

気象庁67型地震計記録による近地浅発地震の 規模決定について*

神林幸夫**・市川政治**

550. 341

A Method for Determining Magnitude of Shallow Earthquakes Occurring in and near Japan

Y. Kanbayashi and M. Ichikawa

(*Seismological Division, J. M. A.*)

In order to observe earthquakes whose magnitude is 3 and larger, and which occurred in and near Japan, the Japan Meteorological Agency installed a seismometrical system consisting of about 60 stations equipped with a magnetic tape recording seismograph and a computer for analysing the magnetic tapes obtained from the network.

The number of data from the new network is much more than that given by the conventional network, and the number of located earthquakes amounts to more than 1000 in 1976.

Many of epicenters of these events were determined by the data produced by the new system, but the corresponding magnitude was not calculated because of lack of a suitable method of magnitude determination using maximum amplitude of ground particle velocity obtained from the short period seismometer.

In view of the evidence, formulae for evaluating a magnitude M of shallow earthquakes occurring in and near Japan are obtained using data produced by the new network and magnitudes of earthquakes from April 1975 to June 1976 which were determined by the Tsuboi's formula.

The equations obtained are:

$$M = \log A + 1.64 \log \Delta + 0.22 \text{ (Vertical component), and}$$

$$M = \log A + 1.85 \log \Delta - 0.58 \text{ (Horizontal component),}$$

where A is maximum velocity amplitude in m-kin, Δ epicentral distance in Km.

Using these equations, magnitudes are calculated and compared them with those determined by the Tsuboi's formula. The result is satisfactory except events whose magnitude is smaller than $3\frac{1}{2}$.

Though the number of events in this range is not so many, magnitudes given by the present method are slightly larger than Tsuboi's ones. Comparisons of magnitudes in this range determined by other organizations indicate that they do not always harmonize each other.

Another problem to be described is regional variations in differences of magnitudes determined by Tsuboi's formula and the present method. This may be resulted from differences in the earth's crust and upper mantle in northern and south-western Japan.

Since January 1977, the equation for vertical component has been used in the seismological routine work in the Japan Meteorological Agency.

§1. はじめに

気象庁における地震計測器の歴史は、ウィーヘルト式地震計、普通地震計等を経て、近年ではおもに59型電磁

地震計（基本倍率100倍，固有周期5.0秒）を用いていた。そして昭和48年（1973）頃から67型磁気テープ記録式地震計が整備され始め，現在では全国に約60か所設置されている。この地震計による地震記録は昭和50年（1975）4月から HITAC 8250 を主体とする験測システムにより処理されるようになり，昭和51年（1976）1月か

* Received May 31, 1977

** 気象庁地震課

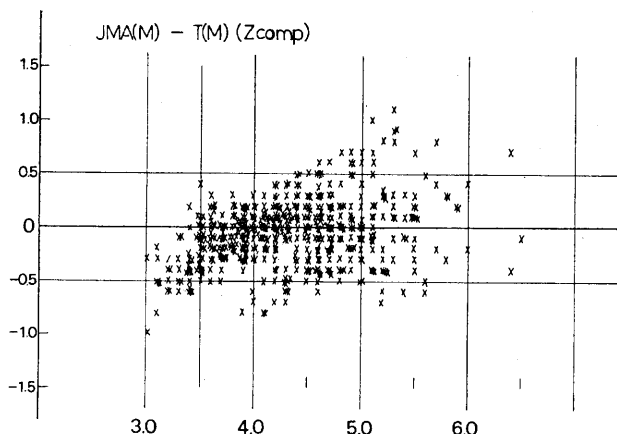


Fig. 1. Comparison of magnitudes determined by the Tsuboi's formula and eq. (2). (T). Ordinate: difference between magnitudes determined by Tsuboi's formula and eq. (2). Abscissa: J. M. A. magnitude

ら、そのシステムは完全に稼働し始めた。

67型磁気テープ記録式地震計観測システムによって生産されるデータ数は、59型電磁地震計によるデータ数をはるかにしのいでいる。また、観測装置でP波、S波の発震時を読み取っており、その精度はかなり高い。したがって、従来はP、S共に観測された観測点が4か所以上ある場合、震源要素決定の処理を行っていたが、昨年からは3観測点以上で、PかSが4つ以上ある場合計算を行なうことにしている。このため、昭和46年(1971)から昭和50年(1975)までの5年間では年平均、約500であったが、昨年は1114個の地震の震源要素が求められた。しかし、マグニチュード(M)の決定されたものは、これらの約半分で、決定されなかった地震の大部分は67型磁気テープ記録式地震計のデータによって、震源が求められたものである。これらの地震のMを決めるためには67型地震計の最大振幅を使って決定する方式が必要となった。

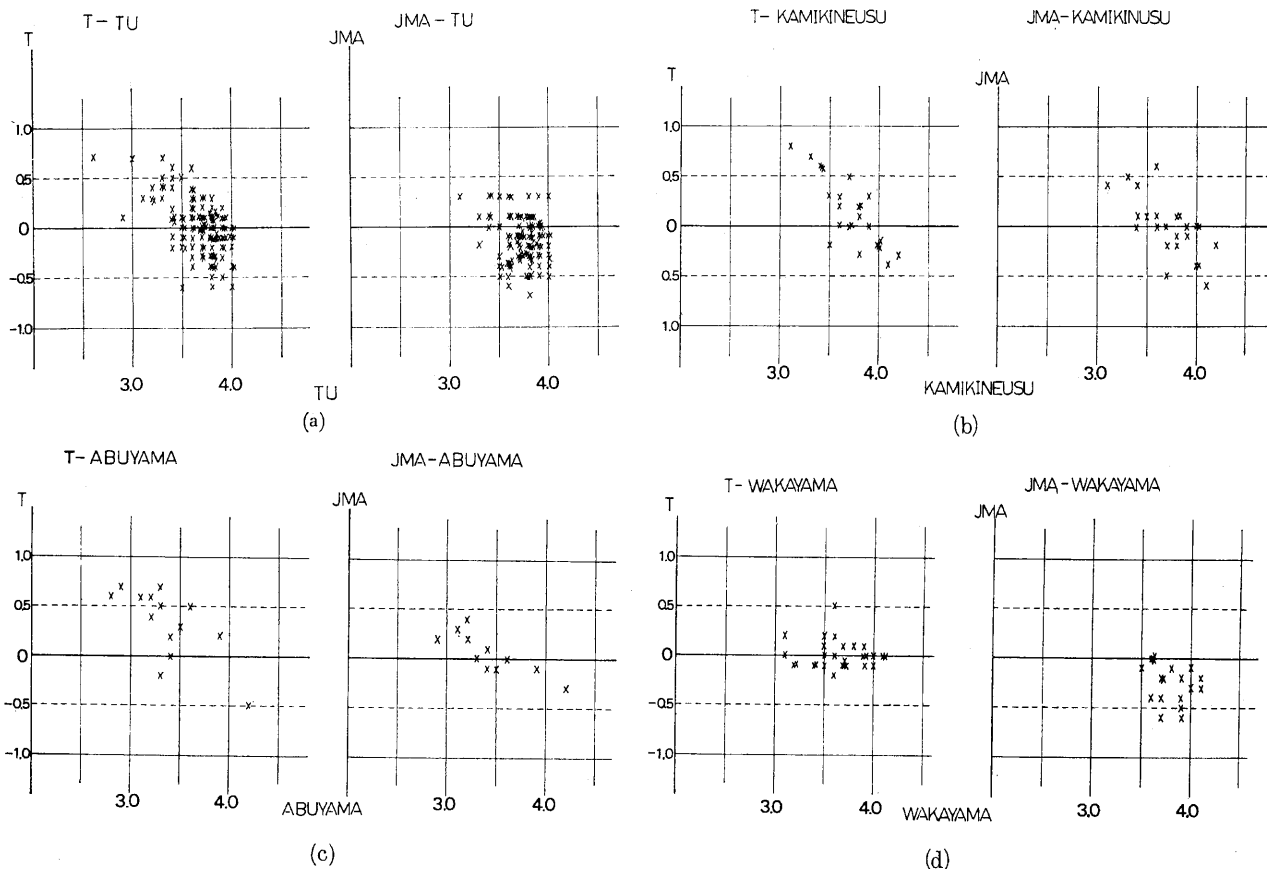


Fig. 2. Comparisons of magnitudes given by various organizations.

T: magnitude determined by eq. (2).

TU: magnitude determined by the Earthquake Research Institute, Tokyo University, (M. Hori 1973)

JMA: magnitude determined by Tsuboi's formula, (1954)

KAMIKINEUSU: magnitude determined by Hokkaido University, (BUSO, 1975)

ABUYAMA: magnitude determined by Abuyama observatory, Kyoto University, (H. Watanabe 1971)

WAKAYAMA: magnitude determined by Wakayama network, Tokyo University, (K. Tsumura. 1967)

§ 2. 実験式の推定方法

気象庁では浅発近地地震の M の決定に坪井の式

$$M = \log A + 1.73 \log \Delta - 0.83 \dots \dots \dots (1)$$

を用いている。ここで A は水平動の合成最大変位振幅 (μ), Δ は震央距離 (km) である。なお A は周期が5秒以下の場合使用している。

67型磁気テープ記録式地震計の変換器の固有周期は約1.0秒であり、この記録の最大変位振幅を使って、(1)式から地震の規模を算出することは適当でないと考えられる。

そこで、昭和50年(1975)4月から51年(1976)6月までに、日本付近に発生した地震のうち、震源要素と坪井の式により M の決定されている地震を使って、その決定されている M とほぼ同等の結果を与える実験式を67型地震計上の最大速度振幅を使って、統計的に求め、次の結果を得た。

$$M = \log A + 1.64 \log \Delta + 0.22 \dots \dots \dots (2)$$

(上下動振幅)

$$M = \log A + 1.85 \log \Delta - 0.58 \dots \dots \dots (3)$$

(水平動合成振幅)

ここに A は最大速度振幅 (mkine), Δ は震央距離 (km) である。

Fig. 1 は (1) 式から求められている JMA の M と、(2) 式から得られた M を比較したものである。 $M \geq 3.5$ では両者の間に系統的なずれは見られない。しかし、 M が 3.5 より小さい所では (2) 式から得られ

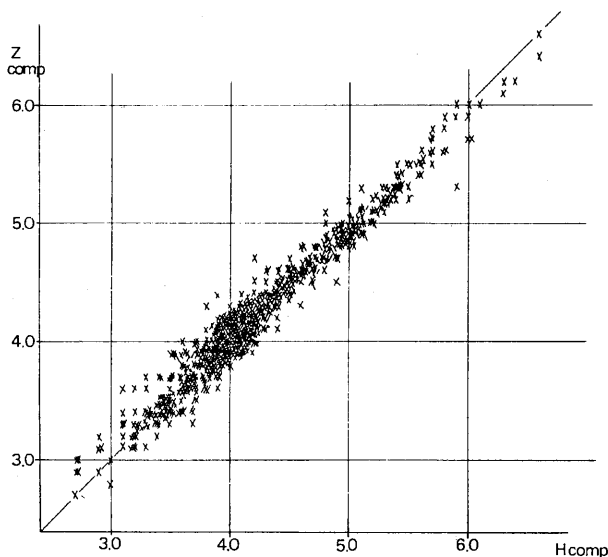


Fig. 3. Comparison of magnitudes determined by eqs. (1) and (2).

たの方が系統的に大きい。

今回の結果を他機関で決定しているものと比較したのが Fig. 2 a~d である。a は東京大学地震研究所で決定している M と比べたものであるが、 $M \geq 3.5$ では従来のより一致している。しかし、 $M < 3.5$ では今回決定した M は大きく決っている。また、北海道大学浦河観測所、京都大学阿武山観測所のものと比較すると、今回のものは系統的に大きい。しかし、東京大学和歌山観測所のものとは非常に良く一致している。

Fig. 3 は (2) 式と (3) 式を比較したもので、上下動振幅でも水平動合成振幅を使った場合でも、両者の間にほとんど差は見られない。

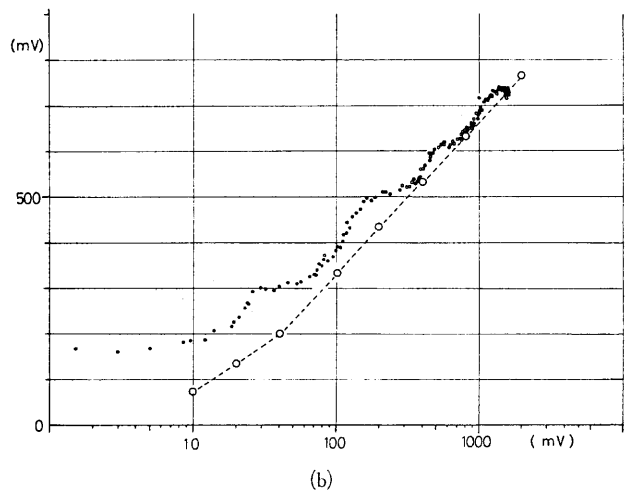
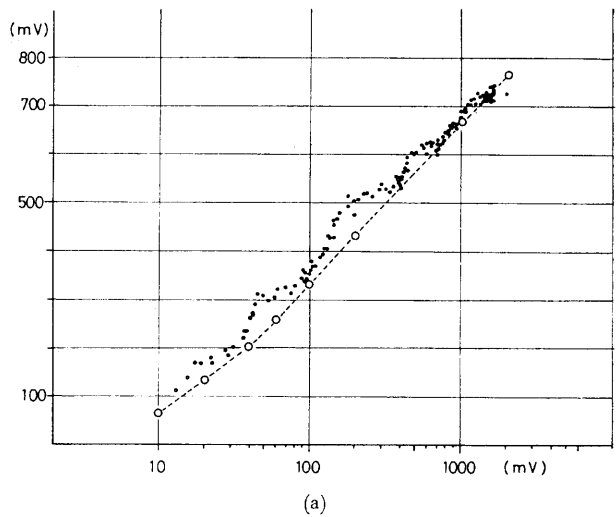


Fig. 4. Relationship between input (abscissa) and output (ordinate) obtained from the calibration of the seismograph at Takayama Weather Station. Asymmetrical oscillations of smaller amplitudes are considerable.

- (a): upper half part of oscillation.
- (b): lower half part of oscillation.

§3. 考 察

今回決定した式から求めた M は 3.5 より小さい所では、一般に大きい傾向がある。67型地震計には、そのダイナミックレンジを広げるため非線型増幅器を使用しており、入力の子さいな場合問題があるように考えられる。そこで、本年2月、高山測候所の67型地震計を使用して、地震計の入力と出力の関係を検定した。検定結果の一例を Fig. 4 に示す。図中の a はプラス側の入力および出力振幅の関係を示すものであり、この値はほぼ標準値に近い。b はマイナス側の検定値であるが、振幅の小さい所では入力に対して出力が大きすぎるのがわかる。他官署については今後の調査を待たねばならないが、このような磁気テープ記録上の問題であるならば、 M が 3.5 より小さい所で大きく決定される傾向は解決されよう。

Fig. 5 a~c は JMA の M と今回決定された式から求めた M を差別にプロットしたものであり、a は、その差が ± 0.2 の中に含まれるもの、b は $M_j - M$ が $-0.7 \sim -0.2$ に含まれるもの、c は $+0.2 \sim +0.7$ に含まれるものである。b にみられるように、根室半島沖、



Fig. 5. Geographical distribution of discrepancies of magnitudes given by J. M. A. (M_j) and by the present method (M).

- (a): $|M_j - M| \leq 0.2$
 (b): $-0.7 \leq M_j - M < -0.2$
 (c): $0.2 < M_j - M \leq 0.7$

阿蘇山付近など内陸のものは、一般に67型地震計で決定した M の方が大きい。また、c にみられるように JMA の M が大きく決定されている地域は、八丈島近海、青森県東方沖、日向灘などがある。一般に沖合のものは JAM の M の方が大きく決っている。

b と c にみられるように、その地域性は明らかである。今後、この地域性ということについても考慮の余地があろう。

気象庁では1977年1月以降の深さ60km以浅の地震から M の決定に59型電磁地震計等の最大変位振幅から坪井の式によって求めた M と、67型地震計上下動最大速度振幅から、今回求めた式を使って得られた M を平均して、最終的なマグニチュードとしている。

最後に、この報告にあたって資料を提供して下さった東京大学地震研究所の津村博士、京大阿武観測所の黒磯博士にお礼を申し上げます。

参 考 文 献

- 1) 坪井忠二 (1954): 地震動の最大振幅から地震の規模を定めることについて, 地震 2, 7, 185~193.
- 2) 津村建四朗 (1967): 振動継続時間による地震のマグニチュードの決定, 地震 2, 20, 30~40
- 3) 渡辺 晃 (1971): 近地地震のマグニチュード, 地震 2, 24, 189~200.
- 4) 堀 実 (1973): 堂平微地震観測所の観測による近地地震のマグニチュードの決定, 東京大学地震研究所研究速報, 10号
- 5) Bulletin of the Urakawa Seismological Observatory and the Sapporo Seismological Observatory.
No. 17, 1975 January-June
No. 18, 1975 July-December
No. 19, 1976 January-June.
Hokkaido University