

Werk

Jahr: 1939

Kollektion: fid.geo

Signatur: 8 GEOGR PHYS 203:15

Digitalisiert: Niedersächsische Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen

Werk Id: PPN101433392X_0015

PURL: http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN101433392X_0015

LOG Id: LOG_0059

LOG Titel: Berechnung der Dicke der Erdkruste und einiger physikalischer Eigenschaften aus mitteleuropäischen Nahbebenaufzeichnungen

LOG Typ: article

Übergeordnetes Werk

Werk Id: PPN101433392X

PURL: <http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN101433392X>

OPAC: <http://opac.sub.uni-goettingen.de/DB=1/PPN?PPN=101433392X>

Terms and Conditions

The Goettingen State and University Library provides access to digitized documents strictly for noncommercial educational, research and private purposes and makes no warranty with regard to their use for other purposes. Some of our collections are protected by copyright. Publication and/or broadcast in any form (including electronic) requires prior written permission from the Goettingen State- and University Library.

Each copy of any part of this document must contain these Terms and Conditions. With the usage of the library's online system to access or download a digitized document you accept the Terms and Conditions.

Reproductions of material on the web site may not be made for or donated to other repositories, nor may be further reproduced without written permission from the Goettingen State- and University Library.

For reproduction requests and permissions, please contact us. If citing materials, please give proper attribution of the source.

Contact

Niedersächsische Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen
Georg-August-Universität Göttingen
Platz der Göttinger Sieben 1
37073 Göttingen
Germany
Email: gdz@sub.uni-goettingen.de

Berechnung der Dicke der Erdkruste und einiger physikalischer Eigenschaften aus mitteleuropäischen Nahbebenaufzeichnungen

Von Gerhard Schmerwitz, Jena. — (Mit 8 Abbildungen.)

Die Zweifel, die bisher an der Existenz einer doppeltgeschichteten Erdkruste und somit an der Deutung der P^+ -Wellen aufgetreten sind, erforderten eine eingehende Untersuchung der experimentellen Grundlagen dieser Hypothese. Eine derartige Bearbeitung ist gerade heute um so dringender notwendig, da in der physikalischen Geodäsie die hypothetische P^+ -Schicht der Seismik für einschneidende Veränderungen in der Berechnung der isostatischen Ausgleichstiefe und somit der Erdgestalt herangezogen wird. — Die Laufzeiten bei ein- und zweifacher Schichtung werden abgeleitet und auf drei der besten Beispiele von Nahbeben angewendet. Eine eingehende Zahlenrechnung zeigt hierbei, daß die P^+ -Schicht in der bisher vermuteten Form nicht bestehen kann. Sechs weitere Laufzeitausgleichungen der direkten Wellen lassen sich ebenso wie die vorhergehenden drei Beispiele nur mit einer 50 km dicken Erdkruste nach der ursprünglichen Annahme von Mohorovičić deuten. Für die nur gelegentlich auftretenden P^+ -Einsätze wird eine neue Erklärung gegeben. Diese werden durch flach gestreckte Einlagerungen von begrenzter Ausdehnung verursacht, welche als Material höherer Geschwindigkeit innerhalb der \bar{P} -Schicht (der seismisch definierten Erdkruste) unregelmäßig verteilt sind. — Der Vorteil und Wert der Ausgleichung wird durch Vergleich mit anderen gesicherten Ergebnissen am gleichen Objekt und die Vielseitigkeit der Ausgleichungsergebnisse an einigen Anwendungen nachgewiesen.

I. Einleitung und Anlaß zu den Untersuchungen. Wie dick ist die Erdkruste? Das ist wohl immer eine der ersten Fragen, die an den Geophysiker gestellt werden. In letzter Zeit war es jedoch nicht allein der reine Wissensdrang gewesen, der besonders häufig zu dieser Fragestellung Veranlassung gab. Benachbarte Fachgebiete und andere Fachzweige innerhalb der Geophysik haben aus sachlicher Notwendigkeit dieses Problem wieder in den Vordergrund gestellt.

In einigen erst kürzlich erschienenen Arbeiten aus der physikalischen Geodäsie [1] [2] wurde sehr nachdrücklich darauf hingewiesen, wie wichtig für die Bestimmung der Erdgestalt die genaue Kenntnis der Schwerkraftverteilung und die hiermit verknüpfte Reduktion der bei verschiedener Höhe und Massenerlagerung an der Erdoberfläche gemessenen Schwerkraftswerte ist. Diese Reduktion erfordert jedoch die Zugrundelegung einer mittleren Ausgleichstiefe, welche als Beginn einer neuen Zone und als untere Grenze der Erdkruste angesehen wird.

Die Annahmen über den Betrag der Ausgleichstiefe schwanken zur Zeit je nach der zugrunde gelegten Theorie zwischen etwa 100 und 20 km, von der Meereshöhe an nach unten gerechnet. Gestützt auf eine Verkleinerung der nach einer Ausgleichung übrigbleibenden Fehlerreste haben die neuesten Berechnungen diese Ausgleichstiefe unter gleichzeitiger Berufung auf Ergebnisse gewisser Berechnungen von Erdbebenaufzeichnungen bis auf den geringen Wert von etwa 20 km an die Erdoberfläche verschoben. Zur gleichen Zeit sind jedoch gerade

die seismischen Verfahren, welche die Grundlagen für eine Berechnung von Schichtdicken, Herdtiefen und dergleichen liefern, einer starken Kritik [3] unterzogen worden.

Die geodätische Anwendung, welche sich gerade auf diese und weitere Ergebnisse der Nahbebenberechnungen stützt, erfordert eine eingehende Sichtung des Beobachtungsmaterials wegen der grundlegenden Bedeutung für die Reduktion der Schwerkraftswerte. Daß außerdem insbesondere die Geologie ein großes Interesse an einer Klärung dieser Fragen besitzt, bedarf keiner näheren Erläuterung.

Mit der Frage nach der Dicke der Erdkruste ist die Frage nach den trennenden Eigenschaften des Materials der Kruste und der darunterliegenden Schicht unmittelbar verbunden. Für die physikalisch-geodätischen Rechnungen muß es ein Dichteunterschied sein, für die seismischen Rechnungen ein Unterschied der Fortpflanzungsgeschwindigkeit elastischer Wellen — und schließlich für eine primitive, unverfeinerte Anschauung: der Übergang vom festen in den flüssigen Zustand.

Es ist bekannt, daß diese drei Kennzeichen der Schichtgrenze sich nicht ohne weiteres miteinander in Übereinstimmung bringen lassen. Ein Übergang vom festen in den flüssigen Zustand, so wie wir es von der Erdoberfläche her kennen, müßte zunächst das Verschwinden der Transversalwellen zur Folge haben und bei den Longitudinalwellen eine sprunghafte Verminderung der Geschwindigkeit. Beides ist nicht der Fall. An der von Mohorovičić gefundenen Schichtgrenze in etwa 50 km Tiefe, in der auch ungefähr die Schmelztemperatur von 1000° C herrscht, erhöht sich die Longitudinalwellengeschwindigkeit sprunghaft um fast 50 %, außerdem verschwinden die Transversalwellen dort nicht. Das sind Ergebnisse der Erdbebenforschung, welche vollkommen feststehen.

Würden wir allein einen sprunghaften Dichteanstieg in dieser Tiefe annehmen, so müßte ohne eine gleichzeitige Änderung des Elastizitätsmoduls die Fortpflanzungsgeschwindigkeit auch aus diesem Grunde abnehmen. Auch das ist nicht der Fall.

Alle diese von den Verhältnissen an der Erdoberfläche abgeleiteten Anschauungen lassen sich in der Tiefe ohne Widerspruch nur dann vereinigen, wenn die Begrenzung der Erdkruste nach unten durch eine Änderung im Materialzustand verursacht ist. Von dem subkrustalen Material müssen wir annehmen, daß es einen ganz beträchtlich höheren Elastizitätsmodul hat als das Krustenmaterial. Der Modul muß ungefähr doppelt so groß sein, damit eine aus gravimetrischen Gründen zu fordernde Dichteerhöhung mit einer 50 %igen Erhöhung der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erdbebenwellen an der gleichen Stelle vereinbar ist.

Unsere irdischen von der Erdoberfläche abgeleiteten Vorstellungen von einem flüssigen Zustand bei hohen Temperaturen können, wie man nicht allein nur hieraus zu schließen hat, auf das Erdinnere nicht unverändert übertragen werden.

Daß eine derartige Schichtgrenze, die sich durch eine sprunghafte Zunahme der Fortpflanzungsgeschwindigkeit seismisch sicher feststellen läßt, auch zugleich

mit der für isostatische Ausgleichungen erforderlichen Dichteschwelle identisch ist, läßt sich zur Zeit aus seismischen Messungen allein nicht beweisen, kann aber wohl, wie es in der physikalischen Geodäsie geschieht, als Rechengrundlage angenommen werden.

Das einzige Verfahren, welches uns über den Zustand der Erdkruste unterhalb der von Geologie und Bergbau erschließbaren etwa 2 km dicken Oberflächenschicht noch wesentliche Aufschlüsse zu geben vermag, stützt sich auf die Auswertung von Nahbebenseismogrammen. Allein die mittelstarken Erdbeben, welche diese Aufzeichnungen liefern, sind in der Lage, ein genügendes Maß von Energie in Form elastischer Wellen in das Erdinnere bzw. in die Erdkruste zu schicken, welche in größerer Entfernung noch beobachtet werden können, ohne bei den Nahstationen durch Zerstörung die Beobachtungen wertlos zu machen.

Die mitteleuropäischen Bebengebiete sind außerdem von einem ziemlich dichten Netz von ausgesprochenen Nahbebenstationen umgeben. Mit deren Hilfe ist schon viel relativ gut brauchbares Material von Seismogrammen geliefert worden. Selbst in keinem sogenannten Erdbebenland der Welt liegen zur Zeit gerade für diese Untersuchungen der obersten Erdkruste auch nur annähernd gleichartige Möglichkeiten vor.

II. Entscheidung der Frage, ob die Erdkruste einfach oder zweifach geschichtet ist. 1. Die P^+ -Einsätze, welche den Anlaß zur Einführung der Doppelschichtung gaben. Auf fast allen Seismogrammen von Nahbeben treten unter den manigfachen Bewegungen immer drei Welleneinsätze besonders auffällig in Erscheinung. H. Gräfe hat in einer Veröffentlichung [4] diese für mitteleuropäische Beben besonders kennzeichnende Form sehr übersichtlich zusammengestellt. Hierauf soll in Fig. 1 als grundlegendes Anschauungsmaterial Bezug genommen werden. Die Realität der drei sich hervorhebenden Einsätze: P_n , \bar{P} , \bar{S} wird heute ausnahmslos anerkannt und ist wohl undiskutabel.

Alle übrigen mitunter festgestellten Einsätze sind entweder noch vollkommen unsicher oder besitzen nur rein örtliche Bedeutung. Aus der Lage und der Differenz der Zeiteinsätze von P_n - und \bar{P} -Wellen läßt sich nach der Entdeckung von Mohorovičić (im Jahre 1909) die Dicke der \bar{P} -Schicht, die zugleich als Erdkruste zu bezeichnen ist, berechnen.

Seit etwa einem Jahrzehnt ist von einigen Seiten versucht worden, diese einfache Krustenschicht durch eine zweifache Schichtung zu ersetzen, wobei für diese Zweiteilung neue Einsätze, die zwischen den P_n - und \bar{P} -Wellen liegen, aus den Seismogrammen herausgelesen wurden.

Diese neuen Einsätze, die mit P^+ bezeichnet werden, sind auf der Mehrzahl der Seismogramme gar nicht oder nur sehr schwach angedeutet, so daß ein allgemeiner Charakter, wie er den \bar{P} - und den P_n -Wellen zukommt, schon oft in Zweifel gezogen worden ist. Fast jeder Beobachter betont bei der Auswertung dieser Einsätze die Unsicherheit der Angaben. So schreibt z. B. auch H. Gräfe, daß

es noch nicht sicher feststeht, ob die P^+ -Phase durch eine Diskontinuitätsfläche entstanden ist [4] (S. 152). Die gleichen Zweifel an dieser Erklärung hatten sich gelegentlich einer eingehenden Untersuchung mitteleuropäischer Nahbeben allein auf Grund der Geschwindigkeitsverteilung der \bar{P} -Wellen mit der Herdtiefe ergeben [3].

Daß es nun gerade diese höchst unsichere P^+ -Schicht ist, auf welche sich neuerdings die isostatischen Schwerkraftsreduktionen beziehen, liegt zum großen Teil daran, daß die reine Hypothese der P^+ -Schichtung von vielen Seismikern kritiklos zu einer gesicherten Tatsache befördert worden ist, obgleich das vorliegende Beobachtungsmaterial zu derartig umfangreichen Folgerungen keineswegs aus reichend gewesen ist. Bei einer in den folgenden Abschnitten ausführlich wieder-

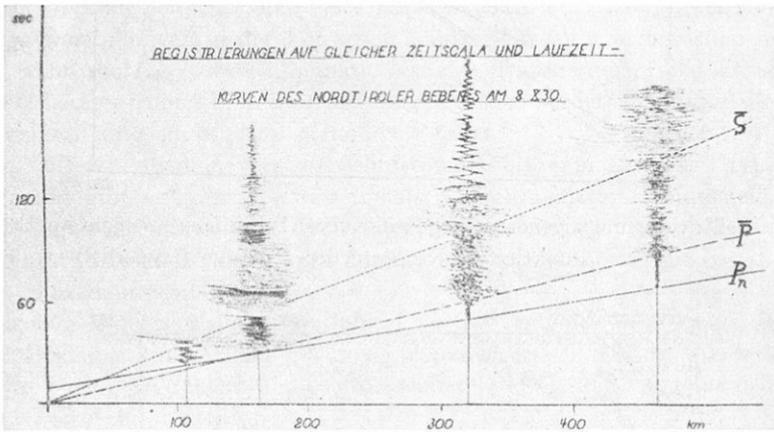


Fig. 1. Weg-Zeit-Diagramm der gut erkennbaren und gesicherten Welleneinsätze bei Nahbeben. (Nach H. Gräfe)

gegebenen Durchrechnung, welche unter der Voraussetzung vorgenommen war, als ob die zweifache Schichtung besteht, stellte sich heraus, daß schon die unmittelbaren Folgerungen in sich nicht einmal widerspruchsfrei sind.

2. *Ableitung der Laufzeiten bei ein- und zweifacher Schichtung innerhalb der Kruste.* Mit jener hypothetischen Voraussetzung müßten die Verhältnisse im Schnitt senkrecht zur Erdoberfläche das Aussehen der Fig. 3 aufweisen. Man hätte hierbei unter Einbeziehung des subkrustalen Materials drei Schichten bzw. zwei Sprungstellen, welche durch die Geschwindigkeitsunterschiede der \bar{P} - P^+ - und P_n -Wellen zum Ausdruck kommen. In Fig. 2 sind die entsprechend einfacheren und normalen Verhältnisse nach Mohorovičić dargestellt. Die Ableitungen hierfür ergeben sich durch eine einfache Spezialisierung der im folgenden durchgeführten Rechnungen.

In der Fig. 2 bzw. 3 sei H der Herd des Bebens in der \bar{P} -Schicht (Herdlagen unter dieser Schicht sind bisher in Mitteleuropa noch nicht nachgewiesen worden).

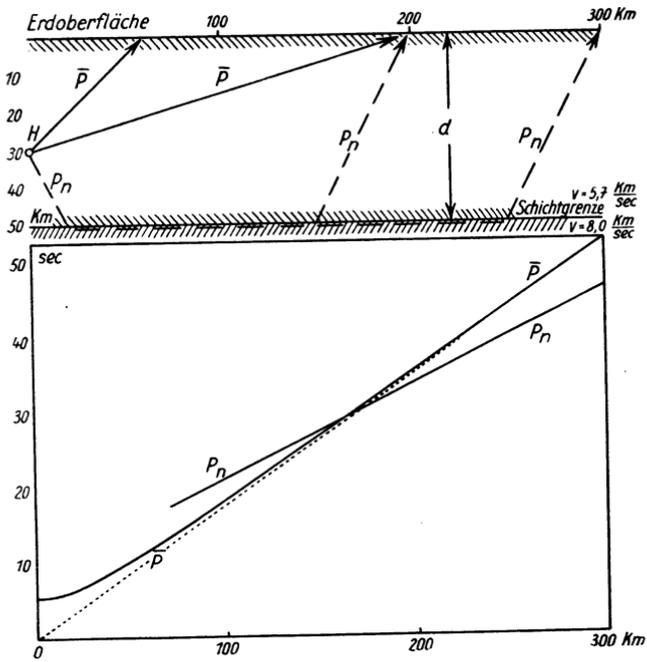


Fig. 2. Wellenwege und zugehörige Weg-Zeit-Kurven bei einfach geschichteter Erdkruste.
 Punktirt: Asymptote der \bar{P} -Kurve (Hyperbel)

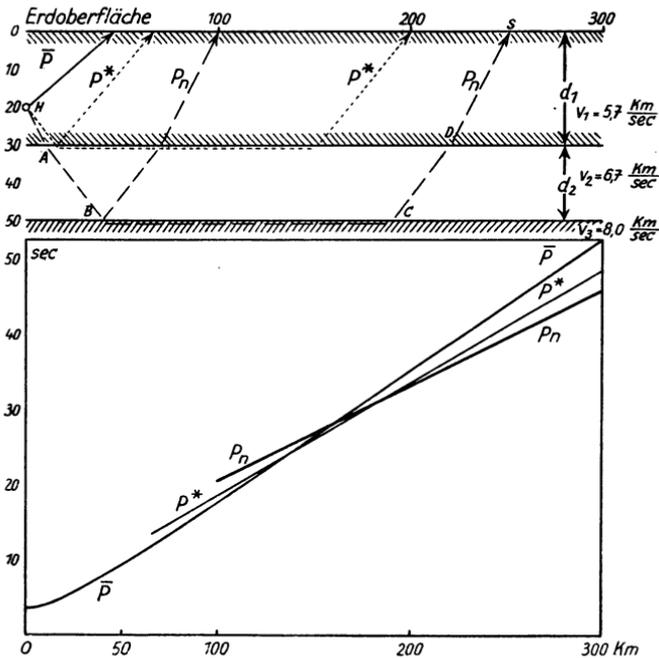


Fig. 3.

Wellenwege und zugehörige Weg-Zeit-Kurven bei zweifach geschichteter Erdkruste

d_1 sei die Dicke dieser Schicht, die Geschwindigkeit der elastischen Wellen in dieser Schicht sei v_1 . d_2 sei die Dicke der folgenden Schicht mit der Geschwindigkeit v_2 . Die Geschwindigkeit der elastischen Wellen in der dritten Schicht werde mit v_3 bezeichnet, wobei die Abmessungen dieser Schicht im Vergleich zu den sonstigen Dimensionen als unbegrenzt angenommen werden. Δ_n = Entfernung: Epizentrum—Station.

Die Laufzeitkurve (Weg-Zeit-Kurve) der direkten \bar{P} -Wellen mit der Geschwindigkeit v_1 ist bekanntlich eine Hyperbel. Ihre Gleichung lautet:

$$t = \frac{\sqrt{h^2 + \Delta^2}}{v_1}. \text{ Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit } v_1 \text{ wird (in der Figur punk-}$$

tiert) durch die Asymptote dieser Hyperbel gegeben. Der Schnittpunkt der Asymptote mit der Zeitachse, hier der Punkt $t = 0$, ist identisch mit der Herdzeit. Derartige Darstellungen in der Form von Laufzeitkurven sind natürlich nur gesichert, wenn die Lage des Nullpunkts, also des Epizentrums, feststeht. Dieses kann, wie bereits früher [9] ausführlich dargelegt worden ist, nur mit Hilfe einer Ausgleichsrechnung einwandfrei gefunden werden.

Die Differenz vom Asymptotenschnittpunkt bis zum Kurven- (Hyperbel-) Schnittpunkt gibt mit der Geschwindigkeit v_1 multipliziert die Herdtiefe.

Im Gegensatz hierzu sind die Laufzeitkurven der v_2 - und v_3 -Wellen von ihrem Einsatz an gerade Linien. Aus der Fig. 2 bzw. 3 lassen sich die Gleichungen in allen Einzelheiten ableiten.

Folgende Zwischenrechnungen führen zu der endgültigen Formel. Hierbei sei der Brechungswinkel beim Übergang von der ersten Schicht in die zweite in Schicht 1 mit i_1 in Schicht 2 mit i_2 bezeichnet. Der Gesamtweg setzt sich dann aus fünf Teilen zusammen.

$$1. \quad \frac{d_1 - h}{\cos i_1} = \frac{d_1 - h}{\sqrt{1 - \frac{v_1^2}{v_3^2}}} = HA,$$

$$2. \quad \frac{d_2}{\cos i_2} = \frac{d_2}{\sqrt{1 - \frac{v_2^2}{v_3^2}}} = AB \text{ und } CD,$$

$$3. \quad \frac{d_1}{\cos i_1} = \frac{d_1}{\sqrt{1 - \frac{v_1^2}{v_3^2}}} = DS,$$

$$4. \quad \Delta - d_1 (2d_1 - h) \operatorname{tg} i_1 - 2d_2 \cdot \operatorname{tg} i_2 \\ = \Delta - (2d_1 - h) \cdot \frac{v_1}{v_3 \sqrt{1 - \frac{v_1^2}{v_3^2}}} - 2d_2 \cdot \frac{v_2}{v_3 \sqrt{1 - \frac{v_2^2}{v_3^2}}} = BC.$$

Mit den entsprechenden Geschwindigkeitswerten multipliziert, findet man dann für die Gesamtlaufzeit:

$$t = \frac{2d_1 - h}{v_1 \sqrt{1 - \frac{v_1^2}{v_3^2}}} + \frac{2d_2}{v_2 \sqrt{1 - \frac{v_2^2}{v_3^2}}} + \frac{\Delta}{v_3} - \frac{v_1(2d_1 - h)}{v_3^2 \sqrt{1 - \frac{v_1^2}{v_3^2}}} - \frac{2d_2 \cdot v_2}{v_3^2 \sqrt{1 - \frac{v_2^2}{v_3^2}}}$$

Oder etwas besser zusammengefaßt:

$$t = \frac{\Delta}{v_3} + \frac{(2d_1 - h) \cdot \left(\frac{v_3}{v_1} - \frac{v_1}{v_3}\right)}{1 - \frac{v_1^2}{v_3^2}} + \frac{2d_2 \cdot \left(\frac{v_3}{v_2} - \frac{v_2}{v_3}\right)}{1 - \frac{v_2^2}{v_3^2}}$$

Durch Vereinfachung und Verallgemeinerung ergeben sich dann schließlich die endgültigen Formeln für drei, zwei und eine Schicht.

Drei Schichten:

$$t_3 = \frac{\Delta}{v_3} + (2d_1 - h) \cdot \sqrt{\frac{1}{v_1^2} - \frac{1}{v_3^2}} + 2d_2 \cdot \sqrt{\frac{1}{v_2^2} - \frac{1}{v_3^2}} \dots \dots \dots (1)$$

Zwei Schichten:

$$t_2 = \frac{\Delta}{v_2} + (2d_1 - h) \cdot \sqrt{\frac{1}{v_1^2} - \frac{1}{v_2^2}} \dots \dots \dots (2)$$

Eine Schicht:

$$t_1 = \frac{\sqrt{h^2 + \Delta^2}}{v_1} \dots \dots \dots (3)$$

Die Laufzeitgeraden der ersten und zweiten Formel werden allgemein in der kürzeren Form:

$$t_3 = t_{03} + \frac{\Delta}{v_3} \quad \text{bzw.} \quad t_2 = t_{02} + \frac{\Delta}{v_2}$$

dargestellt. Bei jeder Laufzeitauswertung wird immer eine Zusammenfassung der abgelesenen Einsatzzeiten in dieser Form wiedergegeben.

In der gleichen Form eines linearen Zusammenhangs werden in den meisten Fällen auch die \bar{P} -Werte dargestellt, wobei der nichtlineare Charakter dieser Kurve vernachlässigt oder übersehen wird. Eine derartige Vernachlässigung bleibt keineswegs immer ohne Einfluß auf die Ergebnisse, besonders in den Fällen, wo große Herdtiefen vorliegen — was außerdem vor Anwendung der Vernachlässigung noch gar nicht festgestellt werden kann. Auch hier kann immer nur eine sorgfältige Ausgleichung vor Fehlschlüssen bewahren.

Um zu zeigen, wie weit in jedem Falle die Hyperbel durch die Gerade ersetzt werden darf, muß diejenige Minimalentfernung abgeleitet werden, bis zu der die Geschwindigkeitsdifferenz, also die Tangente der Hyperbel von der Asymptote, um weniger als ein vorgegebener Betrag abweicht.

Diese allgemeine Bedingung lautet für die Stations-Epizentralentfernung auf Grund einer elementaren Ableitung: $\Delta \cong \frac{1}{\sqrt{2 \cdot B}} \cdot h$, wo h die Herdtiefe und B die Genauigkeit in Bruchteilen oder Prozenten angibt.

Beispiel: Gesucht ist die Entfernung, bis zu der die Hyperbeltangente von der Asymptote um weniger als $1/100$ abweicht bei einer Herdtiefe von 30 km. Diese Entfernung ist $\Delta = \sqrt{50} \cdot 30 = 212$ km. In der Praxis müßten also, falls aus der Näherungsannahme einer Geraden für die \bar{P} -Werte auf 1 % richtige Geschwindigkeitswerte abgeleitet werden sollen, alle Stationen unterhalb 200 km Epizentralentfernung gestrichen werden. Unter Beschränkung auf den Hinweis, daß diese Probe bisher kaum angestellt sein dürfte, soll hier nicht in jedem Einzelfall näher untersucht werden, wieweit die bisherigen Geschwindigkeitsbestimmungen Vertrauen verdienen.

3. *Zur Auswahl der Berechnungsverfahren.* Mit der Hypothese der P^+ -Schicht ist man zugleich verpflichtet, entsprechend den drei Welleneinsätzen P , P^+ und P_n mit einer Dreischichten-Seismik zu rechnen. Die unter dieser Voraussetzung im folgenden durchgerechneten Beispiele wurden nach dem Gesichtspunkt ausgewählt, daß von vornherein von ihnen die größte Sicherheit der Ergebnisse zu erwarten war. Sie hatten zu erfüllen, 1. die Voraussetzung, daß die Grundwerte Herdtiefe, Herdlage, Herdzeit und Geschwindigkeit durch Ausgleichung gefunden waren und die Epizentralentfernungen somit das höchst erreichbare Maß an Zuverlässigkeit besaßen; 2. mußte eine genügende Anzahl von P^+ -Ablesungen vorhanden sein, um eine weitere Ausgleichung dieser Einsätze zu ermöglichen.

Für das Verfahren selbst standen zunächst rein formal zwei verschiedene Wege offen. 1. Weg: Es werden die Einsätze unmittelbar unter Verwendung der Formel (1) ausgeglichen ohne Rücksichtnahme auf eine vorherige Ausgleichung der \bar{P} -Einsätze und deren Ergebnisse für das gleiche Beben. Hierbei würden jedoch nach (1) neun Unbekannte zu berechnen sein, und zwar: $x_0, y_0, h, v_1, v_2, v_3, d_1, d_2$ und t_0 . Da, wie schon auf S. 360 [3] bemerkt worden ist, bei den gebrochenen Wellen auch noch die Nahstationen bis zu 150 bis 200 km Entfernung ausfallen, fehlt hier in den meisten Fällen schon die erforderliche Anzahl von Gleichungen. Aber selbst wenn diese Zahl ausreichen würde, so müßte wegen der Unsicherheit dieser Einsätze (deren Erklärung überdies nicht einmal feststeht) das Gewicht der so berechneten Werte ganz erheblich geringer sein als das, welches aus den direkten \bar{P} -Ausgleichungen erhalten wird. Man bedenke hier außerdem die vollkommen unsichere, sogar praktisch unmögliche Bestimmung der Herdtiefe, falls alle Stationen unter 150 bis 200 km Epizentralentfernung fortfallen. Denn die Herdtiefe ist für die Ermittlung der anderen Werte wesentlich.

Im übrigen würde der Zeitaufwand der Rechnungen, welcher bei fünf Unbekannten schon mehrere Tage beträgt, hier auf einige Wochen zu veranschlagen

sein, was in Anbetracht der großen Unsicherheit dieser Ergebnisse nicht zu rechtfertigen ist.

2. Weg: Dieser auch praktisch durchführbare Weg besteht darin, daß die aus der \bar{P} -Ausgleichung ermittelten Werte für die Verwendung in den Formeln (1) und (2) zugrunde gelegt werden, und zwar als feststehende Koeffizienten. Im Sinne einer strengen Theorie können diese Werte zwar nicht als absolut feststehend angesehen werden. Ihre Genauigkeit ist aber im Verhältnis zu der der noch zu berechnenden Werte groß genug, um diese vereinfachte Voraussetzung zu rechtfertigen.

Bei den folgenden Rechnungen werden daher die bereits bekannten Werte der Epizentralentfernungen der einzelnen Stationen Δ_n , die Herdzeit t_0 und die Geschwindigkeit der \bar{P} -Wellen $v_{\bar{P}}$ sowie die Herdtiefe z_0 eingesetzt. Nach Zeichnung der Laufzeitgerade für P^+ und P_n sind deren Geschwindigkeiten und Zeitabschnitte für $\Delta = 0$ abzulesen. Da die graphische Mittelbildung selbst bei guter Zeichnung infolge der Streuung der Werte unsicher ist, wird auch hier der Weg einer exakten rechnerischen Mittelbildung, d. h. einer Ausgleichung beschritten.

Nach diesem Verfahren erhält man aus der Formel (2) zunächst den Wert v_2 der P^+ -Wellen und die Konstante t_{02} , aus der sich nach der ausführlichen Ableitung $2d_1 - h$ ergibt. Mit dem gleichen Ausgleichungsverfahren wird dann aus der Formel (1) v_3 und t_{03} berechnet, mit deren Hilfe schließlich d_3 , die Dicke der hypothetischen P^+ -Schicht, bestimmt ist.

4. Der Mittelwert von drei Beispielen mit dem umfangreichsten Beobachtungsmaterial entscheidet gegen die Zweiteilung (P^+ -Schichtung) in der oberen Erdkruste. 1. Nordtiroler Beben vom 8. Oktober 1930 (nach Seismogrammauswertung von H. Gräfe [4], Herdwerte siehe S. 375 [3]).

Epizentralentfernungen der Stationen in km	Δ_n	Abgelesene P^+ -Einsätze 23 ^h 27 ^m 30 ^{sec} + sec	Epizentralentfernungen der Stationen in km	Δ_n	Abgelesene P^+ -Einsätze 23 ^h 27 ^m 30 ^{sec} + sec
1. Nördlingen	162.4	7.6	9. Frankfurt	354.0	34.4
2. Zürich	159.3	8.0	10. Graz	362.3	35.6
3. Hohenheim	183.6	11.4	11. Jena	399.8	40.9
4. Stuttgart	189.2	12.2	12. Florenz	404.4	42.7
5. Karlsruhe	246.8	20.1	13. Zagreb	441.9	49.3
6. Straßburg	255.1	20.8	14. Leipzig	455.4	49.0
7. Eger	324.0	31.2	15. Göttingen	464.8	50.4
8. Ljubljana	328.6	31.6			

Unter Berücksichtigung der jeweiligen Zeitverbesserungen infolge der Überbestimmtheit lauten die Gleichungen (2) bei passender Schreibweise:

$$\frac{\Delta_1}{v_2} + t_{02} - t_1 = V_1$$

.

$$\frac{\Delta_n}{v_2} + t_{02} - t_n = V_n.$$

Hier bedeuten t_1, \dots, t_n die abgelesenen Zeiteinsätze der P^+ -Wellen und V_1, \dots, V_n die übrigbleibenden Verbesserungen. Es liegen somit n lineare Gleichungen mit zwei Unbekannten vor, deren Ausgleichung nach dem bekannten Schema im Vergleich mit den allgemeinen Formeln dieser Theorie durchzuführen ist. In der Form der allgemeinen Gleichungen ersten Grades:

$$a_n \cdot x + b_n \cdot y + l_n = V_1$$

entsprechen die laufenden Koeffizienten ($n = 1 \dots n$) a_n den Δ_n , $b_n = 1$, l_n den $-t_n$ die Unbekannten $x = \frac{1}{v_2}$ und $y = t_{02}$. Die gesuchten Unbekannten sind zugleich auch die bestpassenden Werte. Diese werden aus den Normalgleichungen:

$$\begin{aligned} [aa] \cdot x + [ab] \cdot y + [aL] &= 0, \\ [ab] \cdot x + [bb] \cdot y + [bL] &= 0 \end{aligned}$$

erhalten. Wenn man als Nullpunkt der Zeitskala den zu Anfang erwähnten Wert wählt, so ergeben sich fast ausschließlich mit dem Rechenschieber folgende Zahlenwerte der Quadrat- und Produktsummen:

$$\begin{aligned} [aa] &= + 1659000, & [ab] &= + 4731.6, & [aL] &= - 163900, \\ [bL] &= - 445.2, & [bb] &= + 15 & \text{und} & [Ll] &= + 16528. \end{aligned}$$

Nur bei $[Ll]$ sind logarithmische Berechnungen eingesetzt worden. Die Auflösungen der Gleichungen gibt für die beiden Unbekannten die folgenden Werte: $y = - 14.81$ sec und $x = + 0.1410$. Somit wird der Zeitabschnitt für $\Delta = 0 : t_{02} = 15.19$ sec (± 0.6) und die Geschwindigkeit $v_{P^+} = 7.09$ km/sec (± 0.08). Die Summe der übrigbleibenden Fehlerquadrate $[vv]$ wird: 5.8. Die übrigbleibenden Zeitverbesserungen der einzelnen Stationen verteilen sich folgendermaßen:

$$\begin{array}{lll} V_1 = + 0.5 \text{ sec} & V_6 = + 0.4 \text{ sec} & V_{11} = + 0.7 \text{ sec} \\ V_2 = - 0.3 \text{ ,,} & V_7 = - 0.3 \text{ ,,} & V_{12} = - 0.5 \text{ ,,} \\ V_3 = - 0.3 \text{ ,,} & V_8 = 0.0 \text{ ,,} & V_{13} = - 1.7 \text{ ,,} \\ V_4 = - 0.3 \text{ ,,} & V_9 = + 0.8 \text{ ,,} & V_{14} = + 0.5 \text{ ,,} \\ V_5 = - 0.1 \text{ ,,} & V_{10} = + 0.7 \text{ ,,} & V_{15} = + 0.3 \text{ ,,} \end{array}$$

P_n -Einsätze. In gleicher Weise wie vorher werden die P_n -Einsätze ausgeglichen. Hierzu standen die aufgeführten Stationen mit den von H. Gräfe angegebenen Einsätzen zur Verfügung:

Epizentralentfernung Δ_n der Stationen in km	Zeiteinsätze von P_n 23 ^h 27 ^m 30 ^{sec} + sec			Epizentralentfernung Δ_n der Stationen in km	Zeiteinsätze von P_n 23 ^h 27 ^m 30 ^{sec} + sec		
1. Nördlingen	162.4	5.1		10. Frankfurt	354.0	29.4	
2. Zürich	159.3	5.6		11. Graz	362.3	29.3	
3. Hohenheim	183.6	7.7		12. Jena	399.8	33.8	
4. Stuttgart	189.2	7.8		13. Florenz	404.4	39.3	
5. Karlsruhe	246.8	16.9		14. Wien	435.2	38.3	
6. Venedig	252.1	19.0		15. Zagreb	441.9	39.3	
7. Neuchatel	286.1	20.2		16. Leipzig	455.4	40.7	
8. Eger	324.0	25.0		17. Göttingen	464.8	42.3	
9. Ljubljana	328.6	27.7					

Mit dem Zeitnullpunkt wie vorher lauten die Quadrat- und Produktsummen der Normalgleichungen:

$$[aa] = + 1928600, \quad [ab] = + 5449.9, \quad [al] = - 159190, \\ [bl] = - 427.4, \quad [bb] = + 17, \quad [ll] = + 13488.$$

Mit diesen wurde berechnet: $y = - 14.03$ sec und $x = + 0.1222$. Somit werden die Zeitabschnitte für $\Delta = 0$: $t_{03} = 15.97$ sec (± 1.2) und $v_{P_n} = 8.182$ km/sec (± 0.23).

Die Summe der übrigbleibenden Fehlerquadrate wird: $[vv] = 32$. Die einzelnen Zeitverbesserungen verteilen sich wie folgt auf die Stationen:

$$\begin{array}{lll} V_1 = + 0.7 \text{ sec} & V_7 = + 0.7 \text{ sec} & V_{13} = - 3.9 \text{ sec} \\ V_2 = - 0.1 \text{ ,,} & V_8 = + 0.5 \text{ ,,} & V_{14} = + 1.3 \text{ ,,} \\ V_3 = + 0.7 \text{ ,,} & V_9 = - 1.6 \text{ ,,} & V_{15} = + 0.6 \text{ ,,} \\ V_4 = + 1.3 \text{ ,,} & V_{10} = - 0.2 \text{ ,,} & V_{16} = + 0.9 \text{ ,,} \\ V_5 = - 0.8 \text{ ,,} & V_{11} = + 0.9 \text{ ,,} & V_{17} = + 0.4 \text{ ,,} \\ V_6 = - 2.2 \text{ ,,} & V_{12} = + 0.9 \text{ ,,} & \end{array}$$

Unter Benutzung der Herzzeit von 7.42 sec und von $v_{\bar{P}} = 5.69$ km/sec in Verbindung mit den soeben erhaltenen P^+ - und P_n -Werten berechnet sich aus der Formel (2):

$$7.77 \text{ sec} = (2 d_1 - h) \cdot 0.105. \quad \text{Also } 2 d_1 - h = 74.0 \text{ km.}$$

Aus Formel (1) für P_n folgt:

$$8.55 \text{ sec} = 74.0 \cdot 0.127 + 2 d_2 \cdot 0.0703.$$

Und hieraus schließlich:

$$\underline{d_2 = - 6 \text{ km!}}$$

Die folgerecht durchgeführten Berechnungen nach den Grundsätzen der Hypothese führen an diesem Beispiel zu einer negativen Schichtdicke für die P^+ -Schicht, welche nach den Voraussetzungen jedoch nur positiv sein darf.

2. Beben von Oberitalien (Karnische Alpen) vom 8. Juni 1934. (Nach Seismogramm-Auswertungen von P. Caloi [5]). Herdwerte siehe auch S. 372 [3].

Epizentralentfernungen Δ_n der verwendeten Stationen in km	P^+ -Einsätze $3^h 17^m 20^s$ +sec	Epizentralentfernungen Δ_n der verwendeten Stationen in km	P^+ -Einsätze $3^h 17^m 20^s$ +sec
1. Triest	117.3	6. Florenz	293.7
2. Chur	238.3	7. Zürich	325.3
3. Piacenza	257.4	8. Stuttgart	375.2
4. Zagreb	272.0	9. Neuchatel	434.3
5. Prato	287.4		
	30.0		

Das hier anzuwendende Auswertungsverfahren ist das gleiche wie vorher. Mit dem Nullpunkt der Zeitachse von $3^h 17^m 20^s$ werden folgende Quadrat- und Produktsummen der Normalgleichungen erhalten:

$$[aa] = + 814858, \quad [ab] = + 2600.9, \quad [al] = - 89659, \\ [bl] = - 277.5, \quad [bb] = + 9, \quad [ll] = + 9977.2.$$

Hieraus berechnet sich nach Aufstellung der beiden linearen Gleichungen für die zwei Unbekannten: $x = 12.48$ sec und $y = + 0.1497$. Somit wird der Zeitabschnitt für $\Delta = 0$: $t_{02} = 7.57$ sec (± 0.9) und $v_{P2} = 6.68$ km/sec (± 0.14). Die übrigbleibende Fehlerquadratsumme wird hier: $[vv] = 4.1$.

Verteilung der ausgeglichenen Verbesserungen auf die einzelnen Stationen:

$$\begin{array}{lll} V_1 = + 0.5 \text{ sec} & V_4 = - 0.7 \text{ sec} & V_7 = + 0.2 \text{ sec} \\ V_2 = + 0.4 \text{ ,,} & V_5 = + 0.6 \text{ ,,} & V_8 = - 0.3 \text{ ,,} \\ V_3 = + 0.1 \text{ ,,} & V_6 = - 1.4 \text{ ,,} & V_9 = + 0.8 \text{ ,,} \end{array}$$

P_n-Einsätze. Auf Grund der Auswertung von P. Caloi standen hierfür folgende Stationen zur Verfügung:

Epizentralentfernungen der Stationen in km	Δ_n	<i>P_n-Einsätze</i> 3h 17m 20sec +sec	Epizentralentfernungen der Stationen in km	Δ_n	<i>P_n-Einsätze</i> 3h 17m 20sec +sec
1. Padua	108.5	2.9	8. Ravensburg . . .	287.4	26.0
2. Triest	117.3	3.8	9. Florenz	293.7	27.0
3. München	220.7	19.7	10. Zürich	325.3	31.4
4. Chur	238.3	22.0	11. Wien	364.6	36.0
5. Piacenza	257.4	22.5	12. Stuttgart	375.2	36.4
6. Ravensburg	278.6	25.0	13. Neuchatel	434.3	44.5
7. Zagreb	272.0	23.9			

Mit dem gleichen Zeitnullpunkt wie oben ergeben sich hier für die Quadrat- und Produktsummen der Normalgleichungen die Werte:

$$\begin{array}{lll} [aa] = + 1085880, & [ab] = + 3573.3, & [a] = - 101335, \\ [bl] = - 321.1, & [bb] = + 13, & [ll] = + 9589.6. \end{array}$$

Nach Aufstellung der beiden linearen Gleichungen mit Hilfe dieser Summen folgt für die Unbekannten: $y = - 9.95$ sec, $x = + 0.1261$. Somit wird hier der Zeitabschnitt für $\Delta = 0$:

$$t_{03} = 10.05 \text{ sec } (\pm 1.0), \quad v_{Pn} = 7.93 \text{ km/sec } (\pm 0.19).$$

Die übrigbleibende Fehlerquadratsumme lautet: $[vv] = 10.0$. Verteilung der ausgeglichenen Stationszeitverbesserungen:

$$\begin{array}{lll} V_1 = + 0.9 \text{ sec} & V_6 = + 0.2 \text{ sec} & V_{10} = - 0.3 \text{ sec} \\ V_2 = + 1.1 \text{ ,,} & V_7 = + 0.5 \text{ ,,} & V_{11} = + 0.1 \text{ ,,} \\ V_3 = - 1.8 \text{ ,,} & V_8 = + 0.3 \text{ ,,} & V_{12} = + 1.0 \text{ ,,} \\ V_4 = - 1.8 \text{ ,,} & V_9 = + 0.1 \text{ ,,} & V_{13} = + 0.3 \text{ ,,} \\ V_5 = 0.0 \text{ ,,} & & \end{array}$$

Unter Benutzung der Herzzeit $t_0 = 2.6$ sec und von $v_{P'} = 5.79$ km/sec sowie der Werte der soeben durchgeführten Ausgleichung wird nach der Formel (2):

$$4.97 \text{ sec} = (2d_1 - h) \cdot 0.086.$$

Also $2d_1 - h = 57.8$ km.

Nach Formel (1):

$$7.45 \text{ sec} = 57.8 \cdot 0.118 + 2 d_2 \cdot 0.0805.$$

Hieraus schließlich für

$$\underline{d_2 = + 4 \text{ km.}}$$

3. Beben von Nord-Brabant am 20. November 1932. (Nach Seismogramm-Auswertungen von R. H. Gees [6]). Herdwerte siehe S. 369 [3]. Außer den bereits dort berechneten rechtwinkligen Koordinaten sind hier wegen der Stationen, die nur P_n - und P^+ -Einsätze aufwiesen, noch einige ergänzende Berechnungen erforderlich gewesen. Bei Bezug auf den auch dort vorliegenden Nullpunkt: $x_0 = -36.0 \text{ km}$ und $y_0 = +69.5 \text{ km}$ (für $\lambda = 6^\circ 0.0'$ und $\varphi = 51^\circ 0.0'$ gerechnet) sind die neu hinzukommenden Stationskoordinaten im rechtwinkligen System:

	x_n in km	y_n in km
Straßburg	+ 130.1	- 266.5
Kew	- 438.0	+ 70.8
Stuttgart	+ 234.6	- 243.0
Leipzig	+ 445.3	+ 56.4
Eger	+ 457.0	- 82.3
Neuchatel	+ 72.7	- 444.7
Potsdam	+ 481.5	+ 176.7
Chur	+ 270.0	- 455.0

Epizentralentfernungen der Stationen in km	\mathcal{A}_n	P^+ -Einsätze $23^h 37^m 45^{\text{sec}}$ + sec	Epizentralentfernungen der Stationen in km	\mathcal{A}_n	P^+ -Einsätze $23^h 37^m 45^{\text{sec}}$ + sec
1. Göttingen	311.1	2.6	6. Jena	432.7	23.0
2. Helgoland	327.8	3.9	7. Leipzig	481.5	31.3
3. Paris	378.9	10.4	8. Eger	515.8	35.8
4. Kew	402.0	17.3	9. Potsdam	528.5	37.0
5. Stuttgart	413.4	18.9	10. Chur	607.2	47.3

Bezogen auf obige Entfernungen und Zeitwerte ergeben sich entsprechend zu den vorhergehenden Beispielen folgende Quadrat- und Produktsummen für die Normalgleichungen:

$$[aa] = + 2013430, \quad [ab] = + 4398.9, \quad [aL] = - 112559,$$

$$[bL] = - 227.5, \quad [bb] = + 10, \quad [LL] = + 7183.3.$$

Über die Gleichungen mit zwei Unbekannten kommt man dann wieder zu den Werten: $y = -47.30 \text{ sec}$ und $x = +0.1592$. Somit wird hier der Zeitabschnitt für $\Delta = 0$:

$$t_{02} = 36^m 57.70^{\text{sec}} (\pm 2.5), \quad v_{P^+} = 6.28 \text{ km/sec } (\pm 0.22).$$

Die übrigbleibende Fehlerquadratsumme ist: $[vv] = 19.5$. Verteilung der ausgeglichenen Zeitverbesserungen auf die einzelnen Stationen:

$V_1 = - 0.3$ sec	$V_6 = - 1.3$ sec
$V_2 = + 1.0$ „	$V_7 = - 2.0$ „
$V_3 = + 2.7$ „	$V_8 = - 1.0$ „
$V_4 = - 0.5$ „	$V_9 = - 1.0$ „
$V_5 = - 0.4$ „	$V_{10} = + 2.0$ „

P_n -Einsätze.

Epizentralentfernungen der Stationen in km	d_n	Stationseinsätze bezogen auf 23 ^h 37 ^m 30 ^{sec} + sec	Epizentralentfernungen der Stationen in km	d_n	Stationseinsätze bezogen auf 23 ^h 37 ^m 30 ^{sec} + sec
1. Frankfurt	261.0	2.1	6. Eger	515.8	33.8
2. Göttingen.	311.1	8.1	7. Zürich	524.0	35.2
3. Straßburg	374.8	15.0	8. Neuchatel	525.6	34.8
4. Hamburg	373.4	14.8	9. Chur	607.2	46.0
5. Stuttgart	413.4	21.3			

Die Quadrat- und Produktsummen der Normalgleichungen lauten dann hier:

$$[aa] = + 1801279, \quad [ab] = + 3906.3, \quad [al] = - 105123, \\ [bl] = - 211.1, \quad [bb] = + 9, \quad [ll] = + 6676.27.$$

Aus den linearen Gleichungen werden die beiden Unbekannten berechnet. Sie lauten: $y = - 31.93$ sec, $x = + 0.1276$. Hiermit wird der Zeitabschnitt für $\Delta = 0$:

$$t_{03} = 36^m 58.07 \text{ sec } (\pm 0.9) \text{ und } v_{P_n} = 7.84 \text{ km/sec } (\pm 0.12).$$

Mit Benutzung des bereits früher [3] gefundenen Herdwertes $t_0 = 36^m 47.5^{\text{sec}}$ und der Geschwindigkeit $v_{\bar{P}} = 5.48$ km/sec sowie der beiden hier gefundenen Werte für P^+ und P_n kommt man zu folgender Schichtdickenberechnung:

$$10.2 \text{ sec} = (2 d_1 - h) \cdot 0.089.$$

Hieraus: $2 d_1 - h = 114.5$ km.

Weiter ergibt sich nach Formel (1):

$$10.57 \text{ sec} = 114.5 \cdot 0.030 + 2 d_2 \cdot 0.095.$$

Für die Schichtdicke der P^+ -Schicht folgt dann der Wert:

$$\underline{d_2 = - 23 \text{ km!}}$$

Fassen wir diese drei Beispiele zusammen, denen die bisher zahlreichsten P^+ -Ablesungen zugrunde liegen und die von drei verschiedenen Beobachtern stammen, welche (was sehr wesentlich ist) der Existenz der P^+ -Schicht vollkommen unvoreingenommen gegenüberstehen, dann ergibt sich als Mittelwert für die Dicke dieser Schicht:

$$\boxed{d_2 = - 8 \text{ km.}}$$

Das Material dieser drei Auswertungen entspricht gewiß nicht höchsten physikalischen Ansprüchen *). Es bestätigt jedoch die bereits in einer vorhergehenden Arbeit gezogenen Folgerungen gegen die Existenz einer durchgehenden P^+ -Schichtung.

Das Beobachtungsmaterial, welches vor etwa $1\frac{1}{2}$ Jahrzehnten zu einer positiven Entscheidung über die Existenz der P^+ -Schicht verwendet worden ist, war erheblich geringer als das hier verwendete und ist außerdem meßtechnisch unzureichend gewesen. Siehe hierzu III, 1.

Ganz abgesehen von diesen Erörterungen ist aus den vorhergehenden Beispielen auf jeden Fall die Belehrung zu entnehmen, daß mit der Existenz von Einsätzen zwischen den P_n - und \bar{P} -Wellen im Seismogramm noch keineswegs automatisch der Nachweis verbunden ist, daß diese Einsätze von einer Zwischenschichtung herrühren; selbst dann nicht, wenn diese sich zu einer Laufzeitkurve verbinden lassen, der zufolge eine Geschwindigkeit zwischen den beiden Grenzwerten vorzuliegen scheint. Die Probe einer direkten Berechnung der Schichtdicke muß auch noch angestellt werden. Wenn diese zu widersinnigen negativen Werten führt, so kann die Voraussetzung einer P^+ -Schichtung nicht erfüllt sein.

(Falls nicht die ausgeglichenen Werte, sondern die von den Beobachtern selbst angeführten Zahlen verwendet werden, so wird dieses negative Resultat für die P^+ -Schicht keineswegs günstiger.)

Ein weiterer Nachweis gegen die Existenz einer durchgehenden P^+ -Schicht wird nach einem anderen Verfahren an neuen Beispielen in IV, 1 abgeleitet.

5. Die ungeschichtete 50 km dicke Erdkruste ist mit allen Beobachtungen widerspruchsfrei vereinbar. Für die Anwendung der Ergebnisse auf die einfachere und ursprünglichere Darstellung von A. Mohorovičić mit einer einzigen Schichtgrenze sind die Voraussetzungen der Formel (1) zu streichen und allein die der Formel (2) zugrunde zu legen. Für die sogenannten P^+ -Einsätze, die gelegentlich auf Seismogrammen auftreten, muß eine andere Erklärung gesucht werden.

Die direkte Auswertung der P_n -Einsätze ergibt dann:

Beispiel 1.

$$8.55 \text{ sec} = (2d - h) \cdot 0.127.$$

Also $2d - h = 67.3 \text{ km}$. Da $h = 31 \text{ km}$ (S. 375 [3]), folgt für die Schichtdicke:

$$\underline{d = 49 \text{ km.}}$$

Beispiel 2.

$$7.45 \text{ sec} = (2d - h) \cdot 0.118.$$

Also $2d - h = 63.2 \text{ km}$. Da h zwischen 0 und 10 km liegt (S. 373 [3] und Bemerkung S. 372), folgt für die Schichtdicke:

$$\underline{d \sim 35 \text{ km.}}$$

*) Das kann es aber auch nicht, da ja die Grundlagen der Auswertung, wie hier nachgewiesen ist, nicht auf realen Voraussetzungen beruhen.

Beispiel 3.

$$10.57 \text{ sec} = (2d - h) \cdot 0.130.$$

Also $2d - h = 81 \text{ km}$. Da $h = 35 \text{ km}$ (S. 369 [3]), folgt:

$$\underline{d = 58 \text{ km.}}$$

Der Mittelwert dieser drei Beispiele gibt für die Dicke der Erdkruste: 47 km. Dieser stimmt mit der Begrenzung der Herdtiefen aus \bar{P} -Werten [3], die mit diesem Wert identisch sein muß, überein. Hierbei ist der Wert aus dem Beispiel 2. der unsicheren Herdtiefenbestimmung wegen noch nicht einmal geringer bewertet worden.

III. Die P^+ -Einsätze der Nahbeben-Seismogramme. 1. *Die experimentellen Grundlagen der bisherigen P^+ -Wellenhypothese.* Als vor etwa 15 Jahren die Hypothese der P^+ -Schichtung aufgestellt wurde, lag nur sehr wenig Material an Nahbebenbeobachtungen vor, welches zudem heute als unvollständig, wenn nicht sogar als unzureichend angesehen werden muß. Die großen Zeitunsicherheiten der Einsätze, die damals bei fast sämtlichen Stationen noch über 1 sec lagen, ließen den Rahmen möglicher und einpassungsfähiger Hypothesen ziemlich unbegrenzt.

Dieser Zustand hat sich inzwischen etwas geändert. Der Zeitdienst ist verbessert worden und die Registriergeschwindigkeit einer großen Zahl von Stationen ist erhöht worden. Eine ganze Reihe neuer Beben wurde unter diesen wesentlich veränderten experimentellen Vorbedingungen ausgewertet.

Trotzdem bilden immer noch drei ältere Erdbebenbearbeitungen die Stützen für die Hypothese der P^+ -Schichtung.

Da ist zunächst das süddeutsche Erdbeben vom 16. November 1911, das von B. Gutenberg bearbeitet worden ist. Hierüber läßt sich nicht mehr sagen als bereits auf S. 379 [3] entsprechend dem damaligen Entwicklungsstand der Erdbebenstationen, der sich noch in den ersten Anfangsstadien befand, mitgeteilt wurde.

Was die Beweisführung von V. Conrad [7] betrifft, so muß festgestellt werden, daß in der Registrierung von Jena für das Schwadorfer Beben (hier Fig. 5 a), welche als Musterbeispiel für einen P^+ -Einsatz ausgewählt worden ist, weder der Verfasser noch in der Ablesung von Seismogrammen geschulte Geophysiker einen Anhaltspunkt entdecken können. Hierbei wird vorausgesetzt, daß zur Veröffentlichung nicht das ungeeignetste Seismogramm ausgewählt wurde.

In diesem Falle wie in den anderen Beispielen liegt die Möglichkeit vor, daß zunächst die Hypothese und mit ihr zugleich die Laufzeitkurve und Laufzeit-tabelle der P^+ -Welle aufgestellt worden sind — wie es leider in der Seismik mangels besserer Methoden gehandhabt wird. Erst auf derartigen Grundlagen werden dann die Auswertungen der Einsätze vorgenommen. Es ist selbstverständlich, daß auf solche Weise immer nur Bestätigungen der einmal angenommenen Hypo-

these gefunden werden können. Für die Erweiterung unserer Erkenntnisse bildet dieses Verfahren freilich ein ernsthaftes Hindernis.

So ist von H. Jeffreys die Laufzeitabelle u. a. für die P^+ -Wellen in „Table of the Near Earthquake Pulses“ [8] zum allgemeinen Gebrauch abgedruckt worden, welche sich außer auf ein bereits erwähntes Beben auf das Jersey-Beben vom 30. Juli 1926 und das Herefordshire-Beben vom 14. August 1926 stützt.

Der Originalarbeit [9] werden für die drei grundlegenden Einsätze dieser Beben auf Grund der Tabellen S. 484 und 489, welche die Abweichungen: Beobachtete—berechnete Werte enthalten (dort 0 — C), folgende mittleren Zeitfehler entnommen:

Jersey-Beben.

\bar{P} : (Mittlerer Zeitfehler = Wurzel aus der Quadratsumme der einzelnen

Abweichungen durch die um eins verminderte Gesamtzahl = $\sqrt{\frac{[v v]}{n - 1}}$.) Das

ergibt hier: ± 1.0 sec. Anzahl der Beobachtungen [9].

P^+ : Mittlerer Zeitfehler = ± 3.2 sec. Anzahl der Beobachtungen 7.

P_n : Mittlerer Zeitfehler = ± 1.4 sec. Anzahl der Beobachtungen 3.

Herefordshire-Beben.

\bar{P} : Mittlerer Zeitfehler = ± 1.3 sec. Anzahl der Beobachtungen 9.

P^+ : „ „ = ± 4.3 „ „ „ „ 3.

P_n : „ „ = ± 8.2 „ „ „ „ 4.

Zum Vergleich sei hier auf die entsprechenden mittleren Zeitfehler verwiesen, die bei 12 auf Grund einer Ausgleichsrechnung (S. 381 [3]) ausgewerteten Beben übrigblieben. Hier überschritt der Fehler in keinem Falle 1.0 sec und er war im Durchschnitt um fast den zehnten Teil kleiner als in den soeben aufgeführten beiden Beben.

Da es bei der Berechnung der Geschwindigkeit und der Lage der Schichten nicht allein auf die P^* -Werte, sondern auch auf die Größe und Genauigkeit der anderen beiden Wellen ankommt, ist wohl aus den hier zusammengestellten Fehlerbereichen zu entnehmen, daß die experimentellen Grundlagen für die Aufrechterhaltung der Hypothese angesichts der Sicherheit der dagegenstehenden Tatsachen nicht ausreichen.

Bei dem Jersey-Beben beginnen z. B. die Aufzeichnungen erst in einer Entfernung von 280 km vom Epizentrum. Läßt man hier einen nicht erreichten günstigen Zeitfehler von ± 1 sec zu, so wird auf Grund einer Fehlerrechnung nach [3], S. 378, die Herdtiefe auf ± 100 km unsicher. Da diese nur mit dem halben Betrag in die Tiefenbestimmung der P^+ -Schicht eingeht, bleibt selbst bei Nichtachtung aller übrigen Fehler diese Schichttiefe mindestens auf ± 50 km unsicher. Eine Bestätigung der Fehlerrechnung für die Herdtiefe entnimmt man auch dem Handbuch der Geophysik, Bd. 5, S. 67, wo die letzte Zeile der Tabelle zeigt, daß bei

300 km Entfernung und ± 0.5 sec Meßgenauigkeit eine Herdtiefe zwischen 0 und 60 km nicht feststellbar ist.

Das Herefordshire-Beben mit im ganzen 3 P^* -Einsätzen und einem Zeitfehler von ± 4.3 sec bedarf keiner ernstlichen Stellungnahme.

Angesichts dieser Beobachtungsgrundlagen bleibt es unverstündlich, wenn hieraus Schichtgrenzen bis auf 1 km genau (S. 257 [7]) angegeben werden oder diese nach Jeffreys [8] gemäß den Erläuterungen der Tabelle auf ± 0.9 km sicher sein sollen.

Dem Gesamtergebnis der vorliegenden Arbeit zufolge muß auch die Umänderung der ursprünglich von Mohorovičić eingeführten Bezeichnung \bar{P} in P_g als unzulässig angesehen werden, da sie bereits die geologische Erklärung für die nicht vorhandene Unterteilung in zwei Schichten, eine Granit- und eine Basaltschicht, gibt.

2. *Versuch einer neuen Erklärung der P^* -Einsätze.* Ausgehend von der Feststellung, daß die P^+ -Einsätze nur gelegentlich auf Seismogrammen einwandfrei vorkommen, muß bei einer Erklärung diesem Zustand Rechnung getragen werden. Demzufolge wird angenommen, daß die Erdkruste nicht vollkommen gleichmäßig an allen Stellen aus dem Material besteht, welchem wir die konstante \bar{P} -Geschwindigkeit (höchstens durch den Temperaturkoeffizient oder dergleichen modifiziert) zuordnen. Die Kruste wird vielmehr in unregelmäßiger Verteilung von Material höherer Geschwindigkeit (etwa dem der P_n -Schicht) durchsetzt sein. In der Fig. 4 sind diese Einschlüsse in der Form sehr flacher Linsen vorausgesetzt worden; sie können aber ebensogut als Platten dargestellt werden. Wesentlich ist, daß ihre Vertikalerstreckung nur wenige Kilometer beträgt, während in horizontaler Richtung Ausmaße bis zu 100 km erreicht werden. Da unter derartigen Umständen immer genügend Raum zwischen den Einschlüssen frei ist, bleibt ihr direkter Einfluß auf die \bar{P} -Wellen von untergeordneter, d. h. nicht nachweisbarer Bedeutung.

Zur Einführung dieser P^+ -Einschlüsse geben die erst kürzlich von G. Angenheister [10] mitgeteilten gleichartigen Folgerungen aus gravimetrischen Gründen eine gewisse Unterstützung. Wenn auch zur Zeit noch nicht nachgewiesen werden kann, daß jene mit den hier aus seismischen Gründen zu fordernden Einschlüssen identisch sind, so besteht doch genügend Anlaß zu dieser Annahme. Die seismischen Überlegungen erfordern gleichartige Horizontal- und Vertikaldimensionen, wobei es zunächst belanglos ist, ob die Einlagerungen in ihrer wirklichen Form linsenförmig, elliptisch oder plattenförmig sind. Auch in der Tiefenlage stimmen die Annahmen überein. Für die Herkunft aus der subkrustalen Schicht kann in der von G. Angenheister angegebenen Dichtedifferenz von 0.3 ein Anhaltspunkt gesehen werden. Im seismischen Falle deutet die hohe Geschwindigkeit auf die gleiche Herkunft hin, vorausgesetzt, daß man die auf Grund der Hypothese einer durchgehenden P^+ -Schichtung berechneten Geschwindigkeitswerte bei Zugrundelegung der neuen Hypothese (der Wegbegrenzung durch die Einschlüsse entsprechend) nur als unteren Grenzwert ansieht.

Die Auswertungen der zwar sehr schwachen aber sicheren Einsätze von Steinbruchsprengungen in Göttingen haben für die P^+ -Störung eine Tiefenlage von etwa 5 bis 10 km ergeben. Diese Tiefenlage ist nach der bisherigen Hypothese vollkommen unvereinbar mit den an der gleichen Station festgestellten \bar{P} -Einsätzen, welche von Beben stammen, deren Herdtiefe bis zu 40 km und mehr betragen hat. Beide Meßergebnisse können zugleich nur bestehen, wenn der P^+ -Schichtung die hier geschilderte räumliche Begrenzung nach unten sowie nach den Seiten zugefügt wird.

Eine Aufgabe weiterer Untersuchungen bleibt es, mit verfeinerten Methoden der Stationsbeobachtung die Abmessung und Lage dieser zunächst noch hypothetischen, jedoch keineswegs ohne zwingende Gründe geforderten Erdkrusteneinlagerungen zu lokalisieren. Man wird hierbei außer den möglichen gravimetrischen Anhaltspunkten vielleicht auch an Störungen der geothermischen Tiefenstufe denken können. Störungen der Flächen konstanter Temperatur sind hierbei

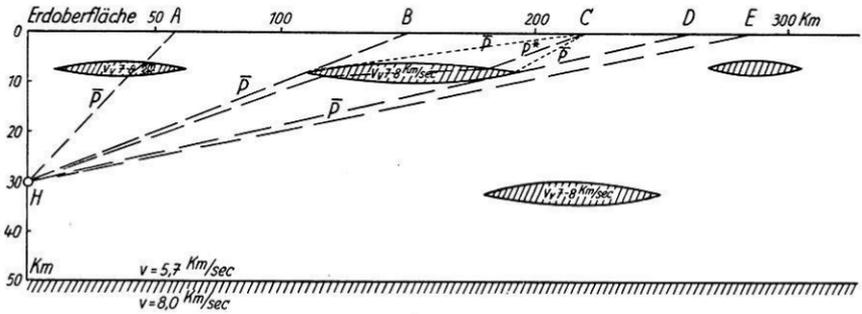


Fig. 4. Erklärung der P^+ -Einsätze durch eine neue Hypothese auf Grund von Einlagerungen höherer Geschwindigkeit in der Erdkruste, welche im allgemeinen nur durch die \bar{P} -Wellen definiert ist

sowohl infolge der unterschiedlichen Temperaturleitfähigkeit sowie durch die Temperatur dieser Einlagerungen selbst (die wegen ihres eventuellen Herkommens aus tieferen Lagen höher sein kann als die der Umgebung) gegeben.

Die in der Fig. 4 gezeichneten Verhältnisse geben einen Überblick über die Auswirkungen dieser neuen Vorstellung, welche selbstverständlich nicht in allen Einzelheiten genau so zutreffen muß, wie es in dieser Skizze festgelegt ist. Alle bisherigen experimentellen Ergebnisse sind jedoch hieraus widerspruchlos ableitbar.

So zeigt der Strahl vom Herd H nach A , daß durch eine derartige Einlagerung die Laufzeit kaum um $1/10$ sec verändert wird. Auch bei dem Strahl HC der \bar{P} -Welle, die vom Störungskörper ab den Stationspunkt C nur noch als gebeugte Welle (punktirt gezeichnet) erreichen kann, ergeben sich beim Vergleich mit einem ungestörten direkten Strahl HC nur Änderungen für die Laufzeit von höchstens einigen Promille im ungünstigen Falle. Bei der Darstellung in der Fig. 4 bedenke man in diesem Zusammenhang, daß sie in der vertikalen Richtung um

das zweifache überhöht gezeichnet worden ist, die Strahlknickung in Wirklichkeit also geringer ist!

An einer Stelle wie C müssen nun im Gegensatz zu E Einsätze von \bar{P} -Wellen auftreten, die eine Beschleunigung infolge der Brechung in der Einlagerung erfahren haben. Für diese soll hier die Bezeichnung P^+ beibehalten werden — auch wenn sie eine ganz andere Deutung als früher bekommt.

Ein sehr wesentliches Argument für die vorliegende Darstellung der Verhältnisse bildet die Energieverteilung der Einsätze auf den einzelnen Seismogrammen verschiedener Stationen bzw. verschiedener Beben und gleicher Station. Wären die drei Schichten \bar{P} , P^+ und P_n in einem durchgehenden Zusammenhang

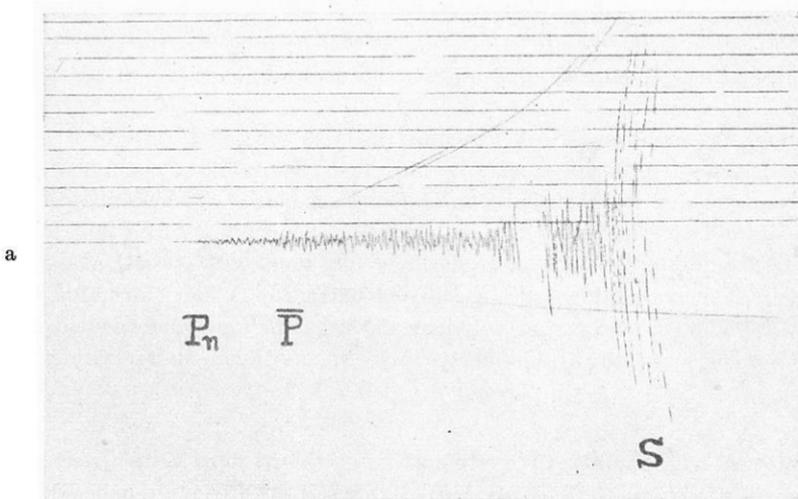


Fig. 5. Starker relativer Intensitätsunterschied der P_n - und \bar{P} -Wellen bei drei Beben verschiedener Herkunft. a) Schwadorf bei Wien. Registriert in Jena mit 15000-kg-Seismometer. b) und c) auf S. 288

einigermaßen gleichmäßig verteilt, wie man es bisher annahm und in Fig. 3 dargestellt ist, so müßten vor allem die direkten Wellen \bar{P} immer ganz ausgeprägt in Erscheinung treten, außerdem die P^+ -Wellen besser und stärker hervortreten als die P_n -Wellen, für die infolge der vielfachen Brechungen nur noch ein erheblich verringerter Bruchteil der Energie zur Verfügung bleibt.

Es ist jedoch bekannt, daß die P^+ -Einsätze überhaupt erst sehr spät (10 bis 15 Jahre) nach den P_n -Wellen in den Seismogrammen entdeckt worden sind. Hieraus kann man schon den Schluß ziehen, daß sie nicht sehr augenfällig mit großer Intensität in Erscheinung treten.

Ein Beispiel dafür, wie groß der Unterschied in den Intensitäten der \bar{P} -Einsätze sein kann, zeigen die drei Seismogramme, die in Jena von Beben aus den Nord-

tiroler Alpen, den Südalpen und aus der Umgegend von Wien aufgezeichnet wurden. Während in dem einen b) sich die drei Wellen P_n , \bar{P} und \bar{S} auf den ersten Blick herausheben, zeigt das andere zunächst nur einen allmählichen Anstieg

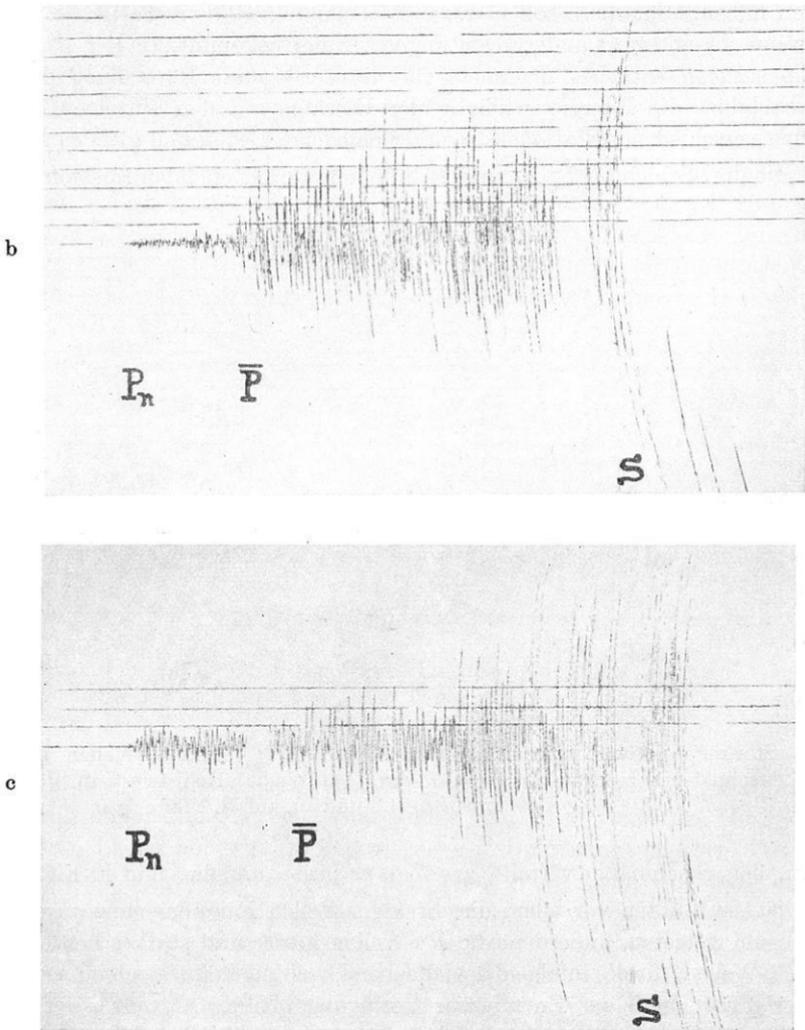


Fig. 5 b, c. Starker relativer Intensitätsunterschied der P_n - und \bar{P} -Wellen bei drei Beben verschiedener Herkunft. b) Nordtirol, c) Südalpen (Udine). Registriert in Jena mit 15000-kg-Seismometer

bis zu dem Einsatz der Scherungswellen \bar{S} . Erst bei näherem Zusehen wird man noch den Einsatz der \bar{P} -Wellen insbesondere durch die größere Periodenlänge

entdecken. Ein P^+ -Einsatz ist auf dem Seismogramm des Schwadorfer Bebens (ebenso auf dem Original) ohne Willkür nicht feststellbar.

Da in allen drei Fällen die gleiche Station mit dem gleichen Instrument aufgezeichnet hat, ist eine Erklärung des Unterschiedes durch den Einfluß des unmittelbaren Stationsuntergrundes nicht möglich.

Die unterschiedlichen Registrierungen werden dadurch erklärt, daß z. B. in dem einen Fall (Schwadorfer Beben in der Nähe von Wien, wo die Wellen unterhalb von Böhmen gelaufen sind) die Wellenenergie und somit die Schärfe der Welleneinsätze durch Streuung an einer Einlagerung oder Einlagerungen gemäß der Fig. 4 gestört worden sind. Nach der Hypothese der horizontalen gleichmäßigen P^+ -Schichtung ist dieser Zustand des Seismogramms nicht zu erwarten.

Stationen, welche nach Fig. 4 zwischen A und B oder D und E liegen, sind dem zerstreuen Einfluß nicht so stark bzw. gar nicht ausgesetzt. Dem entsprechen auf den Seismogrammen gut ausgeprägte \bar{P} - und P_n -Einsätze (Fig. 5b und 5c).

Die P^+ -Reflexionen, die bei den Göttinger Registrierungen [11] von Steinbruchsprengungen erhalten wurden, sind an Hand der Fig. 4 ohne Gegensatz zu den Ergebnissen der Nahbebenseismogramme tieferer Herde zu deuten, und zwar als Reflexionen an einer Einlagerung, wie sie hier unterhalb der Punkte BC gezeichnet ist. Diese Darstellung gibt zugleich auch eine Begründung für die sehr geringe Intensität der P^+ -Einsätze bei diesen Sprengungsversuchen (durch die geringe Schichtdicke) und gleichzeitig auch für das gelegentliche Fehlen dieser Einsätze und damit auch für die Unregelmäßigkeit dieser scheinbaren Geschwindigkeitswerte.

IV. Ergänzung und Bestätigung bisheriger Ergebnisse der Ausgleichung direkter Wellen innerhalb der Kruste. 1. Drei Beispiele weiterer mitteleuropäischer Nahbeben. Als Voraussetzung für die Berechnung und Ausgleichung der P_n - (bzw. der P^+ -Schicht) wurde angenommen, daß für das gleiche Beben jeweils genügend zahlreiche und gute Einsätze der direkten Longitudinalwellen \bar{P} vorlagen. Denn mit Hilfe dieser \bar{P} -Wellen allein läßt sich eine Berechnung der Herdlage, Herdtiefe, Herdzeit und Geschwindigkeit durchführen, welche nach den Formeln (1) und (2) als Grundlage für weitere P^+ - und P_n -Berechnungen unentbehrlich sind.

Das Verfahren der Berechnung und Ausgleichung von fünf unbekanntem Werten aus den Seismogrammmablesungen ist bereits in einer vorangehenden Arbeit [3] abgeleitet worden und wurde dort auch auf eine Reihe von Beispielen angewendet. Es liefert jeweils die rechtwinkligen Koordinaten des Epizentrums, die Herdtiefe, die Herdzeit und die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der direkten Wellen.

Eine Zusammenstellung zueinander gehöriger Geschwindigkeits- und Herdtiefenwerte hatte bei dem damaligen Material bereits gezeigt, daß die Geschwindigkeiten nicht, wie es die bisherige Hypothese verlangte, mit der Tiefe abnahm,

sondern die Meßpunkte nur eine fallende Kurve bis an die 50-km-Schichtgrenze herab erklären konnten.

Da auf diesen Grundlagen die Sicherheit der neuen Anschauungen über die Erdkruste beruht, ist eine Ergänzung und Prüfung durch die Auswertung von drei weiteren Nahbeben mit vorbildlichem und neuzeitlichem Beobachtungsmaterial von wesentlicher Bedeutung.

1. Beben von Cansiglio (Oberitalien) am 18. Oktober 1936 nach Auswertungen von P. Caloi [12]. Rechtwinklige Koordinaten der Stationen bezogen auf den Nullpunkt $\varphi = 46,0^{\circ}$, $\lambda = 12,0^{\circ}$

	x_n km	y_n km	Zeiten der Stationseinsätze von	
			\bar{P} sec	\bar{S} sec
1. Venedig	+ 26.4	— 63.5	3h 10 ^m + 17.0	29.0
2. Triest	+ 136.8	— 38.1	23.8	37.2
3. Ljubljana	+ 194.1	+ 8.7	32.2	51.8
4. München	— 29.1	+ 238.6	44.1	71.6
5. Chur	— 187.9	+ 97.4	43.5	71.0
6. Piacenza	— 179.2	— 104.5	45.5	—
7. Graz	+ 261.9	+ 125.5	48.3	78.6
8. Prato	— 73.0	— 234.9	50.0	85.1
9. Zagreb	+ 309.6	— 12.7	51.0	86.2
10. Ravensburg	— 179.0	+ 200.8	51.9	87.6
11. Zürich	— 258.1	+ 157.6	60.0	98.0
12. Meßstetten	— 226.0	+ 246.4	66.3	107.5
13. Wien	+ 323.4	+ 258.7	69.3	117.7
14. Stuttgart	— 206.3	+ 311.7	70.4	—
15. Basel	— 332.3	+ 180.2	72.7	—
16. Neuchatel	— 383.8	+ 123.0	77.2	—
17. Straßburg	— 312.1	+ 296.2	82.7	135.6
18. Prag	+ 174.1	+ 455.6	84.7	141.6
19. Rom	+ 40.0	— 455.9	85.7	142.2
20. Budapest	+ 531.8	+ 189.0	96.6	163.5
21. Jena	— 29.4	+ 550.1	97.9	163.0

Der Nullpunkt des Koordinatensystems wurde zunächst erst auf den Wert der von P. Caloi für das Epizentrum gefunden war, verschoben. Es war der Punkt: $x_0 = + 32.9$ km, $y_0 = + 11.6$ km.

Nach Umrechnung der Entfernungen auf diesen Ursprung können die Koeffizienten der Normalgleichungen ausgerechnet werden.

Das geschieht zunächst für P . Unter den Voraussetzungen: Epizentrum x_0 und y_0 wie oben. Herdtiefe: 20 km, Herdzeit: 3.0 sec, Geschwindigkeit: 5.70 km/sec. Mit diesen Werten führte die Ausrechnung zu einer Herdtiefenkorrektur von + 31 km. D. h. der Herd muß erheblich tiefer gelegen haben, als sich aus den Emergenzwinkelberechnungen von P. Caloi ergeben hatte. Die Korrektur war so groß im Vergleich zu dem Ausgangswert, daß ein neuer Ausgleichungsansatz notwendig wurde.

Voraussetzungen für die zweite Ausgleichung: Epizentralkoordinaten wie vorher. Herdtiefe: 35 km, Herdzeit: 2.0 sec, Geschwindigkeit: 5.65 km/sec. Diese Ausgangswerte führten schließlich zu folgenden Normalgleichungen:

$$\begin{aligned}
 + 0.3591 \cdot x - 0.0573 \cdot y + 0.00195 \cdot z - 6.05 \cdot r + 0.448 \cdot \tau + 0.3722 &= 0, \\
 + 0.2831 \cdot y - 0.002034 \cdot z + 12.68 \cdot r - 0.839 \cdot \tau - 0.0904 &= 0, \\
 + 0.01611 \cdot z - 4.075 \cdot r + 0.4935 \cdot \tau - 0.0929 &= 0, \\
 + 2567 \cdot r - 217.0 \cdot \tau + 25.23 &= 0, \\
 + 21.0 \cdot \tau - 2.765 &= 0,
 \end{aligned}$$

$$[ll] = + 13.50.$$

Die Auflösung dieser Normalgleichungen und Anbringung der Korrekturen ergibt die endgültigen und somit wahrscheinlichsten Herdwerte:

$$\begin{aligned}
 x_0 &= - 1.1 \text{ km}, \quad y_0 = + 0.5 \text{ km}, \quad z_0 = 43 \text{ km } (\pm 27), \\
 v_{\bar{p}} &= 5.625 \text{ km/sec } (\pm 0.09), \quad t_0 = 3^h 10^m 1.73^{\text{sec}} (\pm 1.6).
 \end{aligned}$$

$$[vv] = 12.4.$$

Die ausgeglichenen Zeitverbesserungen verteilen sich folgendermaßen auf die einzelnen Stationen:

$$\begin{array}{lll}
 V_1 = + 0.18 \text{ sec} & V_8 = + 0.03 \text{ sec} & V_{15} = + 0.73 \text{ sec} \\
 V_2 = - 0.04 \text{ ,,} & V_9 = + 0.88 \text{ ,,} & V_{16} = + 1.38 \text{ ,,} \\
 V_3 = - 0.64 \text{ ,,} & V_{10} = + 0.70 \text{ ,,} & V_{17} = - 1.30 \text{ ,,} \\
 V_4 = + 0.02 \text{ ,,} & V_{11} = - 0.08 \text{ ,,} & V_{18} = + 0.17 \text{ ,,} \\
 V_5 = + 0.82 \text{ ,,} & V_{12} = - 2.17 \text{ ,,} & V_{19} = - 0.41 \text{ ,,} \\
 V_6 = - 0.23 \text{ ,,} & V_{13} = + 0.72 \text{ ,,} & V_{20} = - 0.28 \text{ ,,} \\
 V_7 = - 0.35 \text{ ,,} & V_{14} = - 0.21 \text{ ,,} &
 \end{array}$$

2. Auswertung der \bar{S} -Einsätze. Koordinaten und Nullpunkt wie bei \bar{P} . Voraussetzung für die Herdtiefe: 50 km, die Herdzeit: $10^m 0.0^{\text{sec}}$, für $v_{\bar{s}}$: 3.30 km/sec. Hiermit werden folgende Normalgleichungen für die fünf Elemente abgeleitet:

$$\begin{aligned}
 + 0.772 \cdot x - 0.1005 \cdot y - 0.0332 \cdot z + 4.01 \cdot r - 0.239 \cdot \tau + 1.985 &= 0, \\
 + 0.712 \cdot y - 0.00896 \cdot z + 50.8 \cdot r - 1.160 \cdot \tau - 2.067 &= 0, \\
 + 0.0812 \cdot z - 23.65 \cdot r + 1.008 \cdot \tau - 0.0971 &= 0, \\
 + 17530 \cdot r - 505.6 \cdot \tau - 38.4 &= 0, \\
 + 17 \cdot \tau + 0.645 &= 0,
 \end{aligned}$$

$$[ll] = 32.375.$$

Nach Auflösung dieser Normalgleichungen und Anbringung der hieraus sich ergebenden Korrekturen an den obigen Voraussetzungen ergeben sich folgende endgültigen Werte:

$$\begin{aligned}
 x_0 &= - 2.2 \text{ km}, \quad y_0 = + 3.2 \text{ km}, \quad z_0 = 48 \text{ km } (\pm 20), \\
 v_{\bar{s}} &= 3.29 \text{ km/sec } (\pm 0.04), \quad t_0 = 3^h 10^m 0.0^{\text{sec}}.
 \end{aligned}$$

$$[vv] = 21.8.$$

Daß die hier gefundenen Herdwerte besser sind als die von P. Caloi angegebenen, zeigen die Fehlerquadratsummen und die übrigbleibenden Fehler der einzelnen Stationen, die insbesondere bei den \bar{S} -Wellen hier keinen Wert über 1.65 sec aufweisen, während nach der Annahme von P. Caloi für den Herd bei insgesamt fünf Stationen der Fehler von 2.0 sec noch ganz erheblich überschritten wird (siehe S. 13 [12]). Die Summe der Fehlerquadrate wird dort: 41.5. Auch die unabhängig voneinander aus den Longitudinalwellen wie den Transversalwellen folgende große Herdtiefe von etwa 45 km ist ein Hinweis auf die größere Realität der hier abgeleiteten Endwerte.

Die bereits erwähnten hier übrigbleibenden Stationszeitverbesserungen lauten:

$V_1 = - 1.07 \text{ sec}$	$V_6 = + 0.63 \text{ sec}$	$V_{12} = - 1.13 \text{ sec}$
$V_2 = + 1.58 \text{ ,,}$	$V_7 = - 1.65 \text{ ,,}$	$V_{13} = - 0.03 \text{ ,,}$
$V_3 = + 0.07 \text{ ,,}$	$V_8 = + 0.17 \text{ ,,}$	$V_{14} = + 0.02 \text{ ,,}$
$V_4 = + 0.28 \text{ ,,}$	$V_9 = - 1.20 \text{ ,,}$	$V_{15} = + 1.64 \text{ ,,}$
$V_5 = + 1.48 \text{ ,,}$	$V_{10} = + 0.98 \text{ ,,}$	$V_{16} = - 1.55 \text{ ,,}$
	$V_{11} = - 1.42 \text{ ,,}$	$V_{17} = + 1.35 \text{ ,,}$

3. Beben in der Hohenzollern-Alb vom 17. Juni 1937 nach Auswertungen von W. Hiller [13].

Rechtwinklige Stationskoordinaten bezogen auf den Nullpunkt: $\lambda = 9^\circ 12.4'$, $\varphi = 48^\circ 15.3'$, der hier zugleich auch Näherungsherd ist.

Welleneinsätze bezogen auf den Nullpunkt: $9^h 56^m 40.0^{\text{sec}}$ für \bar{P} , $9^h 56^m 50.0^{\text{sec}}$ für \bar{S} .

	x_n km	y_n km	\bar{P} sec	\bar{S} sec
1. Meßstetten	- 18.09	- 8.05	7.0	0.1
2. Stuttgart	- 0.73	+ 57.37	12.5	10.3
3. Zürich	- 47.51	- 98.19	22.0	25.9
4. Straßburg	- 106.07	+ 38.01	22.2	26.5
5. Basel	- 122.4	- 77.75	28.0	35.5
6. Chur	+ 24.68	- 156.25	29.5	38.4
7. Neuchatel	- 171.5	- 136.65	39.9	56.6

Mit den Werten, die von W. Hiller angegeben worden waren: Herdtiefe 20 km und $v_{\bar{P}} = 5.70 \text{ km/sec}$ ergab sich bei der ersten Ausgleichung für die Herdtiefe eine Korrektur von $- 18 \text{ km}$, also ein deutlicher Hinweis darauf, daß der Herd erheblich flacher gelegen hat als angenommen wurde. Auch die Geschwindigkeit mußte hiernach über 6.0 km/sec liegen. Da eine zweite Ausgleichung mit $z = 5 \text{ km}$ zu negativen Tiefen führte (siehe hierzu S. 372 [3]), wurde $z = 0$ in die Voraussetzung verlegt und nur mit vier Elementen ausgeglichen.

Die Voraussetzungen für die endgültige Ausgleichung lauten daher: $x_0 = + 3.5 \text{ km}$, $y_0 = + 2.5 \text{ km}$, $v_{\bar{P}} = 6.00 \text{ km/sec}$ und $t_0 = 43.0 \text{ sec}$.

Nach Ermittlung der Koeffizienten sowie der Quadrat- und Produktsummen ergeben sich dann die Normalgleichungen:

$$\begin{aligned} + 0.0905 \cdot x + 0.0344 \cdot y - 2.16 \cdot v + 0.645 \cdot \tau + 0.0091 &= 0, \\ + 0.1036 \cdot y - 1.847 \cdot v + 0.363 \cdot \tau + 0.0860 &= 0, \\ + 98.5 \cdot v - 23.35 \cdot \tau - 1.535 &= 0, \\ + 7.00 \cdot \tau - 0.072 &= 0, \end{aligned}$$

$$[ll] = 0.3254.$$

Die Auflösung und Einsetzung der so ausgeglichenen Elemente führte zu folgenden endgültigen Herdwerten:

$$\begin{aligned} x_0 &= + 3.0 \text{ km}, & y_0 &= + 2.0 \text{ km}, & v_{\bar{P}} &= 6.07 \text{ km/sec} & (\pm 0.07), \\ t_0 &= 43.31 \text{ sec} & (\pm 0.3). & [vv] &= 0.15. \end{aligned}$$

Die nach dieser Ausgleichung noch übrigbleibenden Fehler verteilen sich dann auf die einzelnen Stationen wie folgt:

Übrigbleibende Verbesserungen.

$$\begin{aligned} V_1 &= + 0.17 \text{ sec} & V_3 &= - 0.21 \text{ sec} & V_5 &= - 0.20 \text{ sec} & V_7 &= + 0.13 \text{ sec} \\ V_2 &= - 0.04 \text{ ,,} & V_4 &= + 0.04 \text{ ,,} & V_6 &= + 0.12 \text{ ,,} \end{aligned}$$

Wenn man hier auch in Rechnung ziehen muß, daß die Anzahl der Beobachtungen nicht übermäßig groß ist und somit den rechnerisch ermittelten Fehlerbereichen keine wesentliche Bedeutung beizumessen ist, so steht doch in Anbetracht der nur erstklassigen Nahbebenstationen, die von W. Hiller hier herangezogen sind, fest, daß auch für die obersten Schichten in diesem süddeutschen Gebiet die gleichen hohen Geschwindigkeiten vorliegen, wie sie von E. Wiechert aus Steinbruchsprengungen für Norddeutschland gefunden wurden und von E. Wanner für das Gebiet der Alpen ebenfalls bestätigt werden konnten.

4. Ausgleichung der \bar{S} -Einsätze.

Auch hier wurde zunächst mit den von W. Hiller angegebenen Voraussetzungen gerechnet: Herdtiefe 20 km, Geschwindigkeit $v_{\bar{S}} = 3.55 \text{ km/sec}$ usw.

Die Ausgleichung mit fünf Elementen führte zu einer vollen Bestätigung der schon aus den \bar{P} -Werten erhaltenen Korrektur für die Herdtiefe. Sie betrug hier: $- 17 \text{ km}$. Es mußte daher auch hier mit der Herdtiefe Null und vier Elementen weitergerechnet werden.

Die endgültigen Voraussetzungen lauteten dann:

$$x_0 = + 3.5 \text{ km}, \quad y_0 = + 2.5 \text{ km}, \quad v_{\bar{P}} = 3.50 \text{ km/sec}, \quad t_0 = 43.3 \text{ sec}.$$

Nach Berechnung der Koeffizienten ergeben sich folgende Normalgleichungen:

$$\begin{aligned} + 0.267 \cdot x + 0.1012 \cdot y - 10.89 \cdot v + 1.107 \cdot \tau + 0.0807 &= 0, \\ + 0.3054 \cdot y - 9.32 \cdot v + 0.623 \cdot \tau + 0.650 &= 0, \\ + 851 \cdot v - 68.6 \cdot \tau - 13.22 &= 0, \\ + 7.00 \cdot \tau - 0.151 &= 0, \end{aligned}$$

$$[ll] = 2.817.$$

Nach Auflösung und Einsetzen der Korrekturen erhält man die endgültigen Herdwerte:

$$x_0 = + 2.4 \text{ km}, y_0 = + 0.4 \text{ km}, v_{\bar{s}} = 3.545 \text{ km/sec } (\pm 0.05),$$

$$t_0 = 44.12 \text{ sec } (\pm 0.6). \quad [vv] = 0.63.$$

Verteilung der nach der Ausgleichung noch übrigbleibenden Verbesserungen auf die einzelnen Stationen:

$$V_1 = + 0.26 \text{ sec} \quad V_3 = - 0.62 \text{ sec} \quad V_5 = + 0.15 \text{ sec} \quad V_7 = - 0.03 \text{ sec}$$

$$V_2 = - 0.09 \text{ ,,} \quad V_4 = - 0.01 \text{ ,,} \quad V_6 = + 0.35 \text{ ,,}$$

5. Beben von Yverdon (Schweiz) vom 1. März 1929 11^h 32^m nach Auswertungen von E. Wanner [14]. Rechtwinklige Stationskoordinaten bezogen auf den Punkt:

$$\lambda = 6^\circ 35.0', \quad \varphi = 46^\circ 46.0'$$

und nach darauffolgender Verschiebung auf den Näherungswert des Epizentrums:

$$x_0 = + 14.0 \text{ km}, \quad y_0 = - 1.7 \text{ km}.$$

	x_n km	y_n km	Welleneinsätze \bar{P} sec	$10^h 32^m 10.9^{sec}$ \bar{S} sec
1. Neuchatel	+ 14.4	+ 33.4	5.8	10.9
2. Besancon	- 59.0	+ 61.5	14.1	24.8
3. Zürich	+ 136.7	+ 76.5	27.7	44.6
4. Grenoble	- 83.4	- 167.4	32.1	53.1
5. Chur	+ 211.6	+ 21.2	36.4	62.3
6. Straßburg	+ 73.1	+ 210.7	—	64.4
7. Ravensburg	+ 212.8	+ 125.0	40.7	71.2
8. Karlsruhe	+ 119.8	+ 258.9	50.6	82.0
9. Hohenheim	+ 179.6	+ 227.7	49.1	83.7
10. Innsbruck	+ 350.2	+ 73.8	—	104.5
11. Nördlingen	+ 272.8	+ 246.1	62.7	104.0
12. München	+ 360.0	+ 172.7	68.6	114.7

Auch hier wurde zunächst mit der Voraussetzung einer Herdtiefe von 15 km und $v_{\bar{P}} = 5.75 \text{ km/sec}$ eine Korrektur von $- 17 \text{ km}$ bzw. von $+ 0.1 \text{ km/sec}$ berechnet. Es liegt also ein oberflächennahes Beben vor. Bei der endgültigen Ausgleichung wurde diesem Zustand durch den folgenden Näherungsansatz Rechnung getragen:

$$x_0 = + 14.0 \text{ km}, y_0 = - 1.7 \text{ km}, v_{\bar{P}} = 5.85 \text{ km/sec}, t_0 = 32^m 10.9^{sec}.$$

Mit diesen Werten ergeben sich die Koeffizienten und dann die Normalgleichungen für vier Elemente:

$$+ 0.1538 \cdot x + 0.0872 \cdot y + 6.88 \cdot v - 0.799 \cdot \tau + 0.0666 = 0,$$

$$+ 0.1388 \cdot y + 5.28 \cdot v - 0.793 \cdot \tau + 0.0412 = 0,$$

$$+ 542 \cdot v - 66.3 \cdot \tau + 7.15 = 0,$$

$$+ 10.0 \cdot \tau - 0.337 = 0,$$

$$[ll] = 7.205.$$

Endgültige Herdwerte nach der Auflösung und Einsetzung der Korrekturen:

$$x_0 = + 0.6 \text{ km}, y_0 = - 6.3 \text{ km}, v_{\bar{P}} = 5.795 \text{ km/sec } (\pm 0.12),$$

$$t_0 = 32^m 10.6^{\text{sec}} (\pm 0.9). [vv] = 6.9.$$

Verteilung der übrigbleibenden Zeitverbesserungen auf die einzelnen Stationen:

$$\begin{array}{lll} V_1 = + 0.18 \text{ sec} & V_5 = - 0.11 \text{ sec} & V_9 = + 0.35 \text{ sec} \\ V_2 = + 0.41 \text{ ,,} & V_6 = + 1.52 \text{ ,,} & V_{10} = - 0.08 \text{ ,,} \\ V_3 = - 1.04 \text{ ,,} & V_7 = - 1.67 \text{ ,,} & \\ V_4 = - 0.14 \text{ ,,} & V_8 = + 0.61 \text{ ,,} & \end{array}$$

6. Auswertung der \bar{S} -Einsätze.

Näherungsannahmen für die Herdwerte:

$$x_0 = 0.0 \text{ km}, y_0 = - 6.0 \text{ km}, z_0 = 20 \text{ km}, v_{\bar{S}} = 3.45 \text{ km/sec} \text{ und } t_0 = 9.8 \text{ sec.}$$

Diese Werte führen nach Aufstellung der Koeffizienten zu folgenden Normalgleichungen:

$$\begin{array}{r} + 0.524 \cdot x + 0.287 \cdot y - 0.0403 \cdot z + 43.7 \cdot v - 1.721 \cdot \tau + 0.783 = 0, \\ + 0.457 \cdot y - 0.0704 \cdot z + 32.7 \cdot v - 1.638 \cdot \tau + 0.425 = 0, \\ + 0.02973 \cdot z - 5.85 \cdot v + 0.437 \cdot \tau - 0.1031 = 0, \\ + 5780 \cdot v - 240.9 \cdot \tau + 65.8 = 0, \\ + 12.0 \cdot \tau - 3.536 = 0, \end{array}$$

$$[ll] = 8.88.$$

Auflösung und Einsetzen der Korrekturen führt schließlich zu den endgültigen und wahrscheinlichsten Herdwerten:

$$x_0 = - 2.1 \text{ km}, y_0 = - 5.7 \text{ km}, z_0 = 10 \text{ km } (\pm 14 \text{ km}),$$

$$v_{\bar{S}} = 3.505 \text{ km/sec} \text{ und } t_0 = 32^m 11.2^{\text{sec}} (\pm 1.5). [vv] = 6.8.$$

Die noch übrigbleibenden Stationszeitverbesserungen verteilen sich dann folgendermaßen:

$$\begin{array}{lll} V_1 = + 0.25 \text{ sec} & V_5 = - 0.66 \text{ sec} & V_9 = - 0.28 \text{ sec} \\ V_2 = - 0.52 \text{ ,,} & V_6 = - 0.28 \text{ ,,} & V_{10} = - 1.46 \text{ ,,} \\ V_3 = + 0.96 \text{ ,,} & V_7 = + 0.06 \text{ ,,} & V_{11} = + 1.57 \text{ ,,} \\ V_4 = + 0.45 \text{ ,,} & V_8 = - 0.07 \text{ ,,} & V_{12} = + 0.06 \text{ ,,} \end{array}$$

Bei der im allgemeinen vorliegenden Verteilung der Stationen um ein Epizentrum und der heutigen Beobachtungsgenauigkeit können Herdtiefen zwischen Null und etwa 10 bis 15 km in den allerwenigsten Fällen unterschieden werden. Daher kann auch hier das Ergebnis der Longitudinalwellen- und der Transversalwellen als ausreichend übereinstimmend angesehen werden. Beide Rechnungen geben für das Gebiet der Alpen die Bestätigung einer früheren Vermutung, daß auch hier bei oberflächennahen Schichten des Grundgebirges höhere Geschwindigkeitswerte der elastischen Wellen vorliegen als für tiefere.

Eine Bearbeitung von E. Wanner [14], S. 202, die leider erst jetzt berücksichtigt werden konnte, zeigte an neun verschiedenen Schweizer Beben, die nach einem eigenen Verfahren ausgewertet werden, vollkommen unabhängig von den von mir vorgelegten Ergebnissen, daß auch in der Schweiz dieser hohe Wert der Geschwindigkeit für das obere Grundgebirge existiert. Hier wurde $v_{\bar{P}} = 5.89$ km/sec gefunden. Eine bessere Bestätigung des Mittelwertes der Ausgleichsrechnungen von 5.83 km/sec kann man wohl kaum erwarten, da die Abweichungen nur noch in den Hundertsteln liegen.

Tabelle 1.

Zusammenstellung der zuverlässigsten Bestimmungen der Longitudinalwellen-Geschwindigkeit in den obersten Schichten des Grundgebirges der Erdkruste

Beobachter	Verfahren	Gegend	Wert von $v_{\bar{P}}$ (km/sec)
E. Wiechert u. Schüler	Steinbruch-Sprengungen	Norddeutschland	5.98
L. D. Leet	„	Nord-Amerika	6.01
E. Wanner	9 Einzelmessungen an schwachen Nahbeben	Schweizer Alpen	5.89
Verschiedene	Ausgleichung von 4 Beben	Mitteleuropa	5.83

In der Tabelle 1 sind alle bisher bei oberflächennahen Herden oder bei Sprengungen an der Oberfläche gefundenen Geschwindigkeitswerte für das Grundgebirge zusammengefaßt. Obgleich sämtliche Bestimmungen aus sehr verschiedenen Gebieten der Erde stammen, die Feststellungen von verschiedenen Beobachtern getroffen wurden und außerdem fast ausnahmslos verschiedene Auswertungs- und Bestimmungsmethoden benutzt worden sind, zeigt die letzte Spalte eindeutig, daß der Wert der Longitudinalwellengeschwindigkeit unmittelbar an der Oberfläche des Grundgebirges (also etwa in 2 km Tiefe) um 0.2 km/sec größer ist als der bisher für Erdbebenherde beliebiger Tiefen angenommene Wert von 5.65 bis 5.70 km/sec. Bei den Verfahren, die außer dem Ausgleichungsverfahren in der Tabelle aufgeführt worden sind, handelt es sich um die bisherigen Bestimmungen der Oberflächen- $v_{\bar{P}}$ -Werte, welche an Genauigkeit unübertroffen sind. Daß allein das Ausgleichungsverfahren hiermit übereinstimmende Werte liefert, ist ein in Anbetracht der Grundlagen selbstverständlicher Nachweis für die bevorzugte Stellung desselben.

2. Bestätigung der 50-km-Schichtgrenze durch die Beobachtung an \bar{P} - und \bar{S} -Wellen. Die Resultate der Ausgleichungen, die bei den soeben hier durchgerechneten drei Beben und aus den früheren Beispielen erhalten wurden, sind in der Fig. 6 getrennt nach \bar{P} - und \bar{S} -Wellen eingezeichnet. Es wurden alle irgendwie ausgeglichenen Werte verwendet, ganz gleich, ob ihnen ein mehr oder weniger großes Gewicht beizumessen war. Hierdurch sind auch die Streuungen in der

Nähe der Herdtiefe Null zu erklären. So hätte z. B. bei dem Beben vom Bodensee der von W. Hiller nach einem anderen Verfahren gefundene Punkt: $v_{\bar{P}} = 5.6$ und Tiefe = 20 km für die Bestätigung der Abhängigkeit der Geschwindigkeit von der Herdtiefe sicher besser „gepaßt“. Da aber in allen Fällen immer nur die ausgeglichenen Werte benutzt worden sind, ging es nicht an, in diesem Einzelfall von dem Grundprinzip abzuweichen. Wenn sich in Zukunft noch mehr Meßresultate angesammelt haben sollten, werden sich derartige Punkte schon von selbst noch stärker aus dem allgemeinen Verlauf herausstellen.

Aus der zusammenfassenden Darstellung der Fig. 6 ist zu entnehmen, daß die Geschwindigkeit der Longitudinalwellen von einem mittleren Wert von etwa 5.85 km/sec an der Oberfläche des Grundgebirges, welcher entsprechend der Unsicherheit der Tiefenbestimmung auch bis zu 10 km herab gelten kann, nach der Lage der Meßpunkte bis auf 5.50 km/sec in einer Tiefe von 50 km abnimmt. Für diesen Abfall wurde bereits früher im wesentlichen ein Einfluß des Temperaturkoeffizienten vermutet. Herdtiefen jenseits dieser 50-km-Grenze sind in Verbindung mit dem Auftreten von \bar{P} -Wellen bisher weder bei diesen Auswertungen noch bei anderen ähnlichen Verfahren

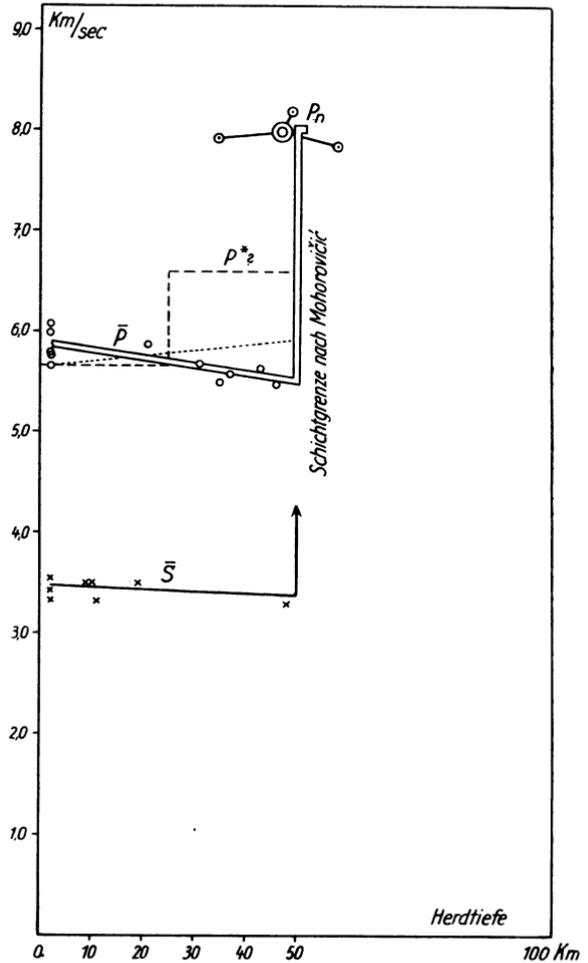


Fig. 6. Die aus den \bar{P} - und \bar{S} -Wellen berechneten Herdtiefen reichen bis an die Schichtgrenze heran, deren Tiefe in 50 km durch den sprunghaften Übergang zur P_n -Geschwindigkeit gegeben wird. Doppelt umrandeter Punkt: Mittelwert von drei durch Ausgleich neu bestimmten Schichtgrenzen und P_n -Geschwindigkeiten

jemals bei einem Beben beobachtet worden. Einen entsprechenden Verlauf, wenn auch nicht so ausgeprägt, zeigen die \bar{S} -Werte.

Die Beschränkung der Herdtiefen auf diesen Bereich legt den Schluß nahe, daß jenseits dieser Grenze die P_n -Schicht beginnen muß, deren Existenz auf Grund von Fernbebenauswertungen zweifellos feststeht. Zu einer genauen Berechnung dieser Schichtdicke gibt allein die Entdeckung von Mohorovičić die Mittel an die Hand. An drei ausgewählten und bestgeeigneten Beispielen ist in II, 4 diese Rechnung durchgeführt worden.

Die P_n -Geschwindigkeit, die bereits als Grenzgeschwindigkeit zahlreicher Fernbeben auf der ganzen Erde mit 8.0 km/sec gefunden wurde, bestätigt den Mittelwerte von 7.98 km/sec der drei hier zugrunde gelegten Beispiele vollkommen. Über diesen Geschwindigkeitssprung besteht nicht der geringste Zweifel.

Da in dem Hauptteil dieser Untersuchung auch die bisherigen Zweifel über die Zahl der zugrunde zu legenden Schichten beseitigt worden sind, können somit endgültige Angaben über die Dicke dieser Krustenschicht gemacht werden.

Der Mittelwert dieser drei Tiefenbestimmungen der Schichtgrenze von 47 km (in der Figur doppelt umrandet) stimmt mit der unteren Begrenzung der \bar{P} -Schicht auf Grund der Herdtiefenbestimmungen ausreichend gut überein, so daß die bereits früher angegebene Grenze von 50 km Tiefe auf 10 % (das sind ± 5 km) als sicher zu betrachten ist. Diese Fehlergrenze von 10 % ist nicht zu hoch gegriffen, wenn man bedenkt, daß die in dem gleichen Verfahren bestimmte Geschwindigkeit der P_n -Wellen von 7.98 km/sec eine Genauigkeit von 1 % sicher besitzt, und daß bei der Bildung des Mittelwerts der Schichtgrenze von 47 km der kleinste Wert nicht (wozu die Messungen berechtigt hätten) mit geringerem Gewicht belegt worden ist.

3. Ein Einfluß der Oberflächengeologie auf die Laufzeit der Erdbebenwellen ist nicht nachweisbar. Trotzdem bereits früher experimentelles Material aufgeführt wurde, welches die Anschauung von einem wesentlichen Einfluß der sichtbaren Oberflächengeologie widerlegt, ist es besonders in Anbetracht der Schwierigkeit, alte Denkgewohnheiten den neuen Tatsachen anzupassen, hinreichend begründet, die inzwischen hinzugekommenen Beobachtungsergebnisse im Zusammenhang mit den bisherigen in dieser Hinsicht gemeinsam auszuwerten.

In der Tabelle 2 sind daher alle übrigbleibenden Stationszeitverbesserungen zusammengefaßt, die mehr als zehn ausgeglichene Werte (in einem Falle nur neun) von verschiedenen Beben, somit also vollkommen unabhängige Größen, enthalten. Wenn nun eine der Stationen einen starken Einfluß des geologischen Untergrunds auf die Laufzeit besitzt, so kann sich dieser immer nur in einem Sinn, entweder verzögernd oder beschleunigend, auf die Laufzeiten ausgewirkt haben.

Dieser müßte insbesondere bei zahlreichen Messungen an der gleichen Station im Durchschnittswert in Erscheinung treten.

Zu dem Zweck sind für jede Reihe diese Durchschnittswerte gebildet worden. Diese Beträge (letzte Zeile) sind jedoch kleiner oder höchstens genau so groß

wie die Zeitfehler, die im Mittel bei jeder Station als Beobachtungsfehler zu erwarten sind (S. 381 [3]). In dem Fall einiger auf dem gleichen Untergrund stehender Stationen haben sie sogar nicht einmal das gleiche Vorzeichen. Der Einfluß der Oberflächengeologie liegt also nach dieser Feststellung unterhalb bzw. innerhalb der rein zufälligen Stationsbeobachtungsfehler von $\frac{2}{10}$ bis $\frac{3}{10}$ sec.

Um auch den letzten Zweifel hieran nicht unbeantwortet zu lassen, ließ ich mir von einer Seite, die den geologischen Einfluß vertrat, die jeweils aus dem

Tabelle 2. Übersicht der Stations-Zeitverbesserungen, die bei den bisherigen Ausgleichungen mit neun und mehr Wiederholungen aufgetreten sind. Die letzte Zeile enthält die jeweilige durchschnittliche Zeitverbesserung der Station. Einheit: 1 sec

Ravens- burg	Meß- stetten	Stuttgart	Zürich	Chur	Straßburg	München	Neuchatel	Basel
- 0.25	+ 0.12	+ 0.24	+ 0.28	- 0.27	- 0.09	- 0.14	+ 0.44	- 0.42
+ 0.06	+ 0.16	- 0.07	+ 0.25	- 0.33	- 0.02	- 0.05	+ 0.41	- 0.50
+ 0.11	- 0.25	+ 0.37	- 0.02	- 0.15	- 0.26	- 0.03	+ 0.18	+ 0.17
+ 0.06	- 0.12	+ 0.07	+ 0.13	- 0.12	- 0.90	- 1.12	- 0.06	+ 0.19
+ 0.10	- 0.18	+ 0.08	- 0.08	- 1.18	- 1.70	- 0.53	- 0.05	- 0.09
+ 0.59	+ 0.21	- 0.17	+ 0.47	- 0.47	+ 0.55	- 0.10	+ 1.73	+ 0.10
+ 0.80	- 0.37	- 1.20	- 0.19	+ 2.20	- 0.28	- 0.25	+ 0.84	+ 0.73
- 0.80	- 2.17	+ 0.50	- 0.40	+ 1.60	+ 0.04	+ 0.02	+ 1.30	- 0.20
- 0.30	- 1.47	+ 0.02	+ 0.30	+ 0.82	- 0.01	+ 0.28	- 0.30	+ 0.15
+ 0.18	+ 0.17	+ 0.01	+ 0.20	+ 1.48	- 1.30	- 0.08	- 0.10	
+ 0.10	+ 0.26	- 0.05	+ 0.17	+ 0.12	- 0.03	+ 0.06	- 0.37	
+ 1.52		- 0.21	- 0.08	+ 0.35			+ 1.38	
+ 0.06		- 0.04	+ 0.98	- 0.11			+ 0.13	
+ 0.70		- 0.09	- 0.21	- 0.66			- 0.08	
- 1.20			- 0.62				+ 0.18	
			- 1.04				+ 0.25	
			+ 0.96					
<hr/>								
+ 0.12	- 0.33	- 0.04	+ 0.06	+ 0.23	+ 0.36	- 0.18	+ 0.37	+ 0.01

geologischen Profil abgeleiteten Verzögerungen der Laufzeit der Erdbebenwellen für das Beben in Oberschwaben vom 27. Juni 1935 geben. Mit diesen so „korrigierten“ Werten wurden erneut die bestpassenden Herdwerte durch eine Ausgleichung aufgesucht. Das Ergebnis war: Eine Erhöhung der Fehlerquadratsumme um etwa das Dreifache und eine Vertiefung der Herdlage um mehr als das Doppelte.

Diese Entscheidung fiel somit genau entgegengesetzt zu jener oberflächengeologisch bedingten Anschauung aus.

Wie aus dieser Reihe von Proben hervorgeht, dürfen die aus der angewandten Geophysik für Tiefen von einigen Zehnern bis zu einigen Hundertern von Metern gefundenen Geschwindigkeitswerte der elastischen Wellen nicht auf Tiefen von 1 bis 2 km, selbst bei geologisch vollkommen gleich bleibender Formation, extrapoliert werden. Hierauf ist in letzter Zeit auch schon bei einigen geophysikalischen Lagerstätten-Aufschlußversuchen hingewiesen worden.

Einen weiteren Beleg für diese Tatsache gibt außerdem auch gerade die in den untersuchten Nahbebengebieten auftretende Molasse. Diese besitzt in den

allerobersten Schichten eine Geschwindigkeit von 1 bis 2 km/sec. Nach Untersuchungen von E. Wanner [14], die in der Schweiz angestellt worden sind, ergab sich jedoch für Nahbebenwellen, welche die Molasse in ihrer gesamten Tiefenerstreckung durchlaufen haben, ein Geschwindigkeitswert von 5 km/sec. Das ist ein nur wenig geringerer Wert als der des Grundgebirges.

Unter Zugrundelegung dieser direkten Zahlenwerte kommt man so auch zu der bereits bei der Ausgleichung gemachten Feststellung, daß der Einfluß der Oberflächengeologie Verzögerungen der Laufzeit von höchstens $\frac{1}{10}$ bis $\frac{2}{10}$ sec verursachen kann.

Diese Feststellung kann den Wert einer physikalisch und meßtechnisch gesicherten Tatsache beanspruchen, der bei jeder weiteren sachlichen Bearbeitung Rechnung getragen werden muß.

4. Vorgänge im Erdbebenherd. Die experimentellen Untersuchungen zahlreicher Erdbeben (insbesondere von Fernbeben) haben gezeigt, daß die Energieumsetzung meist in der Form eines Scherungsbruches [15] vor sich geht. Bei einigen großen japanischen Erdbeben ließ sich dieser Zustand, falls sich das Beben sehr stark an der Oberfläche ausgewirkt hatte, auch noch nachträglich gut als Scherungsbruch beobachten. In der Fig. 7 a, b kennzeichnen die eingezeichneten Pfeile die Verschiebungen der Triangulationspunkte der Erdoberfläche nach Größe und Richtung, die aus Messungen vor und nach dem Erdbeben abgeleitet wurden. Die Pfeile geben zugleich etwa auch ein Maß für den Betrag und die Verteilung der Scherungsspannungen, welche vor dem Beben in dem Epizentralgebiet unter der Erdoberfläche geherrscht haben.

Bei unseren mitteleuropäischen Erdbeben müßten schon erheblich größere Anforderungen an die Genauigkeit der Triangulation gestellt werden, wenn eine ähnliche Erscheinung auf diese Weise nachgewiesen werden sollte. Daß gleichartige Verschiebungen des Herdgebietes bei uns ebenfalls, jedoch bei ganz erheblich kleineren Gesamtmaßen bestehen, zeigen die quadrantenförmige Zug- und Druckverteilung des ersten Einsatzes für eine Reihe von Beben. In Zusammenhang hiermit sind wohl auch allein die gelegentlich festgestellten sogenannten linienhaften Herdformen an der Oberfläche zu deuten.

Für das Nordtiroler Beben war bereits vorher [3] aus den Ausgleichungsergebnissen der direkten Wellen und der übrigbleibenden Stationszeitverbesserungen geschlossen worden, daß eine solche Herdform auch hier vorgelegen hat. Dieser Schluß wurde dort mit der doppelperiodischen azimutalen Verteilung um das Epizentrum begründet. Auf S. 384 wurden Argumente dafür aufgeführt, daß diese periodische Verteilung der Verbesserungen nicht durch eine azimutale Verschiedenartigkeit der Fortpflanzungsgeschwindigkeit in dem durch die Alpen begrenzten Teil der Erdkruste anzusehen ist.

Zur Stützung der damaligen Behauptung können mit der vorliegenden Bearbeitung auch noch die ausgeglichenen P_n -Wellen herangezogen werden. Das sind die Einsätze derjenigen Wellen, die unterhalb dieser Kruste gelaufen sind, welche eventuell für den Unterschied der Fortpflanzungsgeschwindigkeit verantwortlich gemacht werden könnte. Diese Einsätze sind also von dem Einfluß

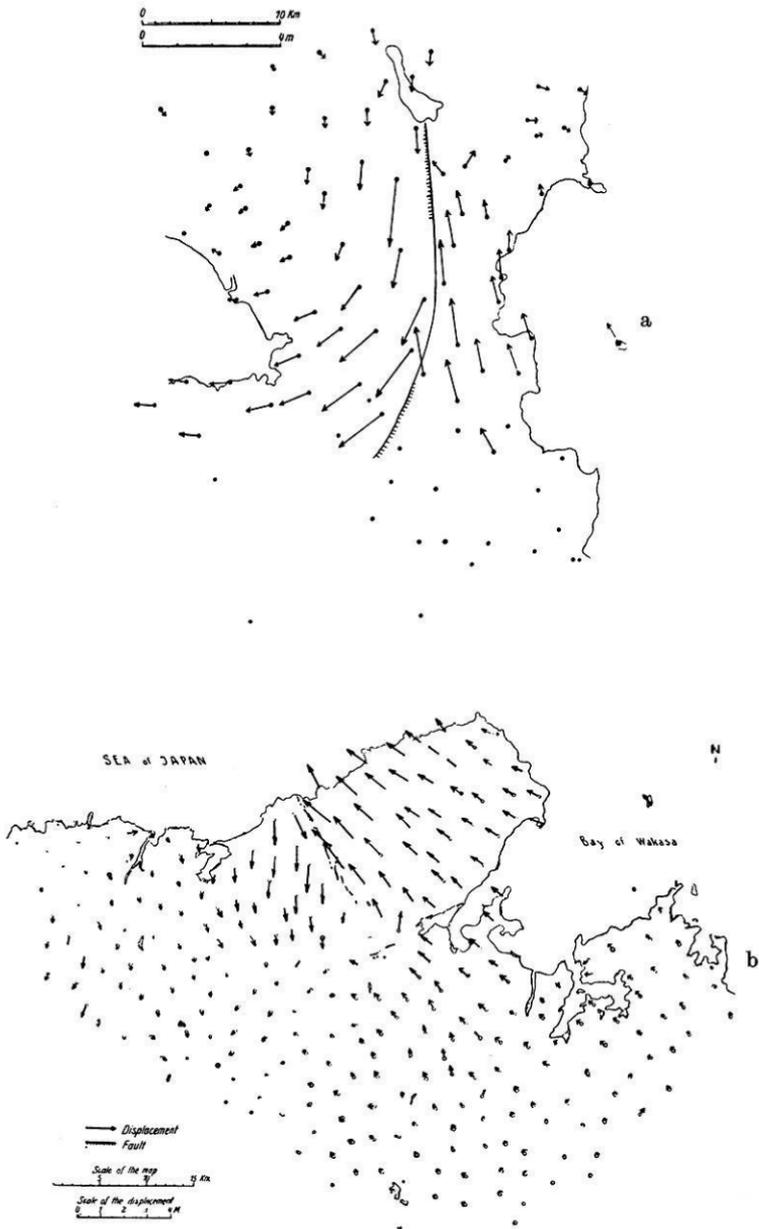


Fig. 7 a und b. Zwei Erdbeben in Japan, an denen die Auswirkung zweier gleichartiger Scherungsbrüche aus der horizontalen Verschiebung der Triangulationspunkte direkt erkennbar ist. (Nach Ch. Tsuboi.)

der Kruste unabhängig. Wie hier die Fig. 8 zeigt, wird die bereits aus den \bar{P} - und \bar{S} -Wellen abgeleitete periodische Verteilung durch die übrigbleibenden Stationszeitverbesserungen der P_n -Wellen vollkommen bestätigt und insbesondere in dem damals weniger gut ausgeprägten nördlich der Alpen gelegenen Stationsgebiet ergibt sich hierbei die einzige noch wünschenswert gebliebene Verbesserung.

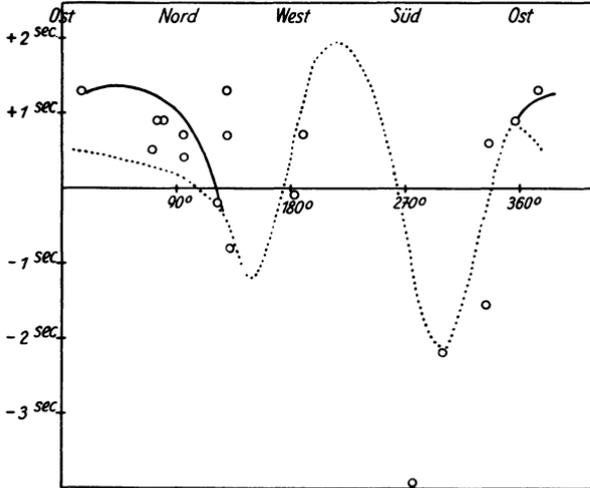


Fig. 8. Nachweis eines Scherungsbruchs oder „linienhaften“ Herdes aus den nach einer Ausgleichung übrigbleibenden Zeitverbesserungen. Hier bestätigt die azimutale Verteilung der übrigbleibenden Zeitverbesserungen der P_n -Wellen (O) den doppelperiodischen Kurvenverlauf (.....), der vorher bereits aus 38 Werten der \bar{P} - und \bar{S} -Ausgleichung abgeleitet wurde

Nur die Werte von Stuttgart und Hohenheim fallen von den insgesamt 17 Stationen um fast 1 sec heraus.

In Verbindung mit den 38 Meßpunkten einer früheren [3] Veröffentlichung und diesen 17 unabhängigen, neuen Punkten dürfte (wenn auch kein vollkommener Nachweis) hierin doch eine Bestätigung der erwähnten Herdform vorliegen.

Die Erklärung durch einen Scherungsbruch in der Ost-West-Richtung wird durch diese Ergänzung weiterhin gesichert. Ob hierbei der Ursprungsort der \bar{S} -Wellen ebenso wie der der \bar{P} -Wellen durch die Begrenzung des

Bruches gegeben ist oder mehr über den ganzen Bruch verteilt ist, muß zunächst wohl weiteren, mehr theoretischen Untersuchungen überlassen bleiben.

In der bereits erwähnten Arbeit von E. Wanner [14] wurden bei dem Visper Beben in den Alpen ebenfalls Abweichungen der Gebirgsstationen gegenüber den Stationen der Ebene gefunden. Da das Beben im Jahre 1924 stattgefunden hat und bei den Auswertungen keine Nahstationen zur Verfügung standen, waren die Voraussetzungen für die Anwendung einer Ausgleichungsrechnung nicht gegeben.

Nach der Auswertung von E. Wanner müßten für die Gebirgszonen kleinere Geschwindigkeiten vorliegen (S. 199). Diese Ergebnisse werden aber dort von ihm selbst in Zweifel gezogen mit der Frage, „ob der hier gefundene Effekt noch innerhalb der Beobachtungsfehler liege, also überhaupt reell sei“.

Die obigen Feststellungen bei dem Nordtiroler Beben, welche die Ursache in den Herdvorgang selbst legten, zeigen, wie begründet dieser Zweifel gewesen ist.

Außerdem hätte sogar eine gleichartige Erklärung durch eine azimutale Verschiedenheit der Fortpflanzungsgeschwindigkeit keineswegs mit dem von E. Wanner gefundenen Effekt in Übereinstimmung gestanden, da nämlich für die Längserstreckung der Alpen gerade das Entgegengesetzte: eine größere Geschwindigkeit, zu fordern gewesen wäre.

Die ersten und ältesten Ergebnisse aus der Nahbebenseismik, auf welche sich die in der Einleitung erwähnten geodätischen Rechnungen über die isostatischen Reduktionen der Schwerkraftswerte der Erdoberfläche bezogen haben, sind, wie aus dem Hauptteil der vorliegenden Ausführungen hervorgeht, nicht mehr aufrechtzuerhalten.

Wieweit die hier neu begründeten Anschauungen sich für jene physikalisch-geodätischen Rechnungen verwerten lassen und ob ihr Einfluß die bisherigen Vorstellungen auf diesem Gebiet auch in den Grundlagen berührt, werden erst weitere Bearbeitungen zu entscheiden haben.

Herangezogene Veröffentlichungen

- [1] W. Heiskanen: Einige neuere isostatische Untersuchungen. Verhandlungen der 10. Tagung der Baltischen Geodät. Kommission. Helsingfors 1938. S. 97/98.
- [2] K. Jung: Zur Isostasiefrage. Zeitschr. f. Geophys. **15**, 47—49 (1939).
- [3] G. Schmerwitz: Ausgleichung der besten Stationsbeobachtungen mitteleuropäischer Erdbeben. Ebenda **14**, 351—390 (1938).
- [4] H. Gräfe: Das Nordtiroler Beben vom 8. Oktober 1930. I. Teil. Ebenda **8**, 144—154 (1932).
- [5] P. Caloi: Studio Microsismico del terremoto delle Prealpi Carniche dell'Giugno 1934. Bolletino del Com. per la Geod. e la Geofis. del Consiglio Naz. delle Ricerche **5**, 209—234 (1932).
- [6] R. H. Gees: Die Wellenausbreitung der Erdbeben vom 20. November 1932 (Nordbrabant) und 7. Juni 1931. Zeitschr. f. Geophys. **13**, 159—179 (1937).
- [7] V. Conrad: Das Schwadorfer Beben vom 8. Oktober 1927. Gerlands Beitr. z. Geophys. **20**, 249—277 (1928).
- [8] H. Jeffreys: Table for the Near Earthquake Pulses. S. A. County Press Newport. Isle of Wight.
- [9] H. Jeffreys: On two British Earthquakes. Monthly Not. Roy. Astr. Soc. (Geophys. Suppl.) **1**, 483—494 (1927).
- [10] G. Angenheister: Beziehung zwischen Meereshöhe und Schwere in gestörten Gebieten. Zeitschr. f. Geophys. **14**, 219—230 (1938).
- [11] B. Brockamp: Seismische Beobachtungen bei Steinbruchsprengungen. Ebenda **7**, 295—317 (1931).
- [12] P. Caloi: Ricerche su terremoti ad origine vicina. Scosse del Consiglio dell'ottobre 1936 — XIV. Public. dell'Istituto Naz. di Geofisica del Consiglio Naz. delle Ricerche. N. 7, S. 1—41 (1938).
- [13] W. Hiller: Seismische Berichte der Württemberg. Erdbebenwarten. Anhang S. 1—6. Jahrgang 1938.
- [14] E. Wanner: Geschwindigkeiten der Phasen der Erdbebenwellen im Alpengebiet. Vierteljahresschrift der Naturf. Ges. in Zürich. S. 195—210 (1930).
- [15] E. Rothéu. E. Peterschmitt: Sur le mode de production des séismes. Répartition des compressions et dilatations. C. R. **205**, 870—871 (1937).

Jena, Reichsanstalt für Erdbebenforschung, April 1939.