

Zusammenfassung

Aus den individuellen Laufzeitkurven ($\Delta < 1500$ km) für Wien ergibt sich die Tiefe der Conraddiskontinuität mit 18 km, die Tiefenlage der Mohorovičićdiskontinuität mit 34,7 km. Für die direkten Wellen (Pg, Sg) wurde für Epizentralentfernungen zwischen $\Delta \approx 720$ km und $\Delta \approx 810$ km eine seismische Schattenzone festgestellt. Diese hängt damit zusammen, daß die Granitschicht aus zwei Teilen besteht. In einer Tiefe von etwa 9 km beginnt eine Zone, in der die Ausbreitungsgeschwindigkeiten der elastischen Energie kleiner sind als in der darüberliegenden Schicht. Es konnte bestätigt werden, daß die Erdkruste aus mit der Tiefe zunehmend basischeren Gesteinen aufgebaut ist.

Summary

The depth to the Conrad-discontinuity derived from the individual travel-time curves ($\Delta < 1500$ km) for Vienna is 18 kms, the depth to the Mohorovičić-discontinuity 34,7 kms. The direct waves (Pg, Sg) show along their ray-path a seismic shadow zone at distances between $\Delta \approx 720$ km and $\Delta \approx 810$ km. The reason for this shadow is, that the granitic layer consists of two portions. The lower layer—which starts at a depth of 9 kms—has lower elastic wave-velocities than the upper one. It was proved, that the earth's crust is built of increasing basic rock formations with increasing depth.

Einleitung

Nach wie vor ist die Seismik die genaueste Methode für das Studium des Erdinneren. Erst durch sie war die Gliederung des Erdkörpers in Kern, Mantel und Kruste möglich. Bedingt durch diesen Aufbau des Erdkörpers, wird die elastische Energie der Erdbeben durch verschiedene Wellen übertragen. Die Wellen, die durch die Struktur der Erdkruste entstehen, werden in dieser Arbeit behandelt.

Diese Untersuchung der individuellen Laufzeitkurven ($\Delta < 1500$ km)

für Wien hat zweierlei Aufgaben: einmal die Laufzeitkurven zu bestimmen und zweitens etwaige Aussagen über den Krustenaufbau abzuleiten.

Das Material

Für die vorliegende Arbeit über die Laufzeitkurven von Nahbebenwellen ($\Delta < 1500$ km) wurden die in Wien registrierten Nahbeben aus den Jahren 1952 bis 1964 ausgewertet [28, 29]. Von diesen 861 beobachteten Beben wurden nur solche berücksichtigt, die in den Veröffentlichungen [26] des in Strasbourg befindlichen Bureau Central International de Seismologie (BCIS) wiedergegeben sind. In diesen Publikationen [26] sind die Entfernungen der Bebenherde von den einzelnen Beobachtungsstationen sowie die an den Observatorien gemessenen Ankunftszeiten der Bebenwellen (in Weltzeit) angegeben; weiters findet man Angaben über Herdtiefe, Herdzeit und die geographischen Koordinaten des Epizentrums.

Im weiteren wurden jene Beben nicht berücksichtigt, die durch ein tiefes Hypozentrum gekennzeichnet sind. Dies deshalb, weil für sie durch ihre übergroßen Herdtiefen verzerrte Ankunftszeiten [7] registriert werden. So verblieben für die endgültige Bearbeitung 269 Beben.

In der Abb. 1 wird die regionale Verteilung der Epizentren der in dieser Arbeit untersuchten Erdbeben gebracht. Das Diagramm zeigt zwei Maxima in der Azimutalverteilung: zwischen 140° — 160° (Peloponnes, Ionisches Meer, Albanien, Montenegro) und für den Azimutalbereich 220° — 250° (Apennin). Aus dem Azimutalbereich 0° — 80° und 290° — 360° liegen für den Beobachtungszeitraum 1952 bis 1964 keine nennenswerten Erdbebenregistrierungen vor. Diese Azimutverteilung ist der Ausdruck der orogenetisch aktiven Zonen Europas.

1. Die Laufzeitkurven

1.0 Allgemeines

Mit der Ausnahme des näheren Herdgebietes wird das elastische Verhalten des Mediums durch das Hooke'sche Gesetz beschrieben. Aus den daraus abgeleiteten Bewegungsgleichungen [21] ersieht man, daß grund-

sätzlich zwei verschiedene Wellenbewegungen betrachtet werden müssen, nämlich die Kompressionswellen und die Transversalwellen. Diese

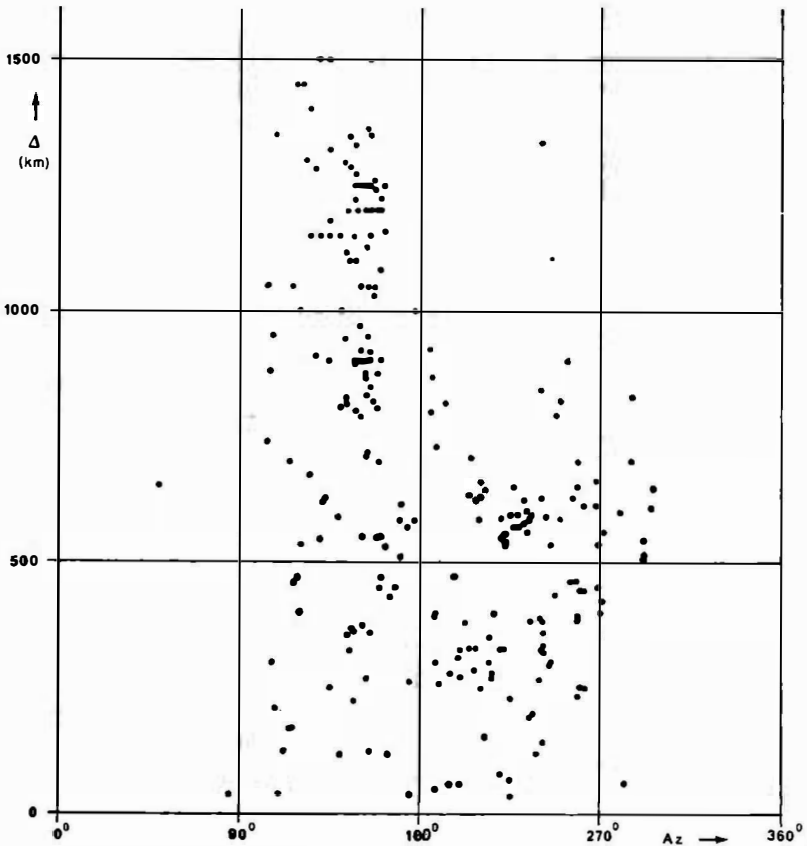


Abb 1: regionale Verteilung der Epizentren der in dieser Arbeit untersuchten Erdbeben

beiden Gruppen kann man je nach dem Ausbreitungsmechanismus in

- a) direkte,
- b) reflektierte,
- c) geführte (Kopfwellen)

Wellen unterteilen.

Das Seismogramm dient als eigentliches Beobachtungsmaterial, es enthält die Zeitpunkte (t_0), zu denen die verschiedenen Wellengruppen die Beobachtungsstation erreichen. Sind die einzelnen Phasen identifiziert, so kann man, wenn die Herdzeit (H) bekannt ist, die Laufzeiten (t) der Wellen vom Herd zum Observatorium bestimmen. Werden diese Zeitdifferenzen ($t = t_0 - H$) in ein Diagramm eingetragen, so erhält man die Laufzeitkurven $t = t(\Delta)$ ($\Delta =$ Epizentralentfernung) der Erdbebenvorläufer.

Besonders einfache Verhältnisse ergeben sich, wenn sich das Hypozentrum in der Erdoberfläche befindet. In diesem Fall müssen die Laufzeitkurven der direkten und reflektierten Wellen im Koordinatensprung beginnen. Da sich aber natürliche Bebenherde solcher Art (Einsturzbeben, Einschläge großer Meteoriten) nur äußerst selten finden, werden die dazugehörigen Laufzeitkurven experimentell durch Großsprengungen gewonnen. Durch entsprechende Korrekturen ist es aber möglich, die bei tektonischen Beben beobachteten Laufzeiten auf die Herdtiefe $h = 0$ zu reduzieren. Dies ist nur für die nähere Herdumgebung ($\Delta < 200$ km) notwendig, weil sich bei größeren Herddistanzen die wechselnden Herdtiefen nicht mehr bemerkbar machen (Ausnahme: Tiefherdbeben).

Im homogenen und isotropen Medium breiten sich die elastischen Wellen geradlinig aus, bzw. sind die Stoßstrahlen Gerade. Mit Hilfe der Kreisgeometrie kann man daher die Laufzeitkurven der direkten und reflektierten Wellen durch die Beziehung

$$t = \frac{2a}{v} \sin \frac{\vartheta}{2} \quad (1)$$

darstellen ($a =$ Erdradius; $v =$ Wellengeschwindigkeit; $\vartheta =$ Epizentralentfernung). Für kleine Winkel $\frac{\vartheta}{2}$ ($\frac{\vartheta}{2} < \alpha$; $\alpha \sim 5^\circ$) kann statt des Sinus der Winkels das Argument gesetzt werden und die Gleichung (1) läßt sich dadurch sehr vereinfachen

$$t = \frac{a \vartheta}{v} = \frac{\Delta}{v} \quad (2)$$

($\Delta =$ Bogenlänge). Aus (2) ist zu ersehen, daß die Laufzeitkurven für

die direkten und reflektierten Erdbebenwellen bis zu Entfernungen $\vartheta \leq 2 \alpha = 10^\circ$ (~ 1110 km) durch Gerade wiedergegeben werden können.

Kopfwellen entstehen in einem geschichteten Medium, wenn die Wellengeschwindigkeiten an den einzelnen Schichtgrenzen mit zunehmender Tiefe sprunghaft ansteigen. Ihre Laufzeiten werden beim Vorhandensein einer Grenzfläche (Granitschicht) aus der Gleichung [27]

$$t = \frac{\sqrt{x^2 + y^2}}{v_2} + 2 z_0 \frac{\cos i_0}{v_1} \quad (3)$$

berechnet (v_1 = Geschwindigkeit im oberen Medium; v_2 = Geschwindigkeit im unteren Medium; $i_0 = \arcsin \frac{v_1}{v_2}$; z_0 = Dicke des oberen Mediums). Da der Term $2 z_0 \frac{\cos i_0}{v_1}$ in (3) die Dimension einer Zeit hat, kann die Beziehung (3) in die Form

$$t = t' + \frac{\Delta}{v_2} \quad (3 \text{ a})$$

($\Delta = \sqrt{x^2 + y^2}$) gebracht werden. Dies ist die Gleichung einer Geraden. Die Größe t' in der Gleichung (3 a) wird als „intercept time“ bezeichnet.

Es wurde somit gezeigt, daß im allgemeinen alle Laufzeitkurven der Nahbebenwellen durch Gerade dargestellt werden können.

Zur Bestimmung der Laufzeitgeradengleichungen der verschiedenen Wellen wurde folgender Weg beschritten:

Zuerst wurde über die beobachteten Laufzeiten (siehe Anhang) und die zugehörigen Epizentralentfernungen in 100-km-Intervallen, die sich jeweils um 50 km überlappen, arithmetisch gemittelt (mittlere Laufzeiten). Dadurch ergab sich eine bessere Glättung der Laufzeitgeradenpunkte. Aus diesen mittleren Laufzeiten und den ihnen entsprechenden Epizentraldistanzen wurden mit Hilfe der Methode der kleinsten Quadrate die verschiedenen Laufzeitgeradengleichungen errechnet. Für die direkten und reflektierten Wellen muß dabei die Bedingung erfüllt werden, daß die Geraden im Ursprung des (Δ, t) -Koordinatensystems beginnen müssen (Zur Berechnung der Geradengleichungen wurde ein Computer Marke NOVA verwendet).

1.1 Die Laufzeitgeraden der direkten Wellen

Unter den direkten Wellen versteht man Bebenphasen, die sich — ohne Refraktion oder Reflexion an Grenzflächen — innerhalb des obersten Krustenbereiches ausbreiten.

Auf den meisten Seismogrammen sind die Einsätze der Kompressionswelle (P_g) und die der Transversalwelle (S_g) bis zu Entfernungen $\Delta < 720$ km gut zu erkennen (siehe Tabellen A und B im Anhang). Die Registrierungen aus Epizentralentfernungen $\Delta > 720$ km werden im Abschnitt 1.6 gesondert besprochen.

In der folgenden Tabelle 1 sind die Laufzeitgeradengleichungen, die Geschwindigkeiten und die mittleren Geschwindigkeitsabweichungen zusammengestellt.

Tabelle 1

Welle	Laufzeitgeradengl. [t in sec, Δ in km]	v [kmsec ⁻¹]	mittl. Geschwindigkeitsabw. [kmsec ⁻¹]
P_g	$t = 0,1720 \Delta$	5,814	$\pm 0,024$
S_g	$t = 0,2936 \Delta$	3,406	$\pm 0,008$

Ähnliche Geschwindigkeitswerte wie in der Tabelle 1 werden auch von anderen Autoren angegeben [6, 8, 10, 14, 15, 22].

1.2 Die Laufzeitgeraden der reflektierten Wellen

Mit den mehrfachen Wellensymbolen werden in der Seismik die an der Erdoberfläche reflektierten Wellen bezeichnet. Ihre Laufzeiten ergeben sich theoretisch aus der Beziehung

$$t_{M_r, (n+1)}(\Delta) = (n+1) t_{M_n} \left(\frac{\Delta}{n+1} \right). \quad (4)$$

$t_{M_r, (n+1)}(\Delta)$ ist die Laufzeit der n -mal reflektierten Welle in der Entfernung Δ . $t_{M_n} \left(\frac{\Delta}{n+1} \right)$ ist die Laufzeit der nicht reflektierten Welle in einer Epizentralentfernung $\frac{\Delta}{n+1}$. Für M ist entweder P oder S zu setzen,

je nachdem ob es sich um eine Longitudinal- oder Transversalwelle handelt.

Nach (4) dürfte bei Nahbebenwellen kein Laufzeitunterschied zwischen nicht reflektierten und reflektierten Phasen auftreten, da die Laufzeitkurven durch Gerade dargestellt werden. Wie nun die Beobachtung zeigt, ist (4) für den Nahbebenbereich nicht gültig. Die Laufzeiten der reflektierten Wellen sind größer als die theoretisch zu erwartenden Werte. Die Ursache liegt darin, daß die Wellen vor und nach dem Reflexionsvorgang die obersten Schichten der Erdkruste durchlaufen müssen, in denen die Geschwindigkeiten stark abnehmen können [18].

In Wien werden die einmal reflektierten Nahbebenwellen relativ häufig registriert (siehe Tabellen C und D im Anhang), während die Einsätze der zweimal reflektierten Phasen auf den Seismogrammen nur selten zu finden sind (Tabellen E und F im Anhang).

Die Tabelle 2 bringt eine Zusammenstellung der Laufzeitgeradengleichungen, der Geschwindigkeiten und der mittleren Geschwindigkeitsabweichungen der einzelnen reflektierten Bebenphasen.

Tabelle 2

Welle	Laufzeitgeradengl. [t in sec; Δ in km]	v [kmsec ⁻¹]	mittl. Geschwindigkeitsabw. [kmsec ⁻¹]
PgPg	$t = 0,1762 \Delta$	5,674	$\pm 0,015$
PgPgPg	$t = 0,1809 \Delta$	5,528	$\pm 0,019$
SgSg	$t = 0,3007 \Delta$	3,326	$\pm 0,005$
SgSgSg	$t = 0,3059 \Delta$	3,269	$\pm 0,004$

1.3 Die Laufzeitgeraden der Kopfwellen

1.31 Die Pn- und Sn-Wellen

Diese beiden Wellen werden an der Mohorovičićdiskontinuität geführt.

Die Einsätze der Pn-Phase sind meist sehr scharf und kräftig. Registrierungen für diese Welle sind aus allen Distanzen zwischen 250 km und 1500 km möglich (Tabelle G im Anhang). Bei größeren Epizentral-

entfernungen wird nur mehr die über den Mantel gelaufene P-Phase beobachtet.

Im Gegensatz zur Pn-Welle sind die Einsätze Sn-Phase weniger deutlich (Tabelle H im Anhang).

Tabelle 3

Welle	Laufzeitgeradengl. [t in sec, Δ in km]	v [kmsec ⁻¹]	mittl. Geschwindig- keitsabw. [kmsec ⁻¹]
Pn	$t = 7,3 + 0,1262 \Delta$	7,926	$\pm 0,061$
Sn	$t = 11,9 + 0,2211 \Delta$	4,522	$\pm 0,022$

Die Pn-Wellengeschwindigkeit, die in der Tabelle 3 angegeben ist, ist etwas kleiner als die, die in anderen Arbeiten veröffentlicht wurden [22]. Die Ursache liegt darin, daß die Einsätze durch die langperiodischen Wiechert-Seismographen der Wiener Erdbebenstation etwas verzögert aufgezeichnet werden.

1.32 Die Pb- und Sb-Wellen

Die Conraddiskontinuität, an der diese beiden Wellen geführt werden, ist im Gegensatz zur Mohorovičićdiskontinuität wahrscheinlich keine zusammenhängende Trennfläche in der Erdkruste [5]. Daher ist es verständlich, daß die Einsätze dieser Wellen weniger deutlich sind wie die der Pn- und Sn-Phasen. Registrierungen der Pb- und Sb-Wellen liegen aus Entfernungen von 250 km bis 1000 km vor (siehe Anhang Tabellen I und J).

Tabelle 4

Welle	Laufzeitgeradengl. [t in sec, Δ in km]	v [kmsec ⁻¹]	mittl. Geschwindig- keitsabw. [kmsec ⁻¹]
Pb	$t = 2,9 + 0,1543 \Delta$	6,482	$\pm 0,052$
Sb	$t = 4,9 + 0,2642 \Delta$	3,785	$\pm 0,018$

1.4 Die L-Wellen

Die L-Wellen sind Oberflächenscherungswellen. Die Schwingungsebene liegt in der Erdoberfläche und die Bodenteilchen führen Schwin-

gungen senkrecht zur Ausbreitungsrichtung aus. Dabei nimmt die Amplitude dieser Wellen mit zunehmender Tiefe ab. Diese Wellen können nur dann auftreten, wenn die Geschwindigkeiten der Transversalwellen in der Erdkruste größer sind als an der Erdoberfläche.

Im Laufzeitplan schließen die L-Wellen die Einsätze der Erdbeben-vorläufer nach links ab. Durch die niederen Frequenzen der L-Wellen sind ihre Laufzeiten starken Streuungen unterworfen. Die Ursache ist darin zu suchen, daß die Wellenperioden sich teilweise der Eigenperiode des Seismographen nähern, so daß, je nachdem, ob sich die Periode der Wellen mehr oder minder der Eigenperiode des Pendels nähern, das Pendel verschieden anspricht. Außerdem wirkt sich bei den Oberflächenwellen die Verschiedenartigkeit der Böden stark aus.

Um überhaupt eine Laufzeitgerade für die L-Wellen zu erhalten, ist es von Vorteil, den Schwerpunkt dieser Einsätze zu suchen. Dies geschieht so, daß über die Herddistanzen und Laufzeiten (Tabelle K im Anhang) arithmetisch gemittelt wird.

Tabelle 5

Welle	Laufzeitgeradengl. [t in sec, Δ in km]	v [kmsec ⁻¹]
L	$t = 0,3244 \Delta$	3,082

1.5 Die Laufzeitgerade der Pg₂-Welle

Einige Autoren (Båth, Gutenberg, Press usw.) weisen in verschiedenen Arbeiten auf das Vorhandensein sogenannter Kanalwellen (Lg₁, Lg₂) hin. Damit diese überhaupt entstehen können, muß sich im Liegenden der Granitschicht ein Wellenkanal befinden, in dem die Geschwindigkeiten kleiner sind als in den darüberliegenden Gesteinen.

Es kann auch in diesem Fall eine Kopfwelle entstehen, da die P-Welle im Kanal schneller läuft als die S-Phase oberhalb von diesem. Nur wird diese Kopfwelle nicht an einer zusammenhängenden Fläche geführt, sondern an mehr oder minder ausgeprägten regional existierenden Zwischenflächen, deren Tiefenlagen und Geschwindigkeitsverhältnisse

wechseln können. Der Grenzwinkel ist für $v_l > v_t$ durch $i_0 = \arcsin \frac{v_t}{v_l}$ (v_l = Geschwindigkeit der Kompressionswelle im Wellenkanal, v_t = Geschwindigkeit der Transversalwelle oberhalb vom Wellenkanal) definiert.

Bei der Durchsicht der PgPg-Laufzeiten war nämlich auffallend, daß viele Laufzeitwerte aus dem Epizentralbereich $200 \text{ km} < \Delta < 400 \text{ km}$ viel zu groß sind bzw. zu kleine PgPg-Geschwindigkeiten aufweisen. Sie konnten daher beim Bestimmen der PgPg-Laufzeitgeraden überhaupt nicht berücksichtigt werden. Auch bei größeren Herddistanzen ist Ähnliches feststellbar. Diese späteren Einsätze wurden als einer im obigen Sinn definierten Kopfwelle zugehörig gedeutet. Für diese geführte Welle wurde die Bezeichnung Pg₂-Welle gewählt.

Tabelle 6

Welle	Laufzeitgeradengl. [t in sec, Δ in km]	v [kmsec ⁻¹]	mittl. Geschwindigkeitsabw. [kmsec ⁻¹]
Pg ₂	$t = 4,1 + 0,1826 \Delta$	5,476	$\pm 0,120$

Die Werte der Tabelle 6 wurden aus den Größen der Tabelle L (siehe Anhang) errechnet.

1.6 Die Laufzeitänderungen der Pg- und Sg-Wellen bei $\Delta_G \sim 720 \text{ km}$

Betrachtet man den Laufzeitplan (Abb. 2), so ist eines auffallend: Bei $\Delta_G \sim 720 \text{ km}$ brechen die Laufzeitgeraden der Pg- und Sg-Wellen ab; bei $\Delta_G \sim 810 \text{ km}$ beobachtet man wieder entsprechende Einsätze, aber mit größeren Laufzeiten als sie den Laufzeitgeradengleichungen der Tabelle 1 entsprechen würden (besonders offenkundig bei der Pg-Welle). Diese seismische Schattenzone weist darauf hin, daß sich unter dem Bereich der Granitschicht, der durch die Wellengeschwindigkeiten $v_1 = 5,814 \text{ kmsec}^{-1}$ bzw. $v_t = 3,406 \text{ kmsec}^{-1}$ charakterisiert ist, Krustenmaterial mit anderen elastischen Eigenschaften (kleinere Geschwindigkeiten) befinden muß (siehe Abschnitt 1.5).

Auf diese Schicht mit den kleineren Wellengeschwindigkeiten weist

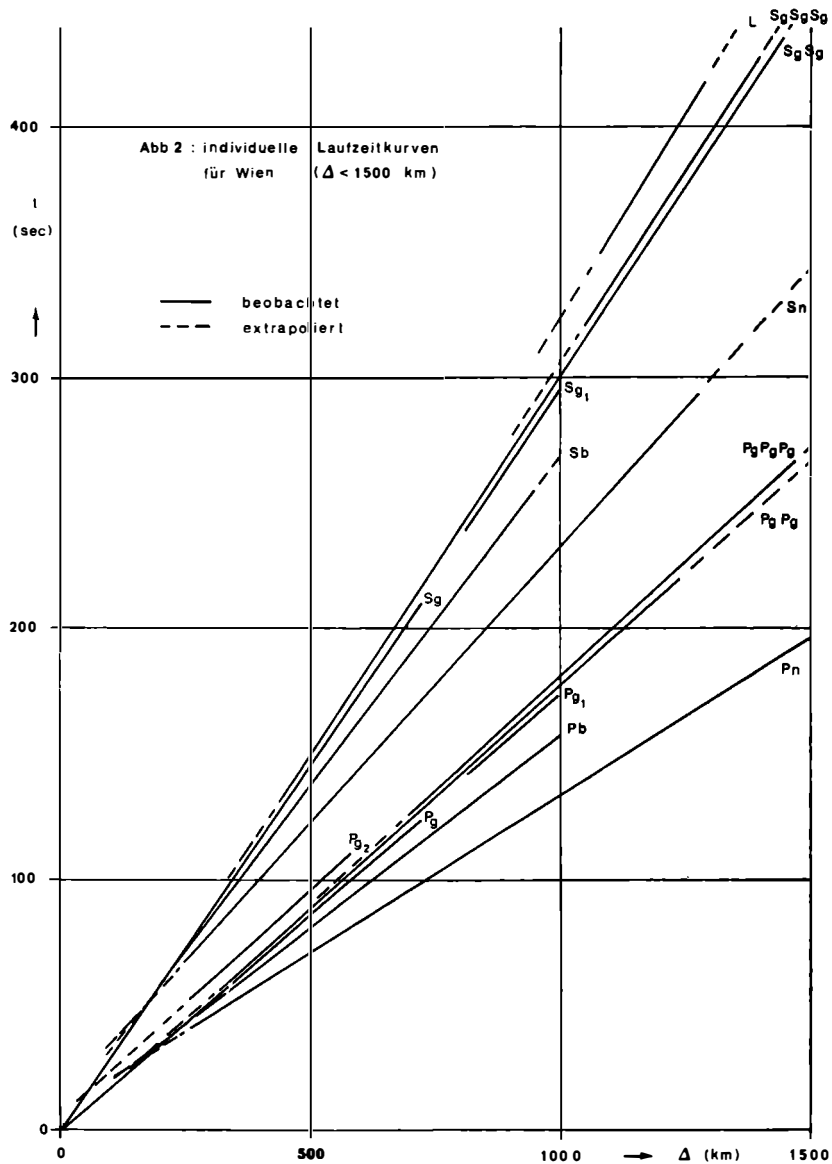


Abb. 2

schon Gutenberg in einer älteren Arbeit [16] hin, um den Unterschied zwischen den Geschwindigkeiten der direkten Wellen, die bei Nahbeben festgestellt werden und jenen, die sich bei Sprengungen ergeben, zu erklären. Die Ursache liegt darin, daß sich die Hypozentren bei Erdbeben auch im unteren Bereich der Granitschicht befinden können, während bei Sprengungen die Ausgangspunkte der elastischen Energie praktisch in der Erdoberfläche liegen (sedimentäre Schichten werden vernachlässigt). Die direkten Wellen laufen bei Sprengungen nur in der obersten Schicht mit den größeren Geschwindigkeiten. Hingegen passieren die Bebenwellen, deren Herde tiefer liegen als die Grenzfläche zwischen der oberen und unteren Granitschicht aber höher als die Conraddiskontinuität, auch den Bereich mit den kleineren Wellengeschwindigkeiten. Dieser „weiche“ Krustenbereich [12] konnte in einigen neuen Arbeiten von Landisman, Müller, Fuchs und Ahorner [14, 23, 1] bestätigt werden, außerdem ist dieser Teil der Granitschicht für den Ausbreitungsmechanismus der Kanalwellen [2, 3, 4, 24] notwendig.

Einen Erklärungsversuch für diese Geschwindigkeitsabnahme gab Gutenberg [17], indem er annahm, daß in einer gewissen Tiefe die α -Modifikation des Quarzes in die β -Modifikation übergeht. In diesem Zusammenhang sind auch die Laboratoriumsarbeiten von Hughes und Maurette [19, 20] interessant. Sie untersuchten die Abhängigkeit der elastischen Eigenschaften von zunehmendem Druck und steigender Temperatur an Gesteinsproben des nordamerikanischen Festlandes (wie weit das unten folgende Ergebnis für europäische Gesteine Geltung hat, müßte erst geprüft werden). Für verschiedene Granite kamen die beiden Autoren zu folgendem Resultat: Bei Tiefen $h \geq 10$ km nehmen die Geschwindigkeiten fast sprunghaft ab, um dann, nachdem sie ein Minimum durchlaufen haben, wiederum langsam anzusteigen. Die Geschwindigkeitsabnahmen erfolgen in einer umso größeren Tiefe und sind umso geringer, je ärmer ein Gestein an Kieselsäure ist. In der vorliegenden Arbeit wurde die mittlere Tiefenlage der Grenzfläche, die die Gesteinsmaterialien mit den höheren Wellengeschwindigkeiten in der Granitschicht von denen mit den kleineren Geschwindigkeiten trennt, mit 8,9 km (siehe Kapitel 2) berechnet. Vergleicht man dieses Ergebnis mit jenem von Hughes und Maurette (siehe oben), so ist eine gute Übereinstimmung feststellbar. Diese Grenzfläche muß keine scharfe Diskontinuität sein, sondern sie kann

auch eine mehrere Kilometer mächtige Übergangszone sein. Daher ist ebenso eine kontinuierliche Geschwindigkeitsabnahme (negativer Geschwindigkeitsgradient) möglich.

Für die Wellen, die in das Medium mit den kleineren Ausbreitungsgeschwindigkeiten eintauchen, wurde die Bezeichnung Pg_1 bzw. Sg_1 gewählt (siehe Tabellen N und M im Anhang).

Tabelle 7

Welle	Laufzeitgeradengl. [t in sec, Δ in km]	v [kmsec ⁻¹]	mittl. Geschwindigkeitsabw. [kmsec ⁻¹]
Pg_1	$t = 0,1749 \Delta$	5,716	$\pm 0,013$
Sg_1	$t = 0,2963 \Delta$	3,375	$\pm 0,009$

Eines ist zu beachten: bei den oben genannten Geschwindigkeiten handelt es sich um Durchschnittswerte, die sich aus den jeweiligen Geschwindigkeit der beiden Schichten zusammensetzen. Die P-Wellengeschwindigkeiten im Wellenkanal wurde im Abschnitt 1.5 hergeleitet. Die entsprechende S-Wellengeschwindigkeit kann nur geschätzt werden und ergab sich zu $v_t = 3,208 \text{ kmsec}^{-1}$.

2. Der Aufbau der Erdkruste

Im allgemeinen findet man (sedimentäre Schichten werden nicht berücksichtigt) in Europa eine Zweiteilung der Erdkruste (Granit- und Basaltschicht). Doch konnten insbesondere durch Großsprengungen verschiedene, aber nur auf kleine Gebiete beschränkte Zwischenschichten festgestellt werden.

2.1 Die Tiefenlagen der Schichtgrenzen

Das Bestimmen der Schichtgrentiefen erfolgt in dieser Arbeit mit Hilfe der „intercept time“. Da die Schnittpunktentfernungen der Laufzeitgeraden von den Tiefen der Grenzflächen abhängig sind, wurden diese dazu verwendet, die aus den „intercept times“ errechneten Tiefenwerte auf ihre Richtigkeit zu überprüfen.

Die Tiefe der Conraddiskontinuität, die die Granitschicht von der

Basaltschicht trennt, ergab sich aus den Kompressionswellen mit $h_C = 17,7 \pm 5,6$ km. Werden die Transversalwellen zur Berechnung verwendet, dann liegt diese Grenzfläche in einer Tiefe von $h_C = 18,3 \pm 3,5$ km. Daher hat die Granitschicht im Mittel eine Dicke von etwa $D_G = 18,0$ km.

Die Mächtigkeit der Basaltschicht wurde mit $D_B = 16,8 \pm 5,4$ km (P-Wellen) bzw. $D_B = 16,6 \pm 3,6$ km (S-Wellen) errechnet. So daß die Mohorovičićdiskontinuität, die den Übergang von der Basaltschicht zum Mantel darstellt, in einer mittleren Tiefe von $h_M = 34,7$ km liegt.

Ein zusammenfassendes Bild des Krustenbaues der Kontinente geben Closs und Behnke [9, 10]. Båth [5] kommt bei einer eingehenden Untersuchung zum Schluß, daß die Conraddiskontinuität in Europa und Asien fast immer festgestellt werden kann, während ihr Vorhandensein in den übrigen Erdteilen zweifelhaft erscheint. Ihre Tiefenlage bewegt sich um 20 km [30, 25, 11], während für die Mohorovičićdiskontinuität größere Unterschiede beobachtet werden. So kann sie z. B. unter den Alpen bis zu 60 km [27] absinken, unter den jungen nordamerikanischen Faltengebirgen ist diese Grenzfläche bis zu einer maximalen Tiefe von 75 km anzutreffen. Der weltweite Durchschnitt der kontinentalen Krustendicke dürfte aber bei etwa 33 km [27, 30, 11] liegen. Vergleicht man die Tiefenlagen der beiden Grenzflächen, die in dieser Arbeit errechnet wurden (siehe oben: $h_C = 18,0$ km; $h_M = 34,7$ km), mit den Angaben, die von den hier angeführten und vielen anderen Autoren gemacht wurden, so ist eine gute Übereinstimmung ersichtlich.

Für die Schichtgrenze innerhalb der Granitschicht (siehe Abschnitt 1.6) ergab sich sowohl aus der intercept time ($t' = 4,1$ sec) der P_{g_2} -Welle wie auch aus der Schnittpunktentfernung ($\Delta = 37$ km), eine mittlere Tiefe von $h = 8,9 \pm 3,7$ km.

2.2 Der petrologische Aufbau der Erdkruste

Direkt sind die einzelnen die Krustenschichten aufbauenden Gesteine der Beobachtung nicht zugänglich. Man kann aber aus dem Vergleich von Laboratoriumsmessungen und den errechneten $\frac{k}{\rho}$ -Werten (k = Kompressionsmodul; ρ = Dichte) auf den Gesteinstypus schließen.

Die $\frac{k}{\rho}$ -Werte können unmittelbar aus der Beziehung

$$\frac{k}{\rho} = v_1^2 + \frac{4}{3} v_2^2 \quad (5)$$

mit Hilfe der entsprechenden Geschwindigkeiten ermittelt werden. Setzt man die Wellengeschwindigkeiten, die in den Tabellen des Kapitels 1 angegeben sind, in die Gleichung (5) ein, so erhält man die in der Tabelle 8 wiedergegebenen $\frac{k}{\rho}$ -Werte.

Beim Vergleich der Tabellen 8 und 9 erkennt man, daß die $\frac{k}{\rho}$ -Werte der Basaltschicht und des oberen Mantelbereiches mit jenen, die Saw-

Tabelle 8. $\frac{k}{\rho}$ -Werte, errechnet aus den Geschwindigkeiten die

in dieser Arbeit abgeleitet wurden

$$(v \text{ in kmsec}^{-1}, \frac{k}{\rho} \text{ in } 10^{10} \text{ cm}^2\text{sec}^{-2})$$

Bezeichnung der Schicht	v	$\frac{k}{\rho}$
Obere Granitschicht	5,814; 3,406	18,34
Untere Granitschicht	5,476; 3,208	16,25
Basaltschicht	6,482; 3,785	22,91
Mantel	7,926; 4,522	35,56

Tabelle 9. $\frac{k}{\rho}$ -Werte nach Sawarenski

$$(v \text{ in kmsec}^{-1}, \frac{k}{\rho} \text{ Werte in } 10^{10} \text{ cm}^2\text{sec}^{-2})$$

Bezeichnung der Schicht	v	$\frac{k}{\rho}$
Obere Schicht	5,40; 3,30	14,70
	5,60; 3,30	16,90
Zwischenschicht	6,30; 3,70	21,40
Darunterliegende Schicht	7,80; 4,35	35,60

renski [27] angibt, gut übereinstimmen, während für die Granitschicht größere Unterschiede festgestellt werden. Stellt man die Werte der Tabelle 8 den Ergebnissen aus Laboratoriumsmessungen (Tabelle 10) gegenüber, so ergibt sich, daß die Granitschicht aus kieselsauren Ge-

Tabelle 10. $\frac{k}{\rho}$ -Werte einiger Gesteine (aus Laboratoriumsmessungen) nach Sawarenski $\left(\frac{k}{\rho} \text{ in } 10^{10} \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-2}, \rho \text{ in g cm}^{-3}\right)$

Gesteine	Dichte		$\frac{k}{\rho}$	
	$h = 7 \text{ km}$	$h = 33 \text{ km}$	$h = 7 \text{ km}$	$h = 33 \text{ km}$
Granit	2,61	2,66	18,3	19,5
Gabbro	3,05	3,08	27,8	28,2
Diorit	2,74	2,78	22,8	24,3
Dunit	3,29	3,32	35,2	38,3
Tachylit	2,85	—	24,2	—
Peridotit	3,40	3,44	30,7	—

steinen aufgebaut ist. Der Zwischenschicht würden an Kieselsäure arme Gesteine entsprechen, während der obere Mantelbereich von ultrabasischen Gesteinstypen gebildet wird. Dieses Resultat stimmt mit der bisherigen Kenntnis über den Krustenbau völlig überein.

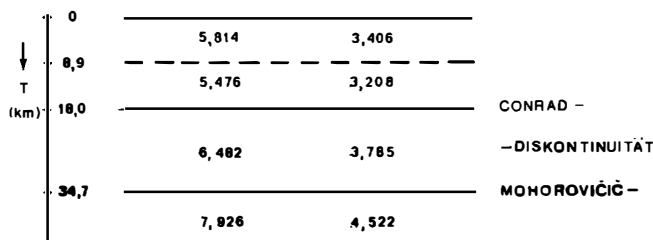


Abb 3: Krustenmodell der näheren Umgebung von Wien

Zum Abschluß dieses Kapitels wird ein schematischer Aufbau der Erdkruste (Abb. 3) gebracht, der für Mittel-, Süd- und Südosteuropa Gültigkeit hat (siehe Abschnitt: Das Material). Dabei ist zu beachten, daß

die Grenzfläche, die die obere und untere Granitschicht trennt (siehe Abschnitt 1.6), nur für Entfernungen $250 \text{ km} < \Delta < 550 \text{ km}$ durch Registrierungen der Pg_2 -Welle belegt ist. Dies kann im Anhang der Tabelle L entnommen werden. In den einzelnen Schichten sind die ihnen entsprechenden Geschwindigkeiten für v_l und v_t (kmsec^{-1}) eingetragen.

Anhang

Tabelle A. Beobachtete Laufzeiten der Pg -Welle
(Δ in km, t in min)

Δ	t	Δ	t	Δ	t	Δ	t
22	0,067	268	0,767	400	1,234	575	1,628
35	0,107	270	0,766	440	1,300	580	1,625
38	0,138	285	0,825	460	1,275	610	1,767
42	0,100	300	0,850	470	1,292	620	1,772
60	0,214	315	0,950	500	1,517	625	1,784
80	0,194	325	0,858	510	1,450	630	1,792
115	0,317	340	1,034	530	1,550	650	1,848
142	0,417	350	0,963	540	1,534	670	1,900
180	0,513	375	1,050	550	1,550	710	2,017
210	0,634	385	1,092	565	1,639	720	2,094
240	0,669	390	1,158	570	1,654		

Tabelle B. Beobachtete Laufzeiten der Sg -Welle
(Δ in km, t in min)

Δ	t	Δ	t	Δ	t	Δ	t
35	0,200	225	1,084	380	1,850	570	2,767
38	0,250	250	1,221	385	1,867	580	2,824
42	0,214	265	1,334	390	1,903	600	2,925
55	0,250	268	1,317	430	2,092	610	2,982
60	0,350	270	1,314	435	2,084	620	3,067
80	0,376	295	1,400	440	2,142	625	3,050
85	0,350	320	1,550	450	2,267	640	3,167
88	0,417	325	1,558	460	2,234	650	3,200
115	0,560	340	1,750	485	2,358	700	3,412
140	0,742	350	1,720	535	2,584	710	3,534
142	0,684	355	1,708	540	2,643		
180	0,857	375	1,842	565	2,778		

Tabelle C. Beobachtete Laufzeiten der PgPg-Welle
(Δ in km, t in min)

Δ	t	Δ	t	Δ	t	Δ	t
320	0,934	530	1,600	650	1,934	1100	3,200
350	1,017	550	1,575	700	2,050	1150	3,375
355	1,050	565	1,683	815	2,375	1160	3,384
385	1,142	570	1,650	875	2,634	1200	3,500
390	1,158	575	1,684	900	2,587	1240	3,667
440	1,334	580	1,684	910	2,717		
470	1,350	610	1,784	1000	2,967		

Tabelle D. Beobachtete Laufzeiten der SgSg-Welle
(Δ in km, t in min)

Δ	t	Δ	t	Δ	t	Δ	t
435	2,167	625	3,117	860	4,284	1100	5,500
440	2,250	630	3,150	880	4,450	1130	5,684
470	2,367	640	3,267	890	4,450	1150	5,807
510	2,567	650	3,289	900	4,517	1180	5,867
540	2,700	700	3,534	910	4,634	1200	5,967
565	2,800	790	3,958	950	4,784	1220	6,108
590	2,989	815	4,117	970	4,700	1230	6,167
600	3,017	820	4,134	1000	5,050	1250	6,250
610	3,058	840	4,238	1050	5,250	1450	7,217

Tabelle E. Beobachtete Laufzeiten der PgPgPg-Welle
(Δ in km, t in min)

Δ	t	Δ	t	Δ	t	Δ	t
650	2,000	1050	3,158	1190	3,582	1470	4,425

Tabelle F. Beobachtete Laufzeiten der SgSgSg-Welle
(Δ in km, t in min)

Δ	t	Δ	t	Δ	t
1050	5,367	1200	6,117	1300	6,617

Tabelle G. Beobachtete Laufzeiten der Pn-Welle
(Δ in km, t in min)

Δ	t	Δ	t	Δ	t	Δ	t
250	0,671	430	1,050	710	1,584	1160	2,534
255	0,684	470	1,108	790	1,792	1200	2,667
268	0,675	535	1,250	815	1,834	1220	2,692
270	0,669	565	1,275	820	1,850	1250	2,867
285	0,708	570	1,284	840	1,834	1270	2,675
320	0,793	580	1,379	870	1,955	1300	2,817
325	0,784	610	1,435	900	2,004	1350	2,967
350	0,835	620	1,380	1100	2,434	1450	3,234
360	0,900	650	1,534	1130	2,517	1500	3,234
385	0,959	700	1,592	1150	2,567		

Tabelle H. Beobachtete Laufzeiten der Sn-Welle
(Δ in km, t in min)

Δ	t	Δ	t	Δ	t	Δ	t
250	1,134	440	1,800	580	2,334	840	3,317
320	1,308	490	2,017	590	2,339	880	3,467
325	1,425	500	2,050	610	2,467	890	3,450
340	1,442	525	2,100	650	2,575	900	3,517
360	1,500	530	2,234	660	2,608	1150	4,442
385	1,634	535	2,158	700	2,789	1170	4,517
390	1,650	540	2,221	710	2,795	1200	4,667
395	1,667	560	2,300	720	2,827	1250	4,717
400	1,667	565	2,278	800	3,167	1270	4,842
430	1,758	570	2,278	820	3,234	1275	4,950

Tabelle I. Beobachtete Laufzeiten der Pb-Welle
(Δ in km, t in min)

Δ	t	Δ	t	Δ	t	Δ	t
270	0,750	550	1,444	640	1,667	830	2,184
320	0,925	565	1,490	680	1,817	840	2,225
340	0,884	580	1,517	790	2,075	850	2,234
350	0,908	600	1,550	800	2,117	875	2,258
400	1,108	610	1,609	810	2,150	900	2,367
440	1,150	620	1,650	815	2,134	950	2,500
460	1,217	625	1,600	820	2,150	1000	2,600

Tabelle J. Beobachtete Laufzeiten der Sb-Welle
(Δ in km, t in min)

Δ	t	Δ	t	Δ	t	Δ	t
210	1,220	375	1,729	565	2,546	700	3,150
220	1,067	390	1,817	570	2,578	810	3,660
250	1,192	430	2,034	580	2,662	820	3,717
268	1,250	440	2,034	610	2,767	830	3,767
270	1,274	450	2,050	625	2,850	840	3,775
325	1,484	460	2,075	630	2,834	850	3,800
350	1,584	535	2,484	650	2,967	860	3,867
360	1,680	550	2,477	690	3,067	950	4,267

Tabelle K. Beobachtete Laufzeiten der L-Wellen
(Δ in km, t in min)

Δ	t	Δ	t	Δ	t	Δ	t
1080	6,334	1150	6,017	1200	6,217	1220	6,617

Tabelle L. Beobachtete Laufzeiten der Pg_2 -Welle
(Δ in km, t in min)

Δ	t	Δ	t	Δ	t	Δ	t
255	0,867	270	0,874	390	1,313	565	1,767
260	0,850	285	0,900	460	1,467	580	1,858
265	0,900	320	1,017	470	1,500		
268	0,867	385	1,267	530	1,643		

Tabelle M. Beobachtete Laufzeiten der Pg_1 -Welle
(Δ in km, t in min)

Δ	t	Δ	t	Δ	t	Δ	t
810	2,342	840	2,475	890	2,584	915	2,692
830	2,417	875	2,550	900	2,617	950	2,763

Tabelle N. Beobachtete Laufzeiten der Sg₁-Welle
(Δ in km, t in min)

Δ	t	Δ	t	Δ	t	Δ	t
810	4,034	820	4,042	875	4,284	915	4,550
815	4,017	850	4,217	900	4,412		

Literaturhinweise

- [1] Ahorner, L.: *Einige Bemerkungen zum Aufbau der Erdkruste in Westdeutschland auf Grund von Nahbebenuntersuchungen*, Zeitschr. f. Geoph., 33 (1967) 3, pp. 193.
- [2] Båth M.: *The elastic waves Lg and Rg along Euro-asiatic paths*, Arkiv für Geophysik, 2 (1958), pp. 295.
- [3] Båth M.: *Channel waves*, Journ. Geoph. Res., 63 (1958), pp. 583.
- [4] Båth M.: *Seismic channel waves—new observations and discussion*, Gerl. Beitr. z. Geoph., 68 (1959), pp. 360.
- [5] B  th M.: *Die Conraddiskontinuität*, Freiburger Forschungshefte, C 101 (1961).
- [6] Behnke C., Giese P., Prodehl C., De Visintini G.: *Seismic refraction investigations in the Dolomits for explorations of the earth's crust in the Eastern Alpine areas 1961*, Boll. Geof. Teor. ed Appl., 4 (1962), pp. 111.
- [7] Bullen K. E.: *Introduction to the theory of seismologie*, Cambridge 1947.
- [8] Caloi P.: *The crust of the earth, from Apennines to the Atlantic reconstructed in accordance with the data supplied by seismic surveys*, Zeitschr. f. Geoph., 24 (1958), pp. 65.
- [9] Closs H., Behnke C.: *Fortschritte in der Anwendung seismischer Methoden in der Erforschung der Erdkruste*, Geolog. Rundschau, 51 (1961), pp. 315.
- [10] Closs H.: *Der Untergrund der Alpen im Lichte neuer geophysikalischer Untersuchungen*, Erdöl und Kohle, 2/1966.
- [11] Deutsche geophysikalische Gesellschaft: *Crustal Structure in Western Germany*, Zeitschr. f. Geoph., 30 (1964) 5, pp. 209.
- [12] *European seismological commission (Subcommission for explosions in Southern and Western Europe)*, Activity Report 1964/66.
- [13] Fuchs K., u. a.: *Krustenstruktur der Westalpen nach refraktions-seismischen Messungen*, Gerl. Beitr. z. Geoph., 72 (1963), pp. 149.
- [14] Fuchs K., Landisman M.: *Results of a re-interpretation of the N—S refraction line Adelebsen—Hilders-South in West Germany*, Zeitschr. f. Geoph., 32 (1966) 2.
- [15] Giese P.: *Ergebnisse der bisherigen seismischen Messungen in den Alpen und Erörterung einiger damit zusammenhängender Probleme*, Klaustaler Heft: Max-Richter-Festschrift, 1965.

- [16] Gutenberg B.: *Revised travel times in Southern California*, Bull. Seism. Soc. Amer., 41 (1951) 5, pp. 427.
- [17] Gutenberg B.: *Crustal layers of the continents and oceans*, Bull. geol. Soc. Amer., 62 (1951).
- [18] Haalok H.: *Lehrbuch der angewandten Geophysik, II*, Berlin 1958, Gebrüder Bornträger Verlag.
- [19] Hughes D. S., Maurette C.: *Variation of elastic wave velocities in granites with pressure and temperature*, Geophysics, 21 (1956), pp. 277.
- [20] Hughes D. S., Maurette C.: *Variation of elastic wave velocities in igneous rocks with pressure and temperature*, Geophysics, 22 (1957), pp. 23.
- [21] Joos G.: *Lehrbuch der theoretischen Physik*, Leipzig 1964, Akademische Verlagsgesellschaft, pp. 151.
- [22] Kertz W.: *Einführung in die Geophysik, I*, Mannheim 1969, Bibliographisches Institut AG, pp. 209.
- [23] Landisman M., Müller St.: *Seismic studies on the earth's crust in continents and adjacent shelf areas*, Geoph. Journ. R. A. S., 10 (1966).
- [24] Press F., Gutenberg B.: *Channel P-waves II g in the earth's crust*, Trans. Amer. Geoph. Union, 37 (1956), pp. 754.
- [25] Prodehl C.: *Struktur der tieferen Erdkruste in Südbayern und im Alpenvorland längs eines Querprofiles durch die Ostalpen aus refraktions-seismischen Messungen bis 1964*, Inaugural-Dissertation der Ludwig-Maximilians-Universität, München 1965.
- [26] *Publikationen des Bureau Central International de Seismologie (BCIS) 1952 bis 1961; 1. 7. 1962 bis 30. 6. 1963*, Strasbourg.
- [27] Sawarenski E. F., Kirnos D. P.: *Elemente der Seismologie und Seismometrie*, Berlin 1960, Akademie-Verlag.
- [28] *Seismische Aufzeichnungen in Wien, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, 1952—1964*, Wien.
- [29] *Sonderdrucke aus „Jahrbücher der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik“ (Abschnitt E), 1952—1964*, Wien.
- [30] Toperczer M.: *Lehrbuch der allgemeinen Geophysik*, Wien 1960, Springer-Verlag.