

震 源 (第13報)*

モホロビッチ層中の震源域の大きさについて

高 木 聖**

On the Origin of Earthquake(the 13th paper)

On the volume of the origin of earthquake in the Mohorovičić layer

S. TAKAGI

Training School for Meteorological Observer

Where an earthquake has the volume of its origin, the P~S is shorter than where it has no volume. So we can estimate the volume of the origin of an earthquake. The author describes this method.

In paragraph 5 (Appendix), the author throws some doubts on Prof. B. Gutenberg's investigation.

§1. 序

震源域の大きさを初めて測定されたのは、九州大学の吉山良一教授であった⁽¹⁾。それは現在求められている走時曲線を、観測された走時曲線に合わせて、震源の中心における発震時 T_0 を求め、一方、 $P-P\sim S$ 直線から求められる震源域の表面における発震時 t_0 を求め、両者の差 T_0-t_0 から震源域の半径を求め、この方法によって求められた震源域は数個であったが、それでも震源域の半径の大きさは数 km から 40~50 km となっている。

米国の B. Gutenberg は、これとは全然別の概念から震源域の大きさを求めた⁽²⁾。それは地震を断層の生成によって起るものと仮定して、その破壊の速度 v は、 P 波の速度 v_p と S 波の速度 v_s との間くらいであろうと考え、破壊の中心から出た S 波よりも、破壊の進行とともに、生ずる S 波のほうがさきき到達する範囲があることを指摘して、実測値から求めた。それによると、断層の長さは 5 km から 50 km くらいまでとなっている。この思想によると $P\sim S$ の短くなる範囲は Fig. 1 または Fig. 2 の斜線の部分となるわけである⁽³⁾。日本の地震もこのようになっているかどうか調べたところ地表に走向断層ができて、断層方向のはっきりしている地震(北丹後、北伊豆、鳥取

* Received March 27, 1954

** 中央気象台研修所

(1) 吉山良一: 震源域の大きさについて, 地震 14, (1942)

(2) B. Gutenberg: Apparent Origin time of \bar{S} , Bull. Seis. Soc. Am. 33, (1943)

(3) Appendix 参照

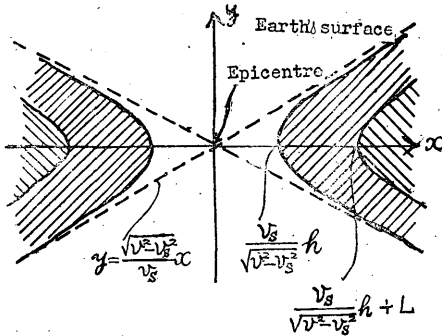


Fig. 1. Region of shorter P~S when a strike fault arises.

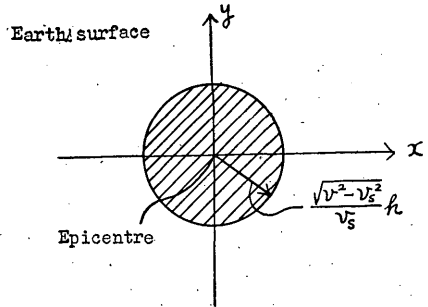


Fig. 2. Region of shorter P~S when a vertical fault arises.

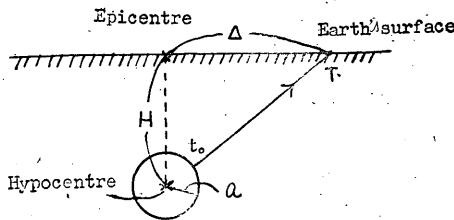


Fig. 3

各大地震など)については、このようなことは起っていない。でたらめになっていた。

筆者は岩しょう爆発説の立場から、震源域を一応球形と仮定して、 Δ -P~S 曲線の短くなることから震源域の大きさを求めた。

§2. 求め方

まず震源域の大きさがある場合の走時曲線に

ついて考えてみよう。震源域の表面における発震時を t_0 とすれば、震央距離 Δ における発震時 T は、震源域の半径を a 、震源域の中心までの深さを H とすれば、

$$T = t_0 + \frac{\sqrt{H^2 + \Delta^2} - a}{v_p} \tag{1}$$

これは、

$$\frac{(T - t_0 + \frac{a}{v_p})^2}{(\frac{H}{v_p})^2} - \frac{\Delta^2}{H^2} = 1 \tag{2}$$

となり、 $t_0, \frac{a}{v_p}$ は常数であるから、 Δ - T 曲線は双曲線となる。もちろん、こゝには地殻は一様なものとしてあるが、層のある場合にも適用できることである。この双曲線の形は $\frac{H}{v_p}$ と H によって決まる。すなわち、震源域の大きさ a に無関係である。このことは、層のある場合でも同じである。したがって、震源域の大きさがあってもなくても、震源の深さ H は走時曲線の形から決まることになる。そうして、その双曲線の中心、すなわち、座標の原点における T が $t_0 - \frac{a}{v_p}$ を示すことになる。この t_0 を P-P~S 直線から求めたのが吉山教授であった。ところが、この方法で t_0 を求めることは、現在の気象台の観測からでは非常に危険な場合がある。それは、モホロビチック層中の地震についてであるが、それについては後述する。その他、震源域 a が 0 の場合の t_0 、すなわち、 T_0 が理論的に求められていなければならない。ところが、現在までの理論的走時曲線はこの

目的のためには不充分であって、震源域の大きさを求めるような精密な研究には用いられない。また、事実上、観測された走時曲線の中心、すなわち、原点を求めることは困難である。それで、筆者は次のような有効な方法を考案した。それは $P \sim S$ を用いる方法である。

$P \sim S$ の走時曲線はこの場合、

$$P \sim S \equiv \tau = \left(\frac{1}{v_s} - \frac{1}{v_p} \right) \left(\sqrt{H^2 + \Delta^2} - a \right) \quad (3)$$

であり、これは、

$$\frac{\left(\tau + \frac{v_p - v_s}{v_p v_s} a \right)^2}{\left(\frac{v_p - v_s}{v_p v_s} \right)^2 H^2} - \frac{\Delta^2}{H^2} = 1 \quad (4)$$

となる。この形も、やはり、 $\frac{v_p - v_s}{v_p v_s} H$ と H により決まる。震源域の大きさ a には無関係であるところが、 $P \sim S$ 走時曲線の場合は P 走時曲線の場合と違い、観測値のほうから初めから Δ 座標軸が決まっている（これがこの方法の最もよい所である）。それゆえ、 P 走時曲線の場合のような細工をしないですむ。この Δ 座標軸が震源域の大きさによって上下するわけである。それは震源域のない場合と比較して $\frac{v_p - v_s}{v_p v_s} a$ だけ上に移動する。すなわち、それだけ各地の $P \sim S$ が短くなるのである。ゆえに、地震の深ささえ決まれば、震源域の大きさは求められることになる。この深さは P の走時曲線から求めるほうがまちがいがなくてよい。そのためには、内部構造がはっきりしていて、走時曲線が理論的に正確に求められている必要があるが、それには最近村井五郎氏が精力的に計算されたものが比較的精密であって、この目的には好都合である⁽⁴⁾。

実際には次のような方法による。村井氏が求められた走時曲線は験震時報 18 (昭 28, 1953) の震源第 12 報にのっている。これは地震の深さ 10 km ごとに計算されているので、非常に都合がよい。これをトレイシングペーパーなどに製図しておいて、観測された走時曲線の上に乗せてみる。そうすると、ほとんど全観測値が、このトレイシングペーパーの走時曲線にのるようなものが見出されるはずである。そのときの走時曲線の地震の深さが、この地震の深さである。こうして簡単に地震の深さは決定される。現在までに求められた他の走時曲線は村井氏のものほど全観測値に一致しない。

こうして地震の深さが決まると、その深さの $\Delta - P \sim S$ 曲線も村井氏の走時表から求められるから、これもトレイシングペーパーなどに製図しておいて、これを観測された地震の $\Delta - P \sim S$ 走時曲線の上に乗せる。このとき次のような重要な現象にぶつかるから注意されたい。すなわち、Fig. 4 のように、転向円の内側の観測は、この村井氏の $\Delta - P \sim S$ 走時によくのるが、転向円外の観測は乗らない場合があるということである。これは、村井氏の求められたものは最短の $P \sim S$ である

⁽⁴⁾ 高木聖, 村井五郎: 震源 (第 12 報), 験震時報 18, (1953) 105~119

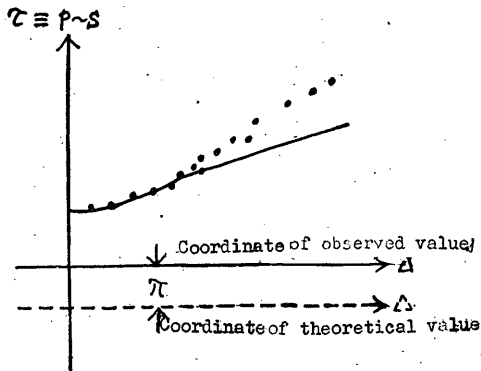


Fig. 4. Application of Δ - $P\sim S$ curve.

あまり大きなまちがいが無いのである。これがさきに述べた吉山氏の方法の欠点となっていた。それは Fig. 5 に示すように、このような場合には、 $P\sim P\sim S$ 直線は直線にならないで、折れた直線(実線)になるが、このことがわかっていないときは、理論的には直線になるはずであるので、破線のように描くのが通例である。そうすると、 t_0 を求める場合、実際の t_0 とは差ができる。したがって、震源域の大きさにも非常に大きなまちがいを生じることになる。このことは筆者の方法を実行してはじめて明らかとなったものである。従来、 $P\sim P\sim S$ が直線にならないことから、地殻は $\lambda \neq \mu$ であるように考えていたようであるが、このことが判然としてはじめて $\lambda = \mu$ でよいことがわかった。疑われる方は深い地震の $P\sim P\sim S$ を作ってみ

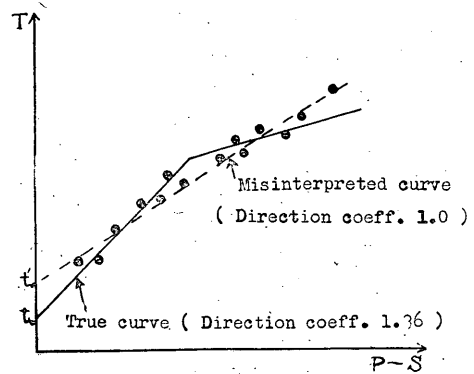


Fig. 5. $P\sim P\sim S$ curve for an earthquake occurred in the Mohorovicic layer.

られると直線になることに気付かれるであろう。しかも、その直線は $\lambda = \mu$ でよいことを示しているはずである。この研究は神戸海洋気象台の田中藤蔵技官によって行われた⁽⁵⁾。また従来、気象台で行なっている $\Delta\sim P\sim S$ によって震央を求める方法は、 $P\sim S$ として報告されている S が S_{α} なのか S_{β} なのか S_{γ} なのか不明の場合が多いので、いかにあやまりやすいかわかるであろう。したがって、従来の方法で求められた震央は往々にしてまちがっていることがあった。こゝに記して注意を喚起する次第である(実際には等発震時線、初動の方向、走時曲線などを併用している)。

こうして観測された $\Delta\sim P\sim S$ 曲線と村井氏の $\Delta\sim P\sim S$ 曲線を一致させたとき、Fig. 4 に示すように、両者の Δ 座標は一致しないで、いくぶん離れるものである。この差を π 秒とすると、こ

(5) 田中藤蔵：地殻の弾性係数間関係について。昭和25年5月 海洋気象学会にて発表。

の π は (4) 式から,

$$\pi = \frac{v_p - v_s}{v_p v_s} a \quad (5)$$

であることは明らかである。ゆえに,

$$a = \frac{v_p v_s}{v_p - v_s} \pi$$

として震源域の半径 a は求められる。ここに、地殻の弾性係数を $\lambda = \mu$ とすれば (大体そうになっている),

$$a = \frac{v_p}{\sqrt{3}-1} \pi \quad (6)$$

として簡単に求められる。ここに、 v_p は震源のある部分の P 波の速度を用いなければならない。

§3. 結果

こうして求めたものが震源域の表である。この中の○印を附してあるのは、 Δ - P 走時曲線ならびに Δ - P ~ S 走時曲線ともに比較的良好のものである。すなわち、あまりばらついていないものである。この表によると、相当大きな地震でも、震源域の大きさは 10 km くらいのものである。しかし、20 km くらいの地震もある。だいたい、福島県沖、鹿島灘のものは大きく出ている。特に注意をひくのは、徳島県那賀郡の地震である。陸上の地震としてはかなり大きい大地震でも、三河、福井、北伊豆、西埼玉、静岡地震等は小さい。

ついでに求められた地震の深さも問題である。福井地震は 35 km、北伊豆は 15 km、鳥取も 15 km、静岡、男鹿半島および田辺湾はいずれも 40 km で、北丹後 5 km となっている。

Table of hypocentral region

Date	Location	H	τ	a	Date	Location	H	τ	a
		km	sec	km			km	sec	km
1923 IX 1	関東 東海	45	1.0	8.6	1938 XI 5	福島県沖	20	1.5	10.2
1944 XII 7	東南海	40	1.0	8.6	1938 XI 7	"	20	1.8	12.3
1945 I 13	三南海	15	0.5	3.4	1939 VIII 22	"	20	1.0	5.8
1946 XII 21	三南海	50	1.2	10.3	1940 I 27	静岡石廊崎沖	25	0.5	3.4
1948 VI 28	福井	35	0.3	2.6	○ 1941 IV 6	山口県須佐	20	0.5	3.4
1927 III 7	北丹後	5	0.6	4.1	1941 VII 15	長野野	20	1.2	8.2
1929 IV 16	鹿島灘	20	1.6	10.9	1941 VII 20	日向灘	20	2.0	13.6
1930 III 22	汐吹崎	20	0.4	2.7	○ 1943 VIII 12	福島県田島	15	1.0	6.8
1930 X 17	大聖	20	1.0	6.8	1943 IX 10	鳥取	15	1.4	9.6
1930 XI 26	北伊豆	15	0.5	3.4	1943 IX 10	鳥取青谷	20	1.2	8.2
1930 XII 6	淡路島	20	0.8	5.5	1943 X 13	長野古間	10	0.8	5.5
1930 XII 20	広島三	15	0.5	3.4	○ 1928 II 12	小貝川	50	1.0	8.6
1931 VI 23	鹿島灘	20	2.5	17.1	1929 V 22	日向灘	40	0.4	3.4
1931 IX 9	鳥取	20	1.6	10.9	1929 VII 27	丹沢	40	1.3	11.2
1931 IX 21	西崎	20	0.2	1.4	○ 1930 V 1	九十九里浜北	40	0.2	1.7
○ 1934 VIII 18	岐阜八幡	20	0.5	3.4	1930 VI 1	那珂川下流域	50	0.7	6.0
1934 XI 8	新潟名立	20	1.7	11.6	○ 1930 VIII 17	浦水水道北部	40	0.1	0.9
1936 II 21	河内大和	20	1.8	12.3	1931 II 17	浦	30	0.5	4.3
○ 1937 X 17	河内大岬	20	1.0	6.8	1931 VI 11	富士山東麓	40	0.4	3.4
1937 XI 23	甲斐	15	1.0	6.8	○ 1931 VI 17	相模川中流域	45	0.5	4.3

Date	Location	H	τ	a	Date	Location	H	τ	a
		km	sec	km			km	sec	km
1931 VII 10	九十九里浜北	40	1.7	14.6	○ 1938 IX 22	鹿島灘	40	1.7	14.6
1931 VIII 10	大井川中流域	30	0.7	6.0	1938 X 29	犬吠岬沖	40	1.0	8.6
○ 1931 IX 16	山梨県掛川上	30	0.5	4.3	1938 XI 8	福島県沖	40	0.7	6.0
1931 XII 22	天草大矢野島	40	0.6	5.2	1938 XII 3	〃	40	0.4	3.4
1932 VI 22	犬吠岬沖	30	2.0	17.2	1939 II 12	岐阜県関原	40	1.5	12.9
1932 XI 26	新冠川河口	50	0.2	1.7	1939 V 1	男鹿半島	40	0.2	1.7
1933 IX 21	能登	25	1.0	8.6	1940 V 28	徳島県那賀郡	50	2.0	17.2
1935 II 20	九十九里浜北	30	1.0	8.6	1941 II 9	犬吠岬沖	35	0.5	4.3
1935 IV 12	茨城県北東部	50	0.2	1.7	1943 IV 11	鹿島灘	40	2.0	22.4
1935 VI 29	勝浦南方沖	40	0.3	2.6	1943 III 4	鳥取県賀露	30	1.1	9.5
○ 1935 VII 11	静岡	40	1.5	12.9	H : Focal depth (depth from the surface to the centre of hypocentral region). τ : Difference between P~S observed and that when $a=0$. a : Radius of hypocentral region.				
○ 1937 II 27	山口県室津沖	50	1.5	12.9					
○ 1937 VII 4	新潟県焼山	35	1.0	8.6					
○ 1937 XI 27	犬吠岬沖	40	0.2	1.7					
○ 1938 I 12	和歌山県田辺	40	0.8	6.9					

§4. 結

ごく最近、豊岡測候所の土高技官は関西以西の昭和2年以來のたくさんの地震に対し、この方法を適用されて精力的に調査され、内部構造の微細の点までも明らかにしておられる。このような研究は将来、防災上非常に大切なことであり、われわれの生活と密接な関係のある研究であるので、非常に重要な研究と思う。

筆者の研究は昭和25年5月12日(1950年)に完結したものであり、その概要は神戸気象台彙報第116号にのせたものであるが、その全容をここに記載して、一般の批判をあおぐものである。

§5. Appendix—B. Gutenberg 氏の方法について

地殻の破壊断層の中心から直接出る S_1 波の到着時間を t_1 、破壊の進行とともに発生する S_2 波の到着時間を t_2 とすれば、

$$t_1 = \frac{\sqrt{h^2 + y^2 + x^2}}{v_s} \tag{1'}$$

$$t_2 = \frac{|x'|}{v} + \frac{\sqrt{h^2 + y^2 + (x - |x'|)^2}}{v_s} \tag{2'}$$

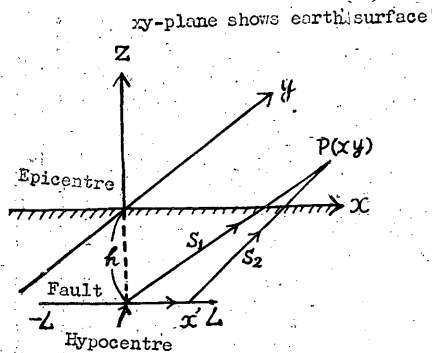


Fig. 6

である。ここに、 x, y は Fig. 6 のように座標を取った場合の観測点の地表位置であり、 h は地震の深さの絶対値である。 x' は破壊の進行とともに生じた S 波の発生位置であって、時間の函数となる。 v は破壊の進行速度であって、B. Gutenberg によれば、 $v_p > v > v_s$ である。

t_2 の最短時間、すなわち、観測点に到着する S_2 波の最短時間は $\frac{\partial t_2}{\partial x'} = 0$ の場合であるから、(2') から、

$$\frac{1}{v} - \frac{x - |x'|}{v_s \sqrt{h^2 + y^2 + (x - |x'|)^2}} = 0$$

$$\text{すなわち, } \frac{x - |x'|}{\sqrt{h^2 + y^2 + (x - |x'|)^2}} = \frac{v_s}{v} \quad (3')$$

$$\text{これから, } |x'| = x - \frac{v_s}{\sqrt{v^2 - v_s^2}} \sqrt{h^2 + y^2} \quad (4')$$

として、観測点に到着した S_2 波の発生位置が出る。このとき、その要する時間は、

$$t_2 = \frac{x}{v} + \frac{\sqrt{v^2 - v_s^2}}{v v_s} \sqrt{h^2 + y^2} \quad (5')$$

となる。これを (1') と比較するため、 $t_1^2 - t_2^2$ を求めると、

$$t_1^2 - t_2^2 = \left(\frac{\sqrt{v^2 - v_s^2}}{v v_s} x - \frac{\sqrt{h^2 + y^2}}{v} \right)^2$$

となり、この右辺は実数の範囲では常に正であるから、 $t_1 \geq t_2$ (6')

となる。すなわち、常に S_2 波のほうが S_1 波より先に到着することになる。ところが、これは x' が (4') 式を満足する場合のことであって、そうでない場合はこのようにはならない。すなわち、 $t_1 < t_2$ となって S_1 波のほうが S_2 波より先に到着し、B. Gutenberg の主張のようにはならないのである。この範囲を示すのが (4') 式である。

$$\text{いま、断層の長さを } 2L \text{ とすれば、} L \geq |x'| \geq 0 \quad (7')$$

$$\text{であるから、(4') から、} L \geq x = \frac{v_s}{\sqrt{v^2 - v_s^2}} \sqrt{h^2 + y^2} \geq 0 \quad (8')$$

となる。すなわち、この範囲だけが $t_1 \geq t_2$ の範囲となる。この範囲は、

$$\frac{x^2}{v_s^2 h^2} - \frac{y^2}{h^2} = 1 \quad (9')$$

$$\frac{(x-L)^2}{v_s^2 h^2} - \frac{y^2}{h^2} = 1 \quad (10')$$

(9') と (10') の双曲線にはさまれた部分である。これが Fig. 1 の斜線の部分である。この部分が $P \sim S$ のいちばん短くなる部分である。しかし、(10') の双曲線のうち、すなわち、Fig. 1 の違った斜線の引いてある部分もやはり $t_1 > t_2$ となる。しかし、この部分は二つの双曲線にはさまれた部分ほどは $P \sim S$ の短くなる率が小さい。この二つの斜線の部分以外は $t_1 < t_2$ となる部分である。したがって、この範囲では $P \sim S$ は短くならない。垂直断層の場合はこの斜線の部分が Fig. 2 のようになるのである。それではどのくらい $P \sim S$ が短くなるか、いまかりに、 $v = 5.0 \text{ km/sec}$, $v_s = 4.0 \text{ km/sec}$, $L = 20 \text{ km}$ として、 $y = \frac{3}{4}x$ の所で観測するとしても、最大 1 秒くらいしか短くならないのである。

筆者は日本の地震でも、この部分がはたして短くなっているか調べてみたが、そのようになっていると思われるものは一つもなかった。これから考えても、断層の生成によって地震が起るといふ考え方はまちがっていると思う。