 59.8	14 00.2	—	80.2 "	—		
			—	—	—	14 02.4	—	86 "	—		
			—	—	—	14 06.4	—	160.0 "	14 11		
			—	—	—	14 18.7	—	72.6 "	14 36		
			—	—	—	14 51.6	—	39.2 "	16 43		
	Bosch	N	—	13 54.7	—	13 55.0	—	1.2 "	—		
			—	—	13 56.0	13 57.0	—	1.4 "	—		
			—	—	14 02.0	14 03.3	—	10.0 "	—		
			—	—	14 02.0	14 03.3	—	10.0 "	—		
			—	—	—	14 08.5	—	10.6 "	14 10		
			—	—	—	14 23.8	—	2.0 "	14 27		
			—	—	—	—	—	—	16 04		
	Bosch-Omori	N	—	13 55.3	14 02.3	14 02.4	—	4.1 "	—		
			—	—	—	14 10.2	—	2.8 "	14 11		
			—	—	—	—	—	—	15 10		
Krasnojarsk	"	N	—	13 52.7	13 55.5	13 55.6	—	1.0 "	—		Bulletin de la Commission Centrale Sismique Permanente. G. Levitzky 1906.
			—	—	—	14 01.3	—	1.2 "	—		
			—	—	—	14 08.5	—	2.4 "	—		
			—	—	—	14 12.0	—	3.2 "	—		
			—	—	—	14 14.5	—	3.8 "	14 20		
			—	—	—	—	—	—	14 58		
	"	E	—	13 52.7	—	14 01.1	—	1.0 "	—		
			—	—	—	14 04.6	—	1.4 "	—		
			—	—	—	14 08.6	—	1.6 "	—		
			—	—	—	14 13.8	—	0.8 "	14 39		
Batavia	Milne	—	13 57.8			14 04.8		11 "	15 24.8		Circular No. 14 issued by the Seismological Committee Professor J. W. Judd C. B., F. R. S. (Chairman) Mr. John Milne, F. R. S., Shide, Isle of Wight (Secretary)
Calcutta	"	—	13 56.6	—	14 00.7	14 09.9	—	5.5 "	15 11.9		Circular No. 14
Apia	Wiechert	—	13 59 57i	14 09 28i	14 18	14 25.7	18	E 150 μ	15 15	Schwache Brandungs-Bewegung	Wochenbericht des Samoa Observatoriums der Königlichen Gesellschaften in Göttingen 1906
			P = 4 s	P = 8 s	P = 30 s.			N 55 μ			Circular No. 15
			AN = 35 μ	AN = 50							Bulletin de la Commission Centrale Sismique Permanente. G. Levitzky 1906.
			AE = 25 μ	AE = 25 μ							
Honolulu	Milne		13 59.0		14 14.0	14 24.0	—	2.1 mm	16 40		Circular No. 15
Taschent	Zöllner-Repsold	S	—	13 58.1	14 04.7	14 13.4	—	88 "	—		Bulletin de la Commission Centrale Sismique Permanente. G. Levitzky 1906.
			—	—	—	14 19.7	—	100 "	17 13.5		
	"	E	—	13 57.9	14 04.5	14 08.7	—	29 "	—		
			—	—	—	14 10.4	—	>130 "	17 24.4		

— 13 —

Stationen	Instrument	Komponente der Bewegung	Anfang		Hauptbewegung h m s	Maximalbewegung			Ende der Bewegung h m s	Bemerkungen	Quelle
			1. Vorphase	2. Vorphase		h m s	P h m s	A			
			h m s	h m s							
Kodaikanal Bombay	Milne	E	13 59 3	14 05 1	14 11.6	—	—	—	—	Ende verloren gegangen	Circular No. 14
	Milne	—	13 58.7	—	14 06.9	14 21.1	—	—	14 31 9		
	„	—	13 58.8	—	—	14 08.2	—	2.0 mm	14 09		
Perth	„	—	14 03.3	—	14 08.8	14 23.6	—	1.5 „	15 44	Klein u. auseinander gezogen	„
Victoria	„	—	13 59.5	—	14 08.5	14 08.5	—	1.0 „	16 00 00		
Tiflis	Ehlert	W 30° S	14 00 13	—	—	—	—	—	—		
	„	N	14 05 13	14 08 49	—	14 10 20	—	37 0 „	—		
	„	E 30° S	14 04 54	—	14 19 33	—	—	—	—		
			14 08 49	—	14 09 16	—	—	45.7 „	—		
			14 00 13	—	14 19 18	—	—	—	—		
			14 05 54	14 08 49	—	14 24 04	—	54 8 „	—		
			—	—	14 19 18	—	—	—	—		
	Milne	N	13 59.9	14 08.5	14 19.5	14 35.9	—	7.0 „	16 06		
	Bosch-Omori	N	14 00 19	14 09 05	—	14 32 45	—	0.9 „	15 01		
	„	E	14 00 12	14 09 08	14 19 15	14 37 00	—	1.1 „	15 01		
	Zöllner-Repsold	N	14 00 20	14 09 02	—	14 34 53	—	0.7 „	15 01		
	„	E	14 00 19	14 09 07	14 19 09	14 35 51	—	0.9 „	15 01		
	Bosch-Omori	N	14 00 12	14 09 17	—	14 09 57	—	2.7 „	15 21		
	„	E	14 00 23	14 09 01	14 19 09	14 20 26	—	1.0 „	15 26		
	Cancani	N	14 00 23	14 09 04	14 19 01	14 09 10	—	5.9 „	15 22		
	Bosch-Omori	E	14 00 24	14 09 07	14 19 00	14 10 37	—	1.8 „	15 22		
Akhalkalaki	„	N	14 00 31	14 09 07	14 19 48	14 35 39	—	1.0 „	15 11		Bulletin de la Commission Centrale Sismique Permanente.
		E	14 00 31	14 09 16	14 19 41	14 19 57	—	0.6 „	15 11		
Jurjew	Zöllner-Repsold	E	14 00 24	14 09 11	—	14 12 01	—	35 „	—		
			—	—	14 17 03	14 18 06	—	33 „	15 15		
	„	N	14 00 22	14 09 10	—	14 17 03	—	56 „	—		
Batum	Bosch-Omori	N	14 00 58	14 10 10	—	14 35 31	—	0.7 „	15 21		Bulletin de la Commission Centrale Sismique Permanente.
	„	E	14 00 53	14 09 46	—	14 34 50	—	0.6 „	15 21		
Nikolajew	Rebeur-Paschwitz	—	—	14 06.6	—	14 19.5	—	9.5 „	14 24 7		
			—	—	—	14 48.7	—	10 „	15 0.9		
Krakau	Bosch-Omori	S-W	14 10.9 i	14 14.2	—	14 30.9	—	—	—	Das Papier wurde um 14 h 46.9 abgenommen	Resultate der meteorologischen, seismologischen u. magnetischen Beobachtungen an der k. k. Sternwarte in Krakau.
			—	—	—	14 40.6	—	—	—		
Beirût	Milne	—	14 00.5	—	14 11	14 11.5	—	1.2 „	15 21.5		Circular No. 14
Budapest	Bosch-Omori	N	14 12 31	—	—	14 44 33	17	5 „	15 41		
Ógyalla	Bosch-Omori	N	14 01 17	—	—	14 11 06	8	3.2 „	15 46.5	Die Seismogr. fall. drch. die ausserord. scharf mark. 2. Vorläufer auf. Den 1. Vorläuf. sind unmessbare kurze Schwingungen überlagert. Das Hauptbeben ist s. schwach und tritt ganz langsam ein.	„ Siebenter Bericht der Erdbebenstation Leipzig von Franz Ertzold.
Leipzig	Wiechert	—	14 01 21 i	14 11 09 i	14 33 45 e	—	—	—	15 18		
			P = 4 sec AN = 7 μ i = 14 04 33	P = 8 s AE = 72 μ	P = 15 sec AE = 15 μ						

— 14 —

Stationen	Instrument	Komponente der Bewegung	Anfang		Hauptbewegung	Maximalbewegung			Ende der Bewegung	Bemerkungen	Quelle
			1. Vorphase	2. Vorphase		h m s	P	A			
			h m s	h m s	h m s				h m s		
Sofia	Bosch-Omori	N	14 01 24 i P=4.7 sec. A=0.4 mm i=14 02 41 P=6.4 sec A=0.4 mm	14 10 47 e P=80 sec A=0.4 mm e=14h 25m P=10.0 s e=14 38 P=12.5 sec	—	14 43.5	12.4	0.6 mm	15 11		Bulletin Sismographique de l'Institut météorologique centrale de Bulgarie. Spas Watzof. Sofia 1907.
	„	E	14 01 22 e	— e = 14 2	—	14 40	17.2	1.0 „	15 05		
Wien	Wiechert	N	14 02 01	—	—	14 11 56	—	94 „	ca 17h		Monatliche Mitteilungen der k. k. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik. Wien. Hohe Warte 1906.
	„	E	14 02 01	—	—	14 12 01	—	117 „	ca 17h		
Begrad	Vicentini-Konkoly	N	14 36 04	—	—	14 37 20	—	0.2 „	14 37 41		Erdbebenbericht des Zentral-Observatoriums in Belgrad. Von Prof. Milan Nedelkovich für 1904, 05, 06. Belgrad.
Jena	Wiechert	—	14 01 22 i* PE < 1 sec 4 sec AE < 1 μ 20 μ AN < 1 μ 30 μ	14 11 10 i F i 14 11 21 PE = 8 sec PN = 12 sec AE = 210 μ AN = 184 μ	14 23.5 e PE = 32 sec PN = 20 sec AE = 80 μ AN = 75 μ 14 38.4 PE = 16 sec PN = 12 sec AE = 90 μ AN = 80 μ 14 44.9 P = 14 AE = 70 μ AN = 100 μ	—	—	—	15 30	* Vertikalapparat gleichzeitig i V. F Vertikalapparat 5 sec früher (?)	Monatsberichte der seismischen Station zu Jena
Göttingen	Wiechert	—	14 01 30 i P=0.7 sec AN = 1 μ P=3 sec. AE = 15 μ AN = 9 μ i=14 04 48 P = 4 sec E = 25 μ AN = 16 μ	14 11 15 P = 10 sec AE = 140 μ AN = 50 — — — — — —	—	—	—	—	16 30		Wochenbericht des Geophysikalischen Instituts in Göttingen.
Potsdam	Hecker	E	14 01 21 P = 3 sec	14 10 58 P = 15 sec	— P = 6–18 sec	—	—	—	17 01 21	Kein hervortretendes Maximum. Nach 14h 46m in Komponente E, nach 14h 52 in Komponente N starke Abnahme der Bewegung.	Seismometrische Beobachtungen in Potsdam in der Zeit vom 1. Jan. bis 31. Dezember.
	„	N	A = 30 μ 14 01 18 P = 4 sec A = 65 μ	A = 400 μ 14 11 01 P = 12 sec A = 270	A = 150 μ — P = 15 sec A = 190 μ	—	—	—	17 01 18		

— 15 —

Stationen	Instrument	Kompo- nente der Be- wegung	Anfang		Haupt- bewe- gung	Maximalbewegung			Ende der Beweg- ung	Be- merkungen	Quelle
			1.Vorphase	2.Vorphase		P	A				
			h m s	h m s	h m s			h m s	h m s		
Potsdam	Wiechert	E	14 01 14 P = 6 sec	14 10 51 P = 9 sec	— P = 10 sec	—	—	—	16	Kein her- vortretendes Maximum.	von C. Hecker Berlin 1907.
		N	A = 50 μ 14 01 17 P = 6 sec	A = 230 μ 14 10 56	A=135μ P=4-12 sec	—	—	—	16		
			A = 40 μ	A = 150 μ	A=115μ	—	—	—	16		
Edinburgh	Milne	—	14 03.0	—	—	14 11.5	—	1.6 mm	15 36		Circular 14. Wochenbericht.
Sarajevo	Vicentini	N	14 00 54	14 03 32	14 10 39	14 10 52	—	2.1 „	14 28		
		E	14 00 56	14 03 30	—	14 10 56	—	6.2 „	14 28		
Paisley	Milne	—	14 01.5	—	14 04.5	14 10.5	—	1.6 „	15 44	Zwei plötz- liche Stöße.	Circular 14.
Laibach	Ehlert	N	14 01 48	14 04 23	14 11 55	14 12 43	—	33.8 „	15 40		Wochenbericht.
		E	14 01 33	14 04 16	14 11 43	14 12 37	—	21.6 „	15 38		
		NE-SW	14 01 45	14 03 52	14 11 50	14 12 48	—	28.9 „	14 37		
	Belar	NE-SW	14 01 32	14 04 28	14 12 02	14 12 51	—	1.8 „	15 39		
		NW-SE	14 01 38	14 04 07	14 11 57	14 12 49	—	2.5 „	15 38		
	Vicentini	E	14 01 52	14 04 30	14 11 58	14 12 49	—	3.5 „	15 40		
		N	14 01 49	14 04 35	14 11 47	14 12 51	—	2.5 „	15 38		
Krems- münster	Ehlert	S	14 01 37	—	14 11 45	14 12 19	—	30 „	—		Übersicht der Aufzeichnungen im Jahre 1906 in Kremsmünster.
		SW	14 01 37	14 04 46	14 11 13	14 12 02	—	37 „	14 52		
		W	14 01 21	—	14 11 21	14 11 37	—	38 „	—		
Triest		W 60° N	13 59 44	—	14 11 45	14 12 18	—	8.8 „	15 08 39	Während der	ganz. Woche anhaltende mikroseis- mische Pendelun- ruhe, beson- ders der W60° N und W60°S Kom- ponente.
		W 60° S	13 59 44	—	14 11 29	14 11 45	—	10 „	15 08 37		
		E	13 59 48	—	14 11 41	14 12 06	—	10 „	15 08 33		
	Vicentini	N	13 59 39	—	14 11 24	14 11 42	—	1.7 „	15 03 36		
		E	13 59 39	—	14 11 26	14 11 45	—	2.3 „	15 00 08		
Pola		N	14 11 29	—	—	14 11 51	—	0.8 „	14 13.5		Jahrbuch der Meteorologischen Erdmagnetischen und Seismischen Beobachtungen Pola 1907.
		E	14 11 28	—	14 34 58	15 11 46	—	3.2 „	15 50.8	14 34 58 Ein- setzen von Sinuslinien.	
Strassburg	Wiechert	N	14 01 42	14 11 36 A = 507 mm	14 22 19	14 47 17	12	17.0 „	15 58		Wochenbericht.
		E	14 01 41	14 11 43 A = 123.0 mm	14 22 28	14 44 44	11	10.0 „	15 30		
	Omori	E	14 01 43	14 11 32	14 20 49	14 44 47	11	0.6 „	14 56		
	Vicentini	V	—	14 11 52	—	—	—	—	14 13		
		N	14 02 02	14 11 34	—	—	—	—	14 55		
		E	14 01 44	14 11 36	—	—	—	—	15		
	Rebeur	S	14 02	14 11 15	14 23	—	—	—	17		
		M	14 01 40	14 11 36	—	14 40 14	15	2.5 „	15 15	Wegen Stör- ung des Zeit- werkes wei- tere Einzel- heiten nicht bestimmbar.	
	Schmidt	V	14 01 38	—	—	—	—	—	14 45		

Stationen	Instrument	Kompo- nente der Be- wegung	Anfang		Haupt- bewe- gung	Maximalbewegung			Ende der Bewe- gung	Be- merkungen	Quelle
			1.Vorphase	2.Vorphase		P	A				
			h m s	h m s	h m s			h m s	h m s		
Bidston	Milne	—	14 05.5	—	14 11.7	14 42.3	—	1.5 mm	15 26.0		Circular Nr. 14
Kew	„	—	14 03.7	—	—	14 39.8	—	1.6 „	14 8.7		„
Shide	„	—	14 01.4	—	—	14 48.5					
		—	14 01.4	—	—	14 11.7	—	2.0 „	15 24.4	Pendel mit 17 sec	„
Cairo	„	—	14 02.7	—	—	14 38.6	—	2.0 „	15 34.7	Pendel mit 18 sec Periode	„
		—	14 02	—	14 11	14 12	—	2.0 „	15 18	Scharfer Ein- satz nach den Vorläufern.	„
Toronto	„	—	14 14.2	—	—	14 16.5	—	—	16 15.4	Sehr kleine Amplituden, jedoch lang.	„
Baltimore	„	—	14 14	—	—	14 58	—	0.5 „	15 33		„
San Fernando	„	—	13 13.5	—	13 19.5	14 02.0	—	1.5 „	14 0.6		„
Captown	„	—	14 10.3	—	—	—	—	—	14 42	Geringe Vibration.	Circular 15.
Cordoba	„	—	14 08.8	—	—	14 15.4	—	0.4 „	16 33.8	Gut ausge- prägtes Beben.	Circular 14.
Ponta Delgada	„	—	13 53.5	—	—	—	—	—	15 28		

Allgemeines
über die Bestimmung von Epizentren.

Wohl mit das wichtigste unter den Elementen eines Erdbebens ist das Epizentrum, weil die meisten Untersuchungen, mögen sie sich nun auf ein bestimmtes Einzelbeben beziehen oder allgemeiner Natur sein, die Kenntnis des Epizentrums voraussetzen. Leider besitzen wir aber für die Mehrzahl der Erdbeben, der gefühlten sowohl wie ganz besonders der bloss aus ihren instrumentellen Registrierungen bekannten, keine hinreichend sicheren unmittelbaren Beobachtungen, aus denen sich die Lage des Epizentrums unzweideutig ergäbe. In allen diesen Fällen ist man deshalb darauf angewiesen, gleichsam auf Umwegen das Epizentrum ausfindig zu machen. Bei der Wichtigkeit dieser Frage versteht es sich eigentlich von selbst, dass man auf mannigfache Weise ihre Lösung angestrebt hat. Welchen Weg man jeweils einschlagen soll, wird im allgemeinen von der Art und Güte des vorliegenden Materials bestimmt, auf jeden Fall muss man aber darauf hinausarbeiten, dass der dabei unvermeidliche wahrscheinliche Fehler auf ein Minimum herabgedrückt wird. Nachstehendes möchte die möglichen Lösungen dieser Aufgabe etwas näher beleuchten.

Makroseismische Methoden.

Die grösste Genauigkeit gewährleisten im allgemeinen die makroseismischen Beobachtungen, vorausgesetzt natürlich, dass sie hinreichend und zuverlässig sind. Die nach dieser Richtung hin eingeschlagenen Wege sind zweierlei Art: der eine

geht von den Zeitbeobachtungen aus, wie dies gegenwärtig von E. Harboe¹⁾ verfochten wird, der andere meist befolgte nimmt die Intensität zum Ausgang.

Gegen die erstgenannte Lösung ist aber, wie unter anderen A. Sieberg²⁾ mehrfach hervorgehoben hat, abgesehen von theoretischen Bedenken, schon den rein praktische Gesichtspunkt ins Feld zu führen, dass erfahrungsgemäss die Zeitangaben stets in höchstem Masse unzuverlässig sind. Ich kann mich Sieberg nur völlig anschliessen, wenn er auf Grund seiner Erfahrungen sagt: „Es ist auch versucht worden, die seismischen Herdlinien aus den Zeitangaben der Erdbeben herzuleiten. Wenn man aber in Erwägung zieht, dass auch bei den bisherigen praktischen Erfahrungen die Zeitangaben mit Fehlern behaftet sind, die in den seltensten Fällen wenige Minuten, meist aber 10 bis 20 Minuten und selbst noch mehr ausmachen, dann weiss man die praktische Bedeutung derartiger Versuche ohne weiteres zu würdigen.“

Diese schwerwiegende Fehlerquelle kommt völlig in Wegfall, sobald wir uns an die Intensität halten, also Isoleistenkarten zum Ausgang unserer Untersuchung machen. Auch lässt sich gegen die Annahme, dass das eigentliche Epizentrum innerhalb der Zone stärkster Erschütterung zu suchen sei, in dieser allgemeinen Fassung kein theoretisches Bedenken geltend machen. Praktisch wird selbstverständlich eine darauf basierende Bestimmung des Epizentrums um so sicherer sein müssen, je mehr Isoleisten sich unterscheiden lassen, und je höhere Intensitätsgrade dabei zur Beobachtung kommen. Allerdings kommen hier wieder andere Faktoren in Betracht, die geeignet sind, das Resultat immerhin ungünstig zu beeinflussen. Hier sei darauf hingewiesen, dass einestheils die oberflächliche Intensität von der geologisch-petrographischen Beschaffenheit der Oberflächenschichten beeinflusst wird, und andererseits die Bestimmung der Intensität aus dem Beobachtungsmaterial keine eindeutige, sondern mit mancherlei Willkürlichkeiten behaftet ist, schliesslich ist auch noch zu beachten, dass die heutigen Intensitätsskalen, die ihrem Ursprungsstande besonders angepasst sein sollen, nicht allen an sie zu stellenden Anforderungen genügen, sodass eine Umrechnung der verschiedenen Skalen aufeinander sehr problematisch bleibt. Bei den Charakteristiken, die sich auf die Empfindung von Personen stützt, spielt selbstverständlich die Empfindlichkeit und Veranlagung der Person, der Rasse etc. eine sehr grosse Rolle. Da nun von der Intensität nicht nur die Berechnung des Epizentrums, sondern auch diejenige der Herdtiefe abhängt, so sollte man sich bei der grossen Bedeutung der makroseismischen Bestimmung bemühen, eine allgemein gültige und den strengen theoretischen Anforderungen angepasste Intensitätskala aufzustellen.

In den Fällen, wo die Isoleisten offen bleiben, müssen, wie es namentlich in der Nähe der Küsten leicht eintritt (Küstennahes submarines Epizentrum) oder gar

¹⁾ E. Harboe: Erdbeben-Herdlinien. Gerlands „Beiträge zur Geophysik“ Bd. IV. 1904.

²⁾ A. Sieberg: Methoden der Erdbebenforschung „Kapitel 35 (Seite 287) von H. Keilhaks „Lehrbuch der praktischen Geologie“ Stuttgart 1908. „Der Erdball, seine Entwicklung und seine Kräfte“ Seite 343. Esslingen 1908.

auf offenem Ozean muss diese Methode überhaupt versagen, so dass man schon aus diesem Grunde sich auf andere Hilfsmittel verlegen muss.

Mikroseismische Methoden.

Einen mitunter viel wertvolleren Anhalt für die Epizentralbestimmung vermag das mikroseismische Material zu bieten, natürlich wieder unter der wichtigen Voraussetzung der Zuverlässigkeit. Denn es macht uns unabhängig von all den vorbesprochenen Einflüssen und Fehlerquellen, löst uns von der Notwendigkeit der direkten Beobachtung durch Menschen los und beseitigt somit die Schranken zwischen Festland und Ozean.

Rosenthals Untersuchungen.

Bevor wir auf diese Methode eingehen, wollen wir einmal den umgekehrten Weg einschlagen und sehen, wie sich bei verschiedenen Beben desselben Epizentrums die mikroseismischen Beobachtungen verhalten. Wir können uns da an das instruktive Beispiel halten, welches E. Rosenthal¹⁾ als erster nach dieser Richtung hin behandelt hat. Rosenthal behandelt die Kamtschatkabeben und gelegentlich der Prüfung der gebräuchlichen Gleichungen für die Bestimmung der Epizentralentfernung untersuchte er die zeitliche Differenz zwischen dem Eintreffen der ersten und zweiten Vorläuferwellen näher. Er gelangte dabei zu folgender Tabelle II.

Tabelle II.
V₂ — V₁

Station	24. Juni a	25. Juni b	25. Juni c	26. Juni d	27. Juni e	24. Juli f
	m s	m s	m s	m s	m s	m s
Kaukasus						
Šemakha		9 22	9 12		9 19	9 52
Tiflis		9 30	9 04	9 18	9 33	8 53
Akhalkalaki		9 26	9 24		9 44	
Boržom		9 27	9 16		9 36	
Batum		9 23	9 32		9 47	
Deutschland						
Potsdam	9 21	9 15	9 21	9 34	9 20	9 18
Hamburg	9 19	9 28	9 24	9 35	9 03	(4 00)
Leipzig	9 33	9 29	9 32		9 24	9 16
Göttingen	9 29	9 27	9 25	9 30	9 21	9 22
Strassburg	10 21	9 43	8 54	10 25		
Italien						
Padova	9 42	9 59	9 14	9 51	9 53	
Firenze	9 00	9 37	10 11	8 24	10 18	9 50
Rocca di Papa		9 17	9 53	(12 58)	10 28	
Ischia		10 23	10 18		10 50	

¹⁾ Elmar Rosenthal: Les tremblements de terre du Kamtchatka en 1904. Publication du Bureau Central de l'Assosiation Internationale de Sismologie. Strassburg 1906.

Diese Tabelle II zeigt, dass für nahezu gleiche Epizentralentfernungen z. B. der deutschen Stationen die Zeitdifferenzen nur innerhalb weniger Sekunden differieren, wie das ja auch eine ganz einfache Überlegung erwarten lässt. Daraus ergibt sich aber — wie Rosenthal an einer Stelle richtig bemerkt — von selbst, dass umgekehrt die Beben vom gleichen Herde ausgehen, wenn bei den gleichen Stationen für eine Anzahl von Beben die gleiche Reihenfolge der Zeitdifferenzen wiederkehrt wie es beispielsweise in vorstehender Tabelle mit den Beben a, c und e der Fall ist. Ferner lässt sich aus der Tabelle noch ohne weiteres ableiten, dass für verschiedene Beben gleicher Herkunft die Zeitdifferenzen der ersten und zweiten Vorläufer (V₂—V₁) für jede Station konstant sind. Daraus ergibt sich nun ferner sowohl, dass jedesmal für zwei verschiedene Stationen die Zeitdifferenz im Auftreten der gleichen Phase, etwa der ersten oder zweiten Vorläufer (V₁ oder V₂) konstant bleibt, als auch dass für sämtliche Stationen die ersten (V₁), sowie die zweiten (V₂) Vorläufer für alle Beben des gleichen Herdes gegen einander konstant sind, wie dies die untenstehenden Tabellen III und IV deutlich zeigen.

Tabelle III.

Station	25. Juni (b)	Diffe- renz	26. Juni (d)	Diffe- renz	27. Juni (e)	Diffe- renz	24. Juni (f)	Diffe- renz
	h m s	m s	h m s	m s	h m s	m s	h m s	m s
Irkutsk	21 07.0		10 47.0		0 15.9		10 51.2	
Taškent	21 10.2	3.2	10 51.0	3.0	0 18.9	3.0	—	—
Tiflis	21 11 55	1 43	10 51.9	0.9	0 20.3	1.4	10 56 04	—
Potsdam	21 12 16	0 21	10 52 03	0 09	0 20 33	0 15	10 55 59	0 05
Hamburg	21 12 05	0 11	10 52 19	0 16	0 20 45	0 12	10 55 31	0 28
Göttingen	21 12 05	0 10	10 52 05	0 14	0 21 33	0 48	10 56 05	0 34
Strassburg	21 12 35	0 20	10 52.0	0 05	0 21 04	0 29	10 56 36	0 31
Padua	21 12 37	0 12	10 52 49	0 49	0 21 13	0 09	10 56 50	0 14
Firenze-Ximeniano	21 12 42	0 05	10 52 59	0 10	0 21 10	0 03	10 56 34	0 24
Rocca di Papa	21 12 52	0 10	10 52 50	0 09	0 21 25	0 13	—	—

Tabelle IV.

Station	25. Juni (b)	26. Juni (d)	27. Juni (e)	24. Juli (f)	Diffe- renz d—b	Diffe- renz e—b	Diffe- renz f—b	Diffe- renz f—e
	h m s	h m s	h m s	h m s	m s	m t	m s	m s
Irkutsk	21 07.0	10 47.0	0 15.9	10 51.2	40	8.9	44.2	35.3
Taschkent	21 10.2	10 51.0	0 18.9	—	40.8	8.7	—	—
Tiflis	21 11 55	10 51.9	0 23.3	10 56 04	39 59	7 23	44 29	32 46
Potsdam	21 12 16	10 52 03	0 20 33	10 55 59	39 37	8 17	43 43	35 26
Hamburg	21 12 05	10 52 19	0 20 45	10 55 31	40 14	8 40	43 26	34 46
Göttingen	21 12 05	10 52 05	0 21 33	10 56 05	40 00	9 28	44 00	34 32
Strassburg	21 12 35	10 52.0	0 21 04	10 56 36	39 25	8 29	44 01	35 32
Padua	21 12 37	10 52 49	0 21 13	10 56 50	40 12	8 36	44 13	85 37
Firenze-Ximeniano	21 12 42	10 52 59	0 21 10	10 56 34	40 17	8 28	43 52	35 24
Rocca di Papa	21 12 52	1 052 50	0 21 25	—	39 58	8 33	—	—

Ich stimme Rosenthal durchaus bei, dass er darauf verzichtet hat, auf diese Erwägung eine Methode¹⁾ der Herdbestimmung zu basieren, so nahe auch im ersten Augenblicke der Gedanke liegt. Abgesehen von den Ungenauigkeiten in den Zeiten der Phaseneinteilung, welche heutzutage noch den Seismometerauswertungen anhaften²⁾ und die ganze Arbeit illusorisch machen würden, ergeben sich auch praktische Schwierigkeiten ganz bedeutender Art. So müsste man für sämtliche bekannten Epizentren die Zeitdifferenzen für alle Stationen geordnet nach Epizentralentfernungen, aus sämtlichen vorhandenen Registrierungen ableiten und in Tabellen niederlegen. Dies setzt nicht allein eine riesige Arbeitsleistung voraus, deren Wert nach obigem sehr problematisch sein muss, sondern die Benutzung derartiger umfangreicher Tabellen würde sich zudem auch als sehr unbequem und zeitraubend erweisen. Rosenthal wollte lediglich die Formeln prüfen und für diesen Zweck ist seine Methode in hohem Masse geeignet³⁾. „Besonders vorteilhaft wird diese Methode bei schnell aufeinander folgenden Beben angewendet. Ihr Hauptwert liegt aber nicht in der Bestimmung der Lage des Epizentrums, sondern darin, dass man mit Hilfe dieser Methode die Genauigkeit der Eintrittszeiten der verschiedenen Phasen beurteilen kann, wodurch erst eine genaue Bestimmung der Laufzeitkurven möglich wird.“ Aber auch weiterhin darf man erwarten, dass die vergleichenden Untersuchungen von Beben bekannten und gleichen

¹⁾ Siehe Wöchentlicher Erdbebenbericht der H. H. für Erdbebenforschung. Jahrg. 1908. Nr. 5.

²⁾ Auf diesen Punkt werde ich in einer anderen Untersuchung noch näher eingehen.

³⁾ Prof. Dr. W. Láska. Die Erdbeben im Lichte neuester Forschungen. Seite 29. Sonderabdruck aus „Natur und Offenbarung“. 54. Band. Münster i. W. 1908.

Epizentrums an der Hand der Registrierungen in der Art, wie sie Rosenthal begonnen hat, noch mancherlei Erspriessliches für die Seismologie zeitigen werden,

Nach dieser Abschweifung wollen wir uns wieder den heutzutage gebräuchlichen Methoden zuwenden.

Die mikroseismische Bestimmung des Epizentrums basiert auf der Berechnung der Epizentralentfernung aus den Eintrittszeiten der verschiedenen Phasen an einer Station. Die nötigen Grundlagen hierfür bieten uns die bekannten empirischen Formeln von Láska sowie die bekannten Laufzeitkurven, von denen die ältesten von Milne und Omori, die neueren namentlich von Benndorf und Wiechert-Zöppitz herrühren. Die Eintrittszeiten der verschiedenen Phasen am Seismometerstandorte sind eben eine Funktion der Zeit. Hat man nur zwei Stationen zur Verfügung, so ergeben sich zwei Lösungen, und erst bei drei Stationen wird der Punkt eindeutig bestimmt. Selbstverständlich wird die Annäherung der Berechnung an das wahre Epizentrum um so grösser, je grösser die Zahl der Beobachtungsstationen ist, die völlige Korrektheit des Zahlenmaterials natürlich vorausgesetzt.

Graphische Konstruktion.

An die Lösung der Aufgabe kann man auf zwei Wegen herantreten, nämlich graphisch und rechnerisch.

Die graphische Bestimmung, welche v. Seebach für die makroseismischen Beobachtungen eingeführt hat, ist die älteste, Omori überträgt sie auf die mikroseismischen. Sie beruht bekanntlich darauf, dass man um jede Station mit dem Radius der abgeleiteten Epizentralentfernung einen Kreis beschreibt; die Kreise schneiden einander und begrenzen ein kleines Polygon, in dessen Mittelpunkt das Epizentrum zu suchen ist. Im allgemeinen, namentlich bei Fernbeben, wird man Plattkarten nicht mehr benutzen können, vielmehr zum Globus grossen Masstabes greifen müssen. Ein Globus, der speziell die seismischen Verhältnisse darstellt, wird natürlich in diesem Falle ganz besonders erwünscht sein, und es ist daher mit Freuden zu begrüssen, dass ein speziell seismischer Massglobus von A. Sieberg entworfen worden ist, der im Verlage von Ditrich Reimer (H. Vohsen in Berlin) demnächst erscheinen soll. Derartige graphische Bestimmungen genügen in all den Fällen, wo es nicht auf grosse Genauigkeit ankommt, vor allem zum ersten Überblick an der Hand der Registrierungen einiger weniger günstig gelegener Stationen.

Mathematische Berechnung.

Sobald es aber auf grössere Genauigkeit ankommt, wird man allerdings zur Berechnung übergehen müssen. In der Seismologie eingeführt hat Láska diese Methode, welche einfach auf der Bestimmung eines Punktes im Raume basiert.

Die Lage eines Punktes „E“ Epizentrum ist bekannt durch seine Koordinaten (x y z) im Raumkoordinatensystem, oder durch seine Koordinaten φ (geog. Breite) und λ (geogr. Länge) im Polarkoordinatensystem. Die Raumkoordinaten der zur Bestimmung herangezogenen drei Stationen seien $a_1 b_1 c_1$; $a_2 b_2 c_2$; $a_3 b_3 c_3$.

— 22 —

Ihre Polarkoordinaten seien $\varphi_1 \lambda_1$; $\varphi_2 \lambda_2$; $\varphi_3 \lambda_3$ und ihre sphärische Distanzen vom Epizentrum, in Graden ausgedrückt, seien d_1 ; d_2 ; d_3 ;

Alsdann gelangen wir zu folgenden Gleichungen:

$$\begin{aligned} a_1 x + b_1 y + c_1 z &= n_1 \\ a_2 x + b_2 y + c_2 z &= n_2 \\ a_3 x + b_3 y + c_3 z &= n_3 \end{aligned}$$

darin bedeuten:

$$\begin{aligned} a_1 &= \cos \varphi_1 \cos \lambda_1 \\ b_1 &= \cos \varphi_1 \sin \lambda_1 \\ c_1 &= \sin \varphi_1 \quad \text{und} \\ n_1 &= \cos d_1 \end{aligned}$$

Die Auflösung der Gleichungen liefert die Werte für x , y und z , woraus sich dann λ und φ wiederum ergeben;

$$\begin{aligned} \frac{y}{x} &= \tan \lambda \quad \text{und} \\ z &= \sin \varphi \end{aligned}$$

Selbstverständlich wächst im allgemeinen die Genauigkeit mit der Zahl der zur Verfügung stehenden Stationen. Rechnerisch kann man alsdann derart vorgehen, dass man nahe liegende Stationen zu drei Gruppen vereinigt und aus jeder den Mittelwert ableitet; mit diesen drei Mittelwerten verfährt man dann in der oben beschriebenen Weise. Allerdings ist das Resultat dieser Methode nicht besonders zuverlässig, da man nicht weiss, in wie weit sich wirklich die verschiedenen, den Beobachtungen anhaftenden Fehler in dem Gruppenmittel kompensieren und damit das errechnete Epizentrum beeinflussen. Es erscheint deshalb zweckmässiger, sämtliche zur Verfügung stehende Stationen zur Berechnung heranzuziehen und dabei nach der Methode der kleinsten Quadrate auszugleichen. Es muss nun natürlich der Einsicht des Bearbeiters überlassen bleiben, ob er sämtlichen Stationswerten gleiches Gewicht erteilt oder ob er versucht, die bereits erwähnten instrumentellen und persönlichen Eigenheiten in Rechnung zu ziehen bzw. es in verschiedenen Gewichten zum Ausdruck zu bringen.

Wir wollen hier von dem einfachsten Fall ausgehen, dass sämtliche Stationen das gleiche Gewicht besitzen. Für die Zahl von „ m “ Stationen, wobei „ m “ grösser als die Zahl der zu suchenden Unbekannten sein muss, also in diesem Falle $m > 3$, ergeben sich folgende Gleichungen:

$$\begin{aligned} a_1 x + b_1 y + c_1 z &= n_1 \\ a_2 x + b_2 y + c_2 z &= n_2 \\ a_3 x + b_3 y + c_3 z &= n_3 \end{aligned}$$

— 23 —

$$\begin{aligned} a_4 x + b_4 y + c_4 z &= n_4 \\ &\dots\dots\dots \\ &\dots\dots\dots \\ a_m x + b_m y + c_m z &= n_m \end{aligned}$$

Wenn man in diese Gleichungen die Unbekannten durch Zahlenwerte ersetzt, welche der Wirklichkeit sehr nahe kommen, dann können die einzelnen Gleichungen nicht gleich 0 sein, also beispielsweise nicht

$$a_1 x + b_1 y + c_1 z - n_1 = 0$$

jedoch wird die Abweichung von 0 nur sehr gering sein. Die Fehler der Gleichungen sind folgende:

$$\begin{aligned} a_1 x + b_1 y + c_1 z - n_1 &= \Delta_1 \\ a_2 x + b_2 y + c_2 z - n_2 &= \Delta_2 \\ a_3 x + b_3 y + c_3 z - n_3 &= \Delta_3 \\ a_4 x + b_4 y + c_4 z - n_4 &= \Delta_4 \\ &\dots\dots\dots \\ &\dots\dots\dots \\ a_m x + b_m y + c_m z - n_m &= \Delta_m \end{aligned}$$

Wir stellen nun die Forderung auf, dass die Quadrate der Fehler ein Minimum seien, d.h.

$$\begin{aligned} (a_1 x + b_1 y + c_1 z - n_1)^2 + (a_2 x + b_2 y + c_2 z - n_2)^2 + (a_3 x + b_3 y + c_3 z - n_3)^2 \\ + (a_4 x + b_4 y + c_4 z - n_4)^2 + \dots\dots a_m x + b_m y + c_m z - n_m)^2 = \text{Minimum.} \end{aligned}$$

Hierin lassen sich folgende Abkürzungen vornehmen:

$$\begin{aligned} a_1 a_1 + a_2 a_2 + a_3 a_3 + a_4 a_4 + \dots\dots + a_m a_m &= [a a] \\ b_1 b_1 + b_2 b_2 + b_3 b_3 + b_4 b_4 + \dots\dots + b_m b_m &= [b b] \\ c_1 c_1 + c_2 c_2 + c_3 c_3 + c_4 c_4 + \dots\dots + c_m c_m &= [c c] \\ a_1 b_1 + a_2 b_2 + a_3 b_3 + a_4 b_4 + \dots\dots + a_m b_m &= [a b] \\ a_1 c_1 + a_2 c_2 + a_3 c_3 + a_4 c_4 + \dots\dots + a_m c_m &= [a c] \\ b_1 c_1 + b_2 c_2 + b_3 c_3 + b_4 c_4 + \dots\dots + b_m c_m &= [b c] \\ a_1 n_1 + a_2 n_2 + a_3 n_3 + a_4 n_4 + \dots\dots + a_m n_m &= [a n] \\ b_1 n_1 + b_2 n_2 + b_3 n_3 + b_4 n_4 + \dots\dots + b_m n_m &= [b n] \\ c_1 n_1 + c_2 n_2 + c_3 n_3 + c_4 n_4 + \dots\dots + c_m n_m &= [c n] \end{aligned}$$

sodass wir zu nachstehender vereinfachten Form der Gleichung gelangen:

$$\begin{aligned} [a a] x + [a b] y + [a c] z &= [a n] \\ [a b] x + [b b] y + [b c] z &= [b n] \\ [a c] x + [b c] y + [c c] z &= [c n] \end{aligned}$$

Diese Gleichungen werden nach irgend einer der bekannten Methoden aufgelöst und liefern alsdann die geographischen Koordinaten (φ , λ) des Epizentrums.

Schliesslich möchte ich auch noch auf die Methode hinweisen, welche in letzter Zeit Wiechert¹⁾ und Zöppritz zur Anwendung gebracht haben. Dieselbe geht gleichfalls von 3 Stationen aus und lässt sich auch graphisch ausführen. Von ihren Autoren wird sie folgendermassen beschrieben: „Die 3 Stationen seien A, B und C, die Auslösungsstelle selber sei mit X bezeichnet. Die Methode setzt wieder die wenigstens angenäherte Kenntnis der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Longitudinalwellen in den äussersten Erdschichten voraus. Ich will sie v_0 nennen. In B seien die ersten Vorläufer p. Sek. in C Sekunden später eingetroffen als in A. Wenn ich die unbekannte Zeit in Sekunden, die verstrichen ist von der Auslösung bis zum Beginn der Erregung in A, mit y bezeichne, so gelten offenbar die Beziehungen:

$$\begin{aligned}\text{Entfernung } XN &= v_0 y, \\ „ \quad XB &= v_0 (y + p) \\ „ \quad XC &= v_0 (y + q).\end{aligned}$$

Durch Probieren, indem man der Reihe nach für y ganze Zahlen einsetzt und um A, B, C Kreise mit den entsprechenden Radien schlägt, wird man leicht den gesuchten Punkt X als Schnittpunkt der drei Kreise erhalten, indem man nötigenfalls noch zwischen zwei vollen Sekunden interpoliert. Damit, dass ich y so ermittelt habe, ist natürlich ausser dem Auslösungspunkt X auch die Zeit der Auslösung gefunden. Es ist nämlich der Zeitpunkt: Welleneinsatz in A— y Sekunden“.

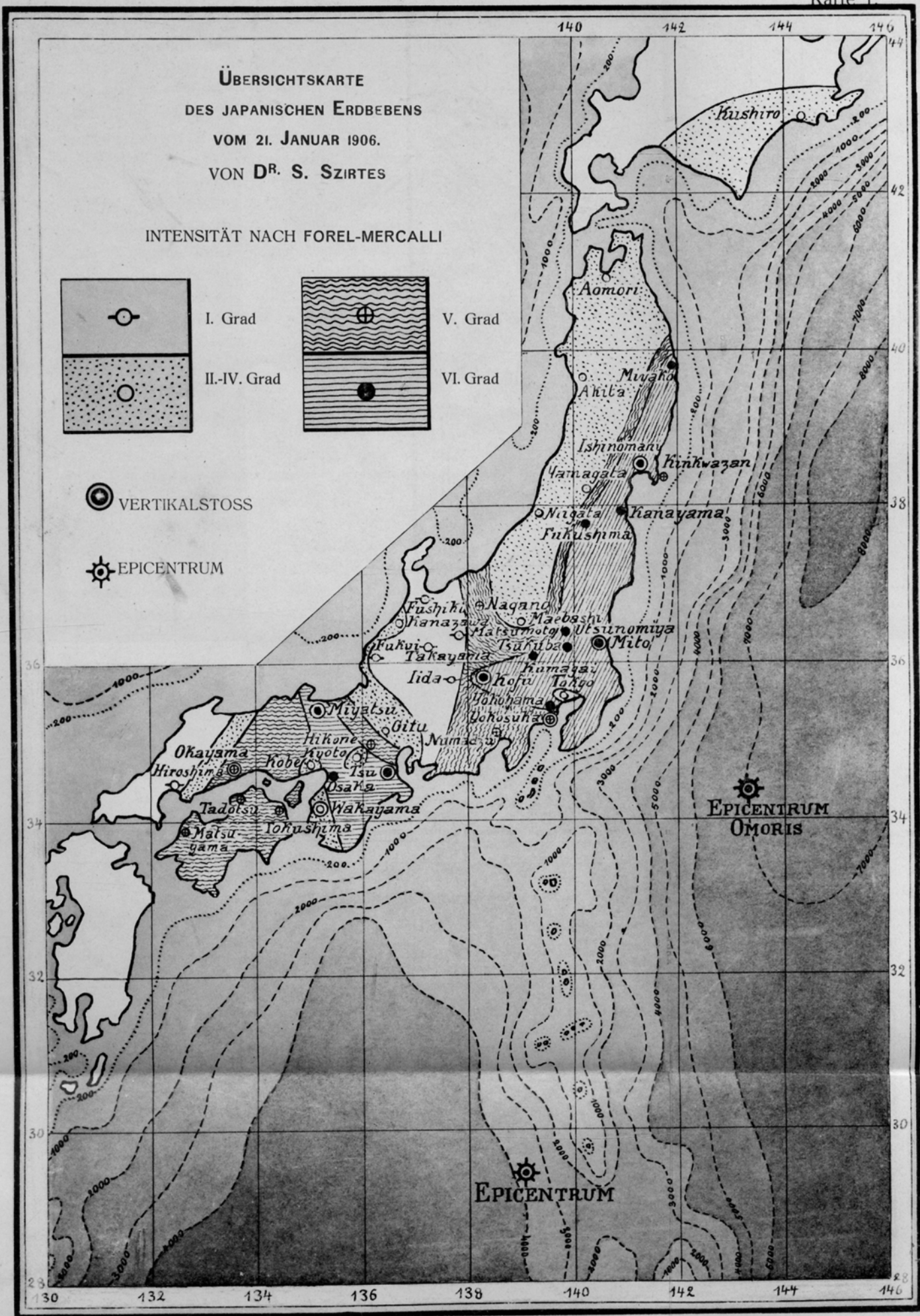
Wie wir gesehen haben, fehlt es also nicht an Methoden zur Berechnung des Epizentrums, welche den verschiedensten Verhältnissen in Bezug auf Art, Menge und Güte des Beobachtungsmaterials Rechnung tragen.

Schüttergebiet und Epizentrum des Erdbebens vom 21. Januar 1906.

Unter Bezugnahme auf die ausgeführten Erörterungen will ich nun das gesamte mir zugängliche Beobachtungsmaterial über das Erdbeben vom 21. Januar 1906

¹⁾ E. Wiechert und K. Zöppritz: Über Erdbebenwellen. (Seite 535.) Nachrichten von der Königlichen Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen. Mathematisch-physikalische Klasse. Berlin 1907.

Karte 1



hier ausführlich mitzuteilen und daran anschliessend entwickeln, wie ich zu den Epizentrum gelangt bin, welches ich den Berechnungen zu Grunde gelegt habe.

Beobachtungsmaterial.

Die Angaben über die Wirkungen des Erdbebens sind dem Japanischen Staatsanzeiger entnommen, von welchen der Kaiserlich Deutsche Konsul in Yokohama der Kaiserlichen Hauptstation für Erdbebenforschung in Strassburg allmonatlich eine wörtliche Übersetzung zugehen lässt. Als Beobachter fungieren die Meteorologischen Stationen, welche mit einem Milne-Ewing-Seismographen ausgerüstet sind und damit die Stosszeiten ermitteln. Die Intensität des Bebens wird nach der 5 teiligen Skala des meteorologischen Zentralinstituts in Tokyo geschätzt.

Falls man das vorhandene makroseismische Material (Tabelle V) ohne weiteres zum Entwurf einer Karte benutzen wollte, würde man allerdings ein falsches Bild erhalten, weil meistens die darin angegebenen Stärkegrade nach der 5 teiligen Skala des meteorologischen Zentralobservatoriums dringend einer Korrektur bedürfen. So führen z. B. Yokohama, Ishinomaki, Utsunomiya als Charakteristik für den Grad 4 an „Gebäude erschüttert“, was auch der allgemeinen Gepflogenheit entspricht; andere Stationen aber, wie Miyatsu, Tsu, Osaka, Kofu etc. geben für die gleiche Bebenwirkung den Grad 3 an, als dessen Charakteristikum „Türen klapperten, Uhren blieben stehen“, anzusehen ist; Miyako sagt sogar „2 Gebäude erschüttert“. Infolgedessen habe ich überall, wo die Angaben der Bebenwirkung es erlaubte, den Stärkegrad neu bestimmt, und zwar unter Zugrundelegung der Forel-Mercallischen Stärkeskala; wo keine Angabe gemacht ist, musste der Stärkegrad des Beobachters beibehalten werden, obwohl dadurch das Bild voraussichtlich getrübt wird. Auf Grund des so vorbereiteten Beobachtungsmaterials ist die Isoseistenkarte gezeichnet worden. Die Isobathen sind der „Carte générale bathymétrique des Océans“ entnommen. (Siehe Karte 1).

Tabelle V.

Station	Anfang			Intensität		Bemerkungen
	h	m	s	Jap. Staats- anzeiger	Forel- Mercalli	
Fukui	13	49	45	2	I	Nicht empfunden.
Fushigi	13	48	33	2	I	" "
Hiroshima	13	50	55	2	I	" " Langsamer Natur.
Iida	13	50	22	2	I	" " Bewegung lang andauernd.
Takayama	13	50	15	2	I	" " " " "
Akita	13	51	12	2	—	
Aomori	13	53	43	2	—	
Gifu	13	51	46	2	—	Bewegung lang andauernd.
Jagi	14	03	18	2	—	Vertikale Bewegung.

¹⁾ Charles Sauerwein: Carte général bathymétrique des Océans. Échelle 1 : 10 000 000.

Station	Anfang			Intensität		Bemerkungen
				Jap. Staats- anzeiger	Forel- Mercalli	
	h	s	m			
Jamagata	13	53	50	2	—	Langsamer Natur.
Kamo	13	49	54	2	—	Nicht empfunden.
Kanazawa	13	49	40	2	—	Langsamer Natur.
Kobe	13	51	22	2	—	" "
Kushiro	13	54	50	2	—	" "
Kyoto	13	47	05	2	—	" "
Maebashi	13	50	41	2	—	
Matsumoto	13	50	31	2	—	Bewegung andauernd.
Niigata	13	54	26	2	—	
Tokyo	13	50	49	2	—	Langsamer Natur.
Wakayama	13	51	04	2	—	Plötzlicher Natur. Vertikale Bewegung.
Fura	13	49	20	3	V	Plötzlicher Natur.
Hikone	13	49	15	2	V	Uhren blieben stehen.
Jokosuka	13	50	32	3	V	Vertikale Bewegung.
Kinkwazan	13	48	10	3	V	Erdgeräusch.
Matsuyama	13	51	40	3	V	Langsamer Natur.
Nagano	13	50	29	3	V	Türen klapperten.
Numadzu	13	51	34	3	V	Bewegung lang andauernd.
Okayama	13	52	05	3	V	Vertikale Bewegung.
Tadotsu	13	50	23	3	V	Bewegung lang andauernd.
Tokushima	13	51	30	3	V	
Fukushima	13	52	39	3	VI	Gebäude erschüttert.
Jokohama	13	51	00	4	VI	Vertikale Bewegung. Gebäude erschüttert.
Kanayama	13	51	03	3	VI	Gebäude erschüttert.
Kofu	13	50	24	3	VI	" "
Kumagai	13	51	06	2	VI	" "
Mito	13	50	30	3	VI	Vertikale Bewegung. Gebäude erschüttert.
Miyako	13	52	44	2	VI	Gebäude erschüttert.
Miyatsu	13	48	32	3	VI	Vertikale Bewegung. Gebäude erschüttert.
Osaka	13	50	23	3	VI	Gebäude erschüttert.
Tsu	13	50	15	3	VI	Vertikale Bewegung. Gebäude erschüttert.
Tsukuba	13	51	15	3	VI	Gebäude erschüttert.
Utsunomya	13	58	15	4	VI	" "

Grenzen des Schüttergebietes.

Wie die Karte zeigt, fällt das makroseismische Schüttergebiet in der Hauptsache mit der Insel Nippon oder Honshiu zusammen. Die Grenzen werden bestimmt durch diejenigen Orte, an denen das Erdbeben lediglich instrumentell registriert, aber nicht gefühlt worden ist. Im allgemeinen ergeben sie sich so in einer Weise, welche für unsere Zwecke völlig ausreicht. So sehen wir, gestützt auf die Meldung von Hiroshima, dass das Beben nicht gefühlt wurde im äussersten Südwesten vor Honshiu. Über den Verlauf der Grenze auf Kiushiu wissen wir gar nichts; jedoch ist es sehr wohl möglich, dass Kiushiu völlig ausserhalb des

Schüttergebietes gelegen ist. Sehr unsicher ist die Grenze im Norden; nur soviel können wir mit Bestimmtheit sagen, dass das Beben an der Südostküste von Hokkaido, in der Stadt Kushiro, noch gefühlt worden ist. Ganz auffällig ist jedoch die allerdings unanfechtbar sicher gestellte Tatsache, dass der zentrale Teil von Honshiu, von der Halbinsel Noto quer herüber bis zur Bucht von Owari vom Erdbeben verschont geblieben ist, alle dort befindlichen Stationen, 5 an der Zahl, nämlich Fushigi, Matsumoto, Fukui, Takayama und Iida, besagen ausdrücklich, das Beben sei nicht gefühlt, sondern blos registriert worden. Mit diesen merkwürdigen Erscheinungen werden wir uns weiterhin noch eingehend zu beschäftigen haben. Eine wichtige Tatsache ergibt sich aber ohne weiteres aus dieser Anordnung der Grenzen des Schüttergebietes sowohl, als auch ganz besonders aus der Anordnung der Isoseisten: Das eigentliche Epizentrum des Erdbebens ist ausserhalb Japans, auf dem Grunde des Pazifischen-Ozeans zu suchen, von wo bekanntlich die Mehrzahl der japanischen Erdbeben, namentlich alle „Weltbeben“, ihren Ausgang nehmen. Ohne diese Annahme wäre es ja auch tatsächlich unerklärlich, dass die pleistoseiste Zone also die Zone der stärksten Bebenwirkungen, lediglich Orte mit Erschütterungen vom VI. Grade der Rossi-Forelschen Intensitätskala umfasst. Wie könnte da überhaupt ein Weltbeben zustande gekommen sein, wenn sich, wie es bei den reinen Festlandbeben durchweg der Fall ist, die pleistoseiste Zone im allgemeinen mit dem Epizentralgebiete deckt? Betrachten wir die pleistoseiste Zone genauer, dann erkennen wir, dass sie die Gestalt eines nach Norden offenen Hufeisens besitzt. Allerdings entfällt der Mittelteil in den Ozean, sodass auf dem festem Lande lediglich die beiden Schenkel, von einander getrennt, sichtbar sind.

Die eine, kleinere pleistoseiste Zone, durchquert den ganzen südlichen Teil von Honshiu, von der Kiu-Halbinsel bis zum Meerbusen von Wakasa im Norden. Hier hinein entfallen die Städte Osaka, Tsu und Miyatsu, in den beiden letztgenannten Orten wurde das Beben als Vertikalstoss verspürt.

Die zweite ausgedehntere pleistoseiste Zone nimmt die pazifische Hälfte von Zentral- und Nord-Honshiu ein, von der Bay von Tokio an aufwärts bis nach Miyako im Norden. Am weitesten landeinwärts erstreckt sie sich in ihrem südlichsten Teile, wo sie sich westwärts bis nach Kofu hin vorschiebt. In ihr liegen nicht weniger als 10 Stationen, von denen allerdings nur 3, nämlich Kofu, Mito und Ishinomaki, Vertikalstösse melden.

Isoseisten.

An das pleistoseiste Gebiet schliessen sich nun Zonen schwächerer Erschütterungen, ganz entsprechend der Hufeisenform, deren Mittelstück gegen das eigentliche submarine Epizentrum hinweist.

Zunächst liessen sich nach dem Beobachtungsmaterial die Gebiete ausscheiden, in denen die Stärke des Bebens den V. Grad der Rossi-Forel-Skala ausmachte. In Süd-Honshiu besteht sie aus zwei Streifen, von denen der östliche mit Hikone, der schmälere ist. Ungleich weiter ausgedehnt ist der westliche Streifen, welcher

nicht allein bis Osaka reicht, sondern auch die ganze Insel Shikoku umfasst. Die äussere Zone V. Grades wird man als gabelförmig gestaltet annehmen müssen: der Hauptast durchquert Zentral-Honshiu unter dem 138 Längengrade, zweifellos wird er einen Nebenast nordostwärts zur Küste bis etwa 40° nördlicher Breite entsenden haben, so dass durch diesen fast die ganze pleistoseiste Nord-Zone wie mit einem schmalen Bande nach Westen zu umsäumt ist. Nach Osten hin lässt sich diese Zone lediglich in der auf einer Insel gelegenen Stadt Kinkwazan nachweisen.

Der übrige Teil des Gebietes körperlich fühlbarer Erschütterung weist Bebenstärken II.—IV. Grades auf, eine weitergehende Teilung liess sich hier infolge der Unzulänglichkeit des Materials nicht durchführen. Dieser Zone gehört die ganze Westhälfte von Nord-Honshiu bis nach Aomori hin an. Für das seismische Verhalten das an die Tsugar-Strasse unmittelbar anschliessenden Teiles von Hokkaido haben wir keine Anhaltspunkte; nur so viel wissen wir, dass das Beben noch in Kushiro gefühlt worden ist. Immerhin dürfen wir aber annehmen, dass die Grenze, sowie ich sie gezogen habe, sich nicht weit von den tatsächlichen Verhältnissen entfernt. Auffällig ist im meridionalen Teile die schroffe Abnahme der Bebenwirkung nach Westen hin, in dem sich an die Zone V. Grades unmittelbar die mikroseismische Zone anschliesst. Weiterhin nach Westen aber ist der Übergang von der mikroseismischen Zone zur Zone V. Grades durch einen Streifen von II—IV Stärkgrade vermittelt, in dem sich die beiden Städte Kanazawa im Norden und Gifu im Süden befinden.

Vereinzelt sind die kleinen Landflecke mit Bebenstärke II.—IV. Grades inselartig in die Zonen mit höherer Intensität eingestreut, so bei Kobe, Kyoto und Tokyo. Sie verdanken, wie gleich hier bemerkt sei, ihre Existenz den Geologischen Verhältnissen, nämlich durchweg ihrer Lage auf Granitinseln.

Epizentrum.

Die Art und Weise, wie sich die seismische Energie unserer Karte zufolge ausgebreitet hat, erscheint auf den ersten Blick so eigentümlich und regellos, dass man geneigt ist, ihre Richtigkeit bzw. die Zuverlässigkeit des Beobachtungsmaterials in Zweifel zu ziehen. Jedoch ändert sich mit einem Schlage die Sachlage, wenn man den tektonischen Aufbau von Japan in Betracht zieht sowie unter Aufgabe des von Omori bestimmten Ortes das Epizentrum dorthin verlegt, wo es nach meinen weiter unten angegebenen Berechnungen hingehört.

Das Epizentrum unseres Erdbebens vom 21. Januar hat bereits F. Omori nach seiner Methode $\varphi_0 = 34^\circ 23'$ $\lambda_0 = 143^\circ 26'$ graphisch bestimmt. Vergleichen wir jedoch seine Angaben mit dem Beobachtungsmaterial, so ergeben sich eine Reihe von Widersprüchen zwischen beiden, welche Zweifel an der Richtigkeit dieser Epizentralbestimmung rechtfertigen. Um die Frage zu klären habe ich das mikro-

seismische Material, welches Omori benutzt und mitgeteilt hat,²⁾ zunächst nach Epizentralentfernungen und dann nach Zeiten angeordnet (Tabelle VI und VII).

Tabelle VI.

Epizentrum: $\varphi_0 = 34^\circ 23'$; $\lambda_0 = 143^\circ 26'$ nach Omori.

Stationen	Epizentral- entfernungen in km	Anfang		
		h	m	s
Mito	350	13	50	33
Tokyo	365	13	50	31
Mt. Tsukuba	367	13	51	15
Mizusawa	567	13	51	45
Miyako	598	13	52	44(?)
Osaka	726	13	50	28
Kobe	758	13	50	30
Tadotsu	889	13	50	23
Zikawei	2106	13	52	15
Taihoku	2352	13	53	20
Taichu	2472	13	52	12(?)
Hokoto	2606	13	51	15(?)
Manila	3148	13	54	23

Tabelle VII.

Epizentrum: $\varphi_0 = 34^\circ 23'$; $\lambda_0 = 143^\circ 26'$

Stationen	Epizentral- entfernungen in km	Anfang		
		h	m	s
Tadotsu	889	13	50	23
Osaka	726	13	50	28
Kobe	758	13	50	30
Tokyo	365	13	50	31
Mito	350	13	50	33
Mt. Tsukuba	367	13	51	15
Hokoto	2606	13	51	15(?)
Mizusawa	567	13	51	45
Taichu	2472	13	52	12(?)
Zikawei	2106	13	52	15
Miyako	593	13	52	44(?)
Taihoku	2352	13	53	20
Manila	3148	13	54	23

Aus diesen beiden Tabellen erkennt man ohne weiteres folgende Tatsachen, welche gegen das Resultat oder Omoris Epizentralbestimmung sprechen: 1. Stationen mit nahezu gleicher Zeit zeigen verhältnissmässig grosse Abweichungen in der Epizentralentfernung und umgekehrt, während doch die Zeiten mit den Epizentralentfernungen einen parallelen Gang zeigen müssten; 2. die Stationen mit frühester Zeit sind aber dem Epizentrum Omoris keineswegs am nächsten. Damit ergeben sich aber für die verschiedenen Stationen Abweichungen in der scheinbaren Geschwindigkeit, welche sich mit den Epizentrum Omoris nicht in Einklang bringen lassen, so lassen sich dann auch auf Grund des Epizentrums Omoris keine auch nur einigermaßen befriedigende Laufzeitkurven konstruieren, weder für die nahen, noch für die ferneren Stationen.

Infolgedessen sah ich mich veranlasst, das Epizentrum neu zu berechnen und zwar an der Hand der drei Stationen Tokyo, Zikawei und Taihoku. Übrigens gelangte ich auch jedesmal zu den gleichen Epizentrum als ich die Stationsgruppen Zi-ka-wei-Honolulu-Apia, sowie Batavia-Zi-ka-wei-Honolulu meiner Berechnungen zugrunde legte, was ich selbstverständlich als eine Stütze meines Ergebnisses ansehen darf. Es wird vielleicht auf den ersten Blick befremden, dass ich für meine Berechnungen jedesmal nur 3 Stationen statt aller heranzog. Der Beweggrund hierfür war der, dass das Ergebnis, unter der Voraussetzung ausgemessener und zweckmässig gelegener Stationen an Zuverlässigkeit das aus sämtlichen Stationen nach der Methode der kleinsten Quadrate abgeleitete übertrifft.¹⁾ Dies hat sich mir in überzeugender Weise zu erkennen gegeben bei meiner Bearbeitung des mikroseismischen Kataloges des Jahres 1905, wo mir die makroseismischen Beobachtungen in vielen Fällen eine ausreichende Kontrolle boten; umgekehrt hat Wiechert das Erdbeben von 23. Juli 1905 nach der Methode der kleinsten Quadrate bearbeitet und gelangt zu dem Epizentrum in 47° N.—110° E. Gr., während es nach den makroseismischen Beobachtungen in etwa 50° N.—93° E. Gr. gelegen war. Weiterhin möchte ich zur Rechtfertigung meines Vorgehens noch eine Stelle von Abt¹⁾ zitieren, die gleichfalls auf umfangreicher praktischer Erfahrung beruht. „Gleichzeitig zeigt dies Beispiel, wie nötig eine kritische Auswahl des Beobachtungsmaterials ist“.

Alles in allem genommen wird man für die Praxis der rechnerischen Epizentralbestimmung von dem Grundsatz ausgehen müssen: Ein gutes Resultat dürfen wir von der Berechnung nach der Methode der kleinsten Quadraten nur dann erwarten, wenn wir die Möglichkeit haben, das Gewicht der Registrierungen an den einzelnen Stationen mit in Rechnung zu ziehen; denn nur auf diese Weise können wir die beiden wichtigen Fehlerquellen, die subjektive der persönliche Auffassung beim Ausmessen der Seismogramme und die objektive, welche auf der verschiedenen Empfindlichkeit der Seismometer beruht, ausschalten.

¹⁾ August Abt: Vergleichung seismischer Registrierungen von Göttingen und Essen Ruhr). Inaugural-Dissertation. 1907. C. W. Haarfeld in Essen.

Tabelle VIII.

Epizentrum: $\varphi_0 = 29^\circ 21'$ $\lambda_0 = 139^\circ 14'$

Station n	Epizentral- entfernung in km	Anfang		
		h	m	s
Osaka	690	13	50	28
Kobe	702	13	50	30
Tokyo	702	13	50	31
Tadotsu	745	13	50	23
Mito	790	13	50	33
Tsukuba	1045	13	51	15
Mizusawa	1102	13	51	45
Miyako	1102	13	52	44(?)
Taihoku	1820	13	53	20
Taichu	1930	13	52	12(?)
Zi-ka-wei	1970	13	52	15
Hokoto	2060	13	51	15(?)
Manila	2500	13	54	23

Tabelle IX.

Epizentrum: $\varphi_0 = 29^\circ 21'$ $\lambda_0 = 139^\circ 14'$

Stationen	Epizentral- entfernung in km	Anfang		
		h	m	s
Tadotsu	745	13	50	23
Osaka	690	13	50	28
Kobe	702	13	50	30
Tokyo	702	13	50	31
Mito	790	13	50	33
Tsukuba	1045	13	51	15
Hokoto	2060	13	51	15(?)
Mizusawa	1102	13	51	45
Taichu	1930	13	52	12(?)
Zi-ka-wei	1970	13	52	15
Miyako	1170	13	52	44(?)
Taihoku	1820	13	53	20
Manila	2500	13	54	23

Auf Grund dieser Untersuchung befindet sich also das Epizentrum nicht auf dem Steilabfall von Nord-Honshiu gegen den Japan-Graben (oder die Tuscarora-Tiefe), woher ja im allgemeinen die überwiegende Mehrzahl der japanischen Erdbeben stammen mag, sondern aus dem Meeresteile direkt östlich der Riu-kiu-Inseln.

Dieser Teil des Ozeans gehört einem ganz anderen geotektonischen Gebiete¹⁾ an, nämlich dem Japangraben: Wir haben es hier mit einer grossen Bruchlinie der Erde zu tun, welche nach Ansicht von A. Sieberg mit dem grossen meridionalen Grabenbruch auf Japan, mit Naumans bekannten „Fossa magna“, beginnt und sich auch nach Südwesten hin über den Riu-kiugraben zum Philippinengraben bis zu den Molukken fortsetzt. Die Grenzscheide zwischen diesen beiden wichtigen geotektonischen Gräben bildet der mit der Inselreihe der Tushi-Vulkanzone gekrönte submarine Rücken, welcher sich unter dem 140° Längengrade weit gegen Süden vorschiebt.

Demnach wäre die Ursache des japanischen Erdbebens vom 21. Januar 1906 in tektonischen Vorgängen zu suchen, welche sich in der südlichen, noch erst im Anfange der Entwicklung stehenden Flügel des Riu-kiugraben-Systems abspielen.

Ausbreitung des Erdbebens.

Werfen wir nun zunächst einen Blick auf den tektonischen Aufbau von Japan, wie ihn uns die Kartenskizze von F. v. Richthofen²⁾ so übersichtlich vor Augen führt. Danach ist der japanische Inselbogen ein durch eine Grabenversenkung, Naumans „Fossa Magna“, in zwei Stücke getrenntes Faltungsgebirge vom Alpentypus. Eine scharfgezeichnete Medianlinie durchzieht den Bogen in seiner ganzen Länge und trennt eine durch reichliche Granite ausgezeichnete, der Kernzone der Alpen entsprechende Innenzone von einer aus stark gefalteten paläozoischen Schichtgebilden bestehenden Aussenzone, in welcher stellenweise auch mezozoische Schichten in schwächerer Faltung auftreten. In jedem der beiden Flügel erfahren die beiden Zonen bei der Annäherung an die „Fossa magna“ eine Rückbeugung, und es entsteht dadurch eine Form der Gebirgskettung, welche an die indische Scharung erinnert. In Nord-Honshiu wird die Aussenzone durch die Gebirge von Kitakami und Abukuma gebildet; ihre Rückbiegung geschieht im Kwanto-Gebirge.

Für die Fortpflanzung der seismischen Energie kommen in unserem Falle hauptsächlich folgende beide Erfahrungssätze in Betracht:

1. Die Fortpflanzung geschieht am schnellsten in der Richtung des Streichens der Gesteinsschichten, am langsamsten senkrecht dazu.

2. Brüche der Erdrinde stellen der Fortpflanzung ein sehr beträchtliches Hindernis entgegen, ja können ihr sogar völlig ein Ende bereiten.

In unserem Kartenbilde habe ich den Verlauf des Schichtenstreichens in den einzelnen Gebieten durch den Verlauf der Schraffen kenntlich gemacht. Wir sehen auf den ersten Blick, dass unsere Karte eigentlich ein ziemlich genauer Abdruck der tektonischen Karte von v. Richthofen ist, indem die hauptsächlichsten tek-

¹⁾ Vergleiche die morphologisch-seismologische Karte von A. Sieberg, l. c.

²⁾ F. v. Richthofen: „Geomorphologisches Studium aus Ostasien. V. Gebirgskettung im japanischen Bogen“. Sitzungsbericht der Kgl. Preussischen Akademie der Wissenschaften XXXIV. Jahrg. 1903, S. 892 ff.

tonischen Einheiten auch in unserem Kartenbilde zum Ausdruck gelangen. Daraus ergibt sich folgende Vorstellung für die Art und Weise, wie sich die seismische Energie von dem Epizentrum im Riu-kiugraben-System auf dem Festlande fortgepflanzt hat. Die Entstehung der merkwürdigen mikroseismischen Zone im Zentral-Honshiu ist auf den stützenden Einfluss der „Fossa magna“, die Japan unter 180° durchquert, zurückzuführen, in dem diese Bruchlinie, namentlich aber mit dem südwestlichen Flügel, der seismischen Energie den Weg völlig abschneidet, so dass das dahinterliegende Gebiet lediglich mikroseismisch beeinflusst wird. Westlich der „Fossa magna“, in Süd-Honshiu und der Insel Shikoku, wo im allgemeinen W-E Streichen der Gebirge herrscht, vermag die seismische Energie infolge des verhältnismässig geringen Epizentralabstandes bis zur Nordküste mit dem stärksten zur Beobachtung gelangenden Stärkegrade (VI) vorzudringen, trotzdem hier die Fortpflanzung senkrecht zum Schichtstreichen erfolgt. Die Inseln schwächerer Bebenwirkungen innerhalb dieses Gebietes bei Kobe und Kyoto lassen sich auf den seismischen Schatten von vorgelagerten Granitstöcken zurückführen. Östlich der Fossa magna folgt die seismische Energie dem SW-NE gerichteten Schichtstreichen. Infolgedessen reicht die Zone VI Grades weit nach Norden hinauf, hat aber nur eine geringe Breite, indem sie auf den östlichen Saum der paläozoischen Schichten beschränkt bleibt; die geringere Bebenstärke zu Kinkwazan liesse sich nötigenfalls mit der Schwächung erklären, welche der vorgelagerte Abukumagraben im Gefolge haben muss. Die ganze Westhälfte von Nordnippon, jenseits der grossen zentralen Vulkanzone, die einem SW-NE verlaufenden Bruchsystem aufsitzt, herrscht lediglich geringe Bebenstärke zwischen II und IV Grad der Forel-Mercalli-Skala.

Lage der Erdbebenstationen zum Epizentrum.

Nachdem ich mich so einmal für ein bestimmtes Epizentrum entschieden habe, kann ich dieses zum Ausgang meiner weiteren Berechnungen machen, von denen ich bereits in Tabelle VII–IX einiges vorweg genommen habe. Die Ergebnisse sind in Tabelle X niedergelegt. Bezüglich der dabei angewandten Methode sei noch auf folgendes hingewiesen:

Bei der Berechnung der Azimute bin ich nicht von der Tangentenformel ausgegangen, weil in diesen Gleichungen die rasch wachsenden und deshalb für numerische Berechnungen ungeeigneten Kotangenten enthalten sind. Ich habe also sie in solche, nur sin und cos enthaltene Formeln umgewandelt.

Wenn c die Azimute im Epizentrum und a die Azimute an der Station bedeuten, dann lassen sich die Beziehungen aufstellen:

$$\begin{aligned} \operatorname{tang} \frac{c+a}{2} &= \frac{D}{C} \\ \operatorname{tang} \frac{c-a}{2} &= \frac{B}{A} \end{aligned} \quad \text{wo}$$

$$D = \cos \frac{1}{2} (\varphi - \varphi_0) \cos \frac{1}{2} (\lambda - \lambda_0)$$

$$C = \sin \frac{1}{2} (\varphi + \varphi_0) \sin \frac{1}{2} (\lambda - \lambda_0)$$

$$B = \sin \frac{1}{2} (\varphi - \varphi_0) \cos \frac{1}{2} (\lambda - \lambda_0)$$

$$A = \cos \frac{1}{2} (\varphi + \varphi_0) \sin \frac{1}{2} (\lambda - \lambda_0)$$

in diesen Gleichungen bedeuten φ_0 und φ die geographischen Breiten des Epizentrums und der Beobachtungsstation, λ_0 und λ die geographischen Längen des Epizentrums und der Beobachtungsstation.

Die Rechnung wird beschleunigt, wenn wir die folgenden Ausdrücke bilden:

$$\frac{\varphi - \varphi_0}{2}, \quad \frac{\varphi + \varphi_0}{2} \quad \text{und} \quad \frac{\lambda - \lambda_0}{2}$$

Die Epizentralentfernungen habe ich mittelst folgender Gleichung berechnet:

$$\operatorname{tg} \varphi_{1/2} = \frac{B}{D} \frac{\sin \frac{1}{2} (c + a)}{\sin \frac{1}{2} (c - a)} \quad \text{oder} \quad \operatorname{tg} \varphi_{1/2} = \frac{A}{C} \frac{\cos \frac{1}{2} (c + a)}{\cos \frac{1}{2} (c - a)}$$

Um einen Anhalt über die Fehlergrößen zu gewinnen, die dann entsteht, wenn man die Epizentralentfernung, nach dem am Zentralbureau befindlichen Kiepert'schen Globus im Masstabe 1:16 500 000 ausmisst, wie das beispielsweise Rosenthal in seinem Mikroseismischen Katalog für das Jahr 1904 getan hat, habe ich neben die berechneten auch die am Globus gemessenen gesetzt und die Differenz Δ gebildet. Es ergibt sich als mittlerer Fehler ± 120 km.

Tabelle X.

Stationen	Azimute		Epizentralentfernungen			Δ
	Epizentrum	Station	° ' "	km	km	
Osaka	$\pi + 33 \ 42$	$\pi + 148 \ 18$	6 12	690	693	— 3
Kobe	— 146 06	— 31 49	6 20	702	693	9
Tokyo	175 47	3 55	6 20	702	693	9
Tadotsu	— 135 14	— 41 52	6 46	745		
Mito	171 17	8 03	7 06	790	940	
Mizusawa	170 30	8 26	9 56	1102		
Miyako	166 49	11 37	10 30	1170		
Taihoku	$\pi + 01 \ 10$	$\pi + 70 \ 40$	16 20	1820	1848	— 28
Taichu	— 68 30	— 103 06	17 20	1930	1848	82
Zikawei	— 91 12	— 79 76	17 42	1970	1783	237
Hokoto	$\pi + 103 \ 39$	$\pi + 67 \ 35$	18 30	2060		
Manila	— 45 43	— 127 21	22 26	2500	2497	3

Stationen	Azimute		Epizentralentfernungen			Δ
	Epizentrum	Station	° ' "	km	km	
Irkutsk	— 118 00	— 38 18	34 26	3832	3878	— 46
Krasnojarsk	— 109 36	— 37 10	42 04	4678	4650	28
Batavia	— 39 34	— 133 24	47 12	5253	5346	— 93
Calcutta	— 70 20	— 86 06	48 58	5452	5198	254
Apia	47 04	125 22	64 00	7107	7260	22
Honolulu	68 06	82 36	56 36	6295	6488	— 193
Taschkent	— 78 14	— 57 30	56 42	6310	6435	— 125
Kodaikanal	— 61 56	— 94 50	60 30	6735	6435	300
Bombay	— 66 17	— 83 39	60 44	6770	6864	— 94
Perth	— 21 47	— 157 35	65 12	7256	7326	— 70
Victoria	64 39	43 29	73 02	8128	8266	— 138
Tiflis	— 64 43	— 50 43	74 00	8235	8400	— 165
Akhalkalaki	— 63 56	— 50 38	75 02	8336	8448	— 112
Jurjew	— 56 05	— 29 57	76 00	8460	8596	— 136
Batum	— 62 52	— 49 42	76 08	8474	8610	— 136
Nicolajew	— 57 49	— 41 31	79 32	8853	8910	— 57
Krakau	— 49 52	— 34 16	82 10	9148	9554	— 406
Beirut	$\pi - 54 \ 09$	$\pi + 58 \ 19$	84 20	9387	9521	— 134
Budapest	— 49 03	— 35 51	86 16	9602	9818	— 216
O'gyalla	— 48 27	— 35 09	86 24	9616	9884	— 268
Leipzig	— 44 20	— 30 04	86 50	9663	9966	— 323
Sofia	— 51 43	— 41 27	87 00	9683	9521	162
Wien	— 47 08	— 34 04	87 06	9694	9900	— 206
Belgrad	— 49 42	— 38 22	87 24	9727	9900	— 173
Jena	— 43 41	— 29 57	87 26	9730	9983	— 253
Göttingen	— 42 29	— 28 49	87 40	9758	9933	— 175
Potsdam	— 49 39	— 21 59	87 58	9792	9702	90
Edinburgh	— 32 09	— 19 59	88 52	9893	10100	— 207
Sarajewo	— 48 30	— 38 16	88 58	9904	10098	— 194
Paisley	— 31 06	— 19 26	89 22	9947	9900	47
Laibach	$\pi - 34 \ 50$	$\pi - 45 \ 48$	89 28	9956	10148	— 192
Kremsmünster	— 45 31	— 33 11	89 40	9982	10131	— 149
Triest	— 45 14	— 34 42	90 08	10028	10230	— 202
Pola	— 45 18	— 35 18	90 42	10092	10296	— 206
Strassburg	— 39 47	— 28 43	90 50	11100	10330	— 230
Bidston	— 32 14	— 21 22	90 52	10120	10362	— 242
Kew	— 34 29	— 23 51	91 38	10192	10461	— 269
Shide	— 33 42	— 23 46	92 34	10290	10593	— 303
Cairo	— 60 27	— 60 01	93 48	10437	10098	339
Toronto	23 29	27 13	99 00	11923	11370	— 347
Baltimore	— 31 42	— 27 48	103 28	11507	11848	— 341
San Fernando	— 31 05	— 28 27	106 34	11869	12210	— 359
Ponta Delgada	— 14 08	— 12 48	111 28	12411	12870	— 459
Capetown	— 68 38	— 101 54	129 58	14460	14768	— 308
Cordoba	77 24	89 14	160 02	17808	18315	— 507

Bei der Bearbeitung des vorliegenden Bebens habe ich zum ersten male Gebrauch gemacht von einer Art der kartographischen Darstellung, welche es infolge ihrer zahlreichen und in die Augen springenden Vorteile verdient, gerade in der Seismologie sich eine dauernde Heimstätte zu erwerben. Es ist dies die bereits im Jahre 1569 von Gerhard Mercator ausgedachte, jedoch nach dem französischen Kartographen G. Postel (1581), der diese Projektion häufiger anwendete, benannte „Postelkarte“.

Bekanntlich spielen zur Zeit die Äquidistantenkarten, welche G. Grablovitz in die Seismologie eingeführt hat, eine gewisse Rolle. Sie dienen den Zweck irgend einer bestimmten Erdbebenstation, indem man in das zur Unterlage dienende Kartennetz (meist in Merkatorprojektion) für die Station die Richtungen (Winkel) Azimute und die Linien gleicher Entfernungen von der Station auf Grund von Berechnungen eingezeichnet hat. Eine solche Karte stellt selbstverständlich ein gutes Hilfsmittel dar zur angenäherten Bestimmung des Epizentrums auf Grund der Registrierung an den betreffenden Stationen, besonders wenn die Karte, wie dies bei der neuerdings von A. Sieberg¹⁾ entworfenen der Fall ist, noch Aufschluss über die geographische Verteilung der Erd- und Seebeben und über den tektonischen Aufbau der Erdrinde gibt. Da aber die Kurvenzüge der Azimute und Äquidistanten das eigentliche Kartenbild störend beeinflussen, schlug R. von Kövesligethy²⁾ die Benutzung einer Kartenprojektion vor, in welcher diese Kurven in Wegfall kommen, weil die Azimute und Äquidistanten der betreffenden Station bereits im Kartennetz enthalten sind; E. Jánosi³⁾ hat daraufhin eine derartige Karte für Budapest entworfen. Durch eine derartige Karte wird nicht allein das Bild vereinfacht und die Anschaulichkeit ganz bedeutend erhöht, sondern auch die zu ihrer Herstellung erforderliche Arbeitsleistung im Vergleich zu der Äquidistantenkarte kaum erhöht, weil die Berechnung der Azimute und Äquidistanten ebensoviel Zeit beansprucht wie diejenige des vorerwähnten Kartennetzes. Unter diesem Gesichtspunkte dürfte sich wohl empfehlen, dass sich alle Erdbebenstationen eine derartige Karte anfertigen.

Ich habe nun das Problem umgekehrt und nicht die Station, sondern das Epizentrum in den Mittelpunkt der Karte gerückt, so dass man ohne weiteres einen vollen Überblick über die Ausbreitung des Erdbebens vom Epizentrum aus durch das gesamte mikroseismischen Gebiet hindurch nach allen Richtungen hin gewinnt.

Bei der Postelkarte liegt der Schwerpunkt eben in der azimuthal-zenithalen Projektion, bei der Abstandstreue gewahrt bleibt; d. h. verlegen wir beispielsweise, wie es in Karte 2 geschehen ist, das Epizentrum eines Erdbebens in den Mittel-

¹⁾ „Morphologisch-seismische Weltkarte“. Entworfen und gezeichnet von A. Sieberg. Beilage zu „Der Erdball, seine Entwicklung und seine Kräfte“. Esslingen a. N. 1908.

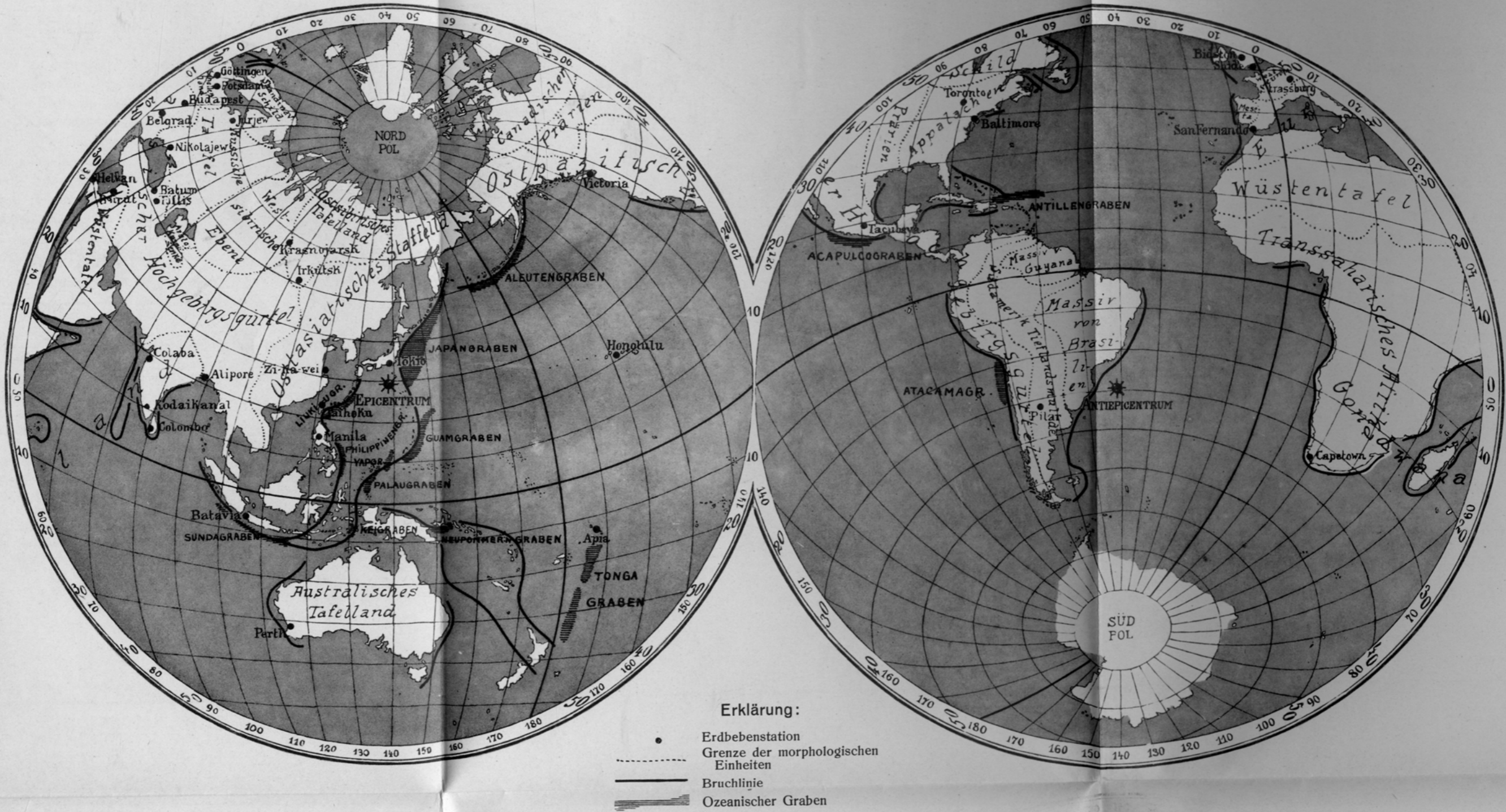
²⁾ und ³⁾ Verhandlungen der vom 21. bis 25. September 1907 im Haag abgehaltenen zweiten Tagung der permanenten Kommission der Internationalen Seismologischen Assoziation. Redigiert vom Generalsekretär R. von Kövesligethy.

AZIMUTALKARTE DES JAPANISCHEN ERDBEBENS

VOM 21. JANUAR 1906.

VON

DR. S. SZIRTES.



punkt der Karte, dann bilden, gerade wie auf einem Globus, die Azimutalrichtungen gerade Linien und die Orte gleicher Epizentralentfernungen mit dem Epizentrum konzentrische Kreise. Dass eine derartige Karte bei allen Untersuchungen über die Fortpflanzung der seismischen Energie im mikroseismischen Gebiete wirklich die grösstmögliche Anschaulichkeit gewährleisten muss, bedarf nach dem Vorausgehenden wohl keiner besonderen Versicherung mehr. Vor allem eignet sie sich zu dem auf Seite 18 und 46 angeregten Untersuchungen darüber, ob die Fortpflanzung der seismischen Energie beträchtlich nach allen Azimuten hin in gleicher Weise erfolgt, wie es heutzutage bei dem Entwurf von Laufzeitkurven vorausgesetzt wird; zugleich werden sich dann alle eventuell in Abhängigkeiten vom tektonischen Aufbau der Erdrinde ohne weiteres zu erkennen geben.

Die Abteilung dieser Kartenprojektion hat Lambert ¹⁾ ausführlich mitgeteilt unter Beifügung von Tabellen, welche die Rechnung vereinfachen. Allerdings hat er sich dabei auf den Spezialfall beschränkt, dass der Äquator durch den Kartennittelpunkt geht. Infolgedessen musste ich die Berechnung für meinen Fall neu durchführen, die Ergebnisse derselben sind, ohne Rücksicht auf den Quadranten, in den nachfolgenden Tabellen (XI—XV) niedergelegt:

Tabelle XI.

Nord-Halbkugel für Berechnung Z.

λ	φ	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	—10°	—20°	—30°	—40°	—50°
λ	Z	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
140	1 34	2 17	4 25	24 31	3 14	1 25	0 45	0 24	0 45	1 12	0 57	0 46	0 38	0 38	
150	21 21	29 40	48 41	83 18	36 47	18 32	10 18	5 35	10 18	16 23	13 10	10 40	8 46	7 01	
160	37 43	49 21	68 17	82 46	52 24	31 25	18 38	10 37	18 38	30 05	24 34	20 15	16 36	13 19	
170	50 32	62 23	78 35	80 51	58 45	43 11	25 10	14 32	25 10	41 39	34 42	28 58	25 56	19 18	
180	60 23	71 36	85 19	78 33	61 09	44 22	29 50	17 53	29 50	51 12	43 49	36 45	30 38	24 51	
—170	68 23	78 55	90 00	76 17	62 35	46 49	32 58	20 24	32 58	59 40	51 05	43 45	36 42	29 54	
—160	74 40	84 22	84 52	73 04	60 35	47 31	34 29	22 02	34 29	65 45	57 28	49 36	41 57		
—150	80 13	89 30	80 36	70 06	58 53	47 07	35 00	22 55	35 00	71 32	63 07	54 51	46 36		
—140	85 28	85 30	76 28	66 44	52 45	45 26	34 35	23 05	34 35	76 45	68 09	57 20			
—130	89 27	80 53	72 03	62 58	50 36	43 54	33 24	22 36	11 42	76 45					
—120		76 00	67 25	58 48	50 03	41 00	31 32	21 33	11 03						
—110			62 01	54 06	45 56	37 38	29 03	20 00	10 28						
—100					41 11	33 41	26 01	18 00	9 24						
— 90						29 08	22 29	15 35	8 11						
— 80						24 02	18 30	12 51	6 47						
— 70							14 09	9 49	5 11						
— 60							9 29	6 34	3 29						
— 50							4 14	3 11	1 42						

¹⁾ J. H. Lambert: Anmerkungen und Zusätze zur Entwerfung der Land- und Himmelskarten. Ostwald's Klassiker der exakten Wissenschaften No. 54.

Tabelle XII.
Nord-Halbkugel für Berechnung Θ .

$\lambda \backslash \varphi$	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	-10°	-20°	-30°	-40°	-50°
$0^\circ \backslash \Theta$	0°	0°	0°	0°	0°	0°	0°	0°	0°	0°	0°	0°	0°	0°
140	29 21	19 22	9 23	1 36	10 41	20 34	30 39	40 39	50 39	39 21	49 21	59 21	69 21	79 21
150	31 07	21 49	13 31	9 22	13 50	22 12	31 30	41 07	50 51	40 42	50 26	60 14	70 04	79 56
160	35 25	27 24	21 01	18 02	20 03	25 56	33 42	42 20	51 23	44 09	53 15	62 34	71 59	81 28
170	41 30	34 39	29 23	26 40	27 17	28 43	36 58	44 13	52 18	49 17	57 35	66 12	75 00	83 56
180	48 41	42 40	38 00	35 14	34 50	36 53	41 01	46 39	53 19	55 36	62 24	70 54	79 01	87 12
-170	56 32	51 06	46 43	43 44	42 30	43 08	45 34	49 32	54 40	62 14	69 29	76 35	83 50	91 12
-160	64 48	59 43	55 25	52 13	50 17	49 31	50 25	52 41	56 11	70 29	76 34	82 54	89 22	
-150	73 19	68 25	64 04	60 25	57 40	55 56	55 23	56 02	57 49	78 36	84 08	89 47	95 28	
-140	81 57	77 07	72 36	68 41	76 24	62 55	60 23	59 26	59 32	86 59	92 05	97 07		
-130	89 27	85 47	80 59	76 25	72 06	68 25	65 15	62 50	61 09					
-120		94 19	89 10	84 02	79 02	74 17	69 56	66 08	62 58					
-110			95 45	91 18	85 31	79 49	74 20	69 10	64 36					
-100					91 31	84 54	78 22	72 04	66 06					
-90						89 27	81 58	74 34	67 25					
-80						93 22	85 01	76 43	68 24					
-70							87 28	78 26	69 29					
-60							89 15	79 41	70 08					
-50							89 36	80 25	70 32					

Tabelle XIII.
Süd-Halbkugel für Berechnung Z.

$\lambda \backslash \varphi$	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	-10°	-20°	-30°	-40°	-50°
$0^\circ \backslash Z$	0°	0°	0°	0°	0°	0°	0°	0°	0°	0°	0°	0°	0°	0°
130	18 21	25 53	43 56	82 53	32 56	16 08	8 54	4 48	2 04	14 07	11 20	9 14	7 31	6 01
120	35 26	46 49	66 09	83 06	50 48	29 01	17 28	9 40	4 12	28 07	22 54	18 48	15 25	12 21
110	48 47	60 43	77 16	81 12	52 24	38 38	24 54	13 57	6 10	40 57	33 15	27 41	22 51	18 17
100	59 02	70 22	84 00	78 49	58 07	43 50	28 14	17 26	7 53	49 50	42 14	35 37	29 39	24 03
90	67 06	77 34	90 00	76 26	60 55	46 31	32 28	20 03	9 18	57 58	49 55	42 37	35 46	29 08
80	73 44	83 34	85 33	73 38	61 30	47 29	34 19	21 51	10 23	64 47	54 36	48 44	41 11	
70	79 28	88 42	81 18	70 28	60 47	47 14	34 59	22 50	11 06	70 42	62 18	54 06	45 56	
60	84 40	86 25	77 04	67 17	59 11	46 03	34 42	23 06	11 27	75 59	67 25	58 47		
50	89 27	81 38	72 43	63 35	56 56	44 05	34 49	22 43	11 27	80 53				
40		76 45	68 09	59 29	54 04	41 23	31 59	21 45	11 07					
30			63 07	54 51	50 37	38 11	29 30	20 15	10 29					
20					46 36	34 19	26 31	18 20	9 34					
10					41 57	29 54	23 05	16 00	8 24					
0						24 51	19 09	13 17	7 00					
-10							14 50	8 10	5 27					
-20							10 13	7 05	3 45					
-30							5 22	3 43	1 58					
-40							0 22	0 20	0 09					

Tabelle XIV.
Süd-Halbkugel für Berechnung Θ .

$\lambda \backslash \varphi$	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	-10°	-20°	-30°	-40°	-50°
$0^\circ \backslash \Theta$	0°	0°	0°	0°	0°	0°	0°	0°	0°	0°	0°	0°	0°	0°
130	30 39	21 13	12 33	8 03	13 04	21 48	31 17	40 59	50 48	40 21	50 07	60 00	69 52	79 46
120	34 37	26 35	19 47	16 42	19 00	25 15	33 17	42 06	51 16	43 30	52 43	62 07	71 37	81 46
110	40 29	33 28	28 04	25 20	26 08	30 11	36 25	43 53	52 04	47 12	56 50	65 34	74 29	83 00
100	47 32	41 24	36 42	33 56	33 40	35 57	40 22	46 15	53 09	54 35	62 10	70 09	78 20	86 04
90	55 18	49 48	45 22	42 26	41 19	42 09	44 51	49 04	54 27	61 37	68 28	75 39	83 03	90 33
80	63 31	58 23	54 05	50 52	48 57	48 32	49 39	52 11	55 56	69 16	75 27	81 53	88 29	
70	72 00	67 05	62 44	59 14	56 30	54 58	54 37	55 30	57 34	77 20	82 57	88 43	94 30	
60	80 38	75 47	71 18	67 17	63 54	61 18	59 37	58 55	59 16	85 41	90 50	95 50		
50	89 25	84 27	79 43	75 13	71 06	67 29	61 08	62 19	61 00	94 13				
40		93 01	87 55	82 53	78 00	73 29	69 14	65 39	62 43					
30			95 52	90 12	84 32	79 00	73 29	68 52	64 21					
20					90 38	84 09	77 47	71 38	65 52					
10						88 48	81 26	74 13	67 14					
0						92 48	84 35	76 25	68 24					
-10							87 09	78 12	69 21					
-20							89 02	79 32	70 03					
-30							90 00	80 21	70 30					
-40								80 39	70 39					

Im übrigen will ich mich auf einige Mitteilungen über die bei dieser Kartenprojektion auftretenden Verzerrungen beschränken. Man hat bei Karten nach Art der vorliegenden mit der Möglichkeit von zweierlei Verzerrungen zu rechnen, nämlich mit solcher radial zum Kartenmittelpunkt und mit solcher in den senkrecht hierzu stehenden Richtungen. In unserem Falle ist eine Verzerrung im radialen Sinne nicht vorhanden, wohl aber in der Richtung senkrecht dazu, also auf den Bahnen der zum Mittelpunkt konzentrischen Kreise. Gehen wir von einem Globus aus, und beschreiben auf diesem um den gewählten Oberflächenmittelpunkt einen Kreis mit dem Radius $r \sin \Theta$; dieser Kreis, auf die Karte projiziert, hat den Radius $\frac{\pi}{180} r \Theta$ (solange der Winkel klein ist, kann man selbstverständlich $\sin \Theta$ gleich mit $\frac{\pi}{180} \Theta$ setzen) und das Verhältnis dieser beiden Kreise zu einander ist das Mass für die Verzerrung der Karte in beliebigem Punkte. Es ist also:

$$\frac{\text{Kartenumfang}}{\text{Globusumfang}} = \frac{\pi}{180} \frac{z}{\sin z}$$

wobei z Zenithalabstand ist.
Die Verzerrung des Kartenbildes, welche im Zenith oder Mittelpunkt der Karte = 0 ist, nimmt mit dem Zenithalabstande zu und zwar im Verhältnisse

$\frac{\text{arc } z}{\sin z}$. Ebenso wächst auch jede kleine Strecke, welche man irgendwo auf einem horizontalen Parallelkreise abmisst; dies kommt aber praktisch nicht in Betracht wegen des gleichbleibenden Zenithalabstandes. Genaueren Aufschluss gewährt die nachstehende Tabelle XV, welche meine Berechnungen der Verzerrung bis zu einem Zenithalabstand von 180° enthält.

Tabelle XV.

Z	2ω	a	b	ab
0	0			
0°	0 1	1.000	1.000	1.000
5	0 4	1.001	1.000	1.001
10	0 17	1.005	1.000	1.005
15	0 38	1.012	1.000	1.012
20	1 10	1.021	1.000	1.021
25	1 50	1.032	1.000	1.032
30	2 38	1.047	1.000	1.047
35	3 37	1.065	1.000	1.065
40	4 44	1.086	1.000	1.086
45	6 01	1.111	1.000	1.111
50	7 27	1.139	1.000	1.139
55	9 05	1.172	1.000	1.172
60	10 52	1.209	1.000	1.209
65	12 50	1.252	1.000	1.252
70	15 00	1.300	1.000	1.300
75	17 21	1.355	1.000	1.355
80	19 54	1.418	1.000	1.418
85	22 40	1.489	1.000	1.489
90	25 39	1.571	1.000	1.571
95	28 36	1.657	1.000	1.657
100	31 28	1.744	1.000	1.744
105	34 10	1.832	1.000	1.832
110	36 44	1.920	1.000	1.920
115	39 06	2.006	1.000	2.006
120	53 06	2.617	1.000	2.617
125	55 10	2.725	1.000	2.725
130	66 08	3.401	1.000	3.401
135	66 54	3.529	1.000	3.529
140	82 36	4.884	1.000	4.884
145	84 08	5.059	1.000	5.059
150	85 32	5.233	1.000	5.233
155	86 56	5.408	1.000	5.408
160	103 44	8.373	1.000	8.373
165	104 50	8.642	1.000	8.642
170	126 40	17.793	1.000	17.793
175	136 48	27.475	1.000	27.475

Man erkennt daraus zunächst, dass die Verzerrung bis zu 90° Zenithalabstand ganz allmählich zunimmt, von da bis 180° jedoch sehr rasch wächst. Betrachten wir beispielsweise $z = 30^\circ$; da $\sin 30^\circ = 0.5$ ist, so ergibt sich als Verzerrung $\frac{\pi}{180} \cdot 30^\circ \% 0.5 = 1.047:1$, also ca. 5%. Das heisst mit anderen Worten: Ein Kreis mit 30° Zentriwinkel auf dem Globus projiziert sich auf die Karte als eine Ellipse, deren kleine Achse $b=1$ und deren grosse Achse $a=1.047$ ist. Anders liegen die Verhältnisse bei $z = 180^\circ$, denn $\sin 180^\circ = 0$, mithin $\frac{\pi}{180} \cdot 180:0 = \pi:0 = \infty$, d. h. der Antipodenpunkt, der auf dem Globus selbstverständlich ein Punkt ist, wird auf der Karte durch einen Kreis mit dem Radius $r = \pi = 3.14$ dargestellt.

Man bezeichnet den Übergang vom Kreis zur Ellipse als Indikatrix, weil er die Winkelverzerrung zahlenmässig ausdrückt. Sei 2ω die grösste Winkelverzerrung, welche in der Umgebung eines Punktes überhaupt auftreten kann, dann ist die Indikatrix der Verzerrung $\sin \omega = \frac{a-b}{a+b}$, worin a und b ebenfalls wie oben die grosse und kleine Achse der Ellipse bedeuten. Aus dieser Gleichung ergibt sich, dass keine Winkelverzerrung auftritt, wenn $a=b$ ist, dass dann also der Kreis des Globus auch bei seiner Projektion auf die Karte dort als Kreis erscheinen wird. Für unseren Fall nimmt die Winkelverzerrung jedoch, wie obenstehende Tabelle zeigt, gegen die Peripherie zu, so ist sie $2^\circ 38'$ bei 30° und $25^\circ 39'$ bei 90° .

Diese Feststellung liefert uns eine wichtige Richtschnur für die praktische Durchführung der Kartenprojektion. In der Mehrzahl der Fälle wird man zweckmässig nicht über $z = 90^\circ$ hinausgehen, weil bei 90° die Verzerrung ca. 57% ausmacht. Danach habe ich mich in der beigegegebene Karte 2. gerichtet. Man erhält also zwei Hemisphären. Für besondere Zwecke aber, wird man vorteilhaft das Kartenbild, trotz der grossen Verzerrung, bis $z = 180^\circ$ ausdehnen.

So habe ich dann in die Postelkarte für das Epizentrum des japanischen Erdbebens vom 21. Januar 1906 die wichtigsten Züge des tektonischen Aufbaus der Erde eingezeichnet; als Vorlage hierfür diente mir die bereits mehrfach erwähnte morphologisch-seismische Weltkarte von A. Sieberg, auf deren begleitenden Text ich für alle weiteren Einzelheiten verweise.

Zunächst sind, vornehmlich auf Grund der vergleichenden Untersuchungen von Fr. E. Suess, v. Richthofen, Supan u. a. m., ausgeschieden die grossen morphologischen Einheiten, welche sich zu zwei grossen Gruppen vereinigen lassen.

Die eine Gruppe umfasst die Gebiete, welche in geologisch junger Zeit von Dislokationen, seien es Faltungen, oder Verwerfungen (namentlich F. v. Richthofen's Zerrungsgebirge), betroffen worden sind und infolgedessen heutzutage die seismisch regsamsten Gegenden der Welt bilden. Hierher gehören der Eurasische und der Ostpazifische Hochlandsgürtel, sowie das Ostasiatische Staffelland, die F. de

Montessus de Ballore¹⁾ nach dem Vorgange von E. Haug als Géosynclinal alpin ou méditerranéen und als Géosynclinal circumpacifique bezeichnet.

Im Gegensatz hierzu stehen die weiten Gesteins-Schollen und Tafeln, in denen schon seit langen jede gebirgsbildende Tätigkeit erstorben ist und an deren starren Rändern die brandenden Wogen der rezenten Faltungsgebirge zur Ruhe kommen. Vorwiegend haben sie höchstens nur noch vereinzelte schwache Spuren von Erdbeben aufzuweisen, sie sind, wie Montessus sagt, aseismisch, während nur einzelne wenige Gebiete, die sich als die kläglichen Reste (Rumpfgebirge) niedergehobelter ehemaliger Faltungsgebirge von alpinen Typus erweisen, sich peniseismisch betätigen.

Weiterhin enthält das Kartenbild die bedeutendsten Bruchlinien der Erde, längs denen gewaltige Erdschollen zur Tiefe sanken, infolgedessen die hervorstechendsten Züge im Erdrelief, namentlich der Gegensatz zwischen Ozeanen und Festland, zur Ausbildung gelangt sind. Ihren grossartigsten Ausdruck finden sie in den langen Zügen von Ozeanischen Gräben, welche in drei hintereinander gelegenen Reihen namentlich die Westhälfte des pazifischen Beckens ausfüllen und am Südrande des ehemaligen asiatischen Kontinentes, südlich der Sundainseln, in das Gebiet des indischen Ozeans hinübergreifen. Eine weitere Grabenreihe weist der Ostrand des süd-pazifischen Beckens auf, während merkwürdigerweise die Westküste von Nordamerika lediglich Steilabstürze gegen den Ozean besitzt. Die eminente Bedeutung dieser ozeanischen Grabenreihen für die seismische Tätigkeit im allgemeinen und der benachbarten Inseln und Festlandsteile im speziellen haben schon von langen Jahren J. Milne und F. v. Richthofen erkannt, während sie in neuerer Zeit durch P. Perlevitz, E. Rudolph und F. Frech erneut zur Geltung gebracht worden ist.

Das alle diese so ungemein mannigfaltigen Zonen der Erdrinde, wozu noch der Gegensatz zwischen Wasser und Land kommt, die seismische Energie bei ihrer Fortpflanzung nicht beeinflussen sollten, ist a priori kaum denkbar, obwohl der Nachweis hierfür bisher noch kaum versucht worden ist. Soviel konnte ich jedoch bereits feststellen, dass die Lage des Epizentrums auf dem Festlande, im offenen Ozean oder in der Nähe der Küste ganz besondere Typen von Seismogrammen bedingt. Da aber diese Frage den Gegenstand einer besonderen, bald erscheinenden Veröffentlichung bildet, so möge hier dieser kurze Hinweis genügen. Jedenfalls ist dies aber ein Fingerzeig dafür, der Beeinflussung der seismischen Wellen auf ihrem Wege durch die Verschiedenheit im tektonischen Aufbau der Erde erhöhte Aufmerksamkeit zuzuwenden, wobei eben die Postelkarten nach Art der vorliegenden sich als wertvolles Hilfsmittel erweisen dürften.

¹⁾ E. de Montessus de Ballore: „Les tremblements de Terre“. Géographie Séismologique. Paris 1906.

Laufzeitkurven.

Ein bequemes und übersichtliches Verfahren, die Beziehung zwischen den Epizentralentfernungen einerseits und den Zeiten des Eintreffens seismischer Wellen andererseits, darzustellen, ist dasjenige der „Laufzeitkurven“; in der älteren seismologischen Literatur werden die Kurven bekanntlich als „Hodograph“ bezeichnet. Der praktische Wert der Laufzeitkurven beruht auf folgendem:

1. Die Laufzeitkurven gestatten bei bekannten Zeiten der Phaseneinsätze an einer Station die unmittelbare Entnahme der Epizentralentfernung.
2. Man kann alsdann aus ihnen die Stosszeit im Epizentrum ermitteln.
3. Sie ermöglichen die Ableitung der Fortpflanzungsgeschwindigkeit in jedem beliebigen Zeitmoment und Epizentralabstand.

Unter der Voraussetzung, dass die ihr zugrunde liegenden Zeitangaben durchaus korrekt sind, also den Tatsachen wirklich entsprechen, muss die Laufzeit-

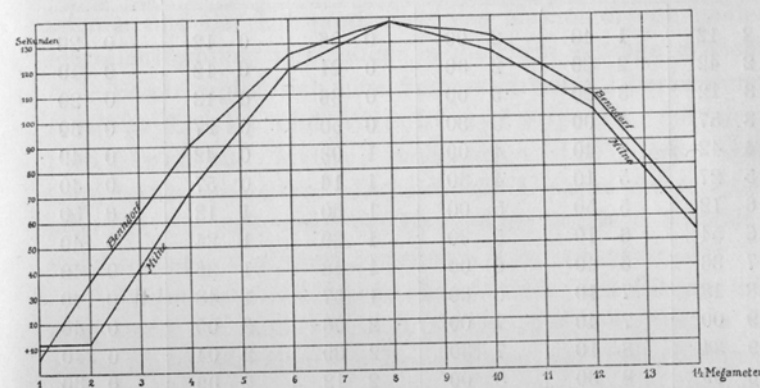


Fig. 1.

kurve eines Erdbebens, falls die Erdrinde in ihrer verschiedenartigen Zusammensetzung die Fortpflanzung der seismischen Wellen nicht merklich beeinflusst, für alle übrigen Beben in gleicher Weise Geltung besitzen. Da aber in der Praxis mannigfaltige und nicht unbeträchtliche Fehlerquellen den wahren Zusammenhang verschleiern, so ist man gezwungen, für die Gewinnung einer allgemein gültigen und für die Praxis verwendbaren Laufzeitkurve eine Anzahl von Beben zu berücksichtigen. Denn nur so

darf man erwarten, dass sich die einzelnen Fehler durch Kompensation verringern. Daraus ergibt sich ohne weiteres die Erklärung dafür, dass die bisher vorhandenen Laufzeitkurven verschiedener Autoren, weil sie ja auf verschiedenen Beben beruhen, mancherlei Abweichungen von einander aufweisen. Nachstehende Tabelle

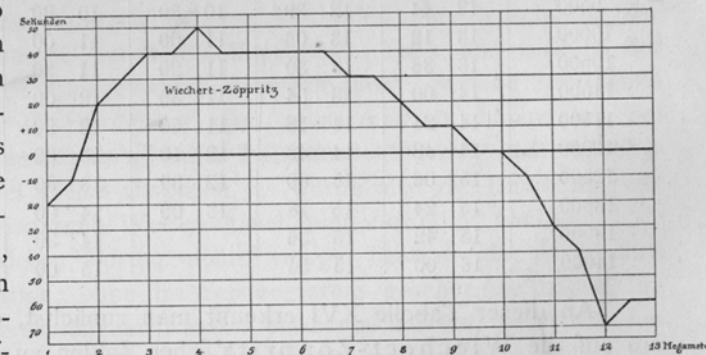


Fig. 2.

und die daraus abgeleiteten graphischen Darstellungen, welche die gebräuchlichsten der zur Zeit vorhandenen Laufzeitkurven mit einander vergleichen, geben dies klar zu erkennen.

Die Herleitung der Epizentralentfernung eines Bebens aus seinen instrumentellen Registrierungen geschieht bekanntlich am einfachsten mittelst der Láska'schen Formel hier, weil sie die Berechnung direkt im Kopfe vorzunehmen gestattet. Infolgedessen bin ich von dieser Formel ausgegangen und habe berechnet, welche Korrektionsgrößen an ihren Werten bis 13 bzw. 14 Megameter angebracht werden müssen, um die Epizentralentfernungen nach den Laufzeitkurven von Benndorf, Milne und Wiechert-Zöppritz zu ergeben.

Tabelle XVI.

Ent- fernungen in km	Benndorf b		Milne c		Wiechert- Zöppritz d		Láska a		b—a	c—a	d—a
	m	s	m	s	m	s	m	s			
1000	2	06	2	12	1	40	2	00	0 06	0 12	—0 20
1500	2	51	2	42	2	20	2	30	0 21	0 12	—0 10
2000	3	36	3	12	3	20	3	00	0 36	0 12	0 20
2500	4	20	3	57	4	00	3	30	0 50	0 27	0 30
3000	5	03	4	42	4	40	4	00	1 03	0 42	0 40
3500	5	46	5	27	5	10	4	30	1 16	0 57	0 40
4000	6	30	6	12	5	50	5	00	1 30	1 12	0 50
4500	7	09	6	54	6	10	5	30	1 39	1 24	0 40
5000	7	48	7	36	6	40	6	00	1 48	1 36	0 40
5500	8	27	8	18	7	10	6	30	1 57	1 48	0 40
6000	9	06	9	00	7	40	7	00	2 06	2 00	0 40
6500	9	39	9	34	8	10	7	30	2 09	2 04	0 40
7000	10	12	10	09	8	30	8	00	2 12	2 09	0 30
7500	10	45	10	44	9	00	8	30	2 15	2 14	0 30
8000	11	18	11	18	9	20	9	00	2 18	2 18	0 20
8500	11	46	11	45	9	40	9	30	2 16	2 15	0 10
9000	12	15	12	12	10	10	10	00	2 15	2 12	0 10
9500	12	44	12	39	10	30	10	30	2 14	2 09	0 00
10000	13	12	13	06	11	00	11	00	2 12	2 06	0 00
10500	13	36	13	30	11	20	11	30	2 06	2 00	—0 10
11000	14	00	13	54	11	30	12	00	2 00	1 54	—0 30
11500	14	24	14	18	11	50	12	30	1 54	1 48	—0 40
12000	14	48	14	42	12	10	13	00	1 48	1 42	—1 10
12500	15	06	15	00	12	30	13	30	1 36	1 30	—1 00
13000	15	24	15	18	13	00	14	00	1 24	1 18	—1 00
13500	15	42	15	36			14	30	1 12	1 06	
14000	16	00	15	54			15	00	1 00	0 54	

An dieser Tabelle XVI erkennt man zunächst, dass die Láska'sche Formel, um auf die Wiechert-Zöppritz'schen Zahlen zu gelangen, erheblich geringerer Korrekturen bedarf, als wenn man sie auf die Zahlen von Benndorf oder Milne

bringen will. Wo die beiden letztgenannten die grösste Abweichung gegen Láska zeigen, weisen dagegen Wiechert-Zöppritz die geringste auf. Im übrigen sei noch auf folgende Einzelheiten näher hingewiesen, wie sie sich aus der Tabelle XVI ergeben.

Für die Werte von Wiechert-Zöppritz wechselt die anzubringende Korrektur ihr Vorzeichen. Bis zu einer Epizentralentfernung von 1800 km ist sie negativ und variiert zwischen 20 und 0 Sekunden. Von da ab wird sie positiv und nimmt bis 4000 km zu, wo sie ihr positives Maximum mit 50 Sekunden erreicht, sinkt wieder bis 4500 km auf 40 Sekunden, um diesen Wert bis 6500 km beizubehalten, und alsdann unter steter Abnahme bei 9500 km bis 10,000 km den Wert 0 zu erreichen. Hierauf wird sie wieder negativ und erreicht das negative Maximum von 70 Sekunden bei 12000 Kilometer.

Einen ganz anderen Verlauf nehmen aber die Korrekturen auf die Werte von Benndorf und Milne, welche unter sich einen ganz augenfälligen Parallelismus zeigen. Das Charakteristische für beide ist das unveränderte positive Vorzeichen und der Umstand, dass das Maximum von beiden in 8000 Kilometer Epizentralentfernung und zudem in gleichem Betrage erreicht wird.

Somit ergibt sich eine bemerkenswerte Übereinstimmung auf der einen Seite zwischen Láska und Wiechert-Zöppritz, auf der anderen Seite zwischen Benndorf und Milne, wohingegen die beiden Gruppen recht beträchtliche Gegensätze aufweisen. Da sich die Ursache dieser Erscheinung nach der gegenwärtigen Sachlage noch der Beurteilung entzieht, so fehlt auch das Kriterium dafür, welcher unter den oben genannten Laufzeitkurven der Vorzug zu geben ist.

Leitet man die Laufzeitkurven für den Einsatz einer jeden Phase der Seismogramme ab und vereinigt sie in einer graphischen Darstellung, so erhält man einen Überblick über die Beziehungen der Phasenlänge zur Epizentralentfernung.

Somit gibt eine derartige Schar von Laufzeitkurven ein klares Bild von der Entwicklung in der Zeit, welche die Seismogramme der verschiedenen Stationen im Hinblick auf ihre Epizentralentfernung nehmen müssen.

Damit kommen wir zu einer Frage von prinzipieller Bedeutung. Bekanntlich beruhen gegenwärtig noch die hauptsächlichsten Methoden zur Berechnung der verschiedenen seismischen Elemente auf den Zeitangaben. Trifft nun wirklich der Fall zu, dass sich eine einzige Laufzeitkurve ermitteln lässt, welche sämtlichen Beben genügt, also allgemeine Gültigkeit hat, dann muss man annehmen, dass bei sämtlichen Beben gleicher Intensität in gleicher Epizentralentfernung sich die physikalischen Vorgänge in gleicher Weise abspielen, es würde also die Entstehungsart des Bebens für seine mikroseismische Weiterentwicklung belanglos bleiben.

Das würde aber mit anderen Worten nichts weniger besagen als: wir können für irgend eine beliebige Station, ohne ihr Seismogramm gesehen zu haben, im voraus bestimmen, wo ihre verschiedenen Phasen einsetzen müssen, wenn wir nur die Epizentralentfernung kennen; damit kennen wir weiterhin auch die Zeiten und können daraus ohne weiteres die seismischen Elemente des Bebens berechnen.

und verlängert mittelst Kurvenlineals dieselbe rückwärts bis zur o-Ordinate. Der Schnittpunkt dieser Kurve mit der o-Ordinate ergibt dann die Stosszeit im Epizentrum unbeeinflusst durch irgendwelche willkürliche Annahme. Die Genauigkeit des auf diese Art gewonnenen Resultates hängt ab erstens von der Güte der Beobachtungen, zweitens von der Nähe der ersten Beobachtungsstation an das Epizentrum und drittens von dem Massstabe der Zeichnung; so wird man zweckmässig die Zeiten in erheblich grösserem Massstabe darstellen, als die Epizentralentfernungen. Diese Methode habe ich bei dem Beben vom 21. Januar 1906 zur Anwendung gebracht und alles Nähere ist aus Figur 3 ohne weiteres zu ersehen.

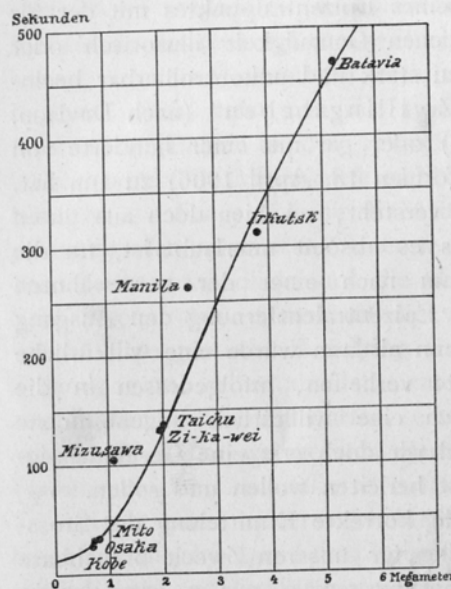


Fig. 3.

grade des zu Gebote stehenden Beobachtungsmaterials noch damit begnügen müssen, die Erde als eine Kugel anzusehen. Es steht jedoch zu erwarten, dass man demnächst auch dazu übergehen muss, der wahren Erdgestalt Rechnung zu tragen, das heisst, entsprechend der Annahme eines Rotationssphäroids oder des Geoids bestimmte Korrekursionsgrössen abzuleiten und an die Ergebnisse der vorerwähnten Berechnungen anzubringen. Dabei käme dann auch die Seehöhe der verschiedenen Beobachtungsstationen in Betracht.

Ein Faktor von ausschlaggebender Bedeutung bei den Laufzeitkurven sind nun die Zeiten des Eintrittes der einzelnen Phasen in den Seismogrammen der verschiedenen Stationen. Will man zu einem brauchbaren Resultat gelangen, so muss das gesamte benutzte Zahlenmaterial in dieser Hinsicht durchaus homogen sein. Wenn man aber das heutzutage zur Verfügung stehende Beobachtungsmaterial daraufhin kritisch durchprüft, so wird man geradezu entmutigt. Eine ganze Reihe von Faktoren der verschiedensten Art wirken zusammen, um das Material so inhomogen wie nur möglich zu machen. Von solchen Faktoren seien hier nachstehende namhaft gemacht.

¹⁾ Coordonnées des stations sismiques du globe et tableaux auxiliaires pour les calculs sismiques. Publications du Bureau central de l'association internationale de sismologie Série „A“ mémoires. Strassburg 1908.

Auf den verschiedenen Komponenten ein und desselben Apparates an denselben Stationen differieren die Phaseneinsätze oft um Minuten von einander.

2. Die Empfindlichkeit der Instrumente ist eine sehr wechselnde, so dass Beobachtungsstationen, welche verschiedene Typen von Instrumenten in Betrieb haben, fast aus jedem Instrument andere Zeiten ableiten. Dazu kommt noch, dass nicht allein der Typus des Instrumentes den Grad der Empfindlichkeit bedingt, sondern dass auch allerlei Einflüsse sekundärer Art (Aufstellung, Einstellung, Sorgfalt beim Bedienen) dabei eine meist unkontrollierbare Rolle spielen. In sehr vielen Fällen ist auch die Vergrösserung sowohl wie die Registriergeschwindigkeit unzweckmässig gewählt.

3. Der Zeitdienst an den Stationen lässt in zahlreichen Fällen sehr vieles zu wünschen übrig, so dass eine Genauigkeit bis auf eine oder nur bis auf wenige Sekunden nicht gewährleistet werden kann.

Zu diesen rein objektiven Momenten, deren schädlicher Einfluss sich bei gutem Willen durch Übereinkunft beseitigen oder wenigstens auf ein erträgliches Mass reduzieren lassen könnte, gesellen sich auch noch mancherlei subjektive Fehlerquellen. Von solchen wäre zu nennen in allererster Linie:

4. Verschiedene Auffassung der einzelnen Beobachter bei der Einteilung der Phasen in den Seismogrammen.

Häufig genug sind ja die ersten Einsätze einzelner Phasen nicht besonders scharf, so dass sie übersehen und an ihrer Stelle einzelne markante Wellen innerhalb der Phasen als Phasenbeginn aufgefasst werden. Zudem liegt erfahrungsgemäss die Versuchung nahe, namentlich ein schwer lesbares Seismogramm an der Hand einer der vorbesprochenen Formeln, welche die Epizentralentfernung und die Phasenzeiten unter einander verbinden, einzuteilen; dass ein solches Verfahren durchaus unzulässig ist, bedarf wohl nach dem vorher Gesagten keiner besonderen Begründung mehr. Dann wird in vielen Fällen der notwendige Hinweis unterlassen, dass der Phaseneinsatz ein unsicherer ist, und es werden Zeitsekunden angegeben, wo man höchstens für die Richtigkeit der Minuten Gewähr leisten kann etc. etc.

Wenn man dies alles in Rücksicht nimmt, dann kommt man zu der unerlässlichen Forderung, dass dem Bearbeiter einer Laufzeitkurve die in Betracht kommenden Seismogramme der verschiedenen Stationen entweder in Original vorliegen müssen, oder doch zum mindesten in direkten Kontaktkopien. Kopien, die auf zeichnerischem Wege gewonnen werden, sind für diesen Zweck, auch wenn sie mit noch soviel Sorgfalt und Geschick hergestellt sind, absolut unbrauchbar. Daneben muss der Bearbeiter über alle in Betracht kommenden Faktoren, namentlich den Zeitdienst und alles was damit zusammenhängt, genau unterrichtet sein, so dass bei seiner Ausmessung der Seismogramme alle diese Fehlerquellen ausgeschaltet werden. Dass sich zu einer solchen Untersuchung lange Übung im Ausmessen von Seismogrammen und völliges Vertrautsein mit den spezifischen Einzelheiten der verschiedenen heute in Gebrauch befindlichen Seismometertypen gehört, ist nach vorstehendem selbstverständlich.

Zuletzt wäre noch der Einfluss der Herdtiefe auf die Laufzeitkurve zu erörtern. Nach dem heutigen Stande dieser Frage lässt sich hierüber noch kein abschliessendes Urteil fällen. Denn gegenwärtig sind die Ansichten über den Geltungsbereich der wichtigsten diesbezüglichen Rechnungsmethoden noch geteilt. Fernerhin sind mittelst derselben noch sehr wenige Herdtiefen berechnet worden und zwar in der Hauptsache mittelstarke Nahbeben. Wenn man die einander z. T. widersprechenden Ergebnisse betrachtet, dann wird man auf einen Gebrauch derselben ohne weiteres verzichten. Soviel aber steht jedenfalls fest: Wenn sich herausstellt, dass die Herdtiefe eine bedeutende werden kann, dann muss man sie auch in Rechnung ziehen. Hält sie sich aber bei grossen Beben mit ausgedehntem



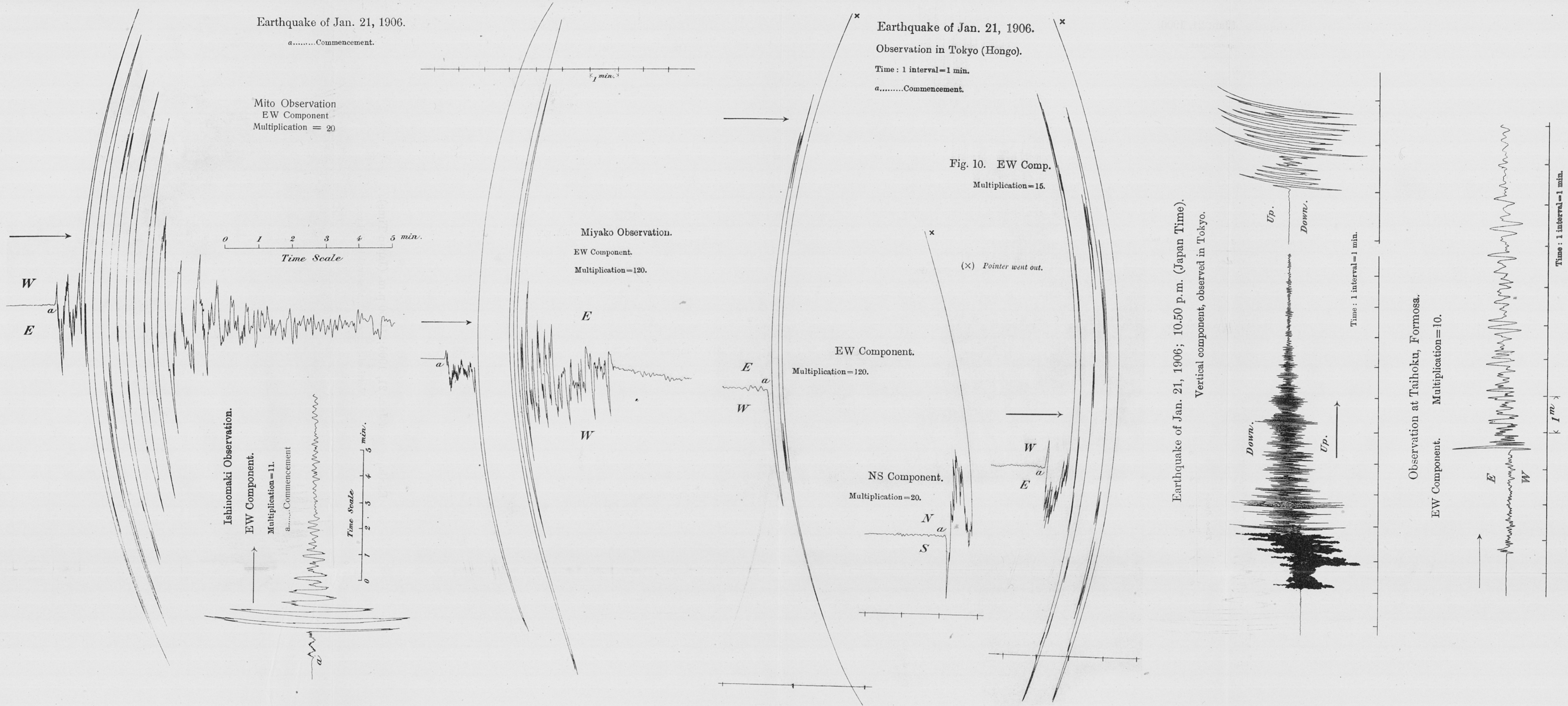
Fig. 4.

Schüttergebiet in den bescheidenen Grenzen von ungefähr 10 Kilometer oder noch weniger, dann verschwindet ihr Einfluss und man kann sie ohne weiteres vernachlässigen. In diesem wichtigen Punkte haben wir alle Aufschlüsse erst von der Zukunft zu erhoffen.

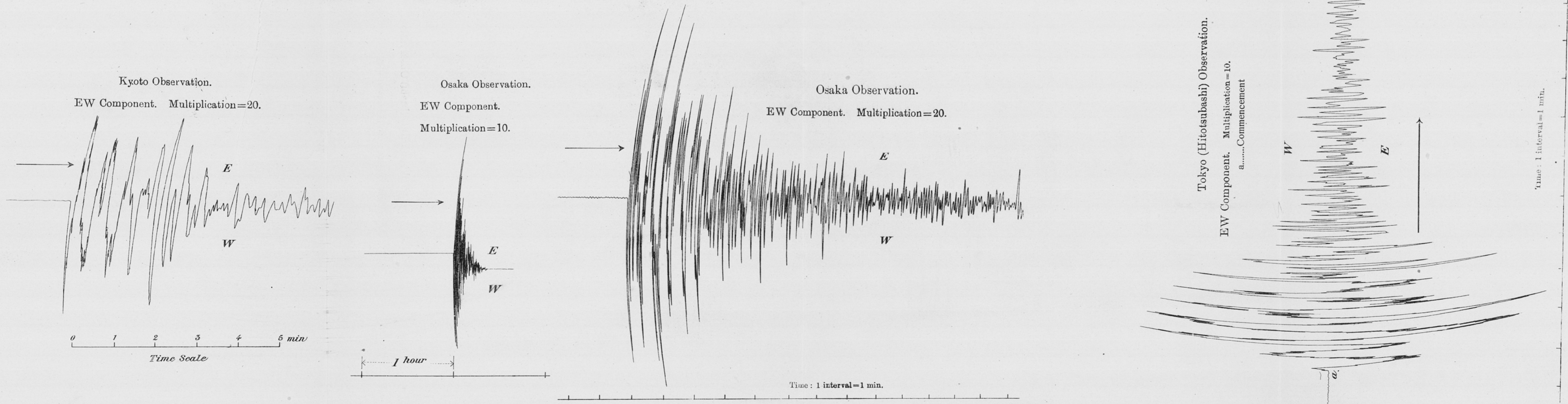
Neben den bisher besprochenen Zwecken theoretischer Art kann man die Laufzeitkurven auch dazu verwenden, lediglich einen bequemen Überblick über das Zahlenmaterial eines Erdbebens zu gewinnen. Man sieht dann ohne weiteres, ob sich das Material zu weiteren Untersuchungen eignet, und welche Stationen eventuell auszuschliessen sind. Verfolgt man allein diese informatorische Absicht, dann kommen selbstverständlich alle die vorbesprochenen Gesichtspunkte in Wegfall. So will auch ich mit der vorstehend abgebildeten Laufzeitkurve (Fig. 4) ausschliesslich eine graphische Übersicht über die Gesamtheit des mikroseismischen Materials in seiner rohen Form geben, welches mir zur Zeit über das Beben vom 21. Jannar 1906 zugänglich geworden ist.

Seismogramme des Erdbebens vom 21. Januar 1906.

Tafel 2a.

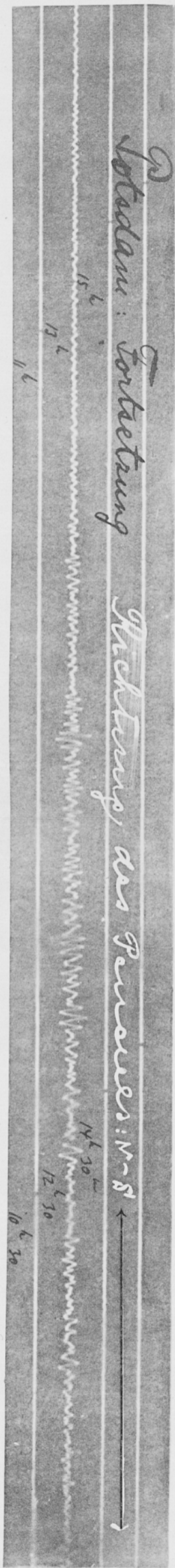
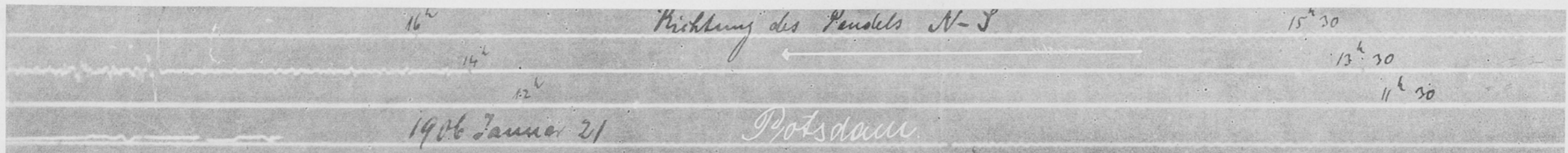
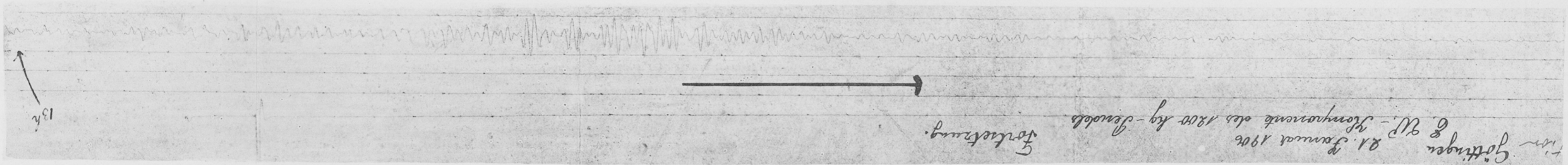
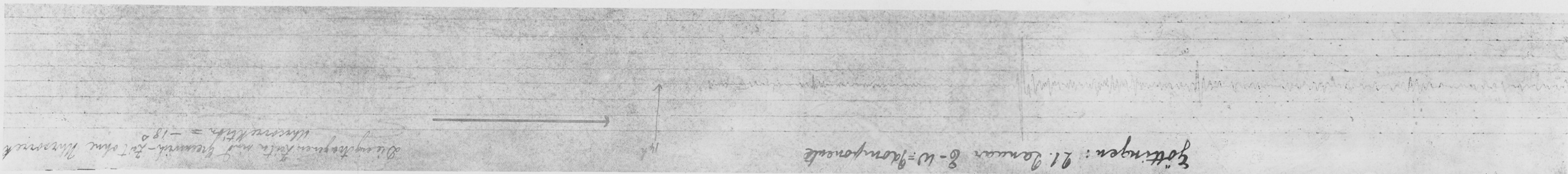
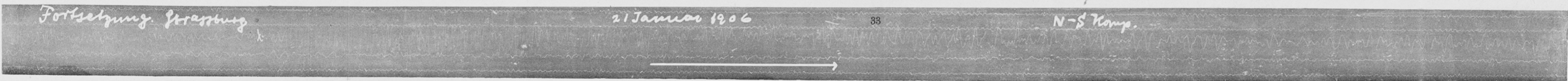
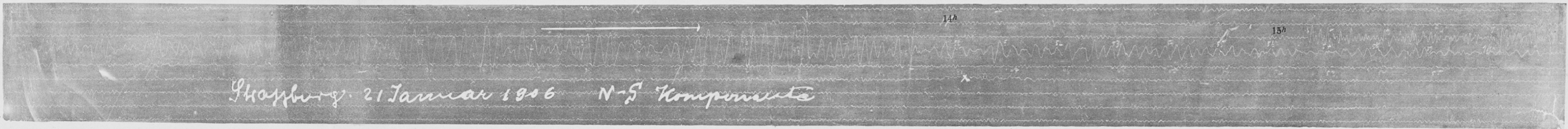
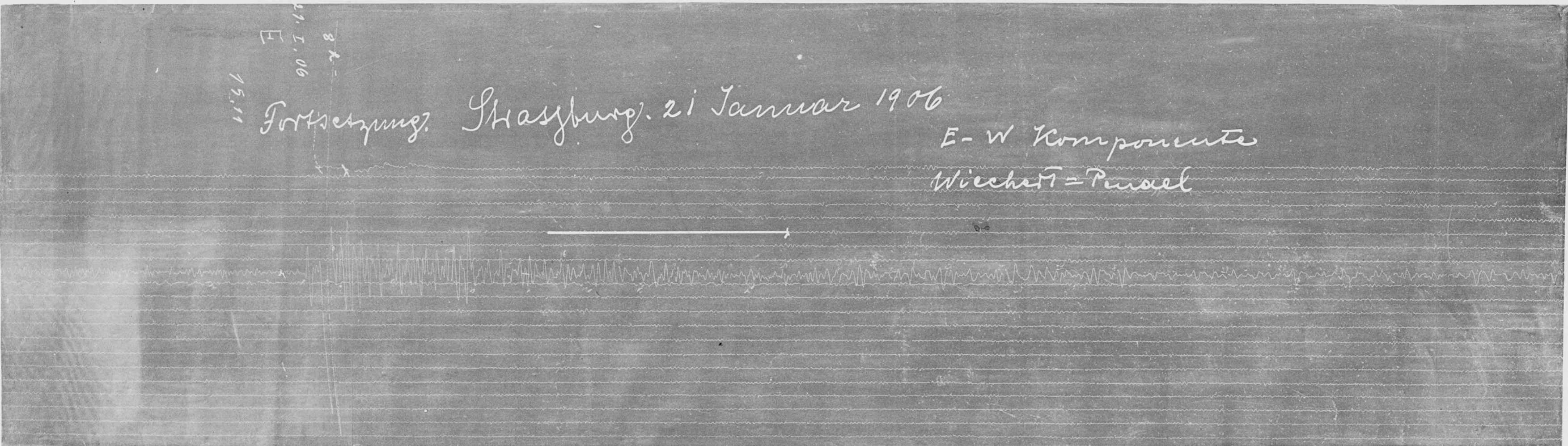
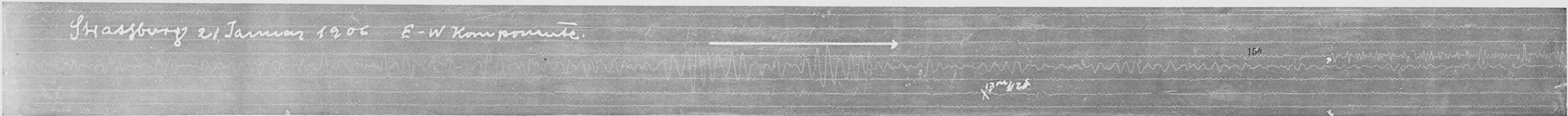


Earthquake of Jan. 21, 1906; 10.50 P.M. (Japan Time).

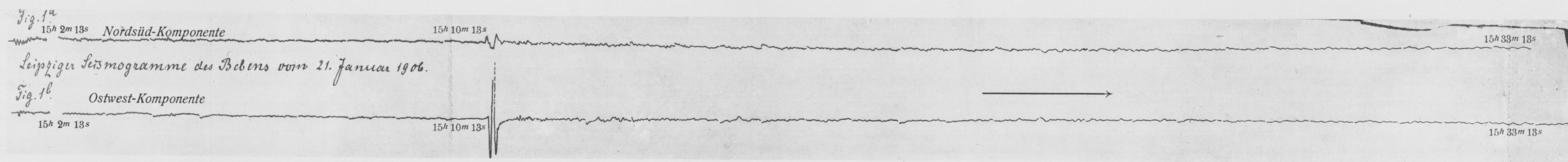
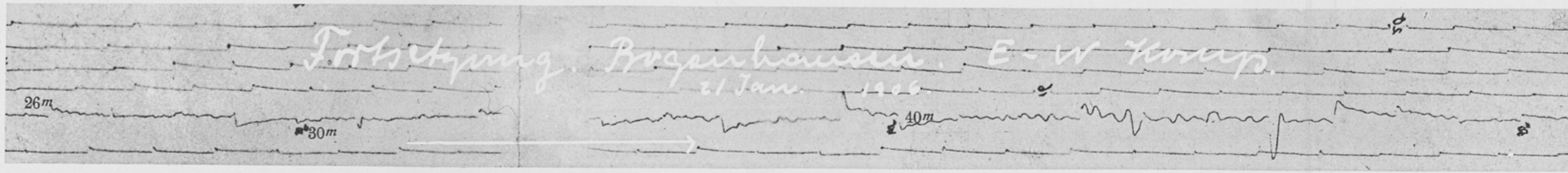
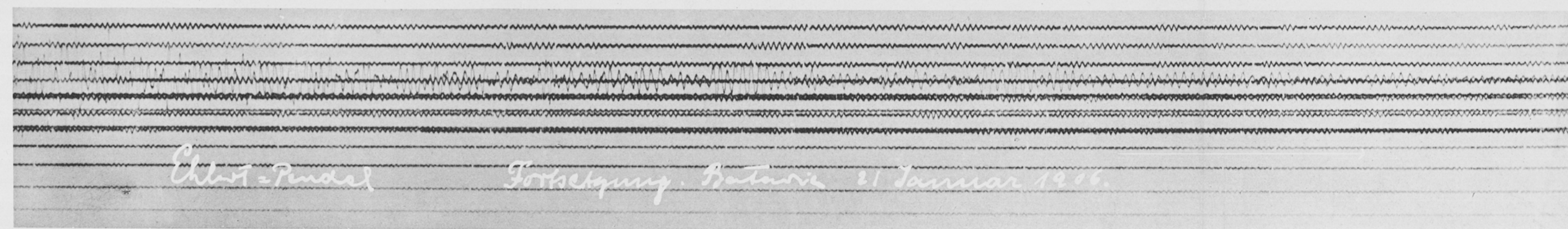
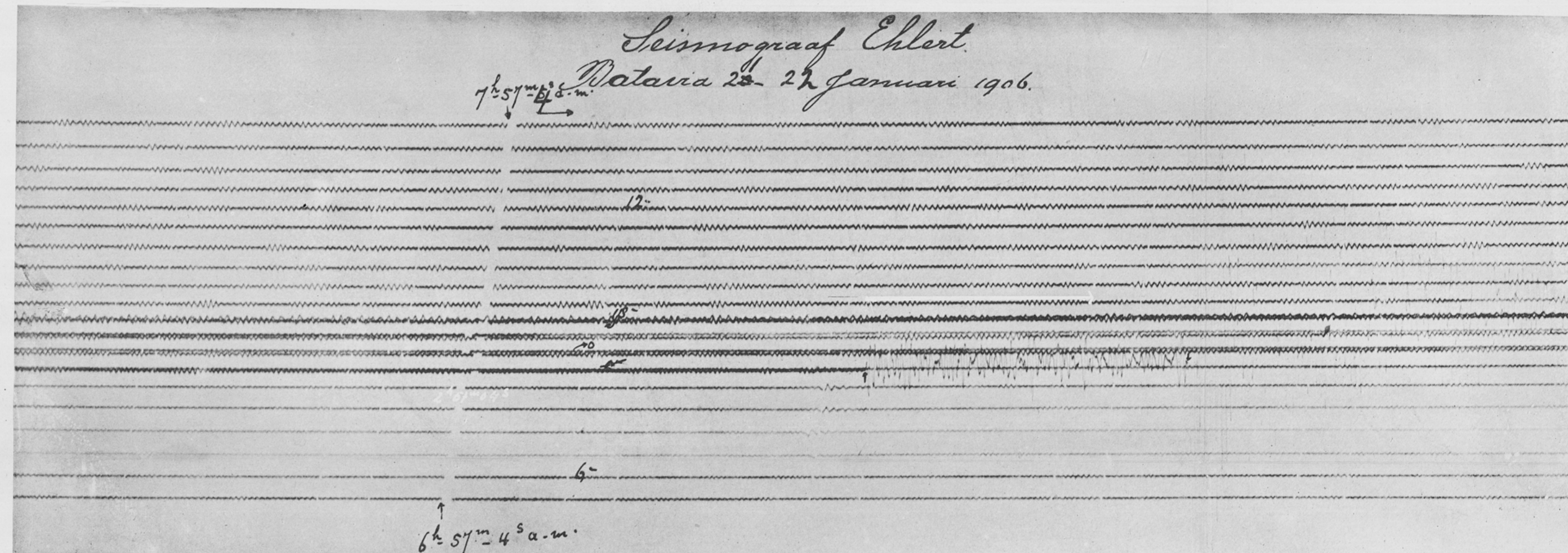
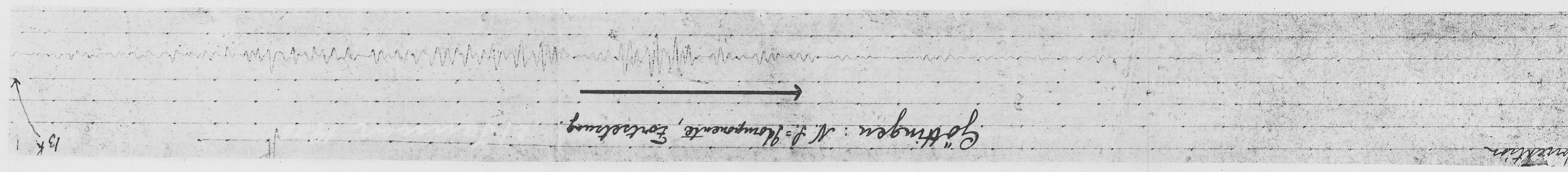
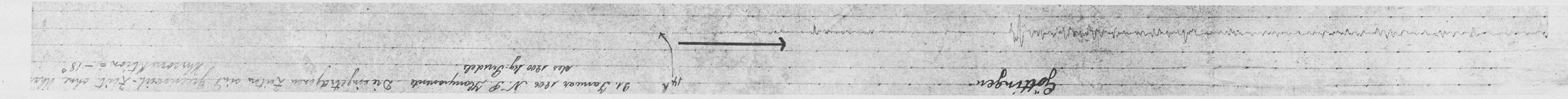
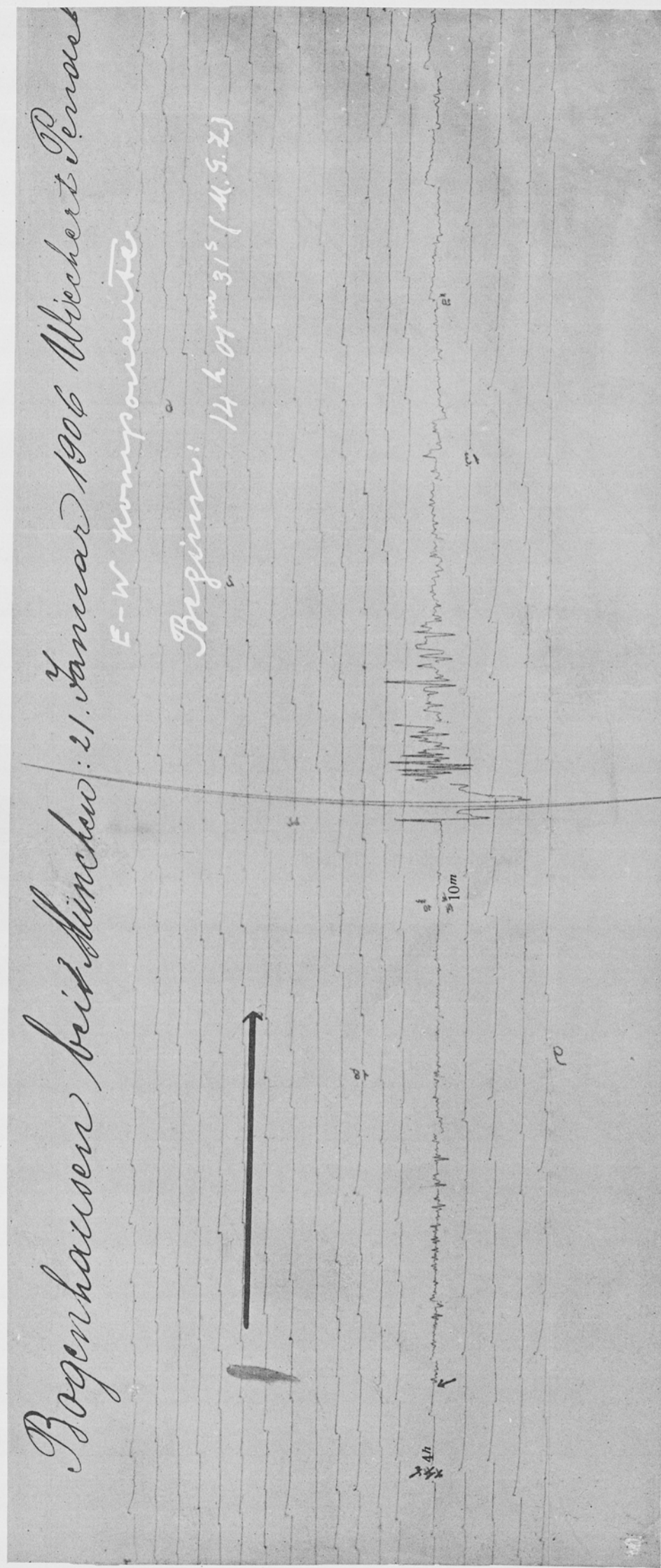


Seismogramme des Erdbebens vom 21. Januar 1906.

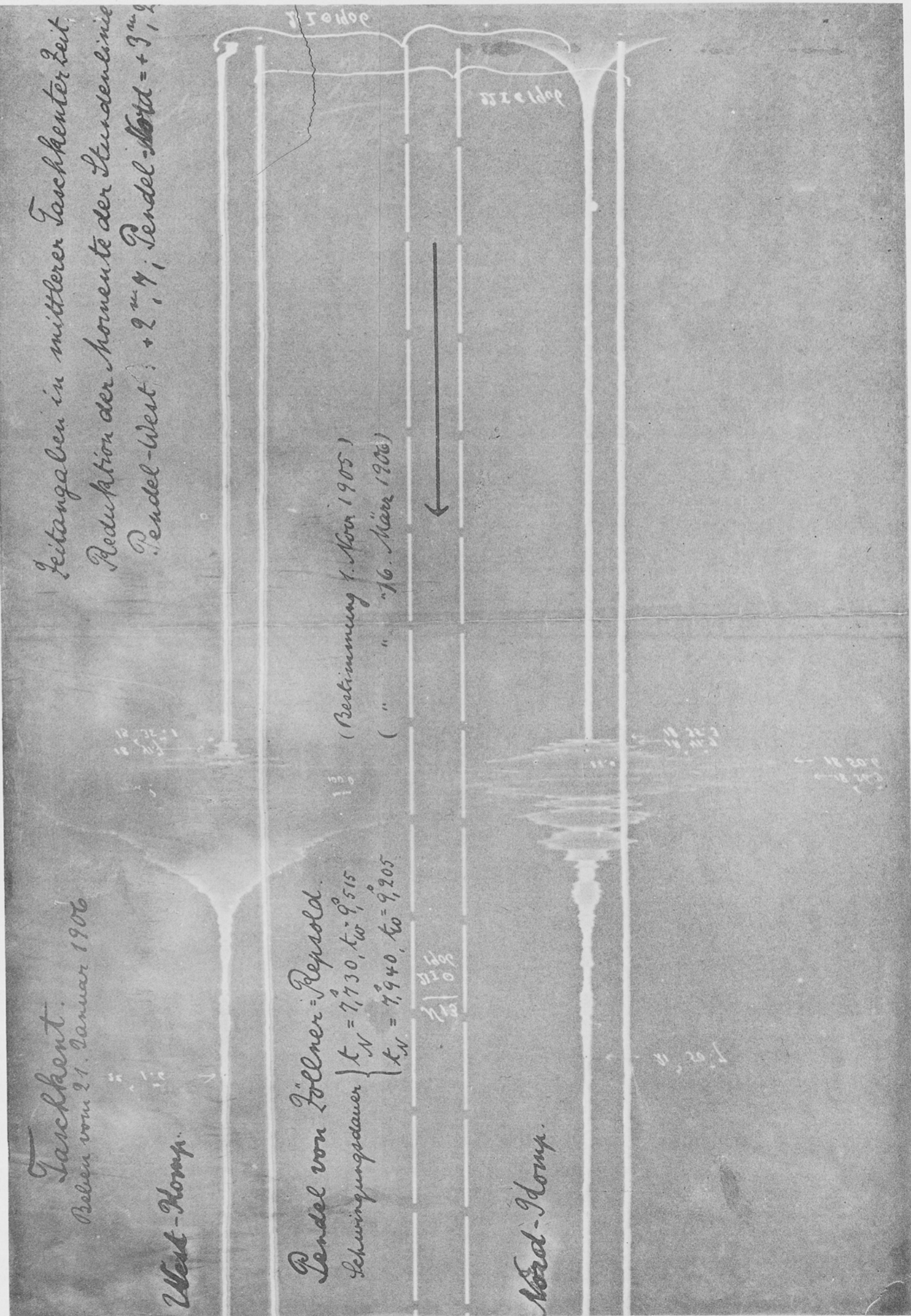
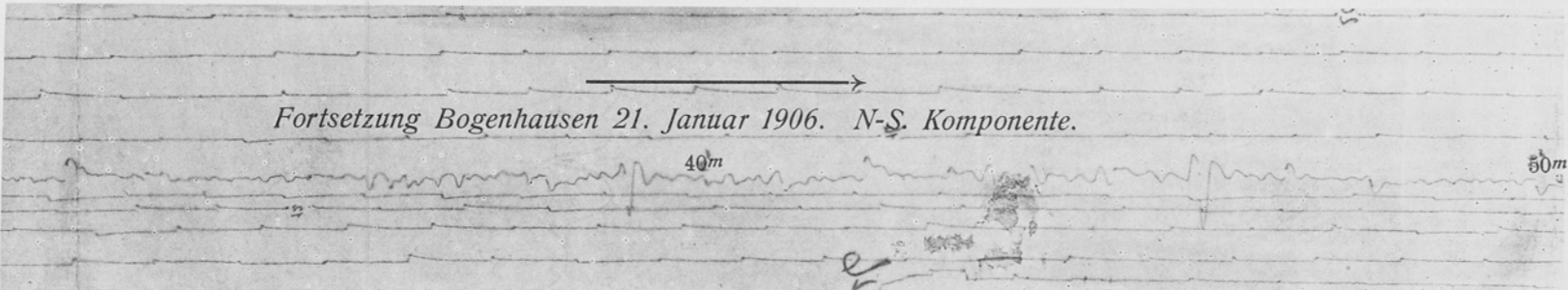
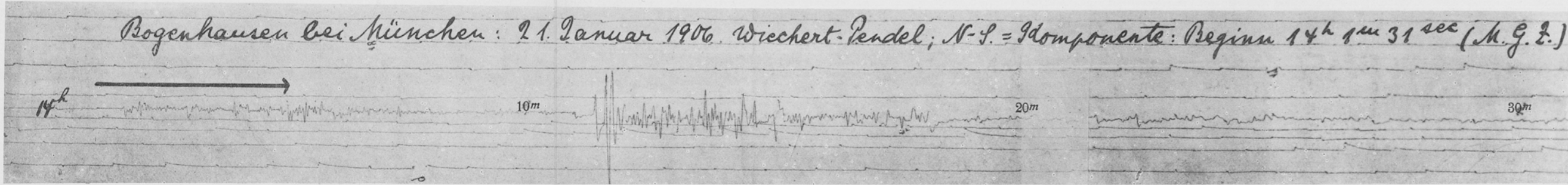
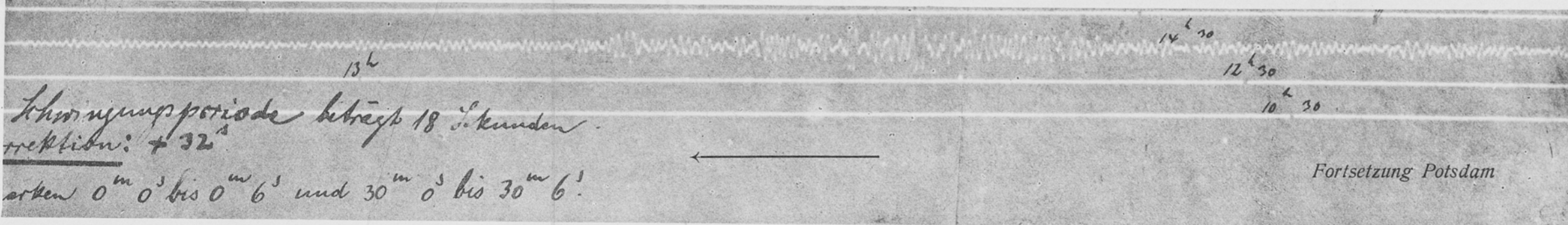
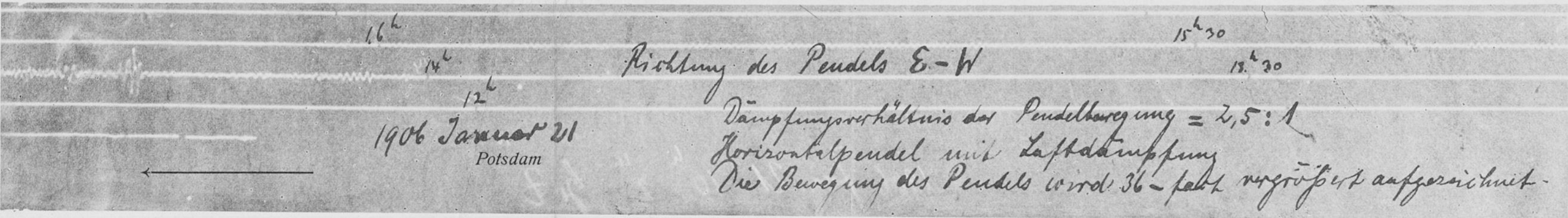
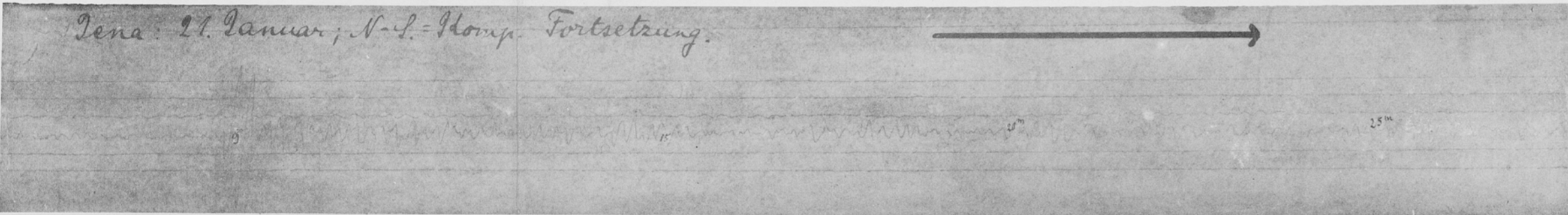
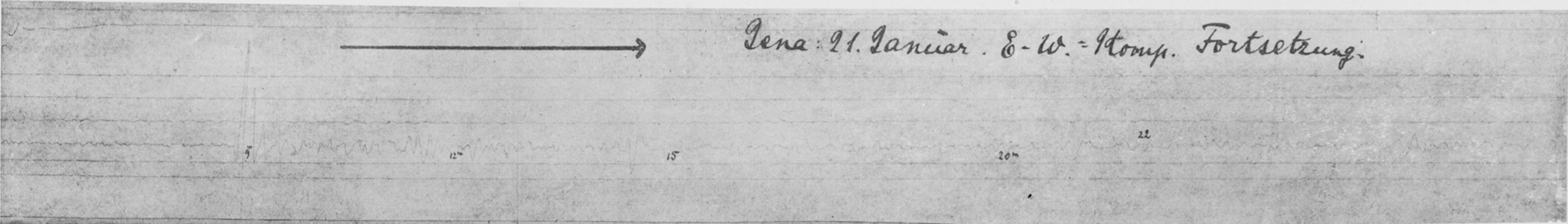
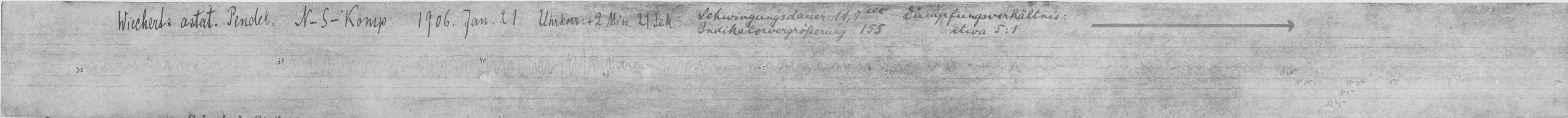
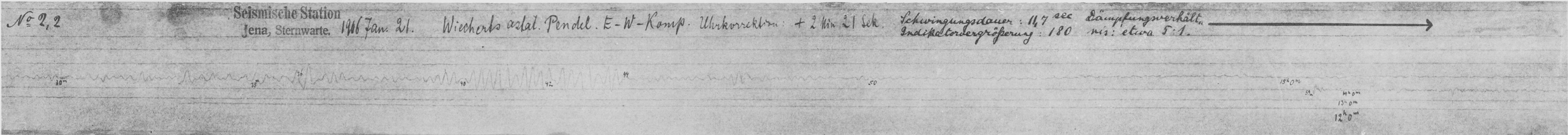
Tafel 3.



Seismogramme des Erdbebens vom 21. Januar 1906.

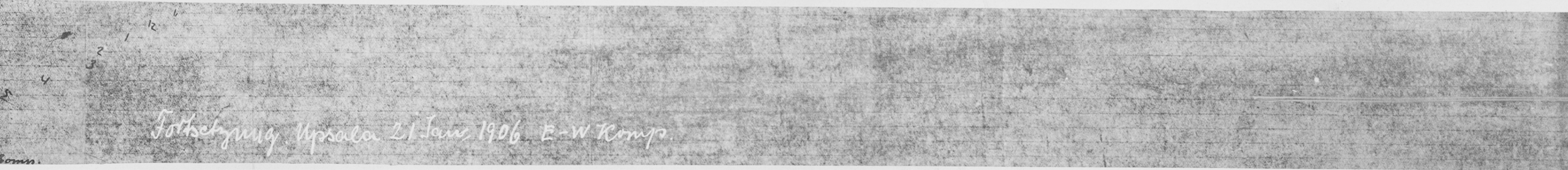
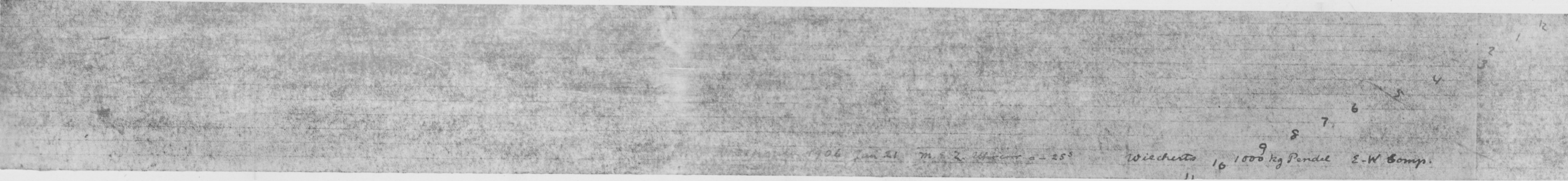
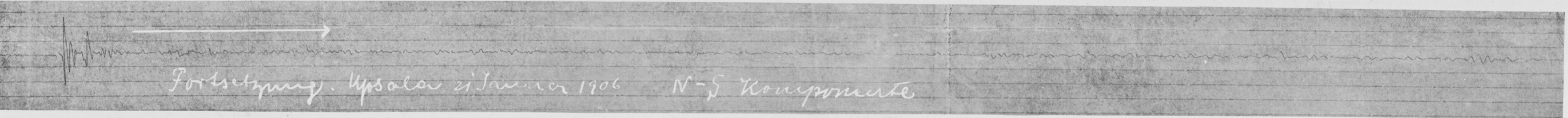
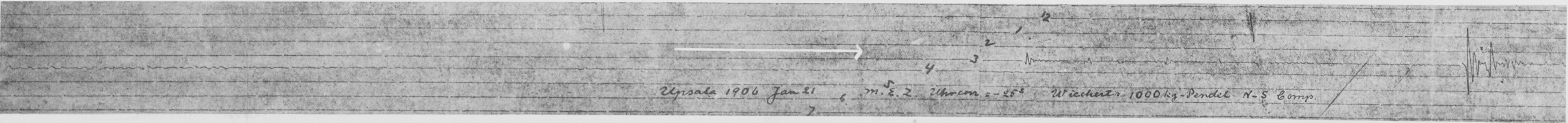
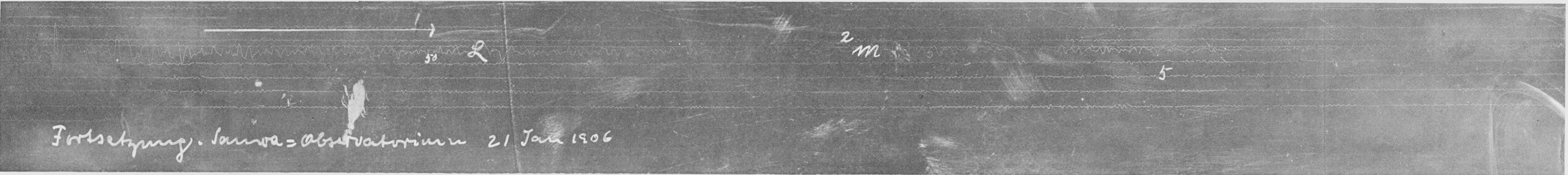
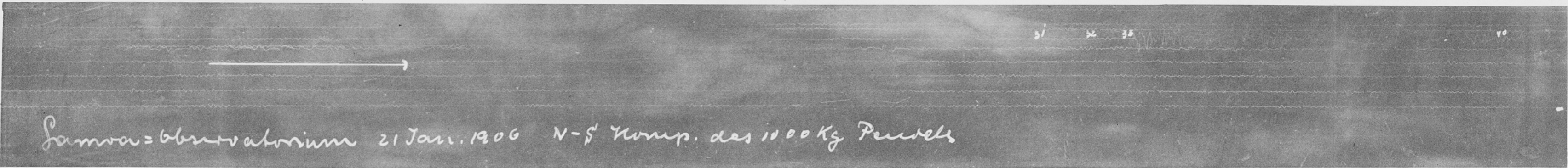


Seismogramme des Erdbebens vom 21. Januar 1906.



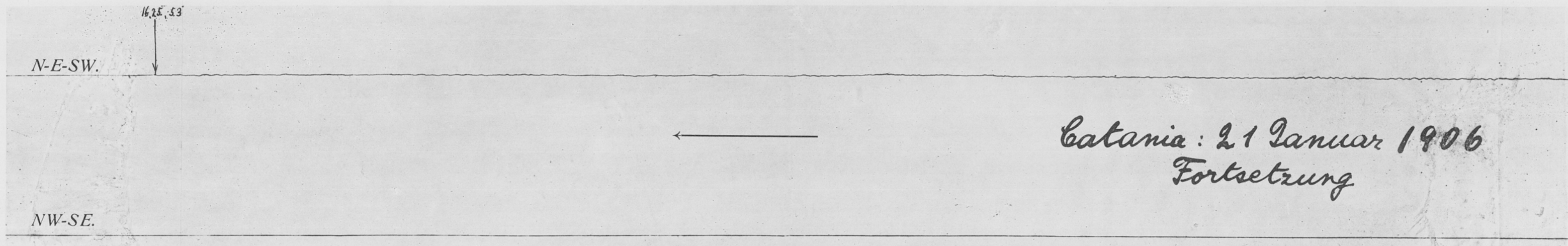
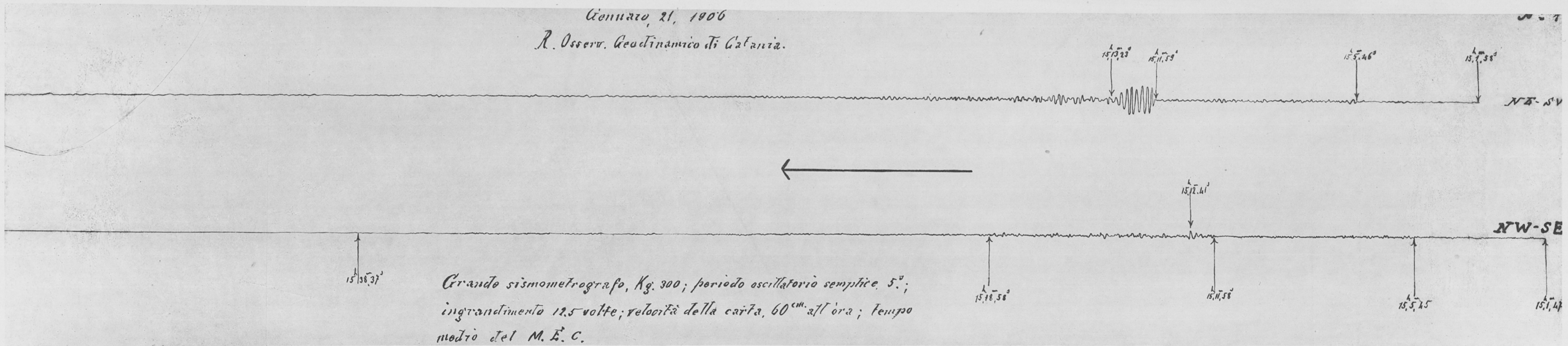
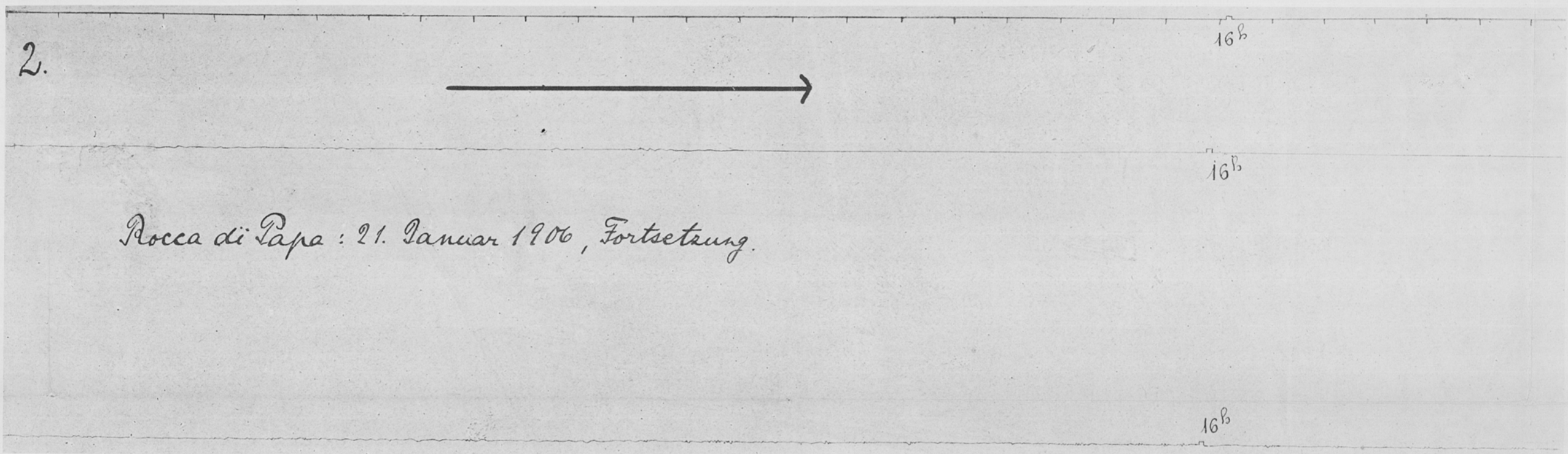
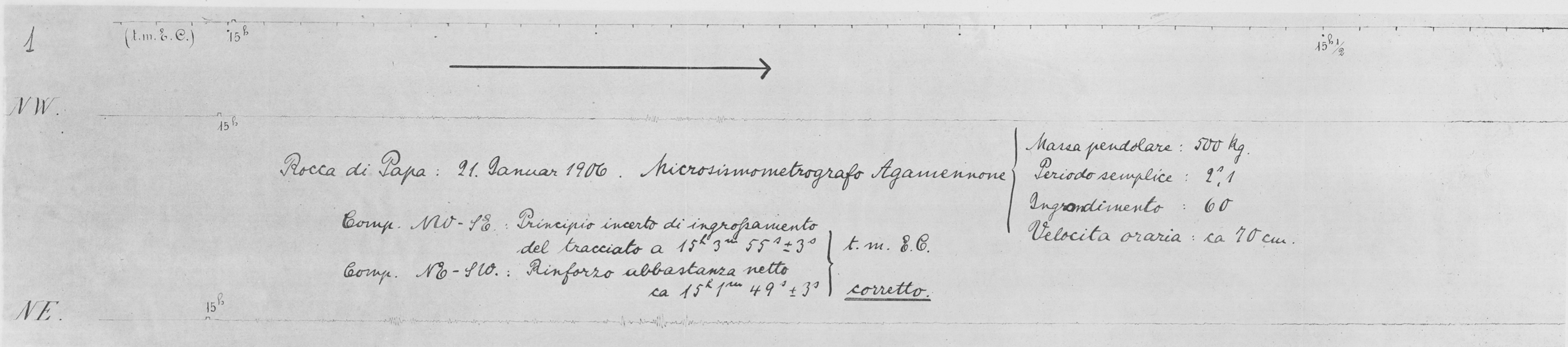
Seismogramme des Erdbebens vom 21. Januar 1906.

Tafel 6.



Seismogramme des Erdbebens vom 21. Januar 1906.

Tafel 7.



Seismogramme der Erdbeben vom 21. und 31. Januar 1906.

