

松代の一点観測から比較的遠い地震の 実体波マグニチュードを推定する方法*

山岸 登**・涌井仙一郎**

550. 341

A Method of Estimating Body Wave Magnitude by the Data of Matsushiro Seismological Observatory

N. Yamagishi and S. Wakui

(Seismological Observatory, J. M. A.)

As well known, the body wave magnitude was defined by Gutenberg-Richter. In their latest paper (1956), the magnitude is given by $MB = \log A/T + Q(\Delta, h) + C$, where A is the maximum vertical amplitude of P wave, T the corresponding period, Q is an empirical function of the epicentral distance, Δ and the focal depth, h . C is a station correction, which takes into account the effects of the geology near the station

At present, the magnitudes of earthquakes of all over the world are computed by the Geological Survey of U. S. Department of the Interior, based on the formula $MB = \log A/T + Q(\Delta, h)$. Those values are published in the Earthquakes Data-Report and others. Each is an average of individual station values.

But, we need often to know the magnitude of an earthquake, prior to the publication of EDR and others. So, the authors investigate a practical method of estimating the magnitude which agrees with the MB (GS) within a permitted limit of errors, by the modification of the Gutenberg and Richter's formula. The results are summarized as follows.

(1) In view of the station residual at Matsushiro (MAT), the original formula is given by
 $MB(MAT)'' = \log A/T + Q(\Delta, h) - 0.11$

where A and T are the values for P wave by the vertical component of the world wide standardized seismograph at MAT.

(2) The differences between MB (GS) and MB (MAT)'' show systematic change with epicentral distance. Concretely, MB (MAT)'' becomes large in comparison with MB (GS) ranging between 5° and 14° , but most of them are small between 15° and 18° , within all epicentral distance specially. So, MB (MAT)'' is corrected by dm'_Δ in Fig. 6 for each epicentral distance. The second formula is given by

$$MB(MAT)''' = \log A/T + Q(\Delta, h) - 0.11 + dm'_\Delta$$

(3) But, systematic deviation with magnitude still remains. Then, MB (MAT)''' is corrected by dm''_M which is given in Table 2. The third formula is given by

$$MB(MAT)'''' = \log A/T + Q(\Delta, h) - 0.11 + dm'_\Delta + dm''_M$$

(4) The frequency distribution of the difference of MB (GS) and MB (MAT)'''' is examined. It is verified that the magnitudes thus determined agree with those given by USGS within the limit of errors.

§ 1. はしがき

USGS は, Gutenberg-Richter の方法により, 多数

の観測点の観測資料を用い, 世界中に発生する個々の地震の平均的な実体波マグニチュードを求めて発表している. この USGS で求めた実体波マグニチュード, M_B (GS) を, その地震の標準マグニチュードと見做し***, そして松代の station residual**** を用いた Gutenberg-Richter の式に, 松代の観測値を入れて求まる各地震の実体波マグニチュードを比較してみると, かなり

* Received June 24, 1976

** 地震測候所

*** M_B (GS) の決定に用いた観測点の数に関係なく, すべて同等に取扱った.

**** 第2章参照

相違することが多い。しかも、 18° 以下における震央距離および地震の規模に対するこの差の現れ方には、系統的な偏りが見られる。したがって、松代の一点観測資料をいわゆる Gutenberg-Richter の式そのままの形のものへ入れて、実体波マグニチュードを求めるわけにはいかない。

さて、当観測所では、気象庁の遠地震による津浪予報業務に対して、関係する資料を緊急に通報しなければならない。このような業務においては、 $M_B(GS)$ がまだ不明な時点で、当所の記録だけから、地震の実体波マグニチュードを推定したいことがしばしば起る。

そこで、 $M_B(GS)$ に相当する実体波マグニチュードを、松代の一点観測から実用的精度で推定する方法を求める目的から、統計的に調査検討したので報告する。

§ 2. 松代の station residual とこれを用いたマグニチュード算定式における問題点

周知のとおり、実体波マグニチュードを決める Gutenberg-Richter の式 (Gutenberg et al, 1956) は次のとおりである。

$$M_B = \log(A/T) + Q(A, h) + C \dots\dots\dots(1)$$

ここで、 A はある観測点における P 波の上下成分の最大振幅 (ここでは初動より10秒以内におけるものとした。単位 μ)、 T はその周期 (秒) である。 Q は観測点の震央距離 (A , 度) と震源の深さ (h , km) の関数であり、Gutenberg-Richter によって図や表で示されている ($5^\circ \leq A \leq 100^\circ$, $0 \text{ km} \leq h \leq 700 \text{ km}$)。また、 C は観測点の地盤に関する定数で、多くの地点についての平均をとれば 0 となるものである。

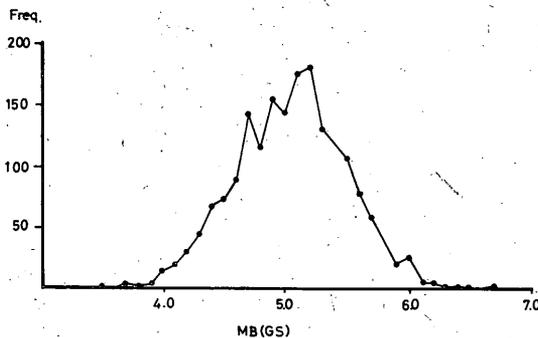


Fig. 1 (a). Frequency distribution of $M_B(GS)$ used in this investigation.

さて、1970年と1971年の2か年において、 $M_B(GS)$ が公表されており*、かつ松代における世界標準地震計の短周期上下成分 (WWSS—SP と呼ぶ) に記録され、次の (2) 式で実体波マグニチュードの第一近似値 $M_B(mat)'$ が算定できた地震は総数 1863 であった。

$$M_B(mat)' = \log(A/T)_m + Q(A_m, h) \dots\dots\dots(2)$$

これらの地震の $M_B(GS)$ 別、震央距離別、 P 波の周期別および震源の深さ別の度数分布を示すと、Fig. 1 (a), (b), (c), (d) のとおりである。すなわち、

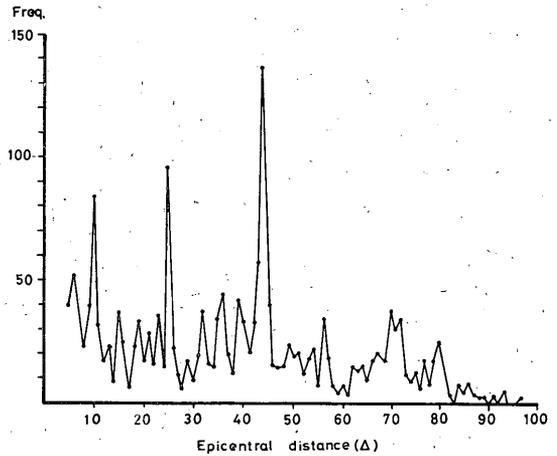


Fig. 1 (b). Frequency distribution of number of earthquakes in each epicentral distance.

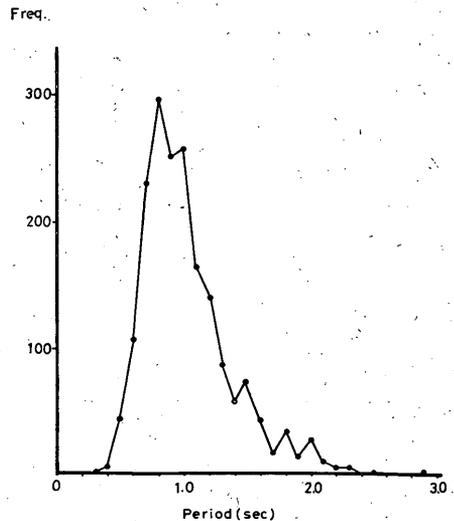


Fig. 1 (c). Frequency distribution of period of P -wave measured at Matsushiro.

* 例えば USGS : PDE (Preliminary Determination of Earthquakes) and EDR (Earthquake Data Report)

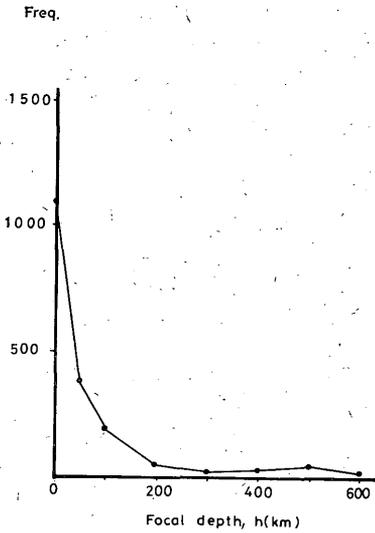


Fig. 1 (d). Frequency distribution of number of earthquakes at each focal depth.

基礎資料として用いた地震の $M_B(GS)$ は最小が 3.5, 最大が 6.7 で, 最多値は 5.2 であり, 松代からの震央距離は 5° から 97° にわたって分布している. また, P 波の周期は概ね 0.3 秒から 2.5 秒の帯域にあり, 大多数が 0.7 秒から 1.2 秒の範囲にある. これは WWSS—SP の最高倍率が周期 0.75 秒のところにあるための影響とみられる. また, 震源の深さ別の分布をみると, いわゆる逆 J 字型で, 100 km 以浅のものが多く, それ以深のものは極めて少ない.

これらの個々の地震の $M_B(GS)$ と対応する $M_B(mat)'$ とを用い, (3) 式のようにして松代の station residual, cm^* を求める.

$$cm = \sum \{M_B(GS) - M_B(mat)'\} / 1863 = -0.11 \quad \dots\dots(3)$$

このようにして得られた cm を用いると, 松代の一点観測資料から Gutenberg-Richter 方式の実体波マグニチュードの第二近似値を算定する式が次のように表わせる.

$$M_B(mat)'' = \log(A/T)_m + Q(\Delta_m, h) - 0.11 \quad \dots\dots(4)$$

しかし, この (4) 式を実用しようとするとき, まだ問題がある. 問題とは次のように, 誤差の現れ方に系統的

* 標準値に対する松代の平均残差で, 震動による土地の固有値とも考えられるので, station residual と呼んでおく.
(3) ほかの観測点の場合でも, このような傾向がみられる. 参考文献 (4) および (5) など参照

な偏りがあることである. すなわち, 個々の地震について (4) 式により $M_B(mat)''$ を求め, 次に震央距離に対して $dm' = M_B(GS) - M_B(mat)''$ をプロットして

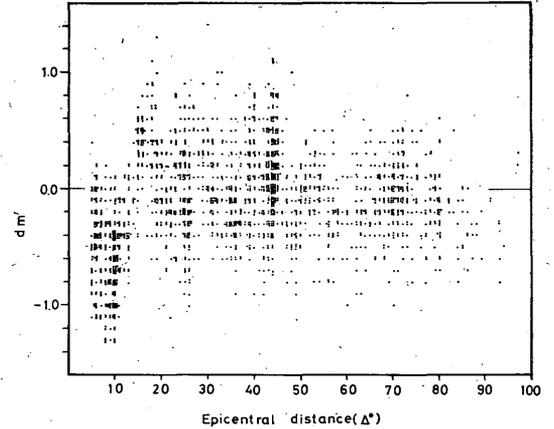


Fig. 2. Distribution of $dm' = M_B(GS) - M_B(mat)''$, in all epicentral distances. $M_B(mat)''$ is the second approximation of Matsushiro magnitude.

みると, Fig. 2 のとおりとなる. 図で見られるように, $|dm'| \geq 1.0$ のものもかなりあり, 極端な場合には 1.3 に達するものも現われるが, さらに注目されるのは, $5^\circ \leq \Delta \leq 14^\circ$ では $M_B(mat)''$ がほとんどの場合過大に, $15^\circ \leq \Delta \leq 18^\circ$ では逆に過小に算出される. すなわち, 震央距離によって誤差の現れ方が非常に偏っていることである⁽³⁾.

したがって, $M_B(GS)$ を標準にした場合, 許容誤差の範囲内でこれと一致する実体的な実体波マグニチュードを, 松代の一点観測資料から推定するには, このような偏った誤差の現れ方の原因を除外しなければならない.

§ 3. 誤差が偏った現れ方をする原因とその補正

3.1 地震の規模に関するか

地震の規模をほとんど同じにしてみるために, 基礎資料のうちから $4.9 \leq M_B(GS) \leq 5.1$ の範囲にあるものだけを抽出し, それぞれの場合の偏差 $dm'_{M=5}$ を震央距離に対してプロットしてみると, Fig. 3 のとおりになる. 地震規模がほとんど同じであっても, 誤差の出現傾向は Fig. 2 の場合と全く変わらない. したがって, 地震の規模には関係ないとみてよからう.

3.2 P 波の周期に関するか

震央距離全般にわたって最も多く測定されている P

Tab. 1. Mean values of magnitude difference, $M_B(\text{GS}) - M_B(\text{mat})''$ at each focal depth. $M_B(\text{mat})''$ is the second approximation of Matsushiro magnitude.

h (km)	0	30	60	90	120	150	200	300	400	500	600
	29	59	89	119	149	199	299	399	499	500	699
\overline{dm}'_h	-0.06	-0.10	0.07	0.09	0.06	0.06	0.01	0.07	-0.19	0.00	0.17

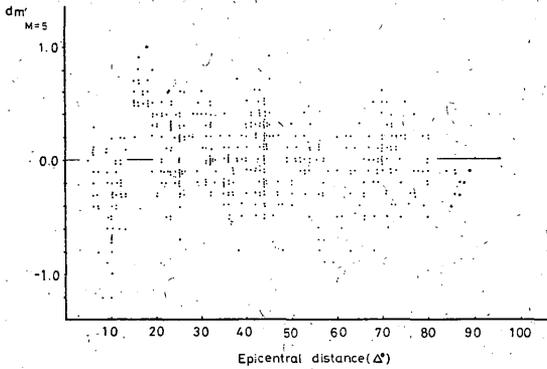


Fig. 3. Distribution of $dm'_{M=5} = M_B(\text{GS}) - M_B(\text{mat})''_{M=5}$, in all epicentral distances. $M_B(\text{mat})''_{M=5}$ is the second approximation for $4.5 \leq M_B(\text{GS}) \leq 5.1$.

波の周期 1.0 秒の地震だけを選び出し、 Δ_m と $dm'_{T=1}$ との関係を見ると Fig. 4 のとおりになる。このような層別化を行なってみても $dm'_{T=1}$ の偏った出現傾向は変わらない。したがって、P 波の周期による影響も考えられない。

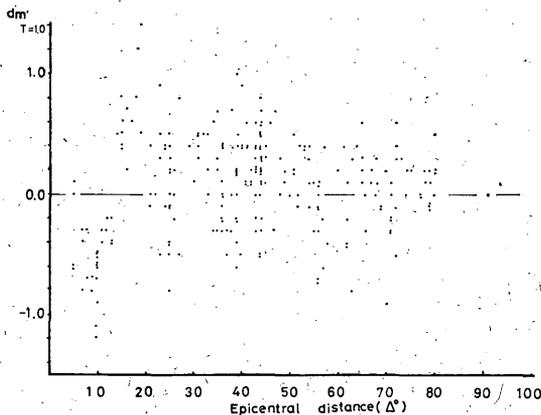


Fig. 4. Distribution of $dm'_{T=1} = M_B(\text{GS}) - M_B(\text{mat})''_{T=1}$, in all epicentral distances. $M_B(\text{mat})''_{T=1}$ is the second approximation of Matsushiro magnitude for 1.0 sec period.

* 地震数に無関係で求めた

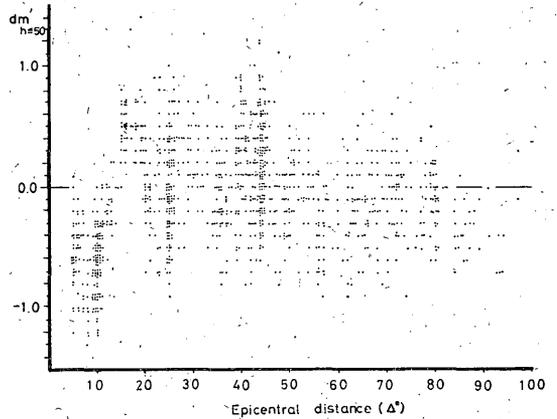


Fig. 5. Distribution of $dm'_{h \leq 50} = M_B(\text{GS}) - M_B(\text{mat})''_{h \leq 50}$, in all epicentral distance. $M_B(\text{mat})''_{h \leq 50}$ is the second approximation for focal depth ≤ 50 km.

3.3 震源の深さに関するか

前節で対象にした地震には深発地震も含まれている。震源の深さによる影響があるかもしれない。そこで、総数の約 58% に相当する $h \leq 50$ km の浅い地震の場合だけについて、 $dm'_{h \leq 50}$ を震央距離に対してプロットしてみる。その結果は Fig. 5 のとおりで、Fig. 2 と類似し、むしろ誤差の現れ方の特性は明白になる。

また、深さ 200 km 以浅は 30 km 毎に、200 km 以深は 100 km 毎に区分し、各層における dm'_h の平均値 \overline{dm}'_h を求めてみると、Tab. 1 のとおりで、ほとんどが $|dm'_h| < 0.1$ におさまリ、深さによる差異もみられない。したがって、震源の深さによる影響も考えられない。

3.4 Q-factor の影響か

そこで、 $M_B(\text{mat})''$ の決まった全地震について、標準マグニチュード $M_B(\text{GS})$ との差の震央距離 5° から 97° までにおける各 1° 毎の平均値 dm'_Δ を求めると Fig. 6 のとおりになる。これを $M_B(\text{mat})''$ に対する各震央距離による補正值と考えてみる。そして、さきに求めた各地震の $M_B(\text{mat})''$ に、その震央距離に応じた \overline{dm}'_Δ を Fig. 6 から読みとって、松代の一点資料から

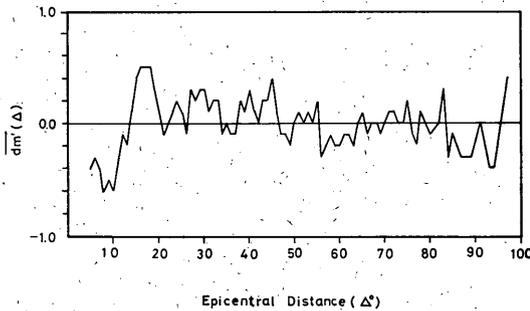


Fig. 6. Graph of corrections, \overline{dm}'_{Δ} , plotted against each epicentral distance. \overline{dm}'_{Δ} is mean value of magnitude differences, $M_B(\text{GS}) - M_B(\text{mat})''$.

算定する実体波マグニチュードの第三近似値, $M_B(\text{mat})''$ としてみる。すなわち,

$$M_B(\text{mat})''' = M_B(\text{mat})'' + \overline{dm}'_{\Delta} \dots (5)$$

$$= \log(A/T)_m + Q(\Delta_m, h) - 0.11 + \overline{dm}'_{\Delta} \dots (5)$$

このようにして求まる $M_B(\text{mat})'''$ と $M_B(\text{GS})$ との差を dm'' で表わし, 各地震の dm'' を震央距離に対してプロットしてみる。

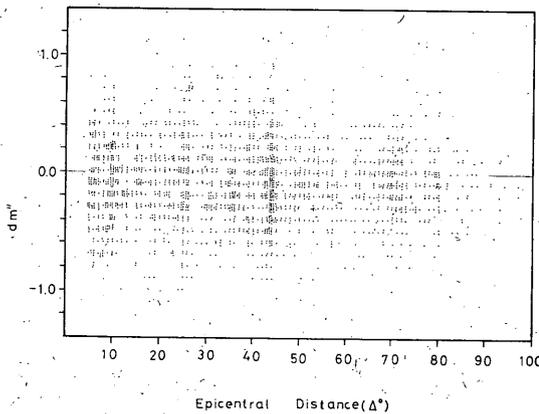


Fig. 7. Distribution of $dm'' = M_B(\text{GS}) - M_B(\text{mat})'''$, in all epicentral distances. $M_B(\text{mat})'''$ is the third approximate value of Matsushiro magnitude.

その結果は Fig. 7 のとおりになる。これを見ると, dm'' は基準線に平行にほぼ一様に分布し, Fig. 2 にみられたような誤差の系統的な偏りは除去されたことがわかる。

* 震源地のほぼ同じ地震のみについて調べてみても, 傾向は同じである。

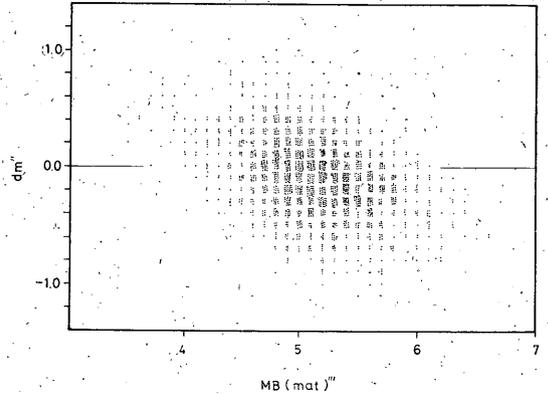


Fig. 8. Distribution magnitude difference, $M_B(\text{GS}) - M_B(\text{mat})'''$, plotted for $M_B(\text{mat})'''$.

また, dm'' を地震の規模の近似値としての $M_B(\text{mat})'''$ に対してプロットしてみる。その結果は Fig. 8 のとおりである。図に見られるように, 地震の規模の大きい方では $M_B(\text{mat})'''$ が過大傾向に, 規模の小さい方では $M_B(\text{mat})'''$ が過小傾向になっている。*

これらは, 地震波の距離による減衰の割合が, 地震の規模に応じて違うのにもがかわらず, Gutenberg-Richter の式における Q-factor にはこの考慮がなされず, Δ と h だけで決まるとして一定の定数を求め, それを機械的に用いるための影響と思われる。

したがって, さらに (5) 式に地震規模による補正を加えなければ, 実用性のある実体波マグニチュードの推定は期待できない。

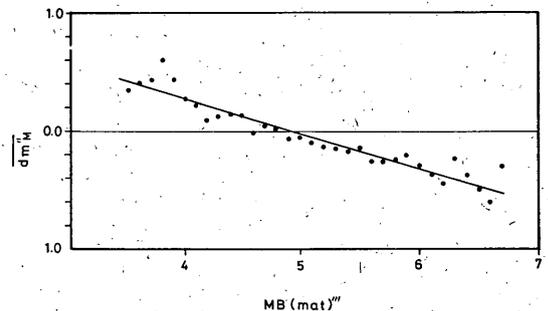


Fig. 9. Corrections for $M_B(\text{mat})'''$. Solid circles are mean values of dm''_M . dm''_M is magnitude difference, $M_B(\text{GS}) - M_B(\text{mat})'''$, computed per 0.1 $M_B(\text{mat})'''$. Solid line was decided by the least square method.

Tab. 2. Corrections, $\overline{dm''}_M$ for the third approximation of Matsushiro magnitude, $M_B(\text{mat})'''$.

$M_B(\text{mat})'''$	3.5	3.8	4.1	4.4	4.8	5.1	5.4	5.8	6.1	6.5
	3.7	4.0	4.3	4.7	5.0	5.3	5.7	6.0	6.4	6.7
$\overline{dm''}_M$	0.4	0.3	0.2	0.1	0.0	-0.1	-0.2	-0.3	-0.4	-0.5

そこで、マグニチュード0.1毎の dm''_M の平均値 $\overline{dm''}_M$ を求め、 $M_B(\text{mat})'''$ に対してプロットしてみると Fig. 9 おりになる。プロットした点は概ね直線状に分布するので、これに適合する直線を最小自乗法により決定すると(6)式が得られる。

$$\overline{dm''}_M = -0.29 \times M_B(\text{mat})''' + 1.42 \dots \dots \dots (6)$$

この $\overline{dm''}_M$ を地震の規模による補正值と考えると、松代の第四近似値、 $M_B(\text{mat})''''$ は(7)式のように表

わせる。

$$M_B(\text{mat})'''' = \log(A/T)_m + Q(\Delta_m, h) - 0.11 + \overline{dm''}_M + \overline{dm''}_M \dots \dots \dots (7)$$

いま、 $M_B(\text{mat})''''$ と $M_B(\text{GS})$ との差を dm''' とし、各地震について求めて、 $M_B(\text{mat})''''$ および Δ に対してプロットしてみると、Fig. 10 (a) および (b) のとおりとなる。両図でみられるように、いずれも誤差は基準線を中心として帯状に分布している。

したがって、松代の一点観測資料から $M_B(\text{GS})$ を算定するには、(7)式のように station residual のほかに、震央距離と地震規模に応じた補正を行うことが必要である。なお、Tab. 2 には $M_B(\text{mat})'''$ 0.1 毎の $\overline{dm''}_M$ の値を掲げた。

§ 4. 推定式の実用性の検証

さて、(7)式で算定される松代の第四近似値、 $M_B(\text{mat})''''$ がマグニチュード $M_B(\text{GS})$ を基準とした場合、どれ位の誤差を許容すれば実用に耐えうるかを確かめてみよう。1974年1月から1975年4月までの間で、ルーチンの通報観測で決められた978*この $M_B(\text{mat})'$ を抽出し、それぞれの $M_B(\text{mat})'$ に、Station residual を加え、さらに震央距離および地震の規模による補正をする。このようにして求めた $M_B(\text{mat})''''$ と標準マグニチュード $M_B(\text{GS})$ との差、 $dm''' = M_B(\text{GS}) - M_B(\text{mat})''''$ を算出し、それらの累積度数分布を正規確率紙上に記入してみると、Fig. 11 のとおりとなる。この図でわかるように、誤差 dm''' は中央値が -0.02、標準偏差が 0.27 の正規分布に極めて近い分布をしている。

したがって、許容誤差を0.5程度とすれば、松代の一点観測資料による $M_B(\text{mat})''''$ が標準マグニチュード $M_B(\text{GS})$ の代用値として実用し得るものといえる。

§ 5. あとがき

松代における WWSS-SP の記録を用い、Gutenberg-Richter の方法に基礎をおき、適当な補正を施すことにより、USGS が多数の観測点の資料で決める、実体波マグニチュード $M_B(\text{GS})$ と許容される誤差範囲で一致

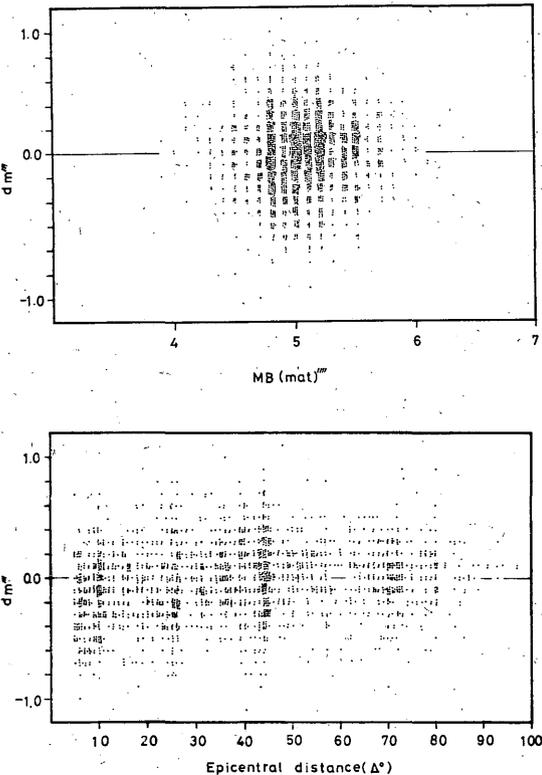


Fig. 10. Distribution of $dm''' = M_B(\text{GS}) - M_B(\text{mat})''''$. M_B'''' is the fourth approximation of Matsushiro magnitude. upper; for $M_B(\text{mat})''''$ lower; for epicentral distance

* これらの地震の規模別、深さ別、震央距離別を示すと、それぞれ $3.8 \leq M_B(\text{GS}) \leq 6.4$, $0 \text{ km} \leq h \leq 678 \text{ km}$, $5^\circ \leq \Delta \leq 91^\circ$ となる。

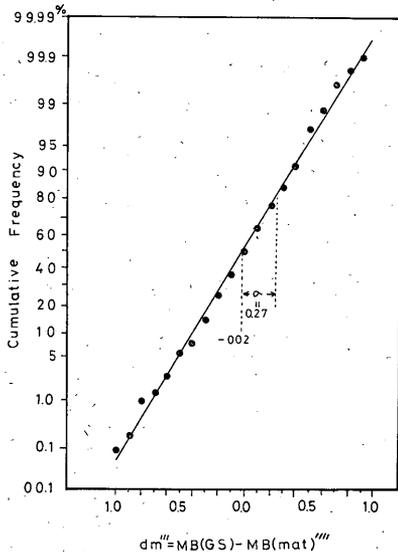


Fig. 11. Cumulative frequency curve of magnitude difference, $M_B(GS) - M_B(mat)'''$, plotted on a normal probability paper.

する $M_B(mat)$ を推定する方法を調べた。調査結果を要約すると次のとおりである。

i) Gutenberg-Richter の式における松代の station residual は -0.11 である。

ii) 松代の station residual を用いた Gutenberg-Richter の式に、松代の一点資料を入れて算出した実体波マグニチュードの値を、 $M_B(GS)$ と比較すると、 18° 以下の震央距離において系統的に偏った誤差が現われる。

そこで、この系統的な偏りを取り除くための補正方法を求めた。しかし、なお、地震の規模に応じた系統的誤差が残るので、マグニチュードに関する補正方法も求めた。

iii) 松代の一点観測資料から、概ね誤差 0.5 以内で標準マグニチュード、 $M_B(GS)$ と合致する $M_B(mat)$ は (7) 式によって算定できる。

おわりに、この調査に当って有益なご教示をいただいた当所の正務章所長に厚く御礼申し上げます。

参考文献

- Booth D. C., P. D. Marshall, and J. B. Toung, (1974): Long and Short Period P -wave Amplitude from Earthquakes in the Range 0-114, *Geophys. J. R. Astr. Soc.* **39**, 523-537.
- Gutenberg B., (1945): Amplitude of P , PP and S and Magnitude of shallow Earthquakes, *Bull. Seism. Amer.*, **35**, 3-12.
- Gutenberg B., and C. F. Richter, (1956): Magnitude and Energy of Earthquakes, *Ann. Geofisica*, **9**, 1-15.
- Mizoue M., (1968): Earthquake Magnitude Determination in Relation to Regional Variation of P Wave Amplitudes, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **46**, 457-487.
- 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・マグニチュード (m) の決定, *験震時報*, **32**, 103-115.
- 坪井忠二, (1954): 地震動の最大振幅から地震の規模 M を決めることについて, *地震*, **7**, 185-193
- Veith K. F., and G. E. Clawson (1972): Magnitude from Short-Period P -wave Data, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **62**, 435-452.