

磁気テープ記録式電磁地震計による地震の マグニチュードの決定*

吉 田 弘**

550.340

Instrumental Magnitudes of Earthquakes by Electromagnetic Seismographs with Magnetic Tape Recorder

Hiromu Yoshida

(Seismological Division, J.M.A.)

In Japan, the magnitude of earthquakes, M , is determined by the Tsuboi formula, $M = \log A + 1.73 \log d - 0.83$, where A is the ground amplitude in micron and d is the epicentral distance in km.

A new seismic observation system of electromagnetic seismograph with magnetic tape recorder has been developed by J.M.A. The constants of the seismometer used in this system (JMA-67 type) are T_0 : 1.0 sec and magnification: 1000.

In this paper, a formula to estimate the earthquake magnitude is derived from the data of the seismographs at seven stations.

The mean formula of seven is as following:

$$M_0 = \log A + 2.04 \log L - 1.41$$

A : amplitude in micron

L : hypocentral distance in km

$$L = (d^2 + h^2)^{1/2}$$

h : focal depth

This formula is valid for $M_0 < 5$ and $L < 500$ km.

1. はじめに

現在気象庁では、地震のマグニチュードを、次式で表わされる坪井の式より求めている。

$$M = \log A + 1.73 \log d - 0.83 \quad (1)$$

A は μ で表わした最大振幅, d は km で表わした震央距離である。

なお、小地震については渡辺 (1971) が松代地震の観測結果より次式を得ている。

$$M = \log A + 2.31 \log d - 1.38 \quad d < 40 \text{ km} \quad (2)$$

マグニチュード M を求めるには、強震計、59型直観地震計、ウィーヘルト地震計による振幅を用いるが、これらの地震計の他に小地震資料の提供を目的の1つとし

た磁気テープ記録式電磁地震計 (67型地震計と呼ぶ) がある。

ここでは、この地震計による振幅よりマグニチュードを決める式を求めた。また、振幅と $S-P$ 時間とからマグニチュードを推定する式についても検討した。

今回使用した67型地震計の各定数を Table 1 に示す。

Table 1 Constants of the 67 type seismometer.

Period	1.0sec	
Generator Constant	2.0V/kine	(surface)
	1.0V/kine	hole-type, vertical
	0.3V/kine	hole-type, horizontal
Damping Constant	0.5	

* Received June 13, 1972

** 気象庁地震課

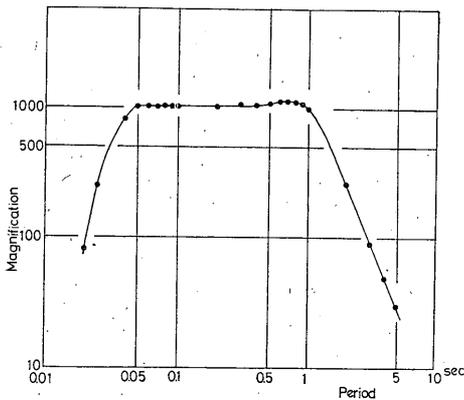


Fig. 1. Response curve of the JMA-67 type seismograph.

変換器に地上型と埋設型のもの2種類あるが、総合倍率は同じである。Fig. 1 に倍率曲線を示してある。

2. 資料

使用した資料は、水戸、網代、宇都宮、熊谷、前橋（以上変換器地上型）館山、銚子（以上変換器埋設型）での観測結果である。

気象庁によりマグニチュード M の決定された地震のうち上記官署からの最短の震央距離が 300 km 以内の地震（1970年 Jan. から Dec. までの List of Earthquake Origins より）を選び、これらの地震の各観測点での振幅を使用した。これらの地震を観測点ごとにマグニチュード別に分けたものを Table 2 に示す。

Table 2 Number of earthquakes at several classified by magnitude

M	Mito	Utsunomiya	Ajiro	Kumagaya	Maebashi	Tateyama	Choshi	Total
3.0	1	2	0	0	1	0	0	4
1	0	0	0	0	0	0	0	0
2	2	3	0	2	0	1	0	8
3	2	5	1	2	1	1	1	13
4	4	4	1	2	2	2	1	16
5	4	5	2	1	1	0	1	14
6	6	9	6	7	4	7	4	43
7	6	6	2	4	2	2	2	24
8	9	9	5	3	3	4	6	39
9	9	10	3	8	6	5	5	46
4.0	9	15	6	6	8	5	9	58
1	9	8	3	6	6	4	3	39
2	7	11	6	6	6	6	7	49
3	6	7	3	4	4	4	5	33
4	3	4	3	2	2	3	3	20
5	4	4	3	3	3	3	1	21
6	3	3	1	2	1	2	1	13
7	4	4	3	2	1	3	2	19
8	3	4	3	1	2	3	3	19
9	1	2	2	2	1	2	2	12
5.0	1	1	1	1	1	1	0	6
	93	116	54	64	55	58	56	496

3. 処理方法

つぎのような仮定のもとに処理を行なった。

- 1) List of Earthquake Origins のマグニチュード M の値は正しい。
- 2) 震央距離はたかだか 300 km くらいの地震を対象とするから、震央距離 A の代りに震源距離 L を使用し、

マグニチュード M_0 は次式の形式で表わされるものとする。

$$M_0 = \log A + \alpha \log L + \beta \quad (3)$$

ここで $L = (A^2 + h^2)^{1/2}$, h は震源の深さである。

つぎに、ある地震について観測された地震の振幅 A を $M=4.0$ に対応する振幅 A' に換算する。たとえば、 $M=3.8$ の地震で振幅 A の値が $\log A = 1.5$ であれば

$M=4.0$ のときには、 $\log A' = 1.5 + (4.0 - 3.8) = 1.7$ となる。

このようにして1970年の資料について振幅 A' を求

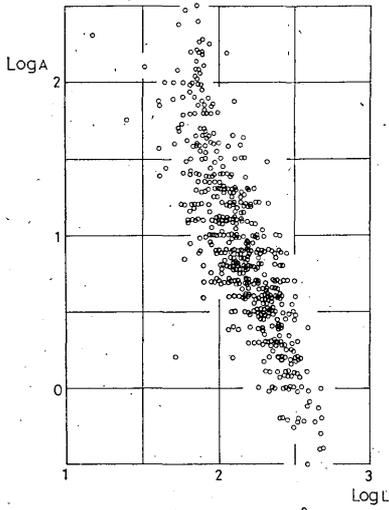


Fig. 2. Relationship between amplitude A reduced to $M=4.0$ and focal distance L .

め、 $\log A'$ を縦軸に、 $\log L$ を横軸にプロットしたものを Fig. 2 に示す。

Fig. 2 より $\log A' = a \log L + b$ の形で表わされるとして最小2乗法により係数 a, b の値を求めると、

$$\log A' = 2.04 \log L + 5.31 \quad (4)$$

となる。

この(4)式は $M=4.0$ についての式であるから、(3)式、(4)式より(3)式の係数 α, β の値を求めると、

$$\alpha = 2.04, \beta = -1.31 \quad (5)$$

となり、求める式は次式のようなになる。

$$M_0 = \log A + 2.04 \log L - 1.31 \quad (6)$$

(6)式により各観測点ごとに各地震について M_0 を求め、

$$\Delta M = M - M_0 \quad (7)$$

によりマグニチュードの残差 ΔM を求め、ついで ΔM の平均値を求める。すなわち、

$$\gamma = \sum \Delta M / n \quad n \text{ は地震の数} \quad (8)$$

(8)式の値を各観測点の station correction とする。station correction を補正した式は、

$$M_0 = \log A + 2.04 \log L - 1.31 + \gamma \quad (9)$$

となる。各観測点ごとの γ の値を Table 3 に示す。

Table 3 Station Corrections

Mito	Utsunomiya	Ajiro	Kumagaya	Maebashi	Tateyama	Choshi
-0.19	-0.21	0.14	-0.06	0.18	0.22	0.31

なお、参考のため、各観測点ごとの資料だけを使って、それぞれの官署に対する(3)式の係数 α, β の値を求めると、

$$M_0 = \log A + 2.15 \log L - 1.58 \quad \text{水戸 (9-a)}$$

$$M_0 = \log A + 2.15 \log L - 1.42 \quad \text{網代 (9-b)}$$

$$M_0 = \log A + 2.86 \log L - 3.29 \quad \text{宇都宮 (9-c)}$$

$$M_0 = \log A + 1.92 \log L - 1.11 \quad \text{熊谷 (9-d)}$$

$$M_0 = \log A + 1.71 \log L - 0.40 \quad \text{前橋 (9-e)}$$

$$M_0 = \log A + 1.76 \log L - 0.46 \quad \text{館山 (9-f)}$$

$$M_0 = \log A + 1.77 \log L - 0.47 \quad \text{銚子 (9-g)}$$

となる。

(6)式および(9-a)~(9-g)式で $M_0=4.0$ としたときの $A \sim L$ 曲線を Fig. 3 に示す。

4. 結果についての検討

Table 2 の全資料について、(6)式から求めた M_0 と M との差、 ΔM 、を M および L に対してプロットし

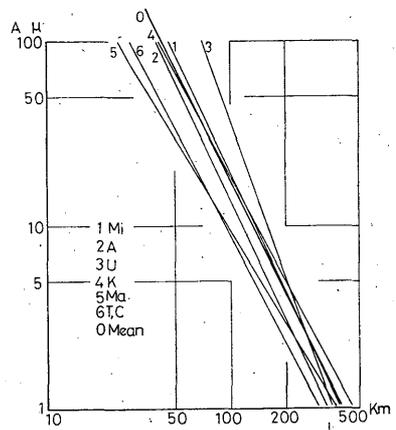


Fig. 3. Attenuation curves of $M=4.0$ against focal distance L . Mi; Mito, A; Ajiro, U; Utsunomiya, K; Kumagaya, Ma; Maebashi, T; Tateyama, C; Choshi.

たものを Fig. 4 および Fig. 5 に示す。

Fig. 4 において、 M が 3.5 以下の地震では ΔM が負になる傾向が見られる。このことは Table 2 よりわかるように M が 3.5 以下の地震については、水戸、宇都宮両官署の資料が過半数を占め、この2官署の γ の値は負であり、この影響があらわれているものと考えられる。

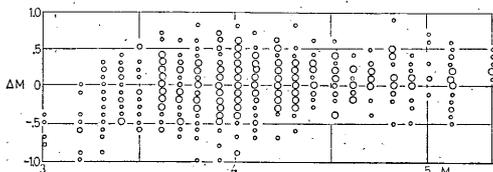


Fig. 4. Magnitude residuals $\Delta M = M - M_0$ vs M , where M_0 denotes author's magnitude (Eq. (6)). Small circles; only one datum, medium circles; two, large circles; more than three.

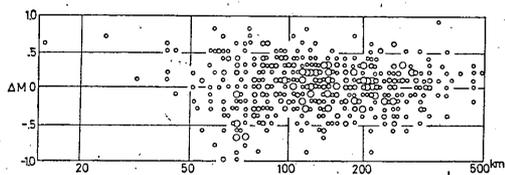


Fig. 5. Magnitude residuals $\Delta M = M - M_0$ vs focal distance L .

Fig. 5 については目立った傾向はない。つぎに各観測点について station correction, γ , の補正をし、つまり(9)式により M_0 を計算し、 $\Delta M = M - M_0$ を求め、 ΔM を M および L に対してプロットしたもののうち、地上型変換器、埋設型変換器の設置官署の代表としてそ

れぞれ水戸、館山の結果をそれぞれ Fig. 6-a から Fig. 6-d に示す。

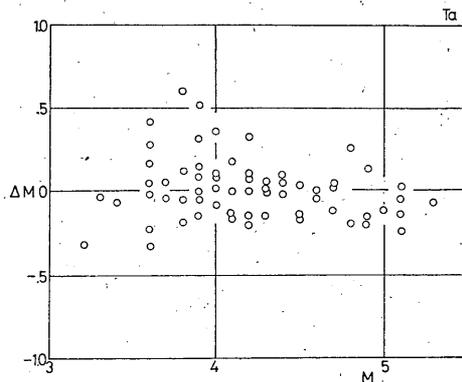


Fig. 6-b Magnitude residuals $\Delta M = M - M_0$ vs M at Tateyama.

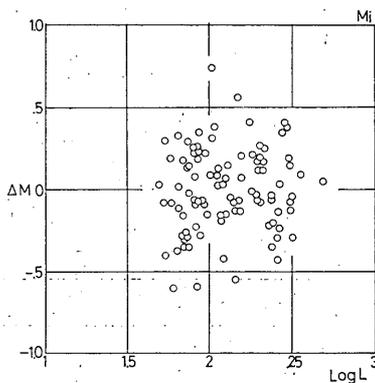


Fig. 6-c Magnitude residuals $\Delta M = M - M_0$ vs $\log L$ at Mito.

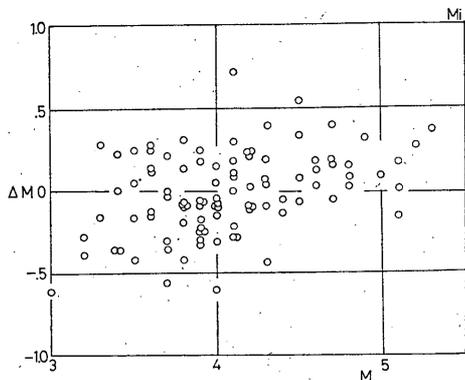


Fig. 6-a Magnitude residuals $\Delta M = M - M_0$ vs M at Mito.

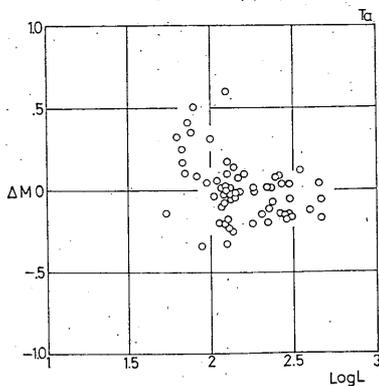


Fig. 6-d Magnitude residuals $\Delta M = M - M_0$ vs $\log L$ at Tateyama.

これらの図より顕著な傾向はなく(6)式、(9)式はほぼ満足できる結果を与えるものと考えられる。

5. L と T_{sp} との関係

(6)式によりマグニチュード M_0 を計算するには震源距離 L が必要である。しかし、震源の決らない地震の記録もありこの地震のマグニチュードを推定するため震源距離 L と $S-P$ 時間 T_{sp} について調べた。

鷺坂・竹花の $P \sim S$ 走時表より各深さごとに L を T_{sp} についてプロットしたものを Fig. 7 に示す。この図よ

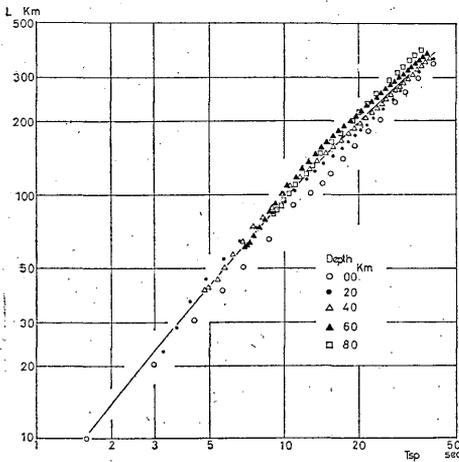


Fig. 7. Focal distance L against $S-P$ times obtained from Takehana-Sagisaka's Table T_{sp} . A curve denotes the mean one (Eq.(10)).

り $L = a + bT_{sp} + cT_{sp}^2$ の形式で最小2乗法により係数 a, b, c を求めると

$$L = -7.5 + 10.17T_{sp} - 0.02T_{sp}^2 \quad (10)$$

となる。

つぎに1971年 Jan. から June までの List of Earthquake Origins の地震のうち各観測点で比較的 P 相、 S 相のはっきり検測できるものについて、 L と T_{sp} との関係のプロットしたものを Fig. 8 に示す。図中の曲線は(10)式で表わされるものであり実測値は、(10)式によって表わされているとみてよい。

1971年 Jan. から June までの間、白河測候所で観測された地震について、(6)式と(10)式とからマグニチュード M_0 を求め、 M_0 と M との残差 $\Delta M = M - M_0$ を求め ΔM を M および T_{sp} についてプロットしたものをそれぞれ Fig. 9-a, 9-b に示す。これらの図よりみると、(6)式、(10)式より求めた M_0 は M とかなり良く

適合する。

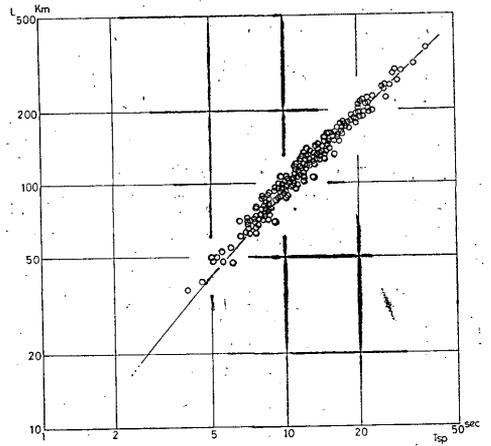


Fig. 8. Focal distance L against observed $S-P$ times T_{sp} . A curve is the same one shown in Fig. 7.

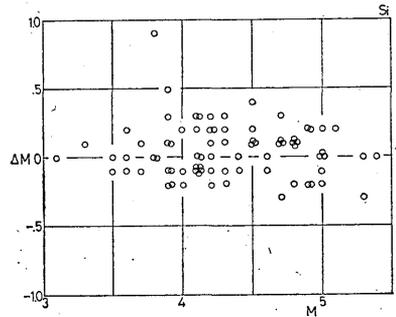


Fig. 9-a Magnitude residuals $\Delta M = M - M_0$ vs M at Shirakawa.

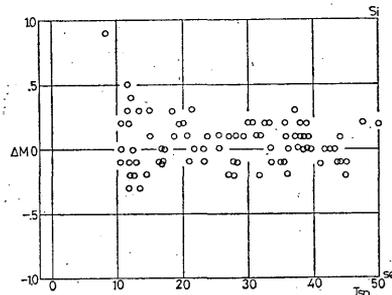


Fig. 9-b Magnitude residuals $\Delta M = M - M_0$ vs T_{sp} at Shirakawa.

6. 結論

以上の結果を要約すると

- 1) 震央距離 A の代りに震源距離 L を使用しマグニチュード M_0 を求める式として、

$$M_0 = \log A + 2.04 \log L - 1.31$$

$$M_0 < 5 \quad L < 500 \text{ km}$$

を得た。また、

- 2) 震源距離 L と $S-P$ 時間 T_{sp} との関係は

$$L = -7.05 + 10.17 T_{sp} - 0.02 T_{sp}^2$$

によって近似される。ただし、この式は鷺坂・竹花の理論走時のうち深さ 100 km までの資料に対して求め

たものである。

謝辞

ご指導頂きました気象研究所長宗留男、地震課勝又護の両氏に、またご便宜を図って頂きました地震課関彰氏に感謝いたします。

参考文献

渡辺晃 (1971): 近地震のマグニチュード, 地震, **11**, 24, 189-200.