Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 38 (1945)
Heft: 1

Artikel: Die Erdbebenherde in der Umgebung von Zürich
Autor: Wanner, Ernst
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-160629

Nutzungsbedingungen
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use
The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 27.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Die Erdbebenherde in der Umgebung von Zürich.

Von **Ernst Wanner**, Zürich.

Mit einer Tafel (VII) und 5 Textfiguren.

---

1. Die Schütterkarte der Schweiz.

Zur Erstellung einer einigermassen repräsentativen Karte der Erdbebenherde eines Landes sollten unbedingt Beobachtungen über sehr grosse Zeiträume zur Verfügung stehen, denn sehr oft verhält sich ein Herd während Jahrzehnten oder sogar Jahrhunderten ruhig, um dann plötzlich während längerer Zeit wieder aktiv zu werden. Da die organisierten makroseismischen Beobachtungen und erst recht die instrumentellen Methoden nur wenige Jahrzehnte umfassen, ist man genötigt, die historisch überlieferten Erdbebenbeobachtungen zu verwenden. Bei einer kritischen Analyse dieses historischen Beobachtungsmaterials gerät man aber bald in grosse Schwierigkeiten. Einmal sind die Meldungen meistens nur mangelhaft datiert und die Mehrzahl der gemachten Wahrnehmungen bezieht sich gewöhnlich nur auf die Städte und alten Marktflecken. Diese Tatsache ist leicht zu verstehen, sind doch die alten Siedelungszentren im wahren Sinne des Wortes unsere empfindlichsten historischen Seismographen. Diese Gebilde sind vom statisch, sowie dynamischen Standpunkte aus recht komplizierte Anlagen. Entsprechend den verschiedenen Untergrundsverhältnissen und Bauarten gibt es immer einzelne Quartiere oder Gebäude, eventuell auch Gebäudeteile und Inventarstücke, die infolge Resonanz auf die kleinste Bodenbewegung ansprechen und so diese dem Bewohner erst zum Bewusstsein bringen. Im Schrifttum wurden dann diese Wahrnehmungen auf irgendeine Art der Nachwelt überliefert.

Liegen aus vielen benachbarten Orten solche Beobachtungen vor, so gelingt es hin und wieder, aus den historischen Daten genäherte Epizentren zu bestimmen. Meistens enthalten die Lokalchroniken nur die Wahrnehmungen aus der betreffenden Stadt. Da die grosse Mehrzahl der Erschütterungen in unserem Lande nur schwach sind, weiss man dann jeweils nicht, ob es sich bei einem gewissen Ereignis um Ausstrahlungen entfernter Bebenherde gehandelt hat, oder ob die Erscheinung durch einen lokalen tektonischen Vorgang verursacht worden ist. Bei den mangelhaften Datierungen und Zeitangaben ist es in vielen Fällen auch nicht möglich, aus den Überlieferungen der verschiedenen Landesteile wirklich zuverlässige Bilder zu rekonstruieren.

So gehören z. B. in der Erdbebenkarte von F. DE MONTESSUS DE BALLORE (Lit. 5) die grossen Städte, wie Zürich, Genf, Bern, Basel, Lausanne usw., zu den am häufigsten erschütterten Punkten unseres Landes. Mit einigem Recht haben deshalb die Kritiker älterer Erdbebenkarten betont, dass diese Karten eine viel engere Korrelation zur Bevölkerungsdichte einer Gegend aufweisen als zur Tektonik des Untergrundes. Diese Kritik ist sicher teilweise berechtigt bei Verwen-

dung der makroseismischen Beobachtungsmethode im Gebirge oder an grösseren Wasserflächen. In diesen Zonen beschränkt sich die Beobachtungsmöglichkeit notgedrungen auf die bewohnten Talschaften oder Seeufer, und die makroseismisch bestimmten Epizentren können nur die ungefähre Herdregion angeben. So haben z. B. instrumentelle Beobachtungen von schwachen Nachstössen in Visp und St. Moritz ergeben (Lit. 4), dass die Bewegungen in beiden Fällen von Punkten in ca. 12 km Entfernung von diesen am heftigsten erschütterten Orten ausgegangen sind. Die instrumentell bestimmten Herde lagen nicht direkt unterhalb des Talbodens, sondern unterhalb der benachbarten unbewohnten Gebirgsregionen.

Zur Konstruktion der vorliegenden Schütterkarte der Schweiz (siehe Taf. VII) wurden deshalb von den historisch überlieferten Ereignissen zur Hauptsache nur die Epizentren von den zerstörend wirkenden Beben als schwarze Punkte eingetragen. Die Berichte über die Schadenwirkungen sind meistens ausführlich gehalten und gestatten so wenigstens die Bestimmung von genäherten Epizentren.

Um das Jahr 1855 beginnen dann zuerst nur sporadisch, von 1879 an systematisch die makroseismischen Beobachtungen der schweiz. Erdbebenkommission. Kurz nach der Jahrhundertwende wurden dann in der Schweiz an verschiedenen Instituten die instrumentellen Beobachtungsmethoden eingeführt. Für die Mehrzahl der vorwiegend nur schwachen Beben erwiesen sich aber die damals verwendeten Instrumente als ungenügend. Deshalb sind sukzessive im Verlaufe der letzten 20 Jahre in Zürich, Chur, Neuchâtel und Basel die für die Nahebebenregistrierung besonders geeigneten Universalseismographen QUERVAIN-PICARD in Betrieb genommen worden. Ausserdem wurde zur Überwachung der sehr aktiven Herde im Oberwallis eine Hilfsstation im Kollegium in Brig eingerichtet. Mit Ausnahme von schwachen Vibrationen, verursacht durch künstliche Erregung oder ganz lokale Senkungen usw., kann man heute immer über die Realität der vom Publikum gemeldeten Wahrnehmungen entscheiden.

In den letzten Jahren wurden sogar von den empfindlichen Instrumenten öfters Lokalbeben registriert, die mit grosser Wahrscheinlichkeit vom Publikum überhaupt nicht wahrgenommen worden sind.

Trotz dieser sehr guten Überwachung muss betont werden, dass die Präzision der Herdbestimmung lange nicht in allen Fällen die für den Geologen wünschbare Genauigkeit erreicht hat. Bei den meisten Beben darf man, ohne einen grossen Fehler zu begehen, einen punktförmigen Herd voraussetzen. In vielen Fällen lässt sich aber der Herd höchstens auf $\pm$ 5 km genau festlegen. Hin und wieder widersprechen sich sogar die Beobachtungen der verschiedenen Stationen. Wir werden nachher zeigen, dass selbst bei guten Registrierungen die Herde in unmittelbarer Nähe der Bebenwarten oft nur genähert bestimmt werden können. Die Laufzeiten für die verschiedenen Wellenarten sind zu ungenau. Bei den alpinen Beben gibt es ferner in den Registrierungen Wellengruppen, die überhaupt noch nicht befriedigend gedeutet werden können. Die genaue Herdbestimmung ist eben mit dem Problem der Bestimmung der Untergrundstruktur aufs engste verknüpft.

Es wurde nun versucht, aus den systematischen makro- und mikroseismischen Beobachtungen der letzten 90 Jahre wenigstens genäherte Epizentren festzulegen. In ca. 10% der Beben der relativ langen, ausschliesslich makroseismischen Beobachtungsreihen (1855—1922) konnte das Epizentrum nicht bestimmt werden. Aber auch während der sorgfältigen instrumentellen Überwachung der letzten 20 Jahre war es nicht möglich, für jedes Beben ein Epizentrum zu finden. Besonders bei ganz schwachen Beben sind die verschiedenen Wellenphasen auf den entferntern

Warten nicht immer mit Sicherheit zu identifizieren, und ohne die Hilfe von zuverlässigen makroseismischen Meldungen wäre hin und wieder die Epizentralbestimmung auch unmöglich gewesen.

Die Karte enthält immerhin weit über 1000 Epizentren. Bemerkenswert ist die relative Ruhe in den tektonischen Achsenkulminationen der Alpen, während die Depressionszonen sehr viele Herde enthalten. Besonders auffällig sind die vielen Stosspunkte mehr an den Rändern der Zentralmassive. Von diesen Punkten aus sind in historischer Zeit überhaupt die stärksten Erschütterungen ausgegangen. Ohne hier auf eine weitere Diskussion der Karte einzugehen, sei noch erwähnt, dass die historischen Bebenherde bis heute aktiv geblieben sind. In dieser Beziehung fällt nur auf, dass das im vierzehnten bis sechzehnten Jahrhundert so berüchtigte Erdbebengebiet von Basel in den letzten zwei Jahrhunderten viel ruhiger geworden ist.

2. Die Erdbebenherde in der näheren Umgebung von Zürich.

Etwas überraschend sind die relativ vielen Bebenherde in der Umgebung der Stadt Zürich. Während man die Erdbebenhäufigkeit im Gebiet von Basel geologisch sehr wohl verstehen kann, würden sicher die meisten heutigen Einwohner Zürichs nur spotten, wenn man ihnen klar machen wollte, Zürich werde, verglichen mit andern Städten, eigentlich relativ häufig von Erdbeben bewegt. Mit Ausnahme der vereinzelten Erschütterungen, ausgestrahlt durch die Bebenherde der schwäbischen Alb, kennen die Bewohner Zürichs die Erdbeben nur aus Zeitungsberichten oder Büchern. Und doch können auch bei sehr kritischer Auswahl aus historischer Zeit über hundert Ereignisse nachgewiesen werden, die auf Lokalbeben hindeuten. Keines dieser Beben hatte irgendwelche Zerstörungen zur Folge. Sie waren alle schwach und sind jeweils von einem kleinen Teil der Bevölkerung oder nur von einzelnen Personen bemerkt worden. Bei der kritischen Bearbeitung dieser historischen Daten beginnt man deshalb oft an deren Realität zu zweifeln, was aber nach den heutigen Erfahrungen sicher nicht immer gerechtfertigt ist.

Aber auch seit in unserem Lande die Erdbeben systematisch beobachtet werden, können mit Sicherheit eine grössere Zahl Lokalbeben nachgewiesen werden, und zwar war die Anzahl grösser als z. B. die Zahl der im gleichen Zeitraum in Basel beobachteten Lokalbeben.

Tabelle 1. Chronik der Lokalbeben seit 1855—1932. (Lit. 1.)

1874 Februar 20. 19 h 05 m. Kurzer, scharfer Vertikalstoss im Gebiet des untern Zürichsees und im Amt. Aufwallen des Seewassers, stellenweise Anschlagen der Glocken. In den obern Seegemeinden und den Kantonen Luzern und Aargau schwächer verspürt.

1877 Mai 2. 08 h 56 m. Am Zürichsee und in den Gebieten östlich des Sees als Vertikalstoss empfunden. Erschütterung weit verbreitet, Herd vermutlich ziemlich tief, darum Epizentrum nicht scharf bestimmbar.

1881 März 2. Zwischen 19 und 20 Uhr Erschütterung in Zürich und Umgebung.

1885 März 5. In Hottingen und Unterstrass schwaches, kurzes Beben.

1888 Januar 4. 01 h 00 m. Erdstoss in Zürich, vielfach verspürt.

1888 März 18. ca. 18 h 10 m. Vier Erdstösse in Unterstrass und Aussersihl verspürt, unterirdisches Rollen, Krachen im Gebälk der Häuser.

1890 September 29. 22 h 25 m. Schlagartiger, kurzer Vertikalstoss in Riesbach, Stadelhofen und im Selnauquartier.

1890 Oktober 7. 00 h 20 m. Deutlicher Erdstoss in Stäfa.

1905 August 16. 21 h 57 m. Lokaler Erdstoss von sehr kurzer Dauer mit anhaltendem unterirdischem Rollen in Nänikon bei Uster.

1906 Juni 2. 11 h 25 m. Kurzer Stoss aus der Tiefe in Zürich-Wollishofen, schwaches Nachzittern, Nachstoss sieben Minuten später.

1906 Dezember 7. Kurz nach 3 Uhr schlagartiger Stoss von unten, beobachtet in Zürich und Rüschlikon, Nachstösse um 4 h 20 m und 4 h 48 m.

1910 Januar 15. 01 h 58 m. Drei leichte Erschütterungen beobachtet am Bleicherweg, Zürich Oberstrass und im Seefeldquartier und ausserdem vereinzelt in Uster.

1910 Januar 30. 05 h 00 m. An verschiedenen Punkten der Gemeinde Talwil ein deutlicher Erdstoss.

1910 Juli 6. 03 h 08 m. Deutliches Beben, am untern Zürichseebecken und im Sihltal verspürt. Am rechten Ufer von Zürich bis Stäfa, am linken bis Richterswil, ausserdem im Sihltal und vereinzelt in Aegeri und Zug. Bevölkerung in Meilen ziemlich erschreckt. Nachstösse 3 h 41 m in Zürich, Talwil, Hausen und Zug verspürt; 5 h 15 m in Horgen, Wädenswil und Zug.

1910 Juli 23. Zwischen 0 und 1 Uhr. In Wängibad, bei Affoltern am Albis, scharfe, schlagartige Erschütterung, von mehreren Kurgästen beobachtet.

1910 August 9. 04 h 30 m. Am rechten Zürichseeufer, ferner in Talwil, Horgen, Wädenswil, Richterswil, Sihlwald, Hausen und Zug. Erschütterung. Starker Stoss von unten, der auch im Freien beobachtet wurde. Am 10. August 13 h 40 m in Hausen neuerdings ein schwacher Stoss.

1913 April 21. 21 h 25 m. Ziemlich starker Vertikalstoss in Käpfnach und Horgen. Die Leute laufen erschreckt auf die Strasse.

1915 Juli 13. 23 h 28 m. In Horgen und Käpfnach Erschütterung verspürt.

1916 Juli 17. 10 h 46 m. Lokalbeben, im Umkreis von ca. 50 km von Zürich schwach verspürt, meistens als Vertikalstoss empfunden, registriert in Zürich (vgl. Fig. 1).

1916 Juli 22. 23 h 00 m. Ziemlich heftiger Lokalstoss am Albis bei Langnau.

1917 Januar 28. 16 h 51 m. Lokalbeben am mittleren Zürichsee, gespürt in Meilen, Horgen und Herrliberg, registriert in Zürich.

1922 September 17. 03 h 14 m. Lokalbeben zwischen Zürich- und Zugersee, registriert in Zürich.

1922 September 19. 12 h 22 m. Leichter Stoss in Horgen, registriert in Zürich.

1922 September 19. 14 h 46 m. Schlagartiger Stoss im Gebiet Horgen, Langnau, Hausen, Hirzel, Schönenberg, registriert in Zürich.

1922 November 9. 11 h 00 m. Ruckartiger Stoss, verspürt im Gebiet der Höschgasse, Zürich, registriert in Zürich.

1923 Juni 5. 20 h 50 m und 21 h 35 m. Lokalstösse in Zürich Unterstrass, die die Bewohner erschrecken. Da die empfindlichen Apparate ausser Betrieb waren, nicht registriert.

1924 März 15. 01 h 46 m. Schwaches Beben besonders am untern Zürichsee verspürt, registriert in Zürich.

1925 Februar 7. 17 h 15 m. Leichte Erschütterung in Wipkingen, gleichzeitige Registrierung einiger schwacher Stösse aus ca. 20 km Distanz. Herd nicht näher bestimmbar.

1930 Januar 5. 12 h 56 m. Schwache Erschütterung in Zürich und Umgebung, wahrgenommen als dumpfes Klopfen und Zittern der Gegenstände, registriert in Zürich.

1932 September 4. 14 h 14 m. Lokalbeben in Zürich und Umgebung, meistens als Schlag von unten empfunden, registriert in Zürich.

Fig. 1 gibt ein Beispiel, wie sich solche Ereignisse an der Erdoberfläche bemerkbar machen (Lit. 7). Durch spontane Meldungen aus dem Publikum von ziemlich weit voneinander gelegenen Orten, wie Rüti, Küsnacht, Zürich, Wettingen, Lunkhofen und Mellingen, wurde die MZA auf die Erscheinung aufmerksam gemacht. Das Beben war auch von den damals nicht sehr leistungsfähigen Seismographen aufgezeichnet worden. Aus diesen Registrierungen konnte der Herd in zirka 23 km Tiefe unterhalb der Erdbebenwarte bestimmt werden (vergl. Tab. 3 und die Ausführungen unmittelbar vor Tab. 3).

Die spontan gemeldeten Erschütterungen waren alle nur schwach und sind nur von besonders günstig postierten Personen bemerkt worden. Zur genaueren Untersuchung wurden an die Schulen und Gemeinderatkanzleien im Umkreis von ca. 25 km von Zürich 300 Fragekarten verschickt. Ausserdem wurde die Bevölkerung in der Tagespresse aufgefordert, die Beobachtungen der MZA einzusenden. Im ganzen gingen etwas über 200 Meldungen ein, davon waren aber über 180 Berichte negativ. In der Figur sind diese negativen Beobachtungen durch Kreuze markiert. Etwas mehr als 20 Meldungen waren positiv. Diese verteilen sich im wesentlichen auf zwei Zonen. Am deutlichsten wurde das Beben im Gebiete der Lägern verspürt. Vermutlich haben die steil aus der Tiefe aufsteigenden kompakteren Juraschichten die Erschütterungen besser geleitet. Eine zweite Zone mit positiven Berichten erstreckt sich von Baar bis zum Zürichsee. In diesem Gebiet waren aber die Bodenschwingungen schwächer. Dazwischen liegt mit Ausnahme des besonders empfindlichen Stadtgebiets eine breite Zone, in der überhaupt nichts bemerkt worden ist.

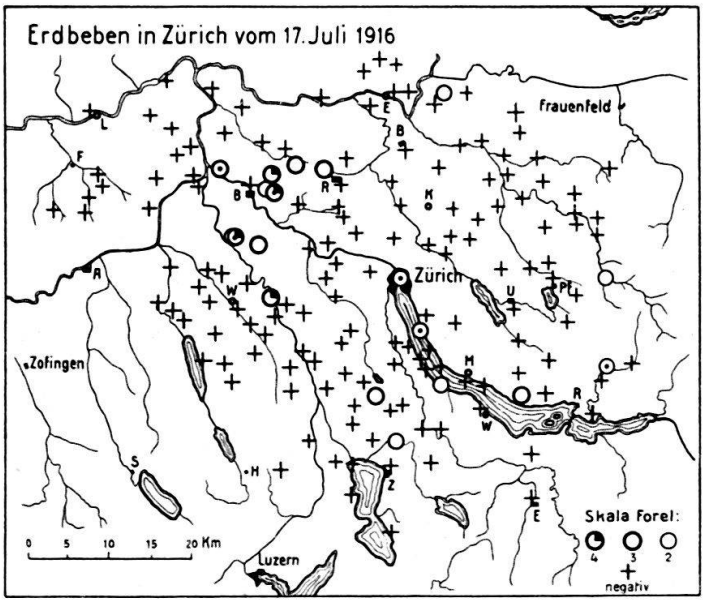


Fig. 1. *Makroseismische Beobachtungen vom Erdbeben in Zürich vom 17. Juli 1916.*
Die Orte mit spontanen Meldungen sind durch Kreise mit einem Punkt in der Mitte dargestellt.

Eine grössere Zahl von Ereignissen, die jeweils nur von einzelnen Personen beobachtet wurde, sind in Tabelle 1 nicht aufgezählt. Solche ganz lokalen Stösse wurden früher Senkungen längs der Seeufer zugeschrieben. Nach unseren heutigen Erfahrungen ist es jedoch nicht ausgeschlossen, dass es sich dabei, zum Teil wenigstens, um schwache Ausstrahlungen tiefer gelegener Herde gehandelt hat.

Der Vollständigkeit halber seien hier noch einige Berichte aus früheren Jahrhunderten, die mit Sicherheit auf Lokalbeben hinweisen, angeführt (Lit. 11).

Tabelle 2. Ältere Lokalbeben von Zürich 1744—1821.

1744 Februar 24. Gegen Mittag starker Stoss in der Stadt Zürich und den Mittwoch nachher. Wieder längs des Sees, dessen Gewässer zwischen Küsnacht und Rüschlikon 30 Fuss hoch emporgehoben haben sollen.

1750 April 11. Morgen 1 h. Erdbeben besonders in Zürich und im Lande herum hin und wieder verspürt.

1750 April 23. Morgens 6 h ward das Erdbeben abermals hin und wieder in der Gegend von Zürich verspürt.

1821 März 9. Abends wurde in der Stadt Zürich ein Erdbeben bemerkt. Die Erschütterung war zwar nur einfach und von sehr kurzer Dauer, der Stoss nicht in wagrechter, aber eher in senkrecht aufsteigender Richtung.

Diese wenigen Beispiele sollen genügen. Die Liste könnte noch verlängert werden.

In den letzten 20 Jahren wurden auf der Erdbebenwarte in Zürich, ohne die Erschütterungen vom bekannten Lokalbebenherd in Eglisau mitzuzählen, mehr als 20 Lokalbeben mit Herddistanzen kleiner als 30 km registriert. Einige dieser Beben wurden von der Bevölkerung gespürt und sind deshalb bereits in der vorausgehenden Chronik angeführt. Andere wurden überhaupt nicht beachtet. Diese Tatsache vermag die Zweifel an der Realität vieler historischer Überlieferungen eher wieder zu zerstreuen. Es war aber nicht möglich, auf Grund der Registrierungen, für alle diese Fälle die Herdlagen zu bestimmen. Immerhin gibt es eine Anzahl sehr guter Aufzeichnungen. Die Phasen sind sehr scharf, so dass sich Distanz und sogar Einfallswinkel gut bestimmen lassen. Schon A. DE QUERVAIN erwähnt in den Jahresberichten 1916 und 1924 zwei Fälle. Im Jahre 1916 waren allerdings die Instrumente der Erdbebenwarte noch unzulänglich. Er fand auf den Registrierungen der Vertikalkomponente starke Longitudinalwellen. Auf den Horizontalkomponenten fehlten diese vollkommen, dagegen zeigten diese Apparate ca. 2,8 Sekunden später sehr gute Einsätze der Transversalwellen, woraus er den Herd ca. 23 km unterhalb der Station vermutete. Seither ist noch eine Reihe guter Aufzeichnungen erhalten worden:

Tabelle 3.[1]) Seit Bestehen des Seismographen gut registrierte Lokalbeben von Zürich 1916—1944.

Nr. 1 1916 Juli 17. Zürich P 10 h 46 m 11,6 s iS 10 h 46 m 14,4 s, Herddistanz ca. 20 km, Epizentrum Zürich, vergl. auch Chronik und Fig. 1.

Nr. 2 1917 Januar 28. Zürich eP 16 h 50 m 47,3 s iS 16 h 50 m 49,6 s, Herdtiefe ca. 10 km, Epizentrum bei Meilen, vergl. auch Chronik.

Nr. 3 1924 März 15. Zürich iP 01 h 46 m 29,9 s iS 01 h 46 m 34,0 s, Herdtiefe ca. 24 km, Epizentrum im Gebiet der Halbinsel Au, vergl. Chronik.

Nr. 4 1924 April 1. Zürich iP 16 h 37m 46,4 s iS 16 h 37m 50,4 s, Herd wie Nr. 3, nicht verspürt.

Nr. 5 1924 Mai 19. Zürich iP 05 h 39 m 49,0 s iS 05 h 39 m 53,0 s, Herd wie Nr. 3, nicht verspürt.

Nr. 6 1929 Juli 14. Zürich iP 00 h 37 m 20,6 s iS 00 h 37 m 24,6 s, Herd wie Nr. 3, nicht verspürt, aber registriert auf den Stationen Chur und Neuchâtel.

Nr. 7 1930 Januar 5. Zürich iP 12 h 56 m 27,9 s iS 12 h 56 m 29,3 s, Herdtiefe ca. 5 km, Epizentrum bei Küsnacht, vergl. Chronik. Auch schwach registriert in Neuchâtel.

Nr. 8 1932 September 4. Zürich keine Zeitmarken, S–P 2,0 s, Herdtiefe ca. 13 km, Epizentrum Küsnacht; registriert in Neuchâtel.

---

[1]) Die Symbole für die verschiedenen Wellensorten stammen aus dem Lateinischen. Die schnelleren Longitudinalwellen, die zuerst vom Seismographen aufgezeichnet werden, werden abkürzend mit P (Undae Primae) bezeichnet. Die nachfolgenden Transversalwellen, die infolge ihrer kleineren Fortpflanzungsgeschwindigkeit nach den P-Wellen im Seismogramm erscheinen, pflegt man mit S (Undae Sekundae) zu bezeichnen. Die Symbole P und S können auch kombiniert auftreten. In diesem Fall geben sie Aufschluss über die Geschichte der Welle. Z. B. wird eine Welle, die den Herd als P-Welle verlässt und dann später an einer elastischen Grenzfläche in eine S-Welle ungewandelt wird und so zur Station gelangt, als PS bezeichnet. Ist der Anfang einer Wellensorte scharf und zeitlich gut definiert, so wird das i vorgesetzt (impetus), wenn dagegen die Wellen langsam auftauchen und ihr Anfang zeitlich nicht genau angegeben werden kann, so wird e (emersio) vorgesetzt.

Nr. 9 1943 Oktober 6. Zürich iP 21 h 43 m 05,7 s iS 21 h 43 m 07,6 s, Herdtiefe ca. 10 km, Epizentrum bei Wollishofen; registriert in Neuchâtel, Basel und Chur, nicht verspürt.

Nr. 10 1944 Mai 25. Zürich iP 04 h 10 m 40,2 s S 04 h 10 m 42,1 s, Herdtiefe ca. 9 km, Epizentrum südlich Dübendorf, nicht verspürt.

Nr. 11 1944 März 30. Zürich iP 02 h 45 m 12,8 s iS 02 h 45 m 16,2 s, gleicher Herd wie Nr. 12, nicht verspürt, aber registriert in Basel.

Nr. 12 1944 Juni 27. Zürich iP 17 h 17 m 10,0 s iS 17 h 17 m 13,7 s, Herdtiefe ca. 23 km, Epizentrum westlich der Halbinsel Au, nicht verspürt.

Als charakteristisches Beispiel geben wir hier die Registrierungen des Bebens vom 14. Juli 1929.

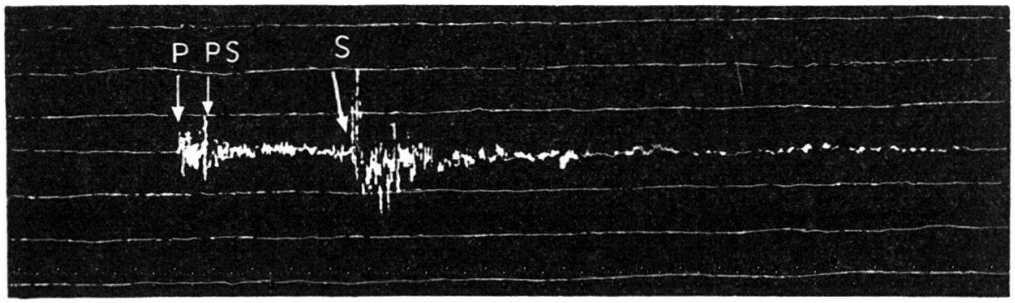


Fig. 2. *Horizontal Nord-Süd-Komponente*, 3mal vergr. 1 sec = 4,5 mm.

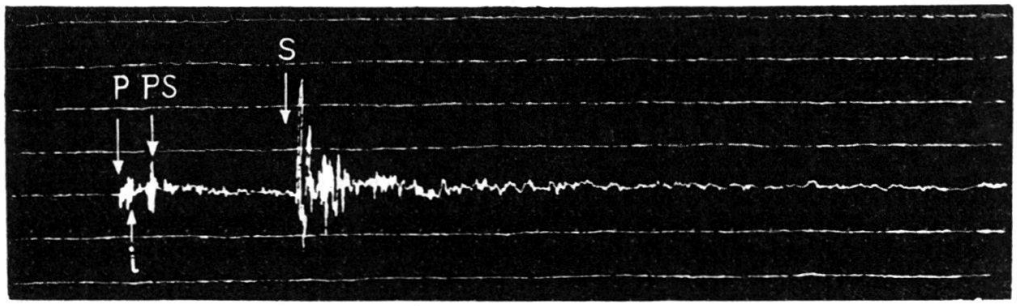


Fig. 3. *Horizontal Ost-West-Komponente*, 3mal vergr. 1 sec = 4,5 mm.

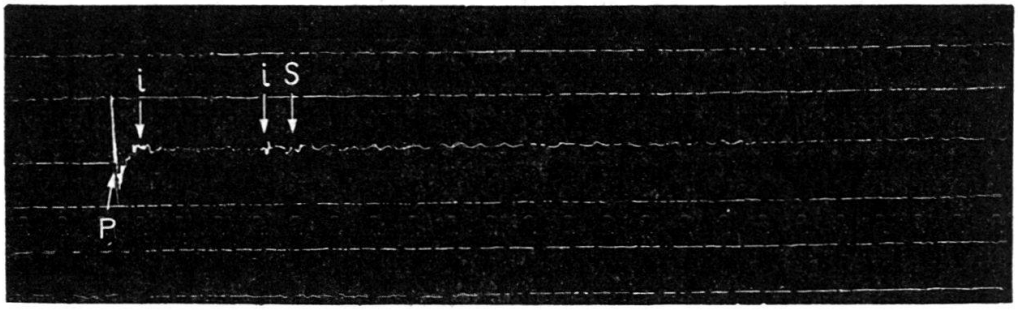


Fig. 4. *Vertikal.* 1 sec = 4,5 mm.

Die P-Wellen fielen sehr steil aus dem Erdinnern auf die Erdoberfläche ein, denn der erste Einsatz der P-Welle ist auf der Vertikalkomponente am stärksten. (Die Vergrösserung der Bodenbewegung durch den Seismographen ist für alle drei Komponenten Nord–Süd, Ost–West und Vertikal ungefähr die gleiche.) Der Einfallswinkel, d. h. der Winkel zwischen dem Lot zur Erdoberfläche und dem

Wellenstrahl beträgt ca. 15 bis 20 Grad. Für das Azimut ergibt sich ein Winkel von 155 bis 160 Grad. Die Zeitdifferenz zwischen S- und P-Welle ist 4,0 Sekunden. Mit Hilfe der bekannten Laufzeittabellen von MOHOROWICIC findet man daraus eine Herddistanz von ca. 32 km. Durch eine einfache geometrische Konstruktion lässt sich aus diesen Daten die Herdgegend ziemlich genau festlegen. Die Dislokation fand in ca. 31 km Tiefe unterhalb dem Gemeindegebiet von Herrliberg statt (vergl. Fig. 5, Punkt b). Den Tafeln von MOHOROWICIC liegen mittlere Ausbreitungsgeschwindigkeiten im Grundgebirge zugrunde. Diese betragen für die P-Welle 5,6 km pro Sekunde, für die S-Welle ca. 3,3 bis 3,4 km pro Sekunde. Die Erdbebenwarte liegt aber auf der Molasse, die in Zürich schon eine ganz beträchtliche Mächtigkeit besitzt. In diesen tertiären Schichten sind die Wellenausbreitungsgeschwindigkeiten bedeutend kleiner. A. KREIS gibt für die P-Wellen nach seinen experimentellen Bestimmungen Werte von der Grössenordnung 2,6 bis 3 km pro Sekunde. Machen wir jetzt die ganz unwahrscheinliche Annahme, der Herd liege selbst noch in der Molasse, und rechnen mit einer mittleren P-Wellengeschwindigkeit von 2,8 km pro Sekunde, so ergibt sich als Herd ein Punkt in ca. 15 km Tiefe unterhalb der Gemeinde Küsnacht (vergl. Fig. 5, Punkt a). Man sieht also, je nach den Voraussetzungen, die man den Herdbestimmungen zugrunde legt, ergeben sich für die Herdlagen wesentlich verschiedene Positionen. Die exakte Herdtiefenbestimmung hängt also aufs engste mit der Bestimmung der Untergrundstruktur zusammen.

Benützt man in der Berechnung, anstatt der obigen Grenzannahmen, die tatsächlichen Verhältnisse, wie sie etwa in den geologischen Profilen von STAUB (Lit. 8) dargestellt sind, so ergibt sich als Herd Punkt c, Fig. 5. Aus den Profilen von STAUB (Lit. 8) findet man eine Molassedicke unterhalb Zürich von etwas mehr als 2000 m. Gewisse Einsätze in den Nahebebenseismogrammen von Zürich lassen sich nur durch die Annahme einer elastischen Unstetigkeitsfläche unterhalb der Station deuten (man vergleiche in den Seismogrammen die Phase PS). Die wahrscheinlichste Annahme einer elastischen Unstetigkeit besteht für den Übergang Molasse–Mesozoikum. Unter dieser Voraussetzung errechnete seinerzeit der Verfasser eine Molassendicke von ca. 2,2 km unmittelbar unterhalb der Station (Lit. 13), also einen Wert, der in guter Übereinstimmung mit den Annahmen von STAUB ist. Die Wellenstrahlen sind bei einer solchen Struktur gebrochene Linien. Die Epizentraldistanzen werden etwas grösser, die Herdtiefen dagegen kleiner. Unter Voraussetzung dieser sicher auch nur genäherten Untergrundstruktur wurden die Herde der gut registrierten Beben der Tabelle 3 bestimmt und in Fig. 5 in Grund- und Aufriss eingetragen. Die daneben stehenden Zahlen geben die Anzahl der bisher beobachteten Beben, die vom betreffenden Herd ausgegangen sind. Es sei nochmals betont, dass es sich nur um genäherte Herdlagen handeln kann. Aber auch eine etwas andere Untergrundstruktur und etwas verschiedene Werte für die Ausbreitungsgeschwindigkeiten der Wellen verändern qualitativ das Bild nicht mehr wesentlich. Die Herde verteilen sich ziemlich parallel längs dem untern Zürichseebecken. Erdbeben sind aber untrügliche Zeichen für Bruchtektonik, und die Frage ist nicht ganz unberechtigt, ob man in diesen heute noch stattfindenden schwachen Bewegungen nicht das Ausklingen jener Vorgänge sehen könnte, die überhaupt ganz wesentlich zur Bildung des Seetroges geführt haben. Das Seebecken wäre also nach dieser Auffassung in seiner Uranlage tektonisch bedingt, aber vielleicht nicht ganz so, wie sich z. B. ALBERT HEIM (Lit. 3) die Entstehungsweise vorgestellt hat. Die bis heute festgestellten Herde streuen längs des tieferen unteren Seebeckens. Wie man sich die Bruchflächen im einzelnen vorstellen muss, kann vielleicht einmal die Zukunft

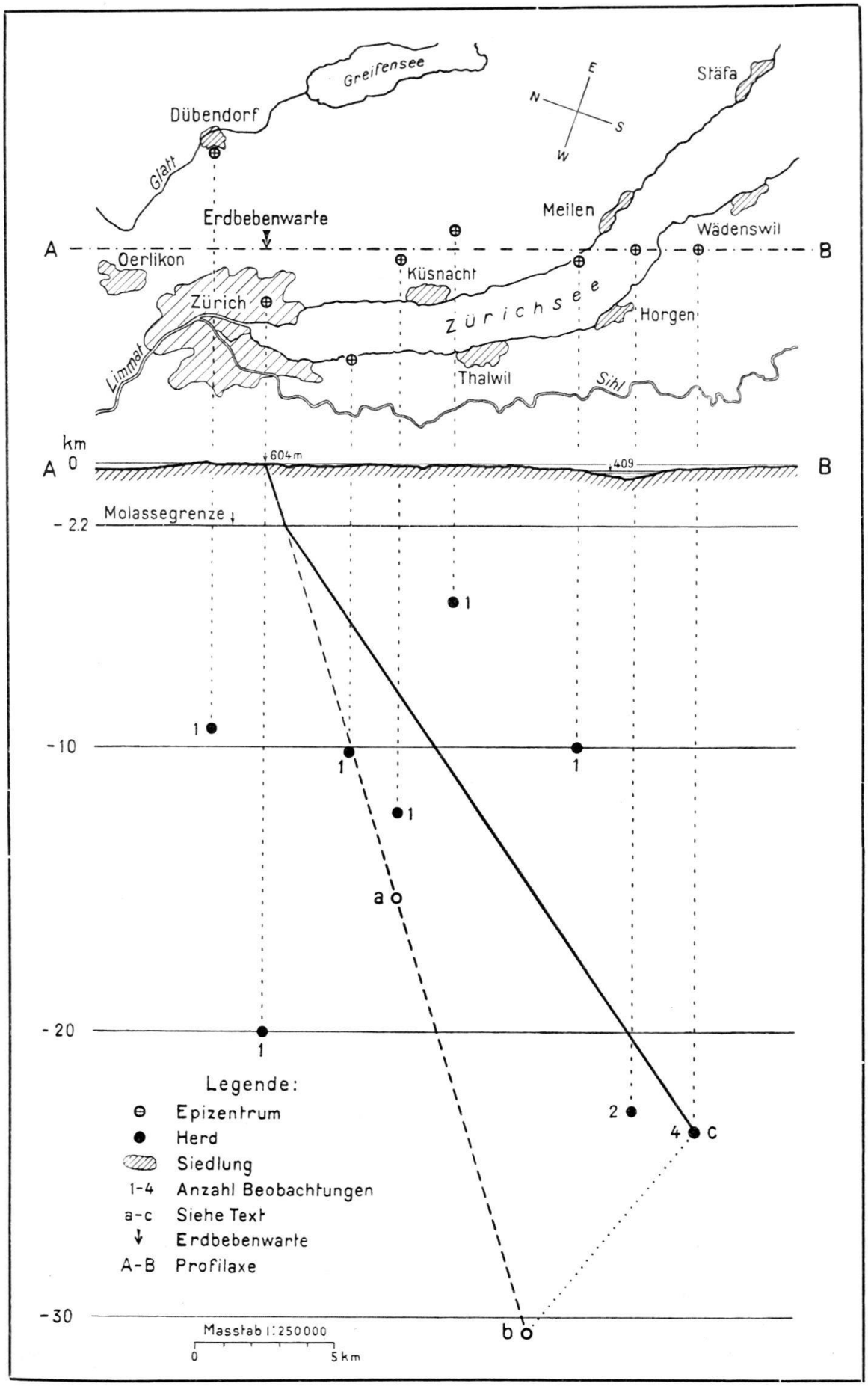


Fig. 5. *Die in der Umgebung von Zürich 1916—1944 registrierten Lokalbeben im Grundriss (oben) und Profil (unten).*

Die Zahlen 1—4 bedeuten Anzahl der Beobachtungen, die Buchstaben a—c die im Text erwähnten verschiedenen Interpretationen.

entscheiden, wenn die Herdbestimmung mit grösserer Präzision durchgeführt werden kann. Die Störungszone erstreckt sich bis in sehr grosse Tiefen, so dass daneben der heute bekannte Seetrog nur als eine ganz bescheidene Deformation der Erdoberfläche erscheint. Merkwürdig ist, dass die oberen Teile des Seebeckens, was auch aus dem historischen Beobachtungsmaterial folgt, sich seismisch relativ ruhig verhalten. Erst im Gebiete des Walensees und im Glarnerland gibt es dann wieder eine Reihe ziemlich aktiver Herde.

Die Entstehung der Randseen ist ja bis heute eine sehr umstrittene Angelegenheit geblieben (Lit. 9). Seismische Sondierungen längs eines ganzen Tallaufes könnten sicher zur Lösung der Aufgabe neue wertvolle Tatsachen zu Tage fördern. In den obersten Talpartien hat ja die Gletscherkommission seit Jahren mit grossem Erfolg Eismächtigkeiten gemessen. Ebenso interessant für die Talgeschichte wären sichere Anhaltspunkte über die Schuttmächtigkeiten in den tieferen Talpartien. Es wird voraussichtlich nie gelingen, die Schuttdicken in den Seebecken selbst zu bestimmen. Auch aus rein praktischen Gründen wären z. B. im Bereiche der Stadt Zürich Anhaltspunkte über die Tiefe der anstehenden Molasse sehr erwünscht.

Auch die Schütterkarte unseres Landes (siehe Tafel VII) unterstützt bis zu einem gewissen Grade die eben geäusserte Vermutung der tektonischen Uranlage der Randseen. Die Seeufer und deren Nachbarschaft gehören zu den seismisch aktivsten Gebieten des Molasselandes. Die makroseismischen Beobachtungen beschränken sich notwendigerweise auf die Uferzonen. Nach den Aufzeichnungen der Erdbebenwarte Neuchâtel konnten in den letzten Jahren mit Sicherheit auch Herde im Neuenburgersee selbst nachgewiesen werden. Diese Störungen scheinen aber viel seichter zu liegen als gewisse Bebenherde im Gebiet des Zürichsees. Diese Vermutung stützt sich nicht nur auf die bis heute vorliegenden Registrierungen, sondern auch das makroseismische Beobachtungsmaterial deutet in der gleichen Richtung. Bei den westschweizerischen Molassebeben beobachtet man in der Mehrzahl der Fälle ein sehr gut bestimmbares, relativ kleines Gebiet maximaler Intensität, von dem aus nach allen Seiten die Bewegung rasch abklingt. Dagegen gibt es in der ostschweizerischen Molasse Beben, wo die Intensität sich fast gleichmässig über das ganze Schüttergebiet verteilt (vergl. Fig. 1). Das unterschiedliche Verhalten lässt sich sehr gut durch Annahme verschiedener Herdtiefen verstehen. Ein abschliessendes Urteil in dieser Beziehung kann allerdings erst die Zukunft bringen.

Gegenüber den nordalpinen Randseen verhalten sich die Seen auf der Alpensüdseite seismisch verschieden. Nur in der Umgebung des Gardasees und des Iseosees sind zahlreiche Bebenherde nachgewiesen. Der Langensee, der Luganersee und der Comersee liegen dagegen in einer seismisch ruhigen Zone. Aus jenem Gebiet können keine grösseren historischen Beben nachgewiesen werden. Erst in der Zone von Bellinzona sind einige Herde sichergestellt.

Es scheint mir überhaupt fraglich, ob die Bildung aller Randseen auf die gleiche Ursache zurückgeführt werden kann. Die im Verlaufe der Erdgeschichte möglichen Veränderungen sind eben recht mannigfaltig. Auch für die hier betonte rein tektonische Entstehungsweise der nordalpinen Seemulden haben wir keine zwingenden Beweise, solange nicht im Gelände selbst Verwerfungen nachgewiesen werden können. Das Vorhandensein grosser Wasserflächen oder Schuttauffüllungen kann allerdings einen solchen direkten Nachweis sehr schwierig gestalten oder sogar verunmöglichen. Erdbeben sind zwar sehr gute, aber doch nur Indizien für Bruchtektonik. Immerhin vermutet auch H. Suter nach seinen Profilen (Lit. 10) Dislokationen im Deckenschotter des obern Sihltales. Dieses Gebiet liegt in der süd-

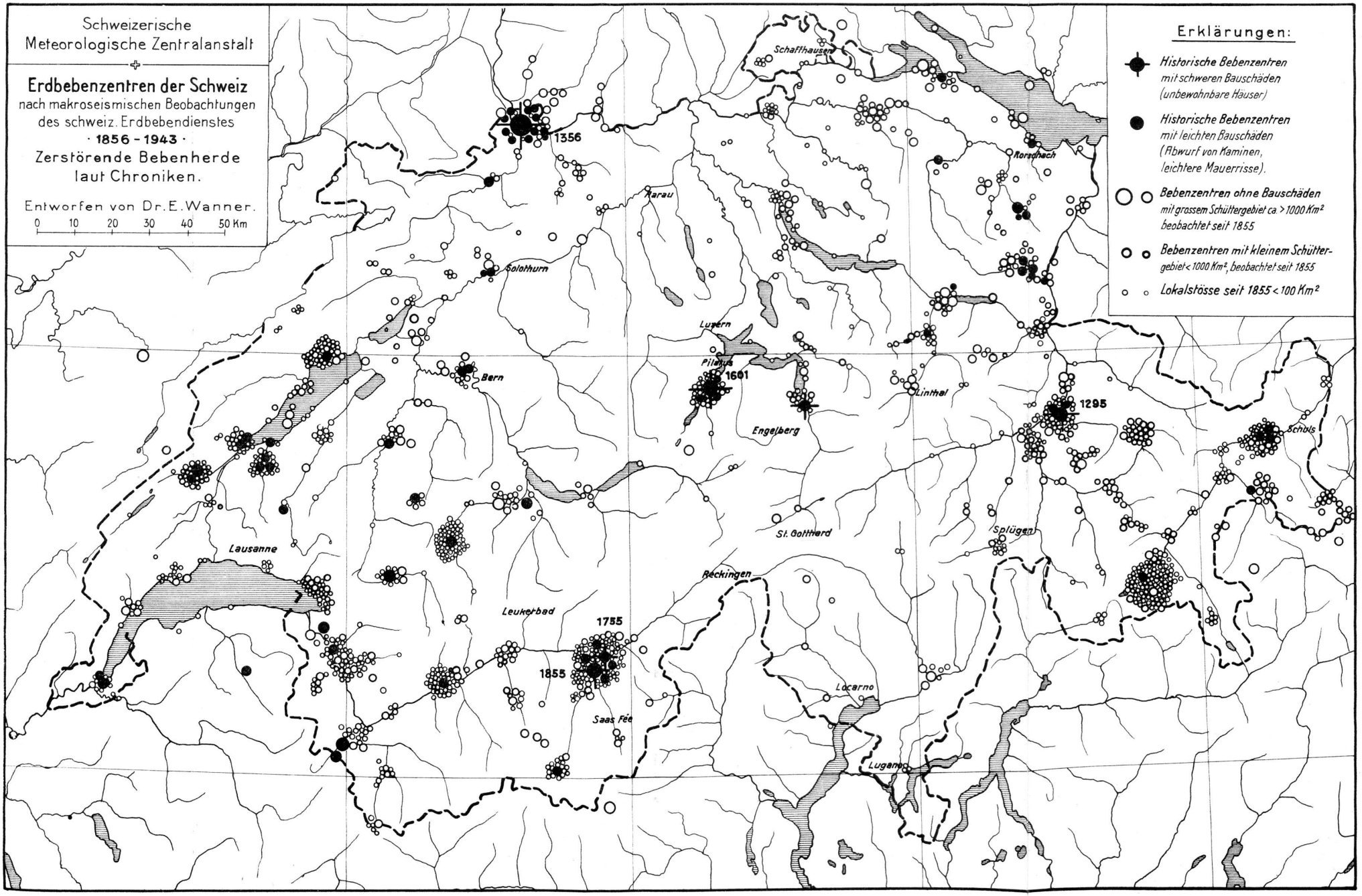
lichen Fortsetzung der in der Karte angegebenen Epizentren. In unserem Lande ist der Zusammenhang zwischen Erdbeben und Tektonik überhaupt noch recht dunkel. Mit Ausnahme der Beben bei Basel und derjenigen einiger Jurabrüche ist ein direkter Zusammenhang zwischen Erdbebenherden und Tektonik nicht ersichtlich, wie das in den eigentlichen Erdbebenländern der Fall ist. Wie schon S. 2 betont wurde, lässt sich nur eine gewisse Parallelität zwischen Grundgebirgsdepression und Erdbebenhäufigkeit feststellen.

3. Literatur.

1. Berichte der Schweizerischen Erdbebenkommission, des Schweizerischen Erdbebendienstes und der Erdbebenkatalog für die Schweiz für die Jahre 1856—79. Annalen der MZA 1932.
2. Gassmann, Fritz: Die makroseismischen Intensitäten der schweizerischen Nahebeben im Zusammenhang mit den Registrierungen in Zürich. Jahresbericht des Schweizerischen Erdbebendienstes, 1925.
3. Heim, Albert: Geologie der Schweiz, 1. Band, Ch. H. Tauchnitz, Leipzig 1919.
4. Jahresberichte des Schweizerischen Erdbebendienstes, 1924 und 1927.
5. de Montessus de Ballore, F.: La Suisse sismique. Archives, Tome XXVIII, p. 31, Genève 1892.
6. Penk und Brückner: Die Alpen im Eiszeitalter, Ch. H. Tauchnitz, 1909.
7. de Quervain, A.: Jahresbericht des Schweizerischen Erdbebendienstes, 1916.
8. Staub, Rudolf: Der Bau der Alpen. Beitr. zur geol. Karte d. Schweiz. N. F. 52, 1924.
9. Staub, Rudolf: Prinzipielles zur Entstehung der Randseen. Eclogae geol. helv. Vol. 31. 1938.
10. Suter, Hans: Geologie von Zürich. Gebr. Leemann & Co., Zürich 1939.
11. Volger, Otto: Untersuchungen über das Phänomen der Erdbeben in der Schweiz, Justus Perthes 1857.
12. Wanner, Ernst: Beiträge zur Geographie der Erdbeben, Gerlands Beiträge zur Geophysik, Band 23, S. 334, 1929 und Band 39, S. 326, 1933.
13. Wanner, Ernst: Über die Mächtigkeit der Molasseschicht, Vierteljahrsschrift der N. G. Zürich, Bd. LXXIX, S. 241, 1934.

Schweizerische Meteorologische Zentralanstalt Zürich.

Manuskript eingereicht 25. April 1945.


Schweizerische
Meteorologische Zentralanstalt
Erdbebenzentren der Schweiz
nach makroseismischen Beobachtungen
des schweiz. Erdbebendienstes
· 1856 - 1943 ·
Zerstörende Bebenherde
laut Chroniken.
Entworfen von Dr. E. Wanner.
0 10 20 30 40 50 Km
Erklärungen:
Historische Bebenzentren mit schweren Bauschäden (unbewohnbare Häuser)
Historische Bebenzentren mit leichten Bauschäden (Abwurf von Kaminen, leichtere Mauerrisse).
Bebenzentren ohne Bauschäden mit grossem Schüttergebiet ca > 1000 Km² beobachtet seit 1855
Bebenzentren mit kleinem Schüttergebiet < 1000 Km², beobachtet seit 1855
Lokalstösse seit 1855 < 100 Km²
Schaffhausen
1356
Rorschach
Aarau
Solothurn
Luzern
Pilatus
1601
Bern
Linthal
1295
Engelberg
Schuls
St. Gotthard
Splügen
Lausanne
Reckingen
Leukerbad
1755
1855
Saas Fee
Locarno
Lugano