

Die Tiefen der Erdbebenherde in Deutschland auf Grund makroseismischer Berechnungen

W. SPONHEUER

Zusammenfassung

Über die Tiefe der Erdbebenherde in Deutschland wahrisher nur wenig bekannt. Lediglich für das Gebiet der Schwäbischen Alb konnten dank dem Stationsnetz des Württembergischen Erdbebendienstes die Herdtiefen von neueren Erdbeben mikro-seismisch bestimmt werden. Für alle anderen Herdgebiete Deutschlands lagen bisher weder mikro-seismisch noch makroseismisch ermittelte Tiefen von Erdbebenherden vor. Wegen der relativen Seltenheit grösserer Erdbeben innerhalb Deutschlands und des Fehlens geeigneter für Herdtiefenbestimmungen auswertbarer Registrierungen wurden nachfolgend nur Herdtiefen derjenigen Erdbeben makroseismisch ermittelt, von denen eine Isoseistenkarte gezeichnet werden konnte.

Mit Hilfe einer neuartigen Methode (7) ist es möglich, mit geringem Zeitaufwand eine grössere Zahl von Erdbeben zu bearbeiten und Ergebnisse zu erzielen, die mit mikro-seismisch errechneten gut übereinstimmen.

Wie den meisten bisher bekannten Verfahren liegt auch dem hier benutzten die Gleichung von Kövesligethy (5) zugrunde.

$$I_0 - I = 3 \log \frac{r}{h} + 3 a M (r - h), \quad [1]$$

oder, da nach Abb. 1

$$r^2 = h^2 + s^2,$$

$$I - I_0 = 3 \log \frac{1}{h} \sqrt{h^2 + s^2} + 3 a M (\sqrt{h^2 + s^2} - h). \quad [2]$$

Hierbei ist

- I_0 = Intensität im Epizentrum [Grad]
- I = Intensität in der Entfernung s vom Epizentrum
- s = mittlere Entfernung der Isoseiste I vom Epizentrum (Isoseistenradius)[km]
- h = Herdtiefe [km]
- a = Absorptionskoeffizient [km]⁻¹
- $M = \log c = 0,4343$.

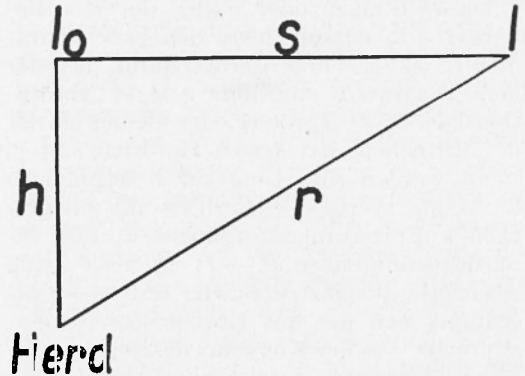


Abb. 1.

In einem Diagramm nach Gleichung [2] kann nun für einen festen Wert des Absorptionskoeffizienten a die Herdtiefe h in Abhängigkeit von der Epizentralentfernung dargestellt werden (Abb. 2).

Stimmt zufällig der Wert von a , der diesem Diagramm zugrunde liegt, mit dem eines Erdbebens überein, so muss sich zu jedem Isoseistenradius s und der zugehörigen Intensitätsdifferenz $I_0 - I_n$ ein konstanter Wert der Herdtiefe h ablesen lassen. In allen anderen Fällen, in denen der feste

Wert a des Diagramms von dem des Erdbebens verschieden ist, werden die abgelesenen Herdtiefenwerte, die den Entfernungen s_n und den Intensitätsdifferenzen $I_0 - I_n$ entsprechen, mit grosser werdender Epizentralentfernung entweder ansteigen oder fallen, wie es in Abb. 2 für $a = 0,02$ und $a = 0,04$ gezeigt wird.

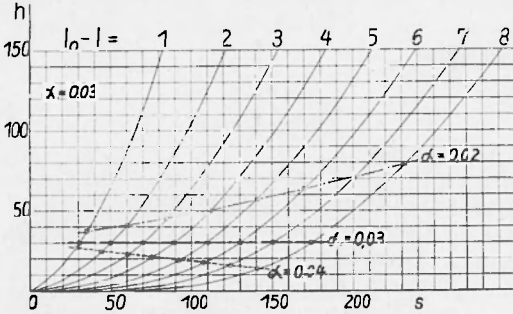


Abb. 2. - Darstellung von Gleichung [2] für festes a und ganzzahlige Intensitätsdifferenzen $I_0 - I$.

Dieses Steigen oder Fallen der Herdtiefenwerte h_n entsprechend den Isoseistenradien s_n ist also ein Kriterium dafür, dass der dem Diagramm zugrunde gelegte Absorptionskoeffizient a grösser oder kleiner als der des Erdbebens ist, dessen Herdtiefe untersucht werden soll. Umgekehrt zeigen also konstante Werte der Herdtiefe für entsprechende Epizentralentfernungen s_n und intensitätsdifferenzen $I_0 - I_n$ an, dass beide Absorptionskoeffizienten, der feste des Diagramms und der des Erdbebens, übereinstimmen. Aus der Konstanz des abgelesenen Herdtiefenwertes geht hervor, dass dieser der gesuchte richtige Wert ist. Hierbei wird wie bei allen anderen makroseismischen Herdtiefenbestimmungsverfahren stillschweigend vorausgesetzt, dass der Absorptionskoeffizient eines Erdbebens für verschiedene Herdentfernungen sich nicht ändert. Man konnte nun mit Hilfe der vorstehenden Betrachtung eine Methode zur Bestimmung der Herdtiefe gewinnen. Man benötigt dazu eine Anzahl von Diagrammen nach Abb. 2 mit hinreichend abgestuften festen Werten des Absorptionskoeffizienten a . Durch Probieren, also im Näherungsverfahren, wird nun dasjenige Diagramm herausgesucht, das einen konstanten, d. h. rich-

tigen Wert der Herdtiefe für jeden gegebenen Isoseistenradius s und Intensitätsdifferenz $I_0 - I$ ablesen lässt. Dieser Methode stehen lediglich im Wege, dass einmal eine grosse Zahl derartiger Diagramme notwendig ist, zum anderen, dass die Herstellung solcher Diagramme infolge der Transzendenz der Gleichung [2] sehr mühevoll und zeitraubend ist. Um diese Schwierigkeit zu umgehen, wurde von Ullmann (*) in Gleichung [1] der Absorptionskoeffizient a eliminiert, wodurch sich die Gleichung in eine bequeme Form bringen lässt. Er stellt folgende Definitionsgleichungen auf.

$$\eta = ah, \varrho = ar, \sigma = as \quad [3]$$

oder

$$\frac{\eta}{h} = \frac{\varrho}{r} = \frac{\sigma}{s} = a.$$

Die Zuordnung dieser Grössen geht aus Abb. 3 hervor, und man kann nun [1] wie folgt schreiben.

$$\frac{I_0 - I}{3} = \log \frac{\varrho}{\eta} + M(\varrho - \eta). \quad [4]$$

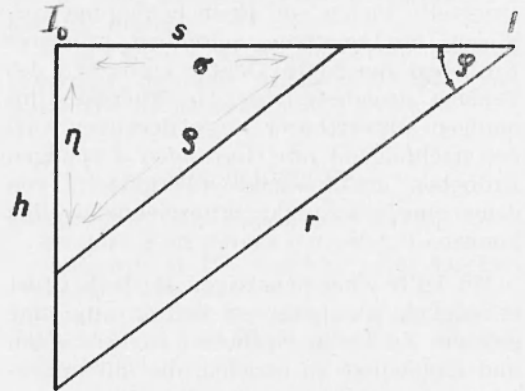


Abb. 3. - Zur Herleitung von Formel [10].

Nach der Abb. 3 ist

$$\frac{\varrho}{\eta} = \frac{1}{\sin \varphi},$$

und daher

$$\varrho - \eta = \varrho(1 - \sin \varphi).$$

Nun wird

$$\frac{I_0 - I}{3} = -\log \sin \varphi + M\varrho(1 - \sin \varphi) \quad [5]$$

(*) Dr. W. Ullmann, Inst. für Bodendynamik und Erdbebenforschung, Jena.

daraus

$$\varrho = \left(\frac{I_0 - I}{3} + \log \sin \varphi \right) \frac{1}{M} \frac{1}{1 - \sin \varphi}. \quad [6]$$

Setzt man

$$c(\varphi) = \frac{1}{M} \frac{1}{1 - \sin \varphi}, \quad [7]$$

$$-c(\varphi) \log \sin \varphi = f(\varphi), \quad [8]$$

$$\gamma = \frac{I_0 - I}{3}, \quad [9]$$

dann ergibt sich für [6]

$$\varrho = \gamma c(\varphi) - f(\varphi). \quad [10]$$

ϱ ist nur definiert für

$$\gamma - \log \sin \varphi > 0$$

oder

$$\frac{\gamma}{M} + \ln \sin \varphi > 0,$$

folglich

$$\sin \varphi > e^{-\frac{\gamma}{M}}$$

Mit Hilfe von Gleichung [10] lassen sich für alle Intensitätsdifferenzen $I_0 - I_n$, die zweckmässig um halbe oder viertel Grade abgestuft werden, Kurven berechnen, da die Ausdrücke [7, 8, 9] leicht tabellierbar sind und muhsame Näherungsberechnungen fortfallen. Entweder kann man mit dem Winkel φ und der Grösse ϱ für jedes γ eine Kurve zeichnen, oder man benutzt dazu die Grössen σ und η , die sich aus

$$\eta = \varrho \sin \varphi$$

und

$$\sigma^2 = \varrho^2 + \eta^2$$

ergeben.

Die Bestimmung der Herdtiefe eines Erdbebens mittels des σ, η -Diagramms geht nun folgendermassen vor sich: Auf Grund der Isoseistenkarte sind die mittleren Isoseistenabstände vom Epizentrum s_n für die entsprechenden Intensitätsdifferenzen $I_0 - I_n$ sowie die Intensität im Epizentrum I_0 gegeben. Unter Annahme eines geschätzten Wertes für die Absorption a erhält man durch einfache Multiplikation mit den Isoseistenradien s_n die Grössen σ_n .

Nun entnimmt man dem Diagramm zu jedem σ bei der zugehörigen Intensitätsdifferenz $I_0 - I$ das entsprechende η . Steigen oder fallen die η -Werte, so wird der Vorgang mit einem kleineren bzw. grösseren Wert von a solange, wiederholt, bis die η -Werte konstant bleiben. Aus η erhält man durch Division mit a die gesuchte Herdtiefe h . Selbstverständlich muss in Kauf genommen werden, dass infolge der niemals idealen Verteilung der Isoseisten die η -Werte streuen. Jedoch lässt sich fast immer erkennen, ob sie eine fallende oder steigende Tendenz haben. Stärker streuende Werte zeigen an, dass die zugehörigen Isoseistenradien zu stark fehlerhaft und daher nicht geeignet für eine Herdtiefenbestimmung sind.

Da bei diesem Verfahren die Absorption a zunächst geschätzt werden muss, sind meist mehrere Näherungsschritte nötig, um den richtigen, d. h. konstanten Wert der Herdtiefe zu ermitteln. Ferner geht aus Gleichung [1] hervor, dass die Epizentralintensität I_0 möglichst genau bekannt sein muss, um sichere Ergebnisse zu erhalten. Man kann aber die Zahl der Näherungsschritte stark herabsetzen, wenn der Absorptionskoeffizient nicht beliebig gewählt, sondern in geeigneter Weise abgeschätzt wird.

Stellt man Gleichung [2] so dar, dass die Intensitätsdifferenz $I_0 - I$ in Abhängigkeit vom Isoseistenradius s gebracht wird, so stellt diese Funktion (Abb. 4) die Intensitätsabnahme mit der Entfernung für die Gleichung von Kövesligethy dar. Aber auch für jedes Erdbeben lässt sich mit den makroseismischen Daten eine derartige Kurve zeichnen, wenn man I in Abhängigkeit von s aufträgt. Vergleicht man eine derartige Intensitätsabnahmekurve mit den theoretischen Intensitätsabnahmekurven etwa durch Übereinanderlegen der auf transparentem Papier gezeichneten Diagramme, so lässt sich einmal der Wert des Absorptionskoeffizienten a mit genügender Genauigkeit abschätzen, zum anderen zeigt die zu der Bebenkurve passende theoretische Abnahmekurve den extrapolierten Wert der Intensität I_0 hinreichend genau an. Ausserdem ist es in vielen Fällen möglich, auch den ungefähren Wert der Herdtiefe h aus dem Diagramm zu entnehmen, so dass Irrtümer bei der Herdtiefenberechnung ver-

mieden werden können. Mit Hilfe des abgeschätzten Wertes von α kann die Ermittlung der Herdtiefe nach dem vorher beschriebenen Verfahren vorgenommen werden.

tische mit $\alpha = 0,001$. Legt man die beiden Kurven so übereinander, dass die Epizentralintensität von 6 Grad mit dem Nullpunkt des Koordinatensystems der theoretischen Kurve zusammenfällt, so liegen die

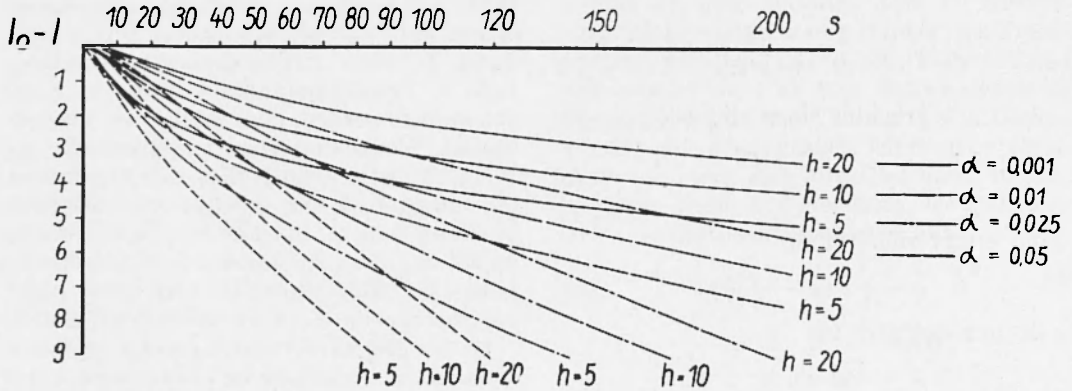


Abb. 4. - Abhängigkeit der Intensitätsdifferenz $I_0 - I$ von der Entfernung s für verschiedene Herdtiefen h und Absorptionskoeffizienten α nach Gleichung [2].

Das Verfahren möge an einem Beispiel erläutert werden. (Erdbeben an der Hornisgründe vom 30. 12. 1935).

beobachteten Epizentralentfernungen ungefähr auf der theoretischen Kurve für $h = 30$ km. (Abb. 5).

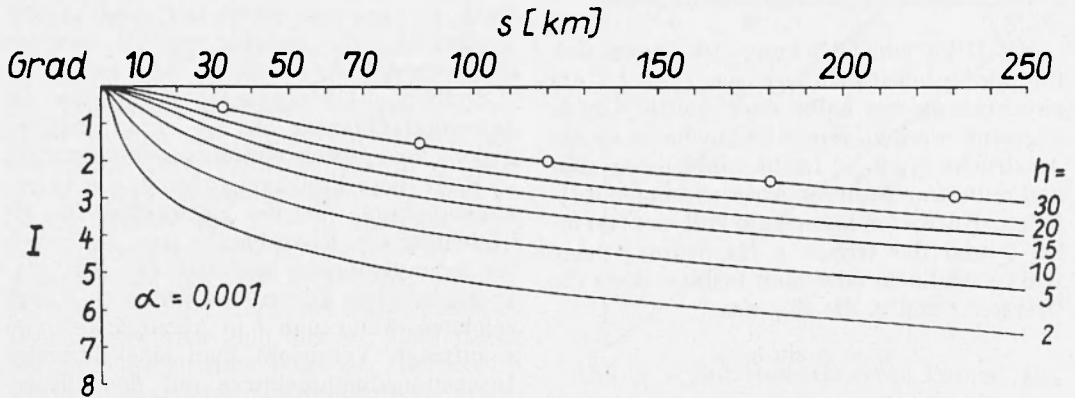


Abb. 5. - Abschätzung von α und h durch Anpassen der makroseismischen Daten an eine Kurvenschar nach Gleichung [2].

Der Isoseistenkarte von Hiller⁽⁴⁾ wurden folgende mittlere Isoseistenradien entnommen:

I_n	5,5	4,5	4	3,5	3	Grad
s_n	32	85	120	180	230	km

Trägt man s in Abhängigkeit von I auf, so erhält man für diese Intensitätsabnahmekurve die beste Annäherung an die theori-

Nach den makroseismischen Beobachtungen ist allerdings I_0 höher als 6 Grad, jedoch niedriger als 6,5 Grad gewesen, so dass $I_0 = 6,25$ gesetzt wurde. Daher muss die Herdtiefe geringer als 30 km sein, wie sich auch aus dem Kurvenvergleich ergibt, wenn man die Ordinate von 6,25 auf den Ursprung der theoretischen Kurve legt. Mit $\alpha = 0,001$ erhält man, da $\sigma = s\alpha$, für die

entsprechenden Intensitätsdifferenzen
 $I_o - I_n$.

$I_o - I_n$	0,75	1,25	1,75	2,25	2,75	3,25
σ_n	0,032	0,05	0,085	0,120	0,180	0,230

Der Vorteil der aufgezeigten Methode liegt vor allem darin, dass zu jedem Wert der mittleren Isoseistenentfernung ein Herdtiefenwert bestimmt wird. Streuen die erhaltenen Werte der Herdtiefe innerhalb eines

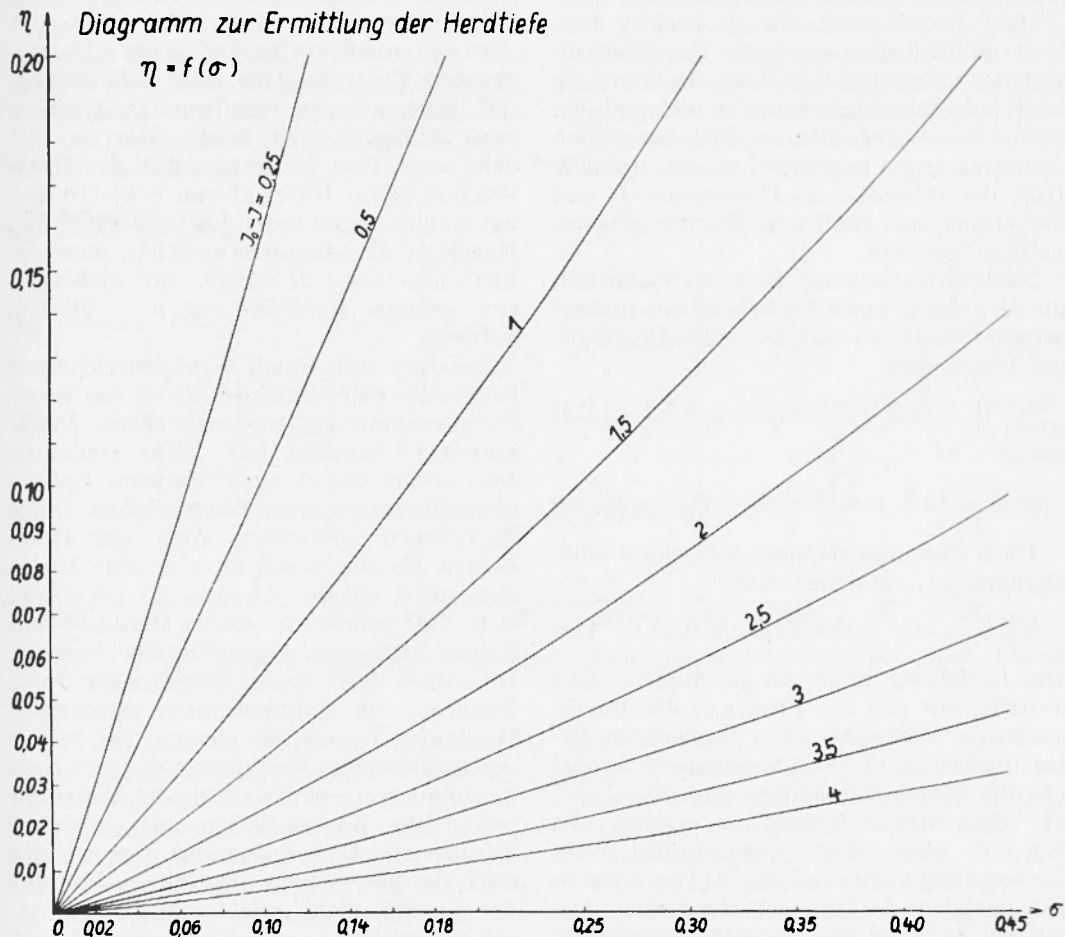


Abb. 6. - σ, η -Diagramm zur Bestimmung der Herdtiefe.

Hierzu liest man aus dem σ, η -Diagramm (Abb. 6) die zugehörigen η_n -Werte ab, die durch α dividiert h ergeben.

η_n	0,024	0,0225	0,025	0,024	0,026	0,024
h_n	24	22,5	25	24	26	24 km

Abgesehen von der unvermeidlichen Streuung sind die h -Werte als konstant anzusehen, die Herdtiefe schwankt also in diesem Fall zwischen $h = 22,5$ bis 26 km.

grossen Bereichs, so müssen wie schon erwähnt, die makroseismischen Daten als zu fehlerhaft und daher als nicht geeignet für eine Herdtiefenberechnung verworfen werden. Dagegen würde die Anwendung eines der Rechenverfahren, etwa nach der Methode der kleinsten Quadrate, in einem solchen Falle ein scheinbar gesichertes Ergebnis erbringen, dem in Wirklichkeit der physikalische Sinn fehlt.

Nach den bisherigen Erfahrungen mit der

neuen Methode stimmen die hiermit errechneten Herdtiefen gut mit den mikroseismisch bestimmten überein, während früher oftmals erhebliche Unstimmigkeiten zwischen mikroseismisch und makroseismisch ermittelten Herdtiefen auftraten.

Da für viele auch makroseismisch beobachtete Erdbeben wegen der Umständlichkeit der bisherigen Verfahren die Herdtiefe nicht bekannt war, konnte deren Magnitude, wenn keine brauchbaren instrumentellen Aufzeichnungen registriert waren, nur mit Hilfe der Intensität im Epizentrum I_0 und der Grösse des fühlbaren Schüttergebietes bestimmt werden.

Nach Gutenberg und Richter (³) lässt sich die Magnitude eines Erdbebens aus makro-seismischen Daten nach folgenden Beziehungen bestimmen:

$$\log E = 9,5 + 3,2 \log h + 1,1 I_0, \quad [11]$$

ferner

$$\log E = 11,1 + 6,4 \log R_h - 3,2 \log h \quad [12]$$

Durch Zusammenfassung der beiden Gleichungen [11, 12] erhält man

$$\log E = 10,3 + 3,2 \log R_h + 0,55 I_0 \quad [13]$$

eine Beziehung, in der die Herdtiefe h nicht auftritt. Mit [13] hat Fiedler (²) die Magnituden der makroseismisch beobachteten Beben Südwestdeutschlands bestimmt, wobei er die Hypozentralentfernung R_h durch die Epizentralentfernung R ersetzte. Es lag nun nahe, Fiedlers Ergebnisse unter Verwendung von Gleichung [11] nachzuprüfen, nachdem die Herdtiefe der Beben ohne grossen Aufwand aus den makroseismischen Daten errechnet werden konnte. Hierbei stellte sich heraus, dass mit Ausnahme der in der Tabelle mit * bezeichneten Beben nur unbedeutende Unterschiede bei der Berechnung von $\log E$ nach [11] gegenüber der Bestimmung nach [13] auftraten. Allerdings muss hierzu bemerkt werden, dass nach der Definition von Gutenberg und Richter R als der Radius des Schüttergebietes angesehen wird, das von der Isoleiste mit der Intensität $I = 1,5^\circ$ eingeschlossen wird, während sich bei Fiedler in der Regel R auf einen Schütterbezirk bezieht, der von der Isoleiste 3. Grades eingeschlossen wird. Die

Übereinstimmung der Ergebnisse spricht für Fiedlers Auffassung von R . Ubrigens dürfte die Festlegung der Grenze des makro-seismischen Bereichs im Sinne von Gutenberg und Richter heutzutage bei dem hohen Störpegel durch Industrie und Verkehr nur noch in Ausnahmefällen möglich sein.

Die Herdtiefen in Deutschlands z. Zt. regsamstem Erdbebengebiet, der *Schwäbischen Alb*, sind, wie eingangs bemerkt, teilweise auch mikroseismisch belegt. Wie die Tabelle zeigt, liegt ein grosser Teil der Herdtiefenwerte im Intervall von 8 bis 10 km, nur wenige liegen tiefer bis etwa zu 15 km. Daher ist es besonders auffällig, dass das Erdbeben vom 21.2.1933 mit Sicherheit eine grossere Herdtiefe von $h = 30$ Km aufweist.

Bei den mit einem * gekennzeichneten Beben der Schwäbischen Alb ist die Herdtiefenbestimmung, wie auch schon Peterschmitt (⁶) bemerkt hat, nicht eindeutig. Man erhält bis zu einer gewissen Epizentralentfernung s , deren Wert bei etwa 50 Km liegt, einen konstanten Wert der Herdtiefe h für ein bestimmtes a . Für Isoleistenradien grösser als etwa 50 km ergibt sich eine bedeutend tiefere Herdtiefe mit einem kleineren Absorptionskoeffizienten. In einigen derartigen Fällen konnte durch Vergleich mit mikroseismisch errechneten Herdtiefen immer die kleinere der beiden sich ergebenden Herdtiefen als zutreffend bestimmt werden. Hier liegt die Annahme nahe, dass bei Erdbeben mit grösserem Schüttergebiet, denn nur bei diesen treten zwei Herdtiefenwerte auf, die Ausbreitung der Energie nicht, wie vorausgesetzt, ungefähr geradlinig vor sich gegangen ist, sondern dass von einer gewissen Entfernung an Energie zur Erdoberfläche gelangt, die an einer tieferen Schicht entlang sich ausgebreitet hat. Erdbeben mit einer solchen Eigentümlichkeit fanden sich innerhalb Deutschlands bisher nur in der Schwäbischen Alb und in *Oberschwaben*. Hier zeigte sich bei dem Schadenbeben vom 27. 6. 1935 die vorerwähnte Eigentümlichkeit. In Übereinstimmung mit den mikroseismischen Berechnungen wurde die Herdtiefe zu etwa 9 km ermittelt. Die Herdtiefe des Bebens von 1898 ist dagegen weniger sicher, sie liegt zwischen 5 und 9 km Tiefe.

Für die Erdbeben des *Dornstetter Graben* und des *Albvorlandes* wurde eine Herdtiefe in der Grössenordnung von etwa 15 km gefunden. Im Gebiet südlich der Donau in Oberschwaben ergaben sich Herdtiefen von 8 bis 9 km.

Der Herd des Erdbebens vom 13. 10. 1886 am Nordufer des *Bodensees* lag sehr flach in etwa 3 km Tiefe, während derjenige des Bebens vom 21. 6. 1917 bei Konstanz die für Deutschland schon erhebliche Tiefe von 20 km aufweist.

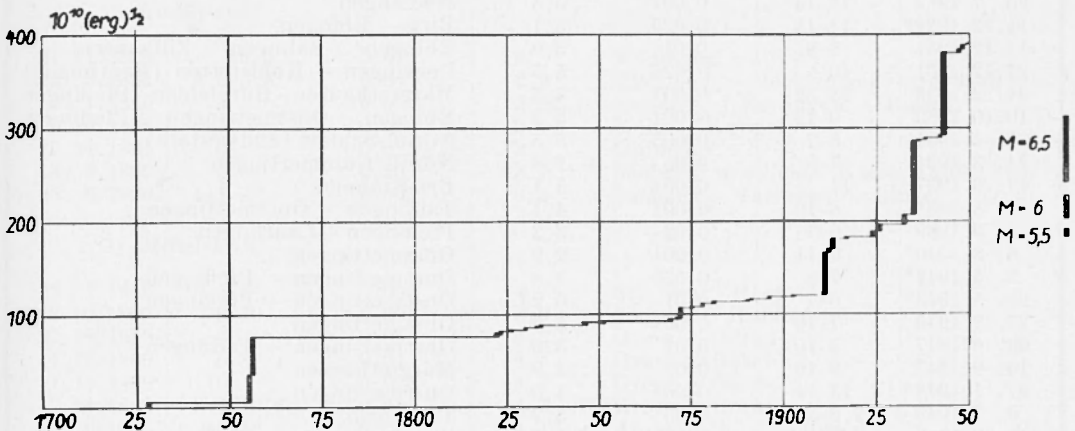


Abb. 7. – Freigewordene Spannungsenergie als Funktion der Zeit für Erdbeben Deutschlands mit einer Magnitude $M \geq 3,3$.

Die Erdbeben der mittleren *Schwarzwald-region* haben Herdtiefen von 8 bis 13 km, das Beben vom 3. 8. 1728 in der Gegend von Kenzingen eine solche von 14 bis 17 km. Die grössten Herdtiefen auf deutschem Boden wurden in der Gegend des südlichen Schwarzwaldes erreicht, hier wurden für die beiden kurz aufeinander folgenden Erdbeben an der Hornisgrinde 26 km Herdtiefe nachgewiesen.

Die Erdbeben in der *Rheinebene* liegen mit Ausnahme des Erdbebens vom 24. 1. 1880 bei Langenkandel in ganz geringen Tiefen von 3 bis 6 km. Von derselben Grössenordnung sind die Herdtiefen der Erdbeben in der Gegend des *Kaiserstuhls*, einer Vulkanruine, wenn man das Erdbeben vom 28. 6. 1926 bei Sasbach-Endingen-Riegel annimmt.

Die Herde der Erdbeben im Gebiet des *Mittelrheins* von Koblenz bis Grossgerau liegen in einem Tiefenbereich von 6 bis 12 km.

Die drei Erdbeben im *Niederrheingebiet* am Nordabfall der Eifel bzw. bei Aachen stimmen etwa mit ihren Herdtiefen, die bei 20 km liegen, überein. Ganz geringe Tiefen haben die Herde der Beben zu Herzogenrath und Tollhausen. Wenig unterscheiden sich auch die Herdtiefen der Erdbeben der Gegend von Siegburg-Zülpich, der Erftgegend und der von Euskirchen, die einen Bereich von 8 bis 12 km einnehmen.

Für das *mitteldeutsche Erdbeben* mit dem Epizentrum am Ostrand des Thüringer

Beckens wurde eine Herdtiefe von etwa 15 km bestimmt, dagegen sind die Beben von Stadtroda und vom Werratal als Einsturzbeben anzusprechen und haben daher nur sehr geringe Herdtiefen.

Für das *Erzgebirge* stand nur ein auswertbares Erdbeben zur Verfügung, dessen Herdtiefe 8 km beträgt.

Ferner sind in der Tabelle zwei Erdbeben in *Schlesien* mit Herdtiefen von etwa 9 km angeführt.

Aus den zusammengestellten Ergebnissen scheint hervorzugehen, dass abgesehen von wenigen Ausnahmen jedes Herdgebiet in Deutschland eine gewisse ihm eigentümliche Herdtiefe aufweist. Die grösste bisher nachgewiesene Tiefe liegt bei 30 km.

Grössere Schwankungen, auch innerhalb eines eng begrenzten Herdgebietes, zeigt der Absorptionskoeffizient α . Beispielsweise liegen die Werte dieser Grösse im Bereich der Schwäbischen Alb zwischen $\alpha = 0,001$ und

Tabelle

Datum	Herdtiefe h [km]	Absorptions- koeffizient a [km] ⁻¹	Magnitude M	Epizentrum
1) <i>Schwabische Alb</i>				
23. 9. 1830	12	0,025	4,5	Hayingen - Eglingen
24. 11. 1872	10,5-11	0,01	3,2	Mössingen
13. 7. 1875	11-12	0,01	5,3	Hechingen - Mössingen
16. 11. 1911*	13-17	0,001	6,3	Ebingen - Onstmettingen
20. 7. 1913	12-14	0,001	5,5	Hechingen
11. 12. 1924*	14-15	0,025	5,1	Bitz - Ebingen
11. 12. 1931	8-9	0,01	5,0	Ebingen - Balingen - Zillhausen
22. 12. 1931	10	0,025	5,5	Lonsingen - Kohlstetten (Reutlingen)
21. 2. 1933	28-32	0,001	4,5	Margrethausen - Burgfelden - Pfeffingen
10. 10. 1933	9-12	0,001	3,3	Ebingen - Onstmettingen - Pfeffingen
1. 1. 1934	5-7	0,005	5,5	Nördl. Schlatt (Sudwestalb)
24. 3. 1934	7-8	0,05	2,8	Nördl. Gammertingen
17. 6. 1937	11	0,001	3,1	Bei Bronnen
2. 8. 1938	8-10	0,001	4,1	Tailfingen - Onstmettingen
1. 3. 1939	6-7	0,02	3,3	Pfeffingen - Lautlingen
6. 8. 1940*	9-11	0,001	2,9	Onstmettingen
2. 5. 1943*	7-8	0,025	5,8	Onstmettingen - Pfeffingen
28. 5. 1943*	6-7	0,01	6,23	Onstmettingen - Pfeffingen
27. 12. 1943	7-10	0,001	5,0	Onstmettingen
28. 6. 1947	9-10	0,01	5,6	Onstmettingen - Tailfingen
14. 9. 1947	8-10	0,01	2,9	Margrethausen
27. 1. 1948*	13-14	0,001	4,5	Onstmettingen
8. 7. 1949	7,5-8	0,05	3,2	Tailfingen
15. 9. 1949	5	0,025	2,8	Onstmettingen - Pfeffingen
6. 11. 1949	7-8	0,01	4	Onstmettingen
2) <i>Oberschwaben</i>				
6. 10. 1898	5-9	0,001	3,9	Saulgau - Mengen
27. 6. 1935*	8,5-9,5	0,025	6,0	Saulgau - Herbertingen
3) <i>Dornstetter Graben - Albvorland</i>				
28. 11. 1822	13-16	0,025	5,1	Murgtal (Dornstetter Graben)
19. 4. 1936	14	0,01	4,5	Albvorland bei Tübingen, Bebenhausen - Hagerloch
4) <i>Bodensee</i>				
13. 10. 1886	4	0,01	2,74	Bei Friedrichshafen, Bodensee Nordufer
21. 6. 1917	20	0,001	4,5	Konstanz, westlicher Bodensee
5) <i>Schwarzwald</i>				
3. 8. 1728	14-17	0,001	5,3	Kenzingen - Lahrer Bruch
24. 1. 1883	10-13	0,01	3,4	Gottenheim (südlicher Schwarzwald)
21. 4. 1885	11-12	0,001	3,1	Feldberg
7. 6. 1886	8	0,01-0,001	2,6	Mittlerer Schwarzwald bei Lahr
13. 1. 1895	8,5-10,7	0,01	3,5	Bonndorfer Graben
22. 1. 1896	13	0,005	4,8	Neustadt - Kappel - Saig
30. 12. 1935	26	0,001	5,1	Hornisgrinde

Datum	Herdiefe <i>h</i> [km]	Absorptions- koeffizient <i>a</i> [km] ⁻¹	Magnitude <i>M</i>	Epizentrum
<i>6) Oberrheintalgraben</i>				
7. 2. 1839	8-10	0,05	4,9	Zaber -- Enz -- Wurmgebiet
24. 1. 1880	8-9	0,005	3,4	Langenkandel
11. 6. 1887	3,5	0,04	3,2	Schluttern bei Lahr
8. 2. 1933	4-6,5	0,07	5,4	Rastatt
7. 6. 1948	5-6,5	0,001	5,1	Karlsruhe
<i>7) Kaiserstuhl</i>				
21. 11. 1823	6,5	0,07	4	Endingen
24. 6. 1884	4,5-5,5	0,04	2,9	Endingen -- Jechtingen -- Sasbach
3. 1. 1886	3	0,05	2,52	Sasbach -- Endingen -- Riegel
9. 10. 1886	3	0,05	3,6	Kehl -- Kappel
17. 11. 1891	5	0,025	3	Opfingen
14. 2. 1899	5	0,25	3,7	Sasbach westlicher Kaiserstuhl
28. 6. 1926	11	0,005	5,5	Sasbach -- Ihringen -- Riegel
<i>8) Mittelrhein</i>				
29. 7. 1846	6,5-8	0,001	4,7	St. Goar, Rheintal
2./3. 10. 1869	8-10	0,001	3,9	Engers -- Koblenz
31. 10. 1869	6	0,05	4,3	Gross -- Gerau
1. 11. 1869	6-8	0,04	4,4	Gross -- Gerau
1. 11. 1869	10	0,025	4,1	Gross -- Gerau
2. 11. 1869	8,6-10,6	0,05	4,3	Gross -- Gerau
19. 6. 1928	10-12	0,07	4,13	Andernach -- Neuwied
<i>9) Niederrhein, Aachener Gebiet</i>				
26. 27. 12. 1755	18-21,5	0,002	5,8	Nordabfall der Eifel
18. 2. 1756	21-25	0,006	6,2	Nordabfall der Eifel
22. 10. 1873	3,7-4,5	0,04	4,2	Herzogenrath
24. 6. 1877	2	0,01	4,05	Herzogenrath
26. 8. 1878	4-5	0,001	5,05	Tollhausen, Rheinische Bucht
18. 11. 1881	22-24	0,01	4,7	Aachen
13. 12. 1928	10,5-11,5	0,02	4,1	Erfst -- Rödingen
11. 7. 1949	12	0,02	4,25	Euskirchen -- Köln
8. 3. 1950	6,5-8,5	,01	4,4	Euskirchen
14. 3. 1951	9	0,0010	5,2	Euskirchen
<i>10) Mitteldeutschland</i>				
6. 3. 1872	14,5-16,5	0,001	5,6	Ostrand des Thüringer Beckens, Ronneburg
28. 1. 1927	3	0,01	3,14	Stadtroda (Thür. Becken, östlicher Teil)
22. 2. 1953	1,1	0,04	3,57	Werratal
<i>11) Vogtl. Erzgebirge</i>				
23. 11. 1875	8	0,001	3,44	Plauen
<i>12) Schlesien</i>				
31. 1. 1883	9-10	0,001	3,67	Trautenau
11. 6. 1895	9	0,001	3,97	Mittel -- Schlesien: Strehlen, Reichenbach

$a = 0,05$. Nach den vorliegenden Erfahrungen ist $a = 0,001$ als unterer Grenzwert anzusehen. Die obere Grenze ist dagegen nicht ganz sicher. Im Rahmen dieser Untersuchung wurden die höchsten Werte für den Absorptionskoeffizienten im Oberrheintalgraben gefunden, anscheinend bedingt durch die hier vorhandene grosse Mächtigkeit der lockeren Sedimente. Werte von $a = 0,07$, im Falle des Bebens vom 14.2. 1899 sogar $a = 0,25$, wurden hier erreicht. Selbst wenn man diesen letzteren Wert als unsicher, etwa durch besondere Umstände vorgetäuscht, ansieht, so bleibt dennoch für den Absorptionskoeffizienten ein Schwankungsbereich von ungefähr $a = 0,001$ bis fast $0,1$. Es muss allerdings hierbei berücksichtigt werden, dass der Absorptionskoeffizient keine einfache physikalische Grösse, wie z. B. die Ausbreitungsgeschwindigkeit elastischer Wellen, darstellt, sondern dass er von mehreren Faktoren abhängt. Abgesehen von den elastischen Konstanten des Mediums wirken hier noch die Frequenz der Bodenschwingung und die Art der Wellenausbreitung mit, die entweder räumlich oder innerhalb einer Schicht vor sich gehen kann.

Die Tabelle enthält die wichtigsten Erdbeben vom Jahre 1800 an sowie darüber hinaus noch einige Erdbeben aus früherer Zeit. Mit Hilfe der dazu berechneten Magnitudenwerte ist es möglich, nach dem Verfahren von Benioff⁽¹⁾ die Erdbebentätigkeit Deutschlands energiemässig darzustellen.

In Abb. 6 ist als Ordinate die Quadratwurzel aus der Erdbebenenergie aufgetragen, wobei alle Erdbeben mit einer Magnitude von $M \geq 3,3$ verwendet wurden. Aus dem Diagramm geht hervor, dass nach der Jahrhundertwende eine bedeutende Zunahme der Seismizität in Deutschland zu verzeichnen ist. Jedoch ist dieser Zuwachs grösstenteils auf die Erdbebentätigkeit der Schwäbischen Alb seit 1911 zurückzuführen.

ZUSAMMENFASSUNG

Eine neue makroseismische Methode gestattet die schnelle und sichere Ermittlung der Herdtiefe für jeden mittleren Isoleistenabstand vom Epizentrum. Hierbei wird ein Diagramm benutzt, dem die Gleichung von

Kövesligethy zugrunde liegt. Die auf diese Weise erhaltenen Werte der Herdtiefen derjenigen Erdbeben Deutschlands, von denen Isoleistenkarten gezeichnet werden konnten, zeigen eine gewisse Übereinstimmung für jedes Epizentralgebiet. Die aus Epizentralintensität und Radius des Schüttergebietes bzw. aus Epizentralintensität und Herdtiefe errechneten Magnitudenwerte stimmen im allgemeinen überein. Die Darstellung der ausgelösten Spannungen in Abhängigkeit von der Zeit für alle Erdbeben Deutschlands mit einer Magnitude von $M \geq 3,33$ zeigt ein starkes scheinbares Ansteigen der Erdbebentätigkeit seit 1911.

ABSTRACT

A new macrosismic method permits the quick and sure determination of the focal depth for each middle isoseismal distance from epicenter. Herewith a diagram is used, which is founded on Kövesligethy's equation. The focal depth of earthquakes in Germany, determined in this manner, to which isoseismal maps could be drawn, shows a certain accord for each epicentral region. The magnitudes computed from epicentral intensity and radius of perceptibility or from epicentral intensity and focal depth accord generally. The representation of strain release in function of time for all earthquakes of Germany with $M \geq 3,3$ shows an important apparent ascent since 1911.

RIASSUNTO

Un nuovo metodo macrosismico permette la determinazione rapida e sicura della profondità ipocentrale per ogni distanza isosismica media dall'epicentro.

A quest'uopo ci si serve di un diagramma ricavato dalla formula del Kövesligethy.

I valori delle profondità dei focalari ottenuti con questo metodo per quei terremoti della Germania, di cui si potevano disegnare delle carte isosismiche, mostrano una certa conformità per ogni territorio epicentrale.

I valori di magnitudo calcolati rispettivamente dall'intensità epicentrale ed il raggio del territorio di scossa oppure dall'intensità

epicentrale e la profondità ipocentrale corrispondono generalmente.

Il grafico delle tensioni scincolate in dipendenza dal tempo, per tutti i terremoti della Germania con una magnitudo di $M \geq 3,33$ mostra un'apparente forte crescendo dell'attività sismica dal 1911.

LITERATUR

- (1) BENIOFF, H., *Global Strain and Release as Revealed by Great Earthquakes*. « Geol. Soc. Amer. », **62**, (1951).
- (2) FIEDLER, G., *Die Erdbebentätigkeit in Südwestdeutschland 1800-1950*. Dissertation, Stuttgart, 1954.
- (3) GUTENBERG, B. und RICHTER, C. F., *Earthquake Magnitude Intensity, Energy and Acceleration*. « Bull. Seism. Soc. Amer. », **23**, 3 (Juli, 1943).
- (4) HILLER, W., *Seismische Berichte der Württembergischen Erdbebenwarten*, Jahrg. 1935, Stuttgart, 1936.
- (5) KÖVESLIGETHY, V. R., *Seismischer Stärkegrad und Intensität der Beben*. « Gerlands Beiträge zur Geophysik », Bd. VIII, Leipzig, 1907.
- (6) PETERSCHMITT, E., *Sur la variation de l'intensité macrosismique avec la distance epicentrale*. « Publ. Bureau Central Sismol. Intern. », Serie A, 18 (1952).
- (7) SPONHEUER, W., *Methoden zur Herdtiefenbestimmung in der Makroseismik* (Als Manuskript gedruckt.) 1958.