

# 実体波から求められる大地震のマグニチュード\*

長宗留男\*\*

550.340

## Magnitudes Estimated from Body Waves for Great Earthquakes

Tomeo Nagamune

(Seismological Division J. M. A.)

The relation between the magnitudes derived from surface waves of about 20 sec period,  $M$  (or  $M_S$ ), and those derived from body waves ( $P$  waves are generally used),  $m$  (or  $M_B$ ), is studied for relatively large and shallow earthquakes which occurred from January 1969 to June 1971. The data of magnitude used here are the ones reported by the USNOS. The following relation is obtained.

$$M_S = 1.89 M_B - 4.62 \quad (1)$$

In a previous paper, Nagamune et al (1969) obtained the following formula, for relatively small earthquakes ( $4.0 < m < 6.4$ ).

$$M = 1.05 m - 0.02 \quad (2)$$

Straight lines expressed by Eqs. (1) and (2) cross each other at about  $M = 5\frac{1}{2}$  ( $m = 5\frac{1}{2}$ ). The values of  $dm/dM$  are 0.95 in Eq. (2) (for small earthquakes) and 0.53 in Eq. (1) (for large earthquakes), respectively. That is, the values of  $a/T$  (where  $a$  and  $T$  are the maximum amplitude of  $P$  wave and its period, respectively.) increase by about 9 times with increment of  $M$  by unit, for the earthquakes whose magnitudes  $M$  are less than about  $5\frac{1}{2}$ , and by only about 3 times for the earthquakes of  $M$  more than about  $5\frac{1}{2}$ .

On the other hand, the predominant periods of body waves are a function of magnitude, and vary with the following formula,  $\log T = aM + b$ , where  $a$  and  $b$  are constants. Then, it is suggested that such variation of  $a/T$  with  $M$  as above is caused by the variation of the amplitudes of body waves. This means that the amplitudes of  $P$  waves for the great earthquakes can be rarely grown as expected from those of surface waves (of about 20 sec period) which vary proportional to  $10^M$ . In practice, it is frequently found in the cases of the great earthquakes, as pointed out by Yoshiyama (1950), Miyamura and Tsujiura (1964) and Nagamune (1971), that the amplitudes of  $P$  waves were very small relative to the magnitudes of earthquakes.

The  $P$  waves (first arrivals on seismograms) correspond simply to the waves radiated at the first breaks which are not always related to the whole energies of earthquakes.

It is concluded that the magnitude scale based on the body waves may not be appropriated to the earthquakes greater than some magnitude which is proposed in this paper as  $M: 7.3 \sim 7.4$ ,  $m: 6.3 \sim 6.4$ .

### 1. まえがき

地震のマグニチュードには、おおよそ3つの系統がある。すなわち、

(a): Wood-Andersonの標準地震計の最大記録振幅から求めるもの。これは、局発地震または比較的近距离の

地震に適用され、 $M_L$  または  $M$  で表わされる。

(b): 周期約20秒の表面波の最大振幅から求めるもので、 $M_S$  または  $M$  で表わされる。

(c): 実体波 ( $P$ ,  $PP$  あるいは  $S$  波の部分) の最大振幅とその周期から求めるもので、 $M_B$  または  $m$  で表わされる。

(a) と (b) は同じ系統に属していると考えてよい。現在一般に用いられているマグニチュードは、ほとんどこの系統である。

\* Received Sep. 9, 1971

\*\* 気象庁地震課

これに対し、(c)は、(a)・(b)とは多少異った性質のものである。しかしこのマグニチュードは、表面波による方法(b)が深い地震に適用できない不便さがあるのに対して、すべての深さの地震に適用できる利点がある。USNOS(以下NOSと略記する)では、震源が決められたほとんどの地震について $M_B$ を、また比較的大きい浅い地震については $M_S$ をも含めて、マグニチュードを決めて報告している。またISCも $M_B$ の値を報告している。

地震のマグニチュードは、そのエネルギーに関係する量で、Gutenberg-Richterによって与えられた両者の関係は次式のとおりである。

$$\log E = 1.5M + 11.8 \quad (1)$$

ここで、 $E$ はエルグ単位のエネルギー、 $M$ は(a)または(b)によるマグニチュードである。また、マグニチュード $M$ と地震の回数 $N$ の間には、一般にGutenberg-Richterの関係式、すなわち、

$$\log N = a - bM \quad (2)$$

が成り立つと言われている。ただし、 $a$ 、 $b$ は定数である。

ところで、上記の(a)、(b)、(c)、いづれの方法によるマグニチュードも、地震記録上の1つの最大振幅(たとえば、 $P$ 波あるいは周期約20秒の表面波のうちで振幅最大のもの1つ)を使って決められるように定義されており、発震機構や、地球の水平方向の不均質による波の減衰の差異などは、原則として考慮されない。また、震源における「時間函数」も考慮されない。

発震機構や水平方向の不均質による影響は、いろいろの方位および距離の観測点における値の平均をもってその地震のマグニチュードとするようにすれば、取り除くことができる。これに対し、「震源における時間的過程」を採り入れることは、現行の定義では不可能である。

筆者は、大地震の起こり方について次のようなモデルを提唱した(長宗、1969, Nagamune, 1971)。すなわち、「大地震の場合には、破壊が震源域全体で一様な強さで起こるとは限らない。ある部分で破壊が始まり、その拡大に伴って震源域内のいろいろの部分から、それぞれ異った大きさのエネルギーが、適当な時間間隔で放出される。」大地震ではこのような起こり方をすることが多いと考えられる。

このようなモデルを考えると、観測される最大振幅は、たまたま最大のエネルギーが放出された場所からの波のうちの最大のもの、ということになる。また、一般

に $P$ 波と呼んでいる記録上最初に現われる波は、単に最初の破壊に由来する $P$ 波であり、その大きさは、その地震の全エネルギーに関連するとは言えない。

したがって、大地震に対するマグニチュードは、いづれの方法によって求められるにせよ、小さく決められる可能性がある。(あるいは、大地震に対して求められたマグニチュードの値は、小さい地震に対する場合とは異なった概念でみられなければならない、と言えるであろう。)

金森(1970)は、1968年十勝沖地震( $M=8.1$ )<sup>注1</sup>と、1964年のアラスカ地震( $M=8.5$ )の2つの地震について、200~300秒の長周期表面波の観測結果を比較し、 $M$ の差は0.4程度であるにもかかわらず、後者の地震では前者の約10倍の振幅(エネルギーで約100倍)であったと指摘している。

現在マグニチュード・スケールは広く使われており、いろいろの面で非常に便利な尺度であるが、大規模の地震に対しても比較的小さい地震に対すると同様に、同じ尺度を適用するのは、エネルギーと関連させた場合必ずしも適切でないと思われる。

この点については今後の研究にまたねばならないが、今回は $M$ -系統の尺度には触れないで、大地震に対して求められた、 $m$ -系統のマグニチュードについて考える。ただし、本論文では浅い地震だけを対象にする。

## 2. $M$ と $m$ との関係

表面波の観測からマグニチュードを求める場合は、次の式によって計算される。

$$M = \log A + q \quad (3)$$

ただし、 $A$ は周期約20秒の波の最大振幅、 $q$ は震央距離によって決まる常数である。あるいは、波の周期を $T$ (秒)とおいて次の型で表わすこともできる。

$$M = \log(A/T) + q' \quad (3') \text{注2}$$

また、 $q$ を震央距離の函数として表わすと(3)式は、

$$M = \log A + 1.66 \log d + 1.82 \quad (4)$$

$$(d: 15 \sim 130^\circ)$$

注1 各機関、観測所などで決めた、この地震のマグニチュードは次のとおりである。

7.9 (JMA), 7.9 (NOS, Ms), 7.9 (Berkeley), 8.2 (Golden), 8.4 (Pasadena),

これらの値を平均すれば、 $M=8.1$ になる。

注2 この式で $T$ は一般に20秒であるが、必ずしも20秒の波でなくてもよい。長宗・関(1957)は、周期20秒および30秒の波の最大振幅から、松代において遠地地震のマグニチュードを決める式を求めている。

になる、ただし、 $\Delta$ は度単位の震央距離である (Gutenberg, 1945).

一方、 $m$ は次式によって定義されている。

$$m = \log(a/T) + Q \quad (5)$$

ここで、 $a$ および $T$ はそれぞれ $P$ 、 $PP$ あるいは $S$ 波の部分の最大振幅およびその周期である。 $Q$ は震央距離および深さによって決まる定数で、 $P$ 、 $PP$ あるいは $S$ について、それぞれの値が与えられている。ただし、一般には $P$ 波が使用されている。

比較的浅い地震においては、 $M$ と $m$ をそれぞれ独立に求めることができるが、両者の値は必ずしも一致しない。 $M$ と $m$ との関係については、今までいろいろの研究者によって調べられている。例えば、Gutenberg and Richter (1956)は、比較的大きい地震に対して次のような関係式を与えている。

$$M = 1.59m - 3.97 \quad (6)$$

この関係は、かなり広い範囲に適用されると考えられている。(Richter, 1958).

Ichikawa and Basham (1963) (市川, 1966による)は、カナダにおける観測資料、NOS, Pasadena などによる資料から次の関係を得ている。

$$M = 0.76m + 1.58 \quad (7)$$

ただし、資料は $M$ :( $4\frac{1}{4}$ ~ $7\frac{1}{4}$ )の地震が使われている。

長宗その他(1969)は、主として北海道およびその周辺に起った比較的規模の小さい地震( $m$ : $4$ ~ $6.4$ )に対して次式を与えている。

$$M = 1.05m - 0.02 \quad (8)$$

札幌管区気象台(1969)は、1968年十勝沖地震の余震および千島列島方面の地震について次の関係を得ている。

$$M = 2.56m - 8.37 \quad (9)$$

ただし、この式は $M$ : $5$ ~ $7$ の比較的大きい地震を対象にした結果である。

また、勝又(1970)は、日本およびその周辺の地震について、次式

$$M = 1.18m - 0.59 \quad (10)$$

を与えている。ここで $M$ は $M_{JMA}$ または勝又によって決められたやや深い地震のマグニチュードである。

第1図に(6)~(10)式の関係を示してある。これらの関係のうち、Gutenberg and Richter および札幌管区気象台によるもの(図の“G”および“S”)以外は、比較的規模の小さい地震に対して求められた結果である。

第1図でわかるように、比較的小さい地震を対象にした(7)、(8)および(10)式では、 $m$ が約4~6の範

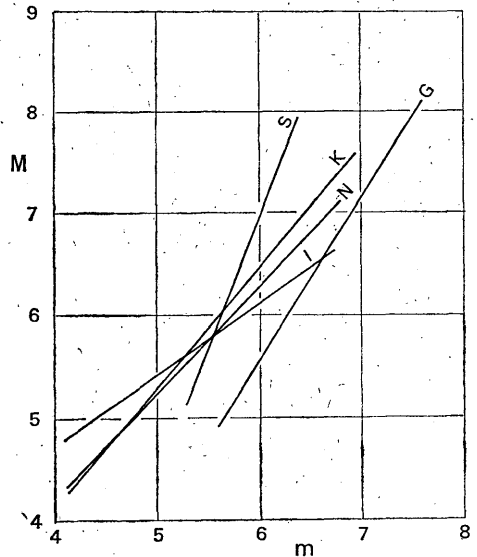


Fig. 1 Relation between the magnitudes derived from surface waves,  $M$ , and those derived from body waves,  $m$ , obtained by various authors.

G: Gutenberg and Richter (1956), I; Ichikawa and Basham (1963).

N: Nagamune et al (1969), S: Sapporo District Meteorological Observatory (1969), K: Katsumata (1970).

圍について考える限り、あまり大きな差はない。しかし、これらと比較的大きい地震を対象にした(6)式および(9)式との間にはかなりの差がある、すなわち、(6)式および(9)式では、他に比べて $m$ の係数が大きくなっている。

(9)式を求めるとあたっては、前に述べたように、ある限られた地域に起った地震だけが使用されているので、比較的規模の大きい地震について、ここで改めて $M$ と $m$ との関係を調べてみる。

第2図は、NOSの報告(Preliminary Determination of Epicenters)から $M_S$ と $M_B$ との関係を示したものである。(注) 図には1969年1月から1971年6月までの間の地震で、NOSによって $M_B$ と $M_S$ の両方の値が報告されているものをプロットしてある。ただし、 $M_B$ および $M_S$ が6以下のものは1970年の資料だけ採用した。NOSによるマグニチュードは、世界各地での資料から

注)  $M_S$ が、例えば、Pasadena, Palisadesなどで求めた $M$ の値と1以上も違うようなもの、および核実験による地震は除いてある。

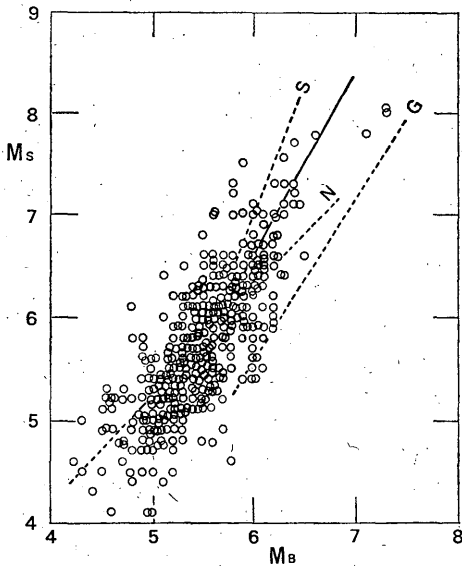


Fig. 2 Relation between  $M_S$  and  $M_B$  reported by the USNOS. The data for earthquakes of  $M_S \geq 6.0$  or  $M_B \geq 6.0$ , which occurred from January 1969 to June 1971, are plotted, in addition to the data for earthquakes of  $M_S < 6.0$  and  $M_B < 6.0$ , which occurred in 1970. Dotted lines indicate straight lines in Fig. 1. Solid line indicates the relation between  $M_S$  and  $M_B$ ,  $M_S = 1.89M_B - 4.62$ , obtained from the present data.

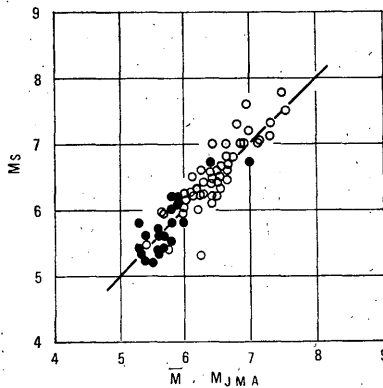


Fig. 3 Relations between  $M_S$  reported by the USNOS and magnitudes estimated by the JMA (solid circles), and between  $M_S$  and average values of magnitudes estimated by Pasadena, Berkeley, Palisades, Golden, etc. (open circles)

求められたいくつかの  $M_B$  あるいは  $M_S$  の値の平均値をもって、それぞれの値としてあるので、一応平均的な値

を与えていると考えてよいであろう。

$M_S$  および  $M_B$  は前述の  $M$  および  $m$  に相当する。また、第3図に示したように、NOSによる  $M_S$  は、他の地震観測所または JMA で決めた  $M$  とほとんど等しいとみてよい。第3図は、1970年の資料から、 $M_S$  と Pasadena, Berkeley, Palisades, Golden など決めた  $M$  の値の平均値 ( $\bar{M}$ ) との関係 (白丸で示してある)、および  $M_S$  と  $M_{JMA}$  との関係 (黒丸で示してある) を示したものである。おおよそ  $M_S = (\bar{M}$  あるいは  $M_{JMA})$  の関係が保たれている。

第2図中の点線は、(6)、(8) および (9) 式で表わされる直線である。図に示した資料のうち  $M_S \geq 5.0$  の地震について、 $M_S$  と  $M_B$  との関係から最小自乗法によって求めると次のようになる。

$$M_S = 1.89M_B - 4.62 \quad (11)$$

(ただしこの式は、 $M_S$  を 0.3 ごとに区切り、それぞれの区域内の  $M_B$  の平均値を求め、その結果から最小自乗法によって求めた)

NOS によって  $M_S$  が決められている地震は、比較的規模の大きいものに限られているので、第2図の資料から規模の小さい範囲について両者の関係を議論することはできないが、小さい部分については (7)、(8) あるいは (10) 式の関係が保たれると考えてよいであろう。

ここで、 $M_S$  と  $M_B$  ( $M$  と  $m$ ) との関係は、規模の小さい地震に対しては (8) 式で、大きい地震に対しては (11) 式で表わされると考える。(8) 式と (11) 式は、 $M_B \div 5\frac{1}{2}$ ,  $M_S \div 5\frac{1}{2}$  付近で交わる、したがって、 $M_S(M)$  と  $M_B(m)$  は、マグニチュードが  $M_B \div 5\frac{1}{2}$  (または  $M_S \div 5\frac{1}{2}$ ) よりも小さいか大きいかによって異なった関係で結ばれる。そして、大きい地震の場合には、「 $M_B$  が少し変化しても  $M_S$  は大きく変わる」、逆の見方をすれば、「 $M_S$  がかなり変化しても  $M_B$  はあまり変わらない」となる。

$M_S(M)$  と  $M_B(m)$  との関係が、 $M_B \div 5\frac{1}{2}$  付近で変わっていることは、次の例でも確かめられる。札幌管区気象台 (1969) は、1968年十勝沖地震の余震について、 $M_B$  別度数分布が  $M_B \div 5\frac{1}{2}$  付近で折れ曲ることを示し、このことは、Gutenberg and Richter の関係式、(2) 式は、 $M(M_S)$  に対して成り立つもので、(8) 式および (9) 式によって  $M_B$  を  $M$  に換算すれば、度数分布はほぼ1本の直線によって表わされるようになることを示した。札幌管区気象台および仙台管区気象台 (1970) も、1969年8月12日の北海道東方沖の地震 ( $M_{JMA} = 7.8$ ) の余震について、同じことを示している。

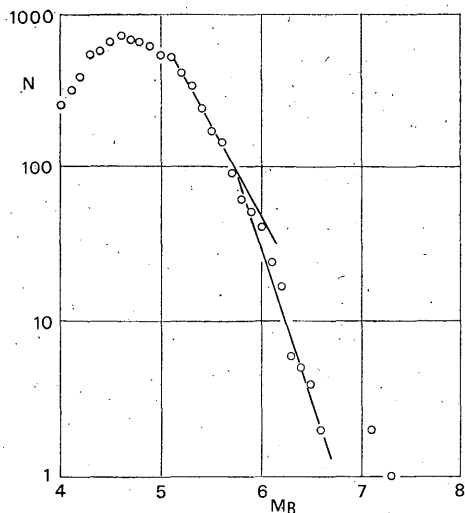


Fig. 4 Frequency distribution of  $M_B$ , for earthquakes reported by the USNOS, during 1969-1970.

第4図は、1969、1970年の2年間にNOSによって報告された $M_B$ が4.0以上の全地震について、規模別度数分布を示したものである。 $M_B$ が約5.0~5.1以上のものは、おおよそすべて検知されているとみられるが、 $M_B$ 別度数は $M_B \div 5\%$ 付近で折れ曲った2つの直線で表わされるような分布になっている。もし $M_B$ を(8)式および(11)式によって $M_S$ に換算すれば、第4図の資料も $M_B$ で5.0~5.1以上のものについてGutenberg and Richterの関係((2)式)が保たれるような分布になる。

### 3. 大地震の $M_B$ ( $m$ )

前節で述べたように、実体波から求められるマグニチュード $M_B$ は、 $M_S$ が約5%以上になると、あまり大きくならない傾向が見られる。 $M_S \div 5\%$ 以下の地震では、 $dM_B/dM_S \div 0.95$ であるが、それ以上の地震では、 $dM_B/dM_S \div 0.53$ になる。このことは、 $M_S$ が「1」大きくなった場合、実体波の $a/T$ は、 $M_S < 5\%$ では約9.0倍になるが、 $M_S > 5\%$ では約3.4倍にしかならない、ということである。

一例として震央距離 $50^\circ$ における $\log(A/T)$ および $\log(a/T)$ を、 $M$ の函数として第5図に示す。図は、 $\Delta = 50^\circ$ の場合の(3)'式における $\log(A/T)$ 、および(5)式における $\log(a/T)$ の値である。ただし、(5)式における $m$ は(8)および(11)式によって $M$ に換算してある。ここで、 $a$ はP波の全振幅をとってある。

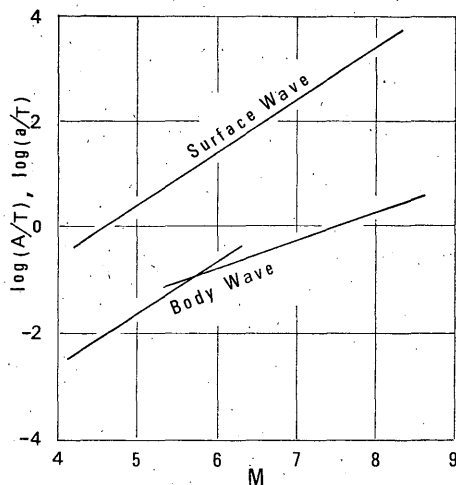


Fig. 5 Theoretical values of  $\log(A/T)$  and  $\log(a/T)$  at a distance of  $50^\circ$ , as a function of  $M$ , derived from Eqs. (3)' and (5), where  $A$  and  $a$  are the maximum amplitudes of surface waves and the maximum double amplitudes of  $P$  waves, and  $T$  is the period. The values of  $m$  in Eq. (5), however, are converted to  $M$  by use of Eqs. (8) and (11).

表面波を使用する場合は、原則として周期20秒の波を対象にしているので、振幅だけ考えればよいが、実体波の場合は、最大振幅を与えている波の振幅およびその周期を使用するので $a/T$ を考えなければならない。実体波の卓越周期は、また $M$ の函数として表わされる。

周期 $T$ とマグニチュード $M$ の間には、次のような関係が求められている。

すなわち、

$$\log T = 0.22M - 0.82 \quad \text{Gutenberg-Richter (1942)}$$

$$\log T = 0.51M - 2.59 \quad \text{Kasahara (1957)}$$

$$\log T = 0.39M - 1.70 \quad \text{Kanai (1958)}$$

$$\left. \begin{aligned} \log T &= 0.18M + 0.25 \dots\dots P_0 \\ &= 0.31M - 1.33 \dots\dots P_1 \\ &= 0.23M - 1.20 \dots\dots P_2 \\ &= 0.25M - 0.19 \dots\dots S_0 \\ &= 0.33M - 1.36 \dots\dots S_1 \end{aligned} \right\} \text{Matsumoto (1960)}$$

$$\left. \begin{aligned} \log T &= 0.36M - 1.74 \\ &\quad \Delta \leq 100\text{km}, 5 \leq M \leq 6\% \\ &= 0.22M - 0.87 \\ &\quad 100 < \Delta \leq 200\text{km}, 6 \leq M \leq 7 \end{aligned} \right\} \text{勝又 (1967)}$$

第6図にこれらの関係を示してある。これらの研究では、広範囲の $M$ について検討されているわけではない

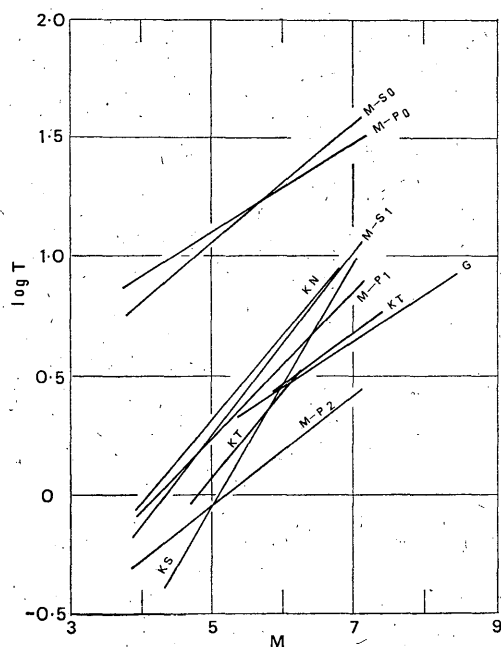


Fig. 6 Relation between the predominant period of body wave and the magnitude  $M$ , obtained by various authors.

G: Gutenberg and Richter (1942), KS: Kasahara (1957), KN: Kanai (1958), M: Matsumoto (1960), KT: Katsumata (1967).

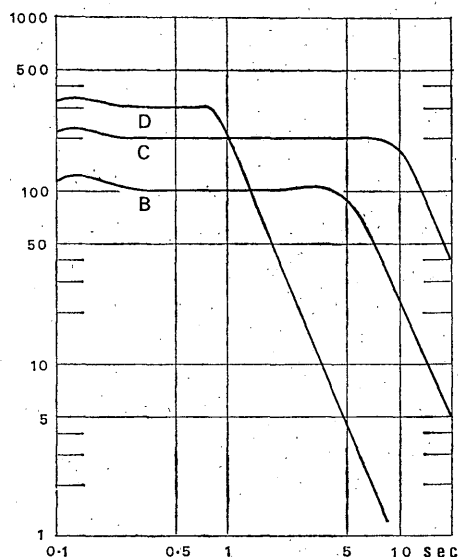


Fig. 7 Response curves of seismographs installed at Tokyo, JMA.

$M$  が約 6 以上の比較的大きい地震で  $T$  が急激に大きくなるような傾向はない。

したがって、第 5 図で  $M$  の大きい地震に対する  $\log(a/T)$  の値が相対的に小さくなっているのは、相対的に  $a$  が小さいため、ということになる。

大きい地震に際して  $a$  の値が小さいことに対する 1 つの理由として、次のことが考えられる。

「NOS でマグニチュードを決めるために使用している地震計は、倍率が大きいため大地震の場合でも  $P$  波の部分の最大振幅が使用できるような資料は、発震機構あるいは観測所の地盤の影響で、小さく記録されたものに限られる。このため求められた  $M_B$  の値が小さくなっている。」

この点をチェックするため、東京で観測された、2.3 の遠地地震について  $P$  波の部分の最大振幅およびその周期から (5) 式により  $m$  を求めた。使用した地震計の常数は第 1 表に、周波数特性は第 7 図に示してある。

Table 1. Constants of Seismographs installed at Tokyo, JMA.

Seismograph	$T_0$ (sec)	$h_0$	$T_1$ (sec)	$h_1$
B	5.0	0.5	1/15	0.5
C	10.0	0.5	1/15	0.5
D	1.0	0.5	1/15	0.5

第 2 表は NOS で決めた  $M_B$  と、東京の資料から求めた  $m$  とを比較したものである、ここでは、いろいろの周期特性の地震計で、それぞれ異った波を採用してある (それぞれの地震計で、 $P$  の発現時から 10 秒以内の波のうち、振幅が最大のものをとってある) が、 $a/T$  の値はほぼ一定とみてよいであろう。

第 2 表でわかるように、NOS の  $M_B$  が大きい地震に対して小さくなり過ぎるということはない。第 2 図あるいは第 5 図のように、大きい地震の場合  $M_B(m)$  が平均してあまり大きくなるのは、マグニチュードの決め方に問題があるのではなく、実際に大きい地震では振幅 (この場合  $P$  波の振幅) があまり大きくなるため、ということになる。吉山 (1950), Miyamura and Tsujiura (1964), Nagamune (1971) などによって指摘されているように、大地震の場合の  $P$ ,  $S$  等の振幅はそのマグニチュードから想像されるように大きくない、ことがしばしば経験される。

近年の大地震の 1 つの例として、1964 年のアラスカ地

が、 $M$  が大きくなれば  $T$  も長くなっている。しかし、

Table 2. Comparison of magnitudes  $m$  estimated from the data of Tokyo with those reported by the USNOS.

Date	Origin time (GMT)	Epicenter	Mag. by USNOS $M_B$ $M_S$	$\Delta$ (degree)	Seismo-graph	PZ $a$ ( $\mu$ ) $T$ (sec)	$a/T$	$\log a/T$	$m$
1970	JAN 4 17h00m	24.°1N, 102.°5E h: 31km Yunnan, China	5.9 7.5	34.9	D	no trace	<0.3	<-0.5	<5.9
1970	APR 7 05 34	15.°8N, 121.°7E h: 37km Luzon	6.4 7.3	25.5	C D	25 9.8 3.8 1.5	2.6 0.4 2.6 0.4		6.6 6.6
1971	JAN 10 07 17	3.°1S, 139.°7E West New Guinea	7.3 8.1	38.4	B C D	11 1.1 17 2.3 4.3 0.7	10.0 1.0 7.3 0.9 6.2 0.8		7.2 7.1 7.0
1971	JUL 26 01 23	4.°5S, 153.°2E h: 48km New Ireland	— 7.9	42.0	B C D	57 6.0 82 9.5 3.7 0.5	9.5 1.0 8.6 0.9 7.4 0.9		7.2 7.1 7.1

Instrumental constants and response curves of seismographs are shown in Table 1 and Fig. 7. "a" is the maximum double amplitude.

震 ( $M=8.5$ ) について ISC の報告をみると、この地震についての  $M_B$  の値は記載されておらず、"Mag. from P observations is excessively small" と書いてある。

Wyss and Brune (1967) によれば、この地震の記録では P 波群に 6 つの相が検測され、これらはそれぞれ本震の震源以外の、それぞれ異った 6 つの地点を波源とする P 波として説明されている。この地震は、第 1 節で述べたモデルのような起こり方をしたもので、最初の破壊 (本震の震源) に対応する P は、ごく小さかったものと想像される。

いわゆる P 波・S 波の振幅は、「地震の起こり方」によって異なり、必ずしもその「地震の大きさ」を表わすとは限らない。

以上の結果から、大きい地震に対して (5) 式によるマグニチュード ( $m$ ) を求めるのは、必ずしも適当でないと言えるであろう。それでは、どの程度の地震にまでこの尺度を適用してよいか、その境界を決めることは困難であるが、「震源の形成にかなりの時間を要し、ある程度以上の地殻変動を伴うような地震」を考えたい。

星野 (1956) の調査によれば、 $M > 7.4$  の地震では、100%断層を伴っている。また Iida (1963) によると、海底に起きた地震では、 $M > 7.3$  になるとすべて津波を伴っている。これらのことを参照して、一応「 $M$  で 7.3

~7.4 ( $m$  で 6.3~6.4) 程度の地震」としたい。この程度の地震では一般に、長さにして 80km 程度の破壊が発生するものと考えられる (大塚, 1965)。

#### 4. あとがき

比較的大きい地震を対象にして、表面波および実体波 (P 波) によるマグニチュード、 $M$  ( $M_S$ ) と  $m$  ( $M_B$ ) との関係を調べた。

平均的な両者の関係は、おおよそ次のとおりである。

- (1) : マグニチュードが、 $M \approx 5\frac{3}{4}$ 、 $m \approx 5\frac{1}{2}$  より大きいか小さいかによって、両者の関係は異なる。
- (2) :  $dm/dM$  の値は、マグニチュードが上記の値より小さい場合には約 0.95、大きい場合には約 0.53 である。平均的な P 波の振幅は、地震の規模が大きくなっても、あまり大きくならないで、ある値に漸近するようにみえる。

震源域において破壊が広範囲に及ぶような地震では、例えば地震計に記録される、いわゆる P 波は、最初の破壊に対応する P 波であり、その大きさが地震全体の大きさに関係するとは言えない。

ある程度以上 (ここでは、 $M > 7.3 \sim 7.4$ 、あるいは  $m > 6.3 \sim 6.4$  を考えた) の地震に対しては、実体波によるマグニチュード・スケールを適用しない方がよいと思われる。

## 参考文献

- Gutenberg, B. (1945): Amplitudes of Surface Waves and Magnitudes of Shallow Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **35**, 3-12.
- Gutenberg, B., and C. F. Richter (1942): Earthquake Magnitude, Intensity, Energy and Acceleration, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **32**, 163-191.
- Gutenberg, B., and C. F. Richter (1956): Magnitude and Energy of Earthquakes, *Ann. geofisica*, **9**, 1-15.
- 星野 一男 (1956): 断層の観測された地震のマグニチュードについて, *地震*, **8**, 160-162.
- 市川 政治 (1966): 実体波および表面波から求めた小地震のマグニチュードの関係について, *地震*, **19**, 280-282.
- Iida, K. (1963): Magnitude of Tsunamigenic Earthquake, Aftershock Area, and Area of Tsunami Origin. *Geophysical Papers Dedicated to Prof. Kenzo Sassa*, 115-124.
- Kanai, K. (1958): A Study of Strong Earthquake Motion, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **36**, 295-310.
- 金森 博雄 (1970): 巨大地震はいかにして起こるか. *自然*, **25**, 10, 92-99.
- Kasahara, K. (1957): The Nature of Seismic Origins as Inferred from Seismological and Geodetic Observations (1), *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **35**, 473-532.
- 勝又 護 (1967): 地震動振幅の地盤係数(その2) — 最大振幅について —, *験震時報*, **30**, 119-128.
- 勝又 護 (1970): 日本列島およびその周辺におけるサイスミシテとそれに関連する諸問題, *験震時報*, **35**, 75-142.
- Matsumoto, T. (1960): On the Spectral Structure of Earthquake Waves-The Relation between Magnitude and Predominant Period, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **38**, 13-27.
- Miyamura, S., and M. Tsujiura (1964): Observation of the Niigata Earthquake and its Aftershocks at Mt. Tsukuba, *Prelim. Report. Earthq. Res. Inst.*, **8**.
- 長宗 留男 (1969): 大地震生成の過程, *地震*, **22**, 104-114.
- Nagamune, T. (1971): Source Regions of Great Earthquakes, *Geophys. Mag.*, **35**, 333-399.
- 長宗 留男, 関 彰 (1957): 松代において遠地地震の Magnitude を決める式および Magnitude と Energy との関係, *地震*, **10**, 79-85.
- 長宗 留男・横山 泰孝・須賀 盛典 (1969): 旭川および根室で観測される小地震・検知能力・マグニチュード ( $m$ ) の決定, *験震時報*, **32**, 103-115.
- 大塚 道男 (1965): 地震のマグニチュードと地表にあらわれる断層について, *地震*, **18**, 1-8.
- Richter, C. F. (1958): *Elementary Seismology*, W. H. Freeman and Company.
- 札幌管区気象台 (1969): 札幌管区気象台調査報告, 1968年十勝沖地震調査報告, 3-76.
- 札幌管区気象台・仙台管区気象台 (1970): 1969年8月12日北海道東方沖の地震調査報告, *験震時報*, **35**, 15-35.
- Wyss, M. and J. B. Brune (1967): The Alaska Earthquake of 28 March 1964: A Complex Multiple Rupture, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **57**, 1017-1023.
- 吉山 良一 (1950): 南海道地震とその余震について, *地震*, **3**, 23-26.