

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 41 (1948)
Heft: 1

Artikel: Über den Tiefgang der Alpenfaltung
Autor: Wanner, E.
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-161039>

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 28.01.2026

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

Über den Tiefgang der Alpenfaltung

Von E. Wanner, MZA-Zürich

Mit 3 Textfiguren

Nach der Karte der Schwereanomalien¹⁾ herrscht mit Ausnahme der südlichsten Alpengebiete in der ganzen Schweiz ein beträchtliches Schweredefizit. Dieses Defizit wächst vom Schwarzwald südwärts an bis etwa zur Linie Wallis, Gotthard, Vorderrheintal und wird dann rasch gegen den Alpensüdrand wieder kleiner. Nach den heutigen Anschauungen ist dieses Schweredefizit eine Folge der Gebirgsfaltung. Das oberflächlichere leichtere Material ist zu einem Wulst zusammengestaut, der einerseits als Gebirge die Umgebung überragt, andererseits aber auch ganz beträchtlich in die tieferen basischen Schichten eintaucht. Diese Vorstellung stammt vom englischen Astronomen B. G. AIRY, der sie in seiner berühmten Arbeit: „On the computation of the effect of the attraction of mountain-masses disturbing the apparent astronomical latitude of stations in Geodetic Survey“ (Phil. Trans. 145, S. 100—104, London, Jahrgang 1855) als Arbeitshypothese zur Berechnung von Lotstörungen verwendet hat. Diese Hypothese hat seither besonders in Geologenkreisen viele Anhänger gefunden. Für die Sierra Nevada hat neuerdings B. GUTENBERG (Lit. 5) diesen Tiefgang nachgewiesen und abgeschätzt. Er hatte dazu die Beobachtungen des gut ausgerüsteten und relativ dichten Netzes der kalifornischen Erdbebenwarten zur Verfügung. Auch im Gebiet der Alpen haben sich schon bei verschiedenen Gelegenheiten seismische Indizien, die ein Eintauchen des Gebirgswulstes vermuten liessen, gezeigt, jedoch waren die Beobachtungen zu unsicher, um wirklich definitive Schlüsse ziehen zu können. Vor allem liess die Epizentral- und Herdtiefenbestimmung bezüglich Genauigkeit viel zu wünschen übrig. Dann werden bei alpinen Beben auf den Erdbebenwarten des Alpengebietes Wellengruppen aufgezeichnet, die man bis heute nicht mit Sicherheit zu deuten vermochte.

Der Walliser Erdbebenschwarm vom Jahre 1946 hat nun gewisse neue Beobachtungstatsachen geliefert. Es ist gelungen, mit Hilfe eines im Epizentrum aufgestellten transportablen Seismographen eine Reihe von Nachstössen zu registrieren. Diese Registrierungen erlaubten eine gute Bestimmung der Herdlagen dieser Nachstösse. Sie waren aber in ihrer Mehrzahl sehr schwach, so dass sie nur auf den benachbarten schweizerischen Warten Chur, Zürich, Basel und Neuchâtel gut aufgezeichnet worden sind. Durch Vergleich der Beobachtungsdaten dieser Nachstösse mit den Beobachtungsdaten der beiden Hauptstösse vom 25. 1. 1946, 17h 32 und 30. 5. 1946, 2h 41 ist es gelungen, auch die Epizentren dieser relativ

¹⁾ Vgl. z. B. TH. NIETHAMMER: Die Schwerebestimmungen der schweiz. geodät. Kommission und ihre Ergebnisse. Verh. d. schweiz. Naturf. Gesellschaft (Schaffhausen 1921) oder ALBERT HEIM, Geologie der Schweiz, 2. Band, 1. Hälfte, Tafel 1, Seite 52, Leipzig 1921.

starken Beben ziemlich genau festzulegen. Beide Beben sind in ganz Zentraleuropa registriert worden, sie gingen nahezu von derselben Herdstelle aus. Als Koordinaten der Epizentren bestimmten wir $\varphi = 46^\circ 19' \text{ N}$ und $\lambda = 7^\circ 30' \text{ E}$. Wir beschränken uns in folgendem auf die ersten Einsätze in den Seismogrammen von Stationen mit guten Registrierungen. Diese Einsätze sind nicht durch Überlagerungen gestört und lassen sich deshalb am sichersten ablesen.

Beben vom 25. 1. 46, 17h 32m $\varphi = 46^\circ 19' \text{ N}$ $\lambda = 7^\circ 30' \text{ E}$.

Tabelle 1.

1 Station:	2 Distanz: Δ km	3 Einsatz der 1. Phase beobachtet:	4 Einsatz der 1. Phase berechnet nach Gleichung (1):	5 Beobachtung minus Rechnung
I	Neuchâtel	86,4	17h 32m 00,8s	-1,0s
	Basel	135,7	08,7	+0,6
	Zürich	142,6	10,4	+1,4
	Chur	166,5	14,2	+2,1
II	Strasbourg	252,8	23,5	+0,4
	Stuttgart	301,0	28,8	-0,5
	Clermont-Fd.	345,6	36,0	+0,9
	Paris	467,6	51,0	+0,4
	Uccle	549,4	60,1	-0,9
	De Bilt	665,0	76,0	+0,2
III	Prato	391,5	42,0	+1,2
	Trieste	490,0	55,7	+2,3
	Roma	633,5	76,0	+4,2

Die Zeiteinsätze sind dem Strasbourger-Bulletin (Bull. du mois de janvier 1946) entnommen, einzig die Ablesung von DE BILT musste bei einer Nachkontrolle der Registrierungen um 3,0s korrigiert werden. Entsprechend ihrer Lage sind in Tabelle 1 die Stationen in drei Gruppen eingeteilt worden. Die erste Gruppe (I) enthält die herdnahen Stationen, das sind Stationen im Alpen-Innern oder in unmittelbarer Nähe der Alpenkette. Die zweite Gruppe (II) umfasst die Stationen des Flachlandes. Sie liegen alle im nördlichen oder nordwestlichen Alpenvorland, aber in grosser Entfernung vom Gebirge. Die dritte Gruppe (III) umfasst die Warten südlich der Alpen.

Um die verschiedenen Doppelleinsätze in den Seismogrammen der Gruppe I besser entwirren zu können, beginnen wir mit der Analyse der ersten Einsätze der Stationen der Gruppe II, d. h. der Flachlandstationen, deren Untergrundstruktur auch wesentlich einfacher ist. Die Einsatzzeiten wachsen proportional zur Distanz. Nach der Methode der kleinsten Quadrate wurde eine Laufzeitgerade bestimmt; als Ausgangsstation wählten wir die dem Herd am nächsten gelegene Station Strasbourg. Die Laufzeitgerade hat folgende Gleichung:

$$T = 17\text{h } 32\text{m } 23,5\text{s} + \frac{\Delta}{7,82 \text{ km/s}} - 32,7\text{s} \quad (1)$$

T = Einsatzzeit. Δ = Epizentraldistanz in km

Nach der Ausbreitungsgeschwindigkeit $v_2 = 7,82 \text{ km/s}$ beurteilt, handelt es sich bei diesen ersten Einsätzen um die sogenannte P_n -Phase, d. h. um die in der basaltischen Schicht B (Sima) gelaufene Welle (vgl. Figur 1). Nach zahlreichen Bestimmungen hat diese Welle in Mitteleuropa eine Ausbreitungsgeschwindigkeit von 7,8 bis 8,1 pro km/s. Die durch Gleichung (1) dargestellte Gerade passt sich ziemlich gut den beobachteten Zeiten an. Kolonne 5 gibt die Differenzen zwischen den beobachteten und den nach (1) berechneten Einsatzzeiten, die mittlere quadratische Abweichung beträgt $\pm 0,6\text{s}$.

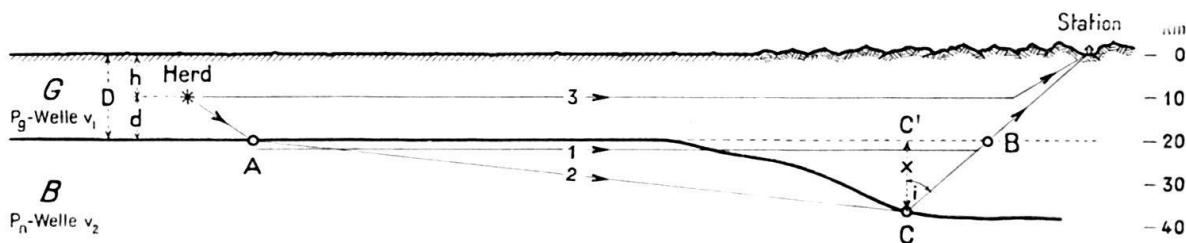


Fig. 1. Schematisches Profil durch die Erdkruste in der Nähe einer Gebirgskette.
 1 Weg der P_n -Welle zur Flachlandstation. 2 Weg der P_n -Welle zur Gebirgsstation.
 3 Weg der P_g -Welle zur Station (vgl. Tab. 6).

Mit der Gleichung (1) wurden dann auch für die Stationsgruppen I und III die Einsatzzeiten berechnet (Kolonne 4) und in Kolonne 5 mit den berechneten Einsatzzeiten verglichen.

Besonders auffällig ist die grosse positive Differenz von 2,1s in Chur. Auf dieser Station sollte also, ca. 2,1s vor dem ersten wirklich beobachteten Einsatz, der P_n -Einsatz zu finden sein. Ein Zeitablesefehler von dieser Größenordnung ist bei den Ablesegenauigkeiten auf den Schweizerstationen ganz unwahrscheinlich. Ist der beobachtete erste Einsatz in Chur die P_n -Phase selbst, so kommt diese dort um mindestens 2,1s zu spät an. Auch in Zürich sollte 1,4s vor der ersten beobachteten Welle die P_n -Welle zu finden sein. Auch dieser Wert überschreitet die mittlere quadratische Abweichung noch um das Doppelte. Dagegen liegt die Abweichung in Basel noch ganz im Bereich der zufälligen Schwankung, während in Neuchâtel P_n nach dem ersten Einsatz erscheinen sollte. Da P_n meistens sehr schwach ist, kann es, wenn es nicht zuerst im Seismogramm erscheint, nicht gefunden werden. Der erste Einsatz in Neuchâtel ist sicher nicht die P_n -Phase. Die Stationen der Gruppe III zeigen auch systematisch zu späte erste Einsätze, doch werden wir im folgenden diese Stationsgruppe, die ja gegenüber den Stationen der Gruppen I und II in einer ganz anderen Zone liegen, nicht weiter diskutieren.

2. Beben vom 30. 5. 1946, 3h 41m, $\varphi = 46^{\circ}19' \text{N}$, $\lambda = 7^{\circ}30' \text{E}$.

Dieses Beben war von den vielen Nachstössen, die auf den Hauptstoss folgten, das stärkste Beben, das wiederum auf vielen Stationen in Zentraleuropa gut aufgezeichnet worden ist. Der Stoss ist fast von der gleichen Stelle ausgegangen wie der Hauptstoss vom 25. 1. Wir wählen deshalb die gleichen Epizentral-Koordinaten. Das Bulletin du mois du mai 1946 der Zentralstation Strasbourg gibt als Einsatzzeiten der ersten Welle die Zeiten Kolonne 3, Tabelle 2.

Tabelle 2.

1 Station:	2 Distanz: A in km	3 Einsatz der 1. Phase beobachtet:	4 Einsatz der 1. Phase berechnet nach Gleichung (1):	5 Beobachtung minus Rechnung
I	Neuchâtel.....	86,4	3 h 41 m 30,0 s	-1,8 s
	Basel	135,7	38,5	+0,4
	Zürich	142,6	39,3	+0,4
	Chur	166,5	43,2	+1,3
II	Messtetten	235,3	50,3	-0,4
	Strasbourg	252,8	52,2	-0,8
	Clermont-Fd. .	345,6	66,0	+1,2
	Paris	467,6	81,0	+0,7
	Uccle	549,4	90,0	-0,7
	De Bilt	665,0	105,0	-0,4 ±0,8
III	Prato	391,5	71,0	+0,4
	Trieste.....	490,0	84,8	+1,7
	Roma	633,5	101,8	+0,8

Wiederum wurden in Tabelle 2 entsprechend wie vorher die Stationen in drei Gruppen (I—III) eingeteilt. Die aus den Stationen der Gruppe II mit Messtetten als Ausgangsstation berechnete Laufzeitgerade hat die Gleichung

$$T = 3 \text{ h } 41 \text{ m } 50,3 \text{ s} + \frac{A}{7,86 \text{ km/s}} - 29,5 \text{ s} \quad (2)$$

Nach (2) wurden wiederum für alle drei Gruppen die theoretischen Einsatzzeiten berechnet (Kolonne 4) und in Kolonne 5 mit den Beobachtungen verglichen. Die mittlere quadratische Abweichung für die Gruppe II beträgt $\pm 0,8$ s, sie ist etwas grösser als beim ersten Beben, besonders Clermont-Fd. im Westen zeigt eine ziemlich starke positive Abweichung von $+1,2$ s. Sehr wahrscheinlich lag das Epizentrum dieses Stosses ca. 3—4 km östlicher als angenommen wurde. Eine solche Verschiebung des Epizentrums geht mit dem vollen Betrag in die Distanzen von Chur, Clermont-Fd. und Trieste ein. Sie verkleinert um ca. 0,6 s die Differenz, Beobachtung minus Rechnung Kol. 5 in Clermont-Fd. und vergrössert entsprechend die Differenzen von Chur und Trieste, während die übrigen im Norden gelegenen Stationen der Gruppe II nicht wesentlich beeinflusst werden. Aber auch ohne diese Korrektion beträgt die Verspätung in Chur $+1,3$ s, das ist ein Betrag, der die Beobachtungsgenauigkeit der Station wesentlich übertrifft.

Die aus den beiden Beben errechneten Ausbreitungsgeschwindigkeiten für die P_n -Welle stimmen gut überein. Im Mittel ergibt sich der Wert $v_2 = 7,84$ km/s.

Eine andere Bebengruppe, die sich neuerdings für genaue Laufzeitdiskussionen eignet, sind die Beben der schwäbischen Alb. Der württembergische Erdbeben-dienst hat schon vor dem Kriege in Messtetten eine Erdbebenwarthe in Betrieb gesetzt, um das ganze unruhige Gebiet der Südwestalb besser überwachen zu können. Mit dieser Station wurde es möglich, die Epizentren der Albbeben genauer zu be-

stimmen und vor allem das fundamentale Problem der Herdtiefenfrage mit mehr Aussicht auf Erfolg behandeln zu können. Während des Krieges musste die Arbeit auf den württembergischen Warten zeitweise unterbrochen werden, aber schon im Jahre 1946 konnten die Stationen den Betrieb wieder aufnehmen. Seither sind von jenem Gebiet drei Schadenbeben ausgegangen, die alle sehr gut auf den schweizerischen Warten registriert worden sind. W. HILLER (Lit. 7) konnte mit Hilfe der Beobachtungen der Station Messtetten die Epizentren und Herdtiefen ziemlich genau festlegen.

Beben vom 14. 4. 47, 21h 30m, $\varphi = 48^{\circ}15' N$, $\lambda = 9^{\circ}00' E$.

Tabelle 3.

1 Station:	2 Distanz: Δ in km	3 Distanz- unterschied $\delta \Delta$ gegen Neuchâtel	4 $\delta \Delta$ 7,84	5 Einsatzzeit beobachtet:	6 Einsatzzeit berechnet Neuchâtel — $\delta \Delta/7,84$	7 Beobachtung minus Rechnung
Zürich ..	103,0	104,5	13,3s	21h 30m 58,8s	21h 30m 58,7s	+0,1s
Basel ...	131,5	76,0	9,7	31m 3,1	31m 2,3	+0,8
Chur	160,8	46,7	6,0	8,1	6,0	+2,1
Neuchâtel	207,5	00,0	0,0	12,0	12,0	0,0

Die Unterschiede $\delta\Delta$ der Epizentraldistanzen gegen die Epizentraldistanzen von Neuchâtel sind in Kol. 3 berechnet. Aus den beiden Walliser Beben ergab sich für die Ausbreitungsgeschwindigkeit der P_n -Welle der Wert 7,84 km/s. Der erste Einsatz in Neuchâtel ist sicher die P_n -Welle. Mit der Einsatzzeit dieser ersten Phase in Neuchâtel wurden die theoretischen Einsatzzeiten der P_n -Welle für die übrigen drei Stationen berechnet, indem man von der Einsatzzeit Neuchâtel die Werte $\delta\Delta/7,84$ (Kol. 4) abgezogen hat (Kol. 6). In Kol. 7 wurden diese theoretischen mit den beobachteten ersten Einsätzen verglichen. Auch hier finden wir wiederum eine Verspätung von 2,1s des ersten Einsatzes in Chur. In den Tabellen 4 und 5 wurden für zwei weitere gut beobachtete Albbebenen diese Rechnungen wiederholt.

Beben vom 28. 6. 47, 11h 13m, $\varphi = 48^{\circ}15' N$, $\lambda = 9^{\circ}00' E$.

Tabelle 4.

1 Station:	2 Distanz: Δ in km	3 Distanz- unterschied $\delta \Delta$ gegen Neuchâtel	4 $\delta \Delta$ 7,84	5 Einsatzzeit beobachtet:	6 Einsatzzeit berechnet:	7 Beobachtung minus Rechnung:
Zürich ..	103,0	104,5	13,3s	11h 13m 32,1s	11h 13m 31,2s	+0,9s
Basel ...	131,5	76,0	9,7	35,2	34,8	+0,4
Chur	160,8	46,7	6,0	40,9	38,5	+2,4
Neuchâtel	207,5	00,0	00,0	44,5	44,5	0,0

Beben vom 27. 1. 48, 3h 17m, $\varphi = 48^\circ 16' N$ $\lambda = 9^\circ 4' E.$

Tabelle 5.

1 Station:	2 Distanz: Δ in km	3 Distanz- unterschied gegen Neuchâtel:	4 $\delta \Delta$ 7,84	5 Einsatzzeit beobachtet:	6 Einsatzzeit berechnet:	7 Beobachtung minus Rechnung:
Zürich ...	106,4	106,0	13,5s	3 h 17 m 21,5s	3 h 17 m 20,6s	+0,9s
Basel ...	136,6	75,8	9,7	25,1	24,4	+0,7
Chur	161,4	51,0	6,5	30,7	27,6	+3,1
Neuchâtel	212,4	00,0	00,0	34,1	34,1	0,0

Auch für diese beiden Fälle bekommen wir für Chur Verspätungen von 2—3s. Im Mittel ergeben sich aus den fünf Beben für die drei Stationen Basel, Zürich und Chur als Verspätungen:

Zürich	Basel	Chur
$+ 0,7s \mp 0,5s$	$0,4s \mp 0,4s$	$2,2s \mp 0,6s$

In Chur übertrifft der Betrag der Verspätung die mittlere quadratische Schwanlung ganz beträchtlich, während diese Grössen auf den anderen beiden Stationen ungefähr gleich gross sind. Obschon auch in Chur der Betrag von im Mittel 2,2s eine kleine Grösse bedeutet, muss diese doch als reell angenommen werden. Schon bei früheren Laufzeituntersuchungen haben sich für Chur zeitweise grosse Verspätungen ergeben. Infolge der Ungenauigkeiten in den Epizentralbestimmungen war aber die Streuung bedeutend grösser, so dass die Verspätungen bis heute nicht als reell angenommen worden sind.

Wieso kommt nun die P_n -Welle auf der mitten im Alpengebiet gelegenen Station Chur systematisch um ca. 2,2s zu spät? Man kann diese Beobachtungstatsache gut verstehen, wenn man die am Anfang erwähnte Vorstellung von AIRY zu Hilfe nimmt. In der Gebirgszone sind die oberflächlichen Schichten der Erdkruste zu einem Wulst zusammengeschoben worden. Dieser Wulst überragt als Gebirge die Umgebung, besitzt aber ausserdem einen beträchtlichen Tiefgang. Beim Auftauchen der im Sima B gelaufenen P_n -Welle muss diese für Gebirgsstationen den relativ dicken Wulst mit kleineren Geschwindigkeiten durchlaufen, so dass sie sich auf den Gebirgsstationen etwas verspätet. Wir haben die Verhältnisse in Fig. 1 schematisch dargestellt.

Wir möchten vorausschicken, dass aus den seismischen Beobachtungen der letzten 30 Jahre mit aller Sicherheit hervorgeht, dass die äusserste Erdkruste geschichtet sein muss. Im wesentlichen wurden zwei Schichten festgestellt. Umstritten blieb bis heute nur die Tiefenlage der Schichtgrenze. Die äussere Schicht G , zur Hauptsache aus granitischem Gestein bestehend (Sal), hat für die Schallwelle P_g Ausbreitungsgeschwindigkeiten von $v_1 = 5—6$ km/s. Die tiefer liegende, aus basischem Material bestehende Schicht B (Sima) besitzt für die Schallwelle P_n Ausbreitungsgeschwindigkeiten von $v_2 = 7,8$ bis $8,1$ km/s. Falls der Herd, wie in Fig. 1 angenommen wurde, noch in der äussern, d. h. in der G -Schicht liegt, macht sich die Schichtung in den Seismogrammen von einer kritischen Herddistanz an durch Doppelinsätze bemerkbar. In unmittelbarer Herdnähe erscheint in der Registrierung zuerst die P_g -Welle. In der kritischen Distanz kommen P_g und P_n

gleichzeitig an. Entfernt man sich noch mehr vom Herd, so erscheint, allerdings infolge zweimaliger Brechung nur schwach, im Seismogramm zuerst die raschere in B gelaufene P_n -Welle. Mit Weiterwachsen der Herddistanz eilt die P_n -Welle der P_g -Welle immer mehr voraus. Als Beispiel geben wir in Figuren 2 und 3 die Registrierungen eines Bebens aus der Schwäbischen Alb in Basel und Neuchâtel. Auf der Station Basel (Fig. 2), die 136,6 km vom Herd entfernt liegt, kommt die P_n -Welle zirka 1,5 s vor der P_g -Welle an, auf der Station Neuchâtel in 212,4 km Entfernung vom Herd dagegen in zirka 5,1 s (Fig. 3).

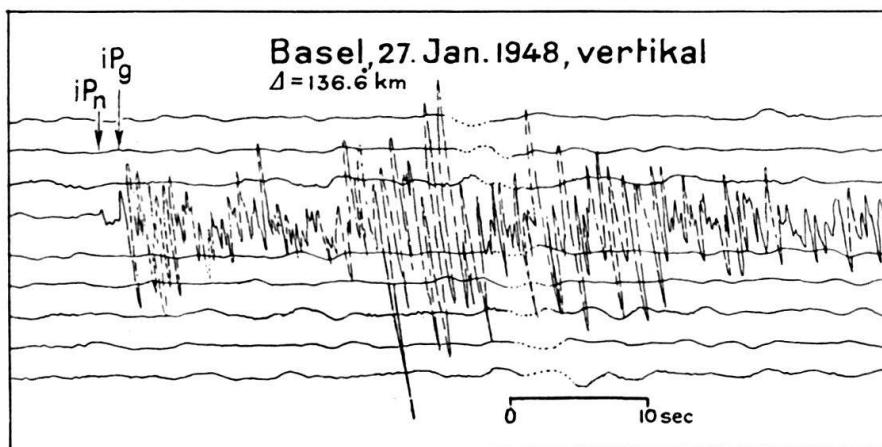


Fig. 2. Registrierung eines Bebens aus der Schwäbischen Alb in Basel. Vertikalkomponente.

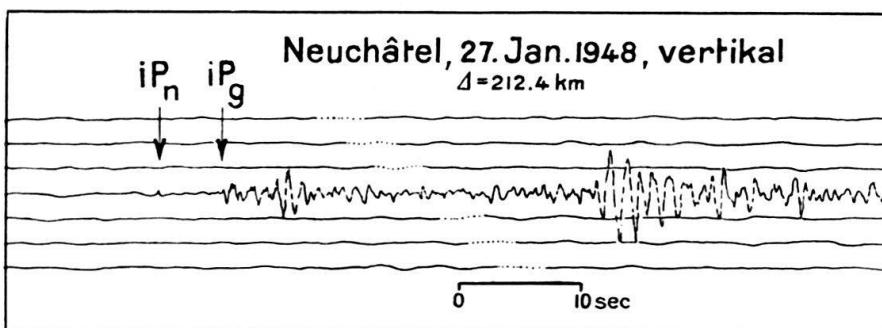


Fig. 3. Registrierung eines Bebens aus der Schwäbischen Alb in Neuchâtel. Vertikalkomponente.

Zur Flachlandstation (Fig. 1) geht die Welle P_n auf dem Weg 1, zur Gebirgsstation auf dem längeren Weg 2. Der Weg 1 setzt sich zusammen aus den Stücken: Herd bis A durchlaufen mit der Geschwindigkeit v_1 , A bis B durchlaufen mit der Geschwindigkeit v_2 und dem Stück B bis zur Station durchlaufen mit der Geschwindigkeit v_1 . Der Weg 2 zur Gebirgsstation besteht aus den Stücken: Herd bis A mit der Geschwindigkeit v_1 , A bis C mit der Geschwindigkeit v_2 und C bis zur Station mit der Geschwindigkeit v_1 . Für einen weit abgelegenen Herd kann man mit guter Näherung $AC = AC'$ setzen. Dann wird der Zeitunterschied δT zum Durchlaufen der beiden Wege

$$\delta T \sim \frac{x}{v_1 \cos i} - \frac{x \tan i}{v_2} \quad (3)$$

unter Berücksichtigung des Brechungsgesetzes sin $i = v_1/v_2$ geht der Ausdruck (3) über in

$$\delta T \sim \frac{x}{v_1} \cos i$$

oder

$$x \sim \delta T \frac{v_1}{\cos i} = \frac{\delta T}{\sqrt{\left(\frac{1}{v_1}\right)^2 - \left(\frac{1}{v_2}\right)^2}} \quad (4)$$

Diese Formel ist identisch mit Formel 11 von B. GUTENBERG²⁾.

Setzt man für die mittlere Geschwindigkeit im Wulst, der sich aus der granitischen Schicht G und den darüber aufgehäuften Deckenpaketen zusammensetzt, für $v_1 = 5,6$ km/s, ferner für $v_2 = 7,84$ km/s und für δT das Mittel der aus den fünf Beben gefundenen Verspätungen 2,2s, so ergibt sich für x

$$x = \frac{2,2 \text{ s}}{0,13 \text{ km/s}} = 17 \text{ km} \pm 4 \text{ km}$$

Dieser Wert beansprucht nicht endgültig zu sein. Die Rechnung ist eine erste Abschätzung. Sie ist streng gültig für elastisch homogene Medien. Der Wulst setzt sich aber aus mindestens zwei Teilen zusammen. In der Tiefe liegt die G -Schicht und darüber sind die Deckenpakete aufgehäuft. Laufzeitbeobachtungen der P_g -Welle lassen vermuten, dass das Deckenmaterial sehr wahrscheinlich etwas geringere Ausbreitungsgeschwindigkeiten besitzt als das granitische Grundgebirge, so dass beim Auftauchen der P_n -Welle aus der Tiefe diese beim Durchlaufen der Deckenpakete auch etwas verzögert wird. Die in Chur beobachtete Verspätung von P_n setzt sich also aus zwei Teilen zusammen. Der Hauptanteil an der Verspätung ist eine Folge des Tiefgangs, dazu kommt eventuell noch eine gewisse Verzögerung beim Durchlaufen der Deckenpakete. Der nach (4) berechnete Tiefgang von ca. 17 km dürfte aber bis auf wenige Kilometer den tatsächlichen Verhältnissen gerecht werden. Der Wulst geht nicht so tief, wie derjenige der Sierra Nevada, für den B. GUTENBERG nach Fig. 3 (Lit. 5) seiner Arbeit zirka 24 km findet.

Was die absolute Tiefenlage anbetrifft, so setzt deren genaue Bestimmung eine genaue Kenntnis der Herdtiefen voraus, denn ein Fehler in der Herdtiefe geht mit dem vollen Betrag in das Resultat ein. Die Unsicherheit in den Herdtiefenbestimmungen hat bei den bis heute durchgeföhrten Mächtigkeitsberechnungen für die Schicht G stark divergierende Werte ergeben. Zur Konstruktion der Fig. 1 haben wir für das nördliche Alpenvorland, d. h. für das Gebiet nördlich der Linie Zürich-Neuchâtel, das nach der Schwerekarte beurteilt, nur noch wenig gestört ist, mit den Beben aus der Schwäbischen Alb die Mächtigkeit der G -Schicht berechnet. Nach W. HILLER³⁾ wurden z. B. beim Beben Nr. 5 auf der Station Messtetten die Phasen iP 3h 17m 5,6s und iS 3h 17m 7,1s abgelesen. Daraus errechnet sich mit $iS - iP = 1,5$ s eine Hypozentraldistanz (Strecke Herd-Station) von 12—14 km, so dass man bei der Annahme einer Herdtiefe h von 10 km keinen grossen Fehler begeht, weil der Herd nicht direkt unter der Station lag.

²⁾ B. GUTENBERG: Seismological Evidence for Roots of Mountains. Bulletin of the Geological Soc. of America, April 1943, Vol. 54.

³⁾ W. HILLER: Vorläufiger seismischer Bericht des Württembergischen Erdbebendienstes, Stuttgart, Januar 1948.

In Neuchâtel wurden bei allen drei Beben ca. 5s nach dem ersten Einsatz P_n ein zweiter kräftiger Einsatz P_g beobachtet (vgl. Fig. 3). Die Ablesungen für die beiden ersten Einsätze in Neuchâtel sind folgende:

Tabelle 6.

Neuchâtel

	erster Einsatz P_n	zweiter Einsatz P_g
Beben vom 14. 4. 47 . . .	21 h 31 m 12,0 s	21 h 31 m 17,0 s
Beben vom 28. 4. 47 . . .	11 h 13 m 14,5 s	11 h 13 m 49,8 s
Beben vom 27. 1. 48 . . .	3 h 17 m 34,1 s	3 h 17 m 39,2 s

Der Zeitunterschied zwischen den beiden Einsätzen beträgt im Mittel $\varepsilon = 5,1$ s. Die P_g -Welle ist eine in den tieferen Partien der G -Schicht gelaufene Welle (Fig. 1, Weg 3). Die Ausbreitungsgeschwindigkeit dieser Welle ist ca. $v_1 = 6,0$ bis $6,1$ km/s, errechnet aus den Einsatzzeiten von Basel und Neuchâtel. Die Walliserbeben ergeben für die Ausbreitungsgeschwindigkeit von P_n den Wert $v_2 = 7,84$ km/s.

Die Tiefe d , in der die Grenzschicht zwischen den beiden Medien G und B unterhalb der Herdstelle liegt, ergibt sich aus der Formel

$$\varepsilon = \left(\frac{1}{v_1} - \frac{1}{v_2} \right) \Delta - (2d + h) \sqrt{\left(\frac{1}{v_1} \right)^2 - \left(\frac{1}{v_2} \right)^2} \quad (5)$$

und die Tiefe D dieser Grenzfläche unterhalb der Erdoberfläche

$$D = d + h$$

für $\Delta = 212,4$ km, $\varepsilon = 5,1$ s, $h = 10$ km, $v_1 = 6,0$ km/s und $v_2 = 7,84$ km/s findet man

$$d = 10 \text{ km} \quad D = 20 \text{ km} \quad (6)$$

Die hier gefundene Mächtigkeit der granitischen Schichten unterhalb der Flachlandstationen auf der Linie Neuchâtel–Basel–Stuttgart stimmt der Grössenordnung nach mit der neuerdings von CH. CHARLIER aus der Helgolandsprengung berechneten überein; ohne die sedimentären Deckschichten findet CHARLIER für diese Schicht unterhalb Belgien ca. 24 km. Auch unsere Rechnung kann nur eine erste Näherung bedeuten. Erstens besteht eine gewisse Unsicherheit in der Annahme einer Herdtiefe von 10 km, zweitens ist die Formel (5) nur eine Näherungsformel. Sie ist richtig, wenn in der ganzen G -Schicht die Ausbreitungsgeschwindigkeit v_1 überall die gleiche wäre, was sicher nicht zutrifft. Die Ausbreitungsgeschwindigkeit nimmt vom Herd gegen die Erdoberfläche hin etwas ab. Den äussersten Grenzfall erhält man in dieser Beziehung, wenn man die G -Schicht nochmals unterteilt, indem man annimmt, dass die Ausbreitungsgeschwindigkeit in den Partien der G -Schicht über dem Herd klein ist gegenüber der Ausbreitungsgeschwindigkeit v_1 in den Partien unterhalb des Herdes. Das horizontale Stück von Weg 3 würde diese neue Grenzschicht markieren. In diesem Fall reduziert sich die Gleichung (5) auf

$$\varepsilon = \left(\frac{1}{v_1} - \frac{1}{v_2} \right) \Delta - 2d \sqrt{\left(\frac{1}{v_1} \right)^2 - \left(\frac{1}{v_2} \right)^2} \quad (7)$$

und man erhält dann die Schichtdicken

$$d_{\max} = 15 \text{ km} \quad D_{\max} = 25 \text{ km} \quad (8)$$

$D_{\max} = 25$ km ist die maximale Tiefe für die Schicht mit dem Geschwindigkeitssprung v_1 auf v_2 unter dem Flachland. Im Gebiet von Chur erhalten wir für die maximal mögliche Tiefe noch (4) und (8)

$$D_{\max} = d_{\max} + h + x = 15 \text{ km} + 10 \text{ km} + 17 \text{ km} = 42 \text{ km}$$

Wahrscheinlicher ist eine um 5 bis 8 km geringere Tiefe. Nach (4) und (6) erhält man z. B.

$$D = d + h + x = 10 + 10 + 17 \text{ km} = 37 \text{ km}$$

Der hier gefundene Tiefgang ist beträchtlich geringer als der von B. GUTENBERG geschätzte. GUTENBERG gibt für das Alpenvorland und die Zentralalpen eine Tiefe von 55—60 km, für die südlichen Kalkalpen sogar 60—65 km. Die Analyse der beiden Walliserbeben mit den beträchtlichen Verspätungen der ersten Einsätze auf den Stationen der Gruppe III deutet auch auf eine grössere Mächtigkeit des granitischen Grundgebirges auf der Alpensüdseite hin, während die grösseren von GUTENBERG für das Alpenvorland und die Zentralalpen angegebenen Werte, vermutlich auf die zu gross angenommenen Herdtiefen zurückgeführt werden müssen.

Literatur.

1. Ch. CHARLIER: Deuxième Rapport sur l'Explosion d'Heligoland, Publ. du Servic Séismologique et Gravimétrique, Série S No. 3, Uccle 1947.
2. P. CALORI: Ricerche su terremoti ad origine vicina, Scosse del Consiglio dell'ottobre 1936 — XIV. Publ. dell'Ist. Naz. di Geofisica del Consigl. Naz. delle Ricerche, No. 7, Roma 1938.
3. P. CALORI: Studio microsismico del terremoto delle Prealpi Carniche dell'8 giugno 1934. Boll. del Com. per la Geodesia et la Geofisica del Consigl. Naz. delle Ricerche, Serie II, Anno V, No. 3, luglio 1935 — XIII.
4. B. GUTENBERG: Travel times for principal P and S phases over small distances in Southern California. Bull. of the Seismol. Soc. of America. Vol. 34 No. 1, 1944.
5. B. GUTENBERG: Seismological Evidences for Roots of Mountains. Bull. of the Geological Soc. of America. Vol. 54, April 1943.
6. B. GUTENBERG: Die mitteleuropäischen Beben vom 16. Nov. 1911 und vom 20. Juli 1913. Strasbourg 1915.
7. W. HILLER: Seismische Berichte der Württembergischen Erbebenwarten, Jahrgänge 1936—1948.
8. V. CONRAD: Das Schwadorfer Beben vom 8. Okt. 1927. Gerland's Beiträge zur Geophysik, Band XX, 1928.
9. HAROLD JEFFREYS: Earthquakes and Mountains. 1935.
10. ALBERT HEIM: Geologie der Schweiz, Band 2, erste Hälfte. Leipzig, 1921.
11. ALBERT HEIM: Die Gipfelflur der Alpen. Neujahrsblatt der Natf. Ges. Zürich, Bd. 129, 1927.
13. E. WANNER: Geschwindigkeit und Phasen der Erdbebenwellen im Alpengebiet. Vierteljahrsschrift der Natf. Ges. Zürich, 1930, Bd. 75, Zürich.

Manuskript eingegangen am 12. April 1948