

Zeitschrift
für
angewandte Geophysik

Unter ständiger Mitarbeit zahlreicher Fachgenossen

herausgegeben von

Dr. Richard Ambronn
Göttingen

Berlin
Verlag von Gebrüder Borntraeger
W 85 Schöneberger Ufer 12a
1922

- Th. R. Thalén, Observations du magnétisme terrestre faites à Upsala pendant l'exploration internationale des régions polaires en 1882—83 calculées et rédigées par E. Solander, Stockholm 1893, [6].
- O. Trüstedt, Teknikern, 24. VIII. 1904, [10].
- P. Uhlich, Magnetische Erzlagerstätten und ihre Untersuchung mittels des Magnetometers. Freiberg 1899, [6].
- F. B. Young, H. Gerad, W. Tevous, On electrical Disturbances due to Tides and Waves. Phil. Mag. Ser. 6, Vol. 40, pg. 149, 1920, [6].

Die Ermittlung der Herdentfernung eines Erdbebens mittels Oberflächenwellen

Von

K. Mack in Hohenheim¹⁾

Wie das Studium der Vorläuferwellen eines Erdbebens wertvolle Aufschlüsse über den innern Aufbau des Erdkörpers bis zu großen Tiefen geliefert hat, so bieten auch die Oberflächenwellen die Möglichkeit, unsere Kenntnisse bezüglich des Verhaltens der oberen Schichten nach einzelnen Richtungen zu erweitern. Man hat den Oberflächenwellen längere Zeit eine angenähert konstante Fortpflanzungsgeschwindigkeit von im Mittel 3,5 km zugeschrieben; bei näherer Untersuchung hat sich dann herausgestellt, daß dieselbe mit fortschreitender Ausbreitung der Oberflächenwellen allmählich abnimmt, indem sie für die sog. W_2 - und W_3 -Wellen etwas kleiner sich ergibt als für die W_1 -Wellen. Weiterhin war es von vornherein wahrscheinlich, daß eine Abhängigkeit des Zahlenwerts der Fortpflanzungsgeschwindigkeit V auch von der geologischen Beschaffenheit der durchlaufenen Oberflächenschichten bestehen würde, und diese Vermutung erscheint bestätigt durch die Ergebnisse der kürzlich erschienenen Arbeit von E. Tams²⁾, die einen Unterschied im Wert von V längs kontinentaler und ozeanischer Wege dartut, in dem Sinne, daß V auf letzteren den größeren Wert hat. Die genauere Untersuchung der Abhängigkeit des Werts von

¹⁾ Wiedergabe eines Vortrags, der bei der Hundertjahrfeier der Gesellschaft D. Naturforscher und Ärzte in Leipzig am 21. Sept. 1922 vor der Abteilung für Geophysik gehalten wurde.

²⁾ Centralblatt für Mineralogie etc. 1921, S. 44.

V von diesen und vielleicht noch von anderen Faktoren wird eine lohnende Aufgabe weiterer Forschung bilden.

Schon vor einigen Jahren habe ich anlässlich eines großen Bebens, dessen Herd in einer Entfernung von rund 16000 km im Stillen Ozean südlich der Samoa-Inseln sich befand, und von dem die Hohenheimer Erdbebenwarte schöne Aufzeichnungen erhalten hatte, mir die Frage vorgelegt, ob mit Hilfe der Zeitpunkte des Eintreffens der W_2 - und W_3 -Wellen an einer fernen Beobachtungsstation sich nicht brauchbare Werte für die Herdentfernung Δ gewinnen ließen. Die Ergebnisse meiner Untersuchung habe ich in einer kurzen Notiz in der Physikal. Zeitschrift¹⁾ veröffentlicht und möchte mir heute erlauben, einige weitere Bemerkungen über die Grundlagen der Methode vorzutragen.

Wenn mit t_1, t_2, t_3 und t_4 die Zeitpunkte bezeichnet werden, zu denen die Hauptmaxima der W_1 -, W_2 -, W_3 - und W_4 -Wellen an einer fernen Beobachtungsstation eintreffen, so gelten, wie ich l. c. nachgewiesen habe, zunächst unter Voraussetzung eines konstanten Werts von V für die Herdentfernung Δ die folgenden 4 Angaben:

$$\begin{array}{ll} 1. \Delta = \frac{U - V(t_2 - t_1)}{2} & 2. \Delta = V \cdot \frac{t_3 - t_2}{2} \\ 3. \Delta = U - V \cdot \frac{t_4 - t_1}{2} & 4. \Delta = \frac{U - V(t_4 - t_3)}{2} \end{array}$$

wozu noch die weitere Angabe tritt

$$5. t_0 = t_1 - \frac{t_3 - t_2}{2}.$$

Dabei bedeutet U den Erdumfang gleich 40000 km und t_0 die Zeit des Ausgangs der Maximalphase vom Epizentrum.

Praktische Bedeutung dürfte hauptsächlich den Formeln 1., 2. und 5. zukommen, da die W_2 - und die W_3 -Wellen sich verhältnismäßig häufig mit Sicherheit nachweisen lassen. Der Nachweis von W_4 -Wellen scheint nur in seltenen Fällen zu gelingen; bei dem von mir speziell untersuchten Beben vom 26. Juni 1917 war er möglich, indem zarte Andeutungen der W_4 -Wellen im Seismogramm deutlich erkennbar waren. In Formel 2. bedeutet $\frac{t_3 - t_2}{2}$ die Zeit, welche die Oberflächenwellen gebrauchen, um nach einmaliger Umkreisung der Erde zum zweiten Male vom Epizentrum zur Beobachtungsstation zu gelangen, wo sie als W_3 -

¹⁾ Über Weltbeben und lange Wellen. Phys. Z. 21, S. 7—11, 1920.

Wellen ankommen¹⁾. Da nämlich in demselben Zeitpunkt t_2 , in dem die W_2 -Welle in B ankommt, die über B weiter fortschreitende W_1 -Welle in b eintrifft, so gebraucht letztere von b über E nach B , wo sie jetzt als W_3 -Welle ankommt, die Zeit $t_3 - t_2$ und zur Zurücklegung der Strecke EB die Hälfte. In dieser Betrachtung liegt zugleich auch der Beweis für die Gültigkeit der Angabe 5. Das V in der Formel 2. ist die Geschwindigkeit, mit welcher die Strecke EB von der W_3 -Welle zurückgelegt wird, und zwar ist hier nicht etwa der konstante Mittelwert 3,5 km einzusetzen, sondern die mittlere Geschwindigkeit der W_3 -Welle auf der genannten Strecke. Diese mittlere Geschwindigkeit ist genügend genau bekannt, sie wurde von verschiedenen Autoren, zuletzt namentlich von W. Pechau²⁾ gleich rund $3\frac{1}{3}$ km gefunden. Aber unabhängig von allen früheren Bestimmungen wird man im einzelnen Falle jeweils einen brauchbaren Wert für dieses V erhalten aus dem betreffenden Seismogramm selbst unter Benützung der Formel:

$$V(t_3 - t_1) = 40000 \text{ km.}$$

Ein einigermaßen sicheres Rechnen mit diesen Formeln wird gewiß noch manche Einzeluntersuchungen nötig machen, zu denen mir durch sonstige amtliche Beanspruchung bisher die Zeit fehlte. Es hat sich jedoch gezeigt, daß in manchen Fällen, wenn nur die Zeitpunkte t_1 , t_2 , t_3 usw. sorgfältig bestimmt sind, durch die direkte Anwendung obiger Formeln ohne Anbringung von Korrekturen, die in andern Fällen nötig werden mögen, sich bemerkenswert gut übereinstimmende Werte von Δ erzielen lassen.

So lieferte für das oben erwähnte Erdbeben vom 26. Juni 1917 die Formel 2. den Wert $\Delta = 16631$ km unter Benützung des Werts $V = 3,35$ km, der aus dem Seismogramm selbst sich ergab; die Formel 1. lieferte unter Einsetzung des von Pechau l. c. angegebenen Mittelwerts für die W_2 -Wellen ($V = 3,47$) für die Herddistanz $\Delta = 16506$; endlich ergab sich aus der Formel 3.

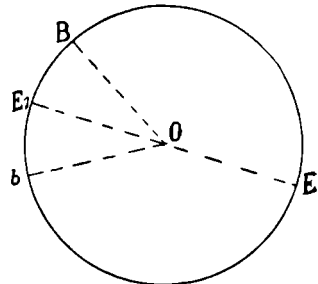


Fig. 1.

¹⁾ In Fig. 1 bedeutet E das Epizentrum, E_1 seinen Gegenpunkt, B die Beobachtungsstation und der Punkt b liegt symmetrisch zu B mit Bezug auf EE_1 .

²⁾ W. Pechau, Beitr. z. Geophys. 13, S. 279.

der Wert $\Delta = 16568$, wobei V als Geschwindigkeit der W_4 -Welle wiederum aus dem Seismogramm selbst entnommen werden konnte.

Für die Herzzeit t_0 ergab die Formel 5. den Wert $t_0 = 5^h 50^m 59^{sek}$, während — wie ich erst einige Jahre später aus den ausführlichen Veröffentlichungen von de Bilt¹⁾ ersah — Apia den Wert $t_0 = 5^h 49^m 25^{sek}$ angibt. Der Bericht von de Bilt enthält außerdem die Herzzeiten, die von im ganzen 11 Beobachtungsstationen in den verschiedensten Teilen der Erde angegeben wurden; der Mittelwert dieser Zahlen ist $t_0 = 5^h 50^m 28^{sek}$.

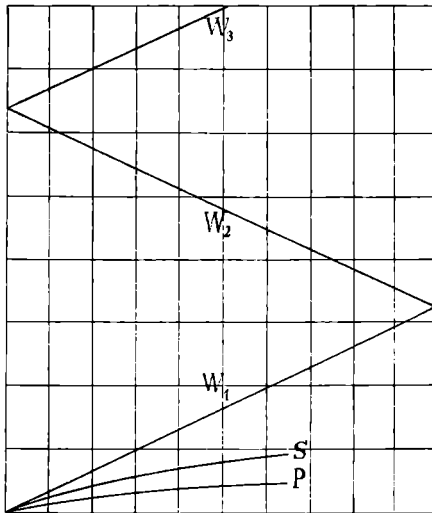


Fig. 2.

Nun zum Schluß noch eine weitere naheliegende Folgerung. Es steht nichts im Wege, auch für die Fortsetzung der Hauptwellen als W_2 -, W_3 - und W_4 -Wellen Laufzeitkurven zu zeichnen, wie für die Maximalphase der W_1 -Wellen eine solche in Gestalt einer geraden Linie schon bisher gezeichnet zu werden pflegte. In Fig. 2 ist für V zunächst der konstante Wert 3,5 zugrunde gelegt, was zur Folge hat, daß die Geraden für die W_2 -, W_3 - usw. Wellen unter demselben Winkel ansteigen wie für die

W_1 -Wellen. Schon unter dieser vereinfachenden Annahme lassen sich mit befriedigender Annäherung Herdentfernungen ermitteln, wenn man mit den Zeitdifferenzen $t_2 - t_1$, $t_3 - t_2$ usw. zwischen die betreffenden Zweige der Laufzeitkurve eingeht. Ich habe mich in zahlreichen Fällen überzeugt, daß dieses graphische Verfahren zur vorläufigen Orientierung bezüglich des Wertes von Δ namentlich bei sehr großen Herdentfernungen geeignet ist. Genauere Ergebnisse werden sich erzielen lassen, wenn man die einzelnen Zweige entsprechend den verschiedenen Werten von V für die W_1 -, W_2 -, W_3 - usw. Wellen unter verschiedenen Winkeln bzw. mit leichter Krümmung ansteigen läßt.

¹⁾ Seismische Registrierungen in de Bilt vom Jahre 1917. Utrecht 1920.