

気象庁 67 型及び 76 型地震計記録による近地地震
の規模決定式の妥当性について*

神林 幸夫**

Some Problems Underlying the Empirical Formulas for Determining the Magnitude
of the Shallow Focus Earthquake Using the JMA 67 and 76 Type Seismographs*

Yukio Kanbayashi**

The Japan Meteorological Agency (JMA) has been using the Tsuboi's formula to determine the magnitude of earthquakes occurring in and around Japan. To calculate magnitude, maximum amplitudes on the seismograms which are recorded by Wiechert type and JMA 59 type middle period seismographs are substituted in the following formula:

$$M_{59} = \log A + 1.73 \log \Delta - 0.83,$$

where A is a combined horizontal maximum ground displacement measured in micrometer, and Δ is the epicentral distance in km.

For small shallow focus earthquakes, following empirical formulas were introduced for the short period JMA 67 and 76 type seismographs:

$$M_{67} = \log A + 1.64 \log \Delta + 0.22,$$

$$M_{76} = \log A + 1.64 \log \Delta + 0.44,$$

where A is the maximum velocity amplitude in milli-kine ($1/1000 \text{ cm/s}$) on the vertical short period seismographs.

Several recent investigations suggested that there were systematic deviations between the magnitudes obtained from these formulas and the Tsuboi's formula, and also that these magnitude formulas were incomplete. To reduce the systematic deviations, we improved new magnitude formulas for the JMA 67 and 76 type seismographs as follows:

$$M_{co 67} = 1.27 \log A + 2.08 \log \Delta - 0.66,$$

$$M_{co 76} = 1.27 \log A + 2.08 \log \Delta - 0.38.$$

On the other hand, station corrections for the Tsuboi's formula were also investigated. Station magnitudes for every station of 20 years were averaged to determine the station correction values for each station. Results show a good correlation between regional geological structures and attenuation of seismic waves.

Application of station corrections to magnitude determination show that a magnitude can be determined more accurately even if number of available data are limited.

§ 1. はじめに

気象庁では近地浅発地震のマグニチュード(地震月報のものを M_J とするため、ここではかりに M_{59} と記す)の決定式に坪井の式(坪井, 1954)

$$M_{59} = \log A + 1.73 \log \Delta - 0.83 \quad (1)$$

を用いている。ここで A は水平動の合成最大変位振幅(μm)、 Δ は震央距離(km)である。なお、 A は周期が 5 秒以下のものにかぎり採用している。

また、1973年頃から整備され始めた67型磁気テープ記

*Received Mar. 26, 1991; Revised July 3, 1991

**地震津波監視課, 現飯田測候所; Earthquake and Tsunami Observation Division, Now at Iida Weather Station

録式地震計（1千倍級，固有周期1秒）により，小地震の最大振幅も得られるようになった。しかしながら，この地震計による最大振幅は速度振幅であるため，坪井の式をそのまま使うわけにいかず，神林・市川(1977)が求めた式

$$M_{67} = \log A + 1.64 \log \Delta + 0.22 \quad (2)$$

を1977年1月から用いている。ここで，Aは上下動成分の最大速度振幅(mm kine)， Δ は震央距離(km)である。この式は主に小地震を対象としたものであり，大きな地震には適当でないということと，比較的大きな地震では59型直視式電磁地震計(倍率100倍，固有周期5秒)による最大振幅が十分得られるということで，M 5.5以上の場合は使用しないこととした。

1979年には，76型磁気テープ記録式地震計（1万倍級，固有周期1秒）の展開が終了し，さらに小さな規模の地震までMの決定が可能となった。しかしながら，竹内(1983)は(2)式をそのまま76型地震計に当てはめてMを決定した場合，0.22程度小さく求まることを指摘した。これは従来の67型地震計が地上型中心なのに，76型は埋設型であることがおもな原因としており，76型地震計による式

$$M_{76} = \log A + 1.64 \log \Delta + 0.44 \quad (3)$$

を提唱した。そして，1983年1月より76型地震計の振幅については，この式を用いている。

なお，67，76型地震計の最大振幅はP～S時間が1分以上(Δ :約700km以上)のものは使用していない。

一方，中規模以上の地震に対して(1)式で求めたMと，(2)式および(3)式で求めたMに大きな差がある場合がある(M₆₇およびM₇₆で求めたMが小さい)ことが指摘されていた。

1977年以降でも，59型地震計(または強震計)の最大振幅が3データ以上ある場合は，それぞれの式でMを計算し，(1)式で求めたMの平均が5.5以上の場合には(1)式で決まったMを採用していた。これに加えて，1983年1月からM₅₉が5.5未満でもその差が0.5以上ある場合には(1)式で決まったMを採用することになった。

また，59型地震計による最大振幅が2データ以下の場合には，59型地震計については(1)式を，67，76型地震計については，(2)式および(3)式を用いてMを計算し，これらの全てを平均してMを決めている。

なお，M決定に際しては一次的にMを決定し，そのMから0.5以上差があるものを除いて再計算し，標準誤差が0.35未満の地震にかぎり最終的なMを決定している。

(2)式および(3)式は，そもそもM 4程度以下の小地震を対象としたものであり，それ以上の地震に対しては59型

地震計による観測で3点以上のデータが得られていた。しかしながら，1982年2月から59型地震計による見かけ上の最大全振幅の報告基準を，従来の1mmから3mmとしたことも影響して，海域で発生した地震などの場合，M 4.5以上でも59型地震計によるデータが3点以上得られない場合が生じてきた。したがって，この付近まで速度振幅を用いた(2)式および(3)式を主体にMを決定せざるを得なくなっている。このため，あらためて(2)，(3)式を用いて決定するMを吟味する必要が生じてきた。

一方，地震動の性質は観測点付近の地盤特性や地質構造が，観測される振幅に大きな影響を与えるということは，勝又(1954)，市川(1958)，勝又(1965)らの報告でも明らかにされており，Mを精度良く決定する上で無視することはできない。特にデータ数が3点程度で決まる場合，これらの地点の特性がMの決定に大きな影響を与えたと考えられる。したがって，観測点補正を考慮に入れた上でMの決定式を吟味することも必要である。今回はこの2点について調査した。

§ 2. M₅₉とM₆₇，M₇₆の系統的な差について

59型地震計(または強震計)及び67型，76型地震計のデータがそれぞれ3点以上ある地震に対して，(1)式および(2)，(3)式でそれぞれMを計算し，(1)式で求めたM(M₅₉)を横軸に，(2)，(3)式で求めたM(M₆₇，M₇₆)との差を縦軸にプロットしたのが第1図である。図は1981年(上段)，1982年(中段)，1983年(下段)のものであるが，この図からも明かなように系統的な差があることがわかった。

この系統的な差をなくすことにより，M 6程度以下の地震すべてについて，坪井の式((1)式)で求めたMと同等のMを求められることが期待できる。すなわち，

$$M_{\text{corr}} = \alpha M_0 + \beta$$

の式により α ， β を求めれば，系統的な差は改善されるはずである。ここで，M₀は(2)式または(3)式で求めたMである。

この3年間のデータをもとに最小二乗法で α を求めると1.27になり， β は-0.94を得た。すなわち，

$$M_{\text{corr}} = 1.27 M_0 - 0.94 \quad (4)$$

となる。(4)式により，67，76型地震計によるMを計算し，M₅₉ - M_{corr}を縦軸に，M₅₉を横軸にプロットしたのが第2図である。この図からもわかるとおり系統的なずれはほとんど見られなくなった。

したがって，この方法でMを計算することにより，M 2.5からM 6.0程度まで59型地震計の最大変位振幅から(1)式により求めたM₅₉とほぼ同等なMが67，76型地震計の最大速度振幅からも求められることがわかった。

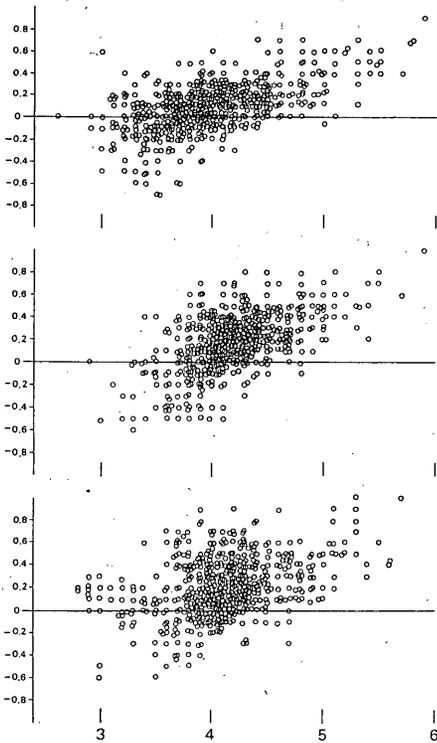


Fig 1. Differences between the magnitudes determined by the formula (1) using the 59 type seismographs, strong motion seismographs and those determined by the formula (2) and (3) using the JMA 67 and 76 type seismographs. The abscissa is the magnitude determined by formula (1). Upper, middle and lower figures show the result obtained in 1981, 1982 and 1983 year, respectively.

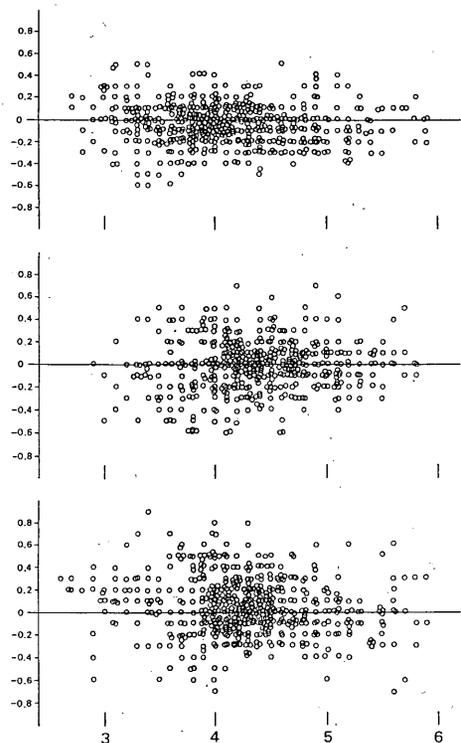


Fig 2. Differences between the magnitudes determined by formula (1) using the 59 type seismographs, strong motion seismographs and those determined by the new formula (5) and (6) using the JMA 67 and 76 type seismographs.

そこで、67型地震計については(4)式に(2)式を代入することにより、

$$M_{co67} = 1.27 \log A + 2.08 \log \Delta - 0.66 \quad (5)$$

を、また、76型地震計については(4)式に(3)式を代入することにより、

$$M_{co76} = 1.27 \log A + 2.08 \log \Delta - 0.38 \quad (6)$$

が得られる。

§ 3. 観測点補正值について

第3図は1982年および1983年の気象庁地震月報による $M(M_J)$ 別度数分布図である。この図からわかるとおり、

1983年のものは $M 4.7$ 付近に谷が見える。また、日本海中部に発生した地震だけを取り出した M 別度数分布図が第4図の(a)であり、1983年の $M 4.7$ 付近の谷は日本海中部地震が原因になっているということがわかった(詳しくは § 4 を参照)。このことは石川(1987)も指摘している。

59型地震計(または強震計)で得られた最大振幅が10個以上あり、震源の深さが60km以浅の地震について、観測点別の M の残差の調査を行った。期間は1963年~1982年の20年間で、(1)式により M を決定し、その M から観測点別に M の残差 ΔM を求めた。その結果を第1表に示す。図に示せば第5図のとおりである。コンターの引き方については近畿地方など一部の地域について、多少問題はあるかもしれないが、極めて明瞭な地域差があることがわかる。

すなわち、 ΔM が系統的に大きな地域(正の地域)は、

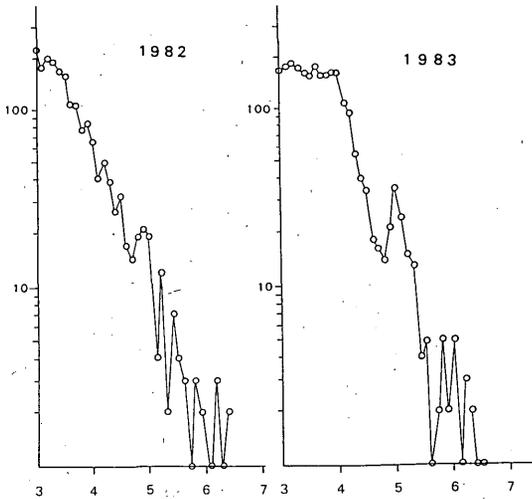


Fig 3. Magnitude frequency distribution by M_J for the years of 1982 and 1983.

北海道中央部(帯広, 苫小牧, 森)から東北地方の日本海側(青森, 秋田, 酒田, 新潟)に至る地域, 関東地方南部の地域(東京, 横浜, 館山)および河口湖, 近畿地方の中央部(大阪, 奈良, 彦根)および九州地方の中央部(佐賀, 大分)である。

逆に小さな地域(負の地域)は, 北海道東部(根室), 三陸沿岸の地域(八戸, 宮古, 大船渡, 石巻), 中部地方の中央部(高田, 飯田, 静岡), 尾鷲および兵庫県南部, 四国地方から九州地方の太平洋沿岸の地域(潮岬, 室戸岬, 足摺, 延岡, 種子島)中国地方, 九州地方の日本海側(浜田, 厳原, 福江)などの地域である。

一方, 南西諸島については観測点数が少なく, コンターを引くのはなかなか難しい。小西ら(1973)は琉球弧前縁の先中新統基盤の構造区分について, 本部・国頭・島尻の帯状構造は九州の西方沖まで伸びていると報告しているが, 今回調査した ΔM の -0.1 のラインが, 本部あるいは国頭帯の走向と一致していることは注目に値する。

なお, この調査にあたって, 震央距離が300 km以内と300 km以上の観測点に分けて調べたが, 震央距離の違いによる ΔM にはあまり有意な差がなく, 300 km以上の地震について求めた ΔM の方が平均して0.2くらい小さい程度であった。このことは震央距離が大きくなった場合, 最大振幅を与える周期が長くなり, 地震計の周期特性も考慮した補正が必要となっているのかも知れない。しかし, 今回の場合, 300 km以遠のデータはそれほど多くないので, 全体の平均をもって観測点補正值としても, 問題はないと考えられる。

一方, 67, 76地震計については1979年から1982年の4

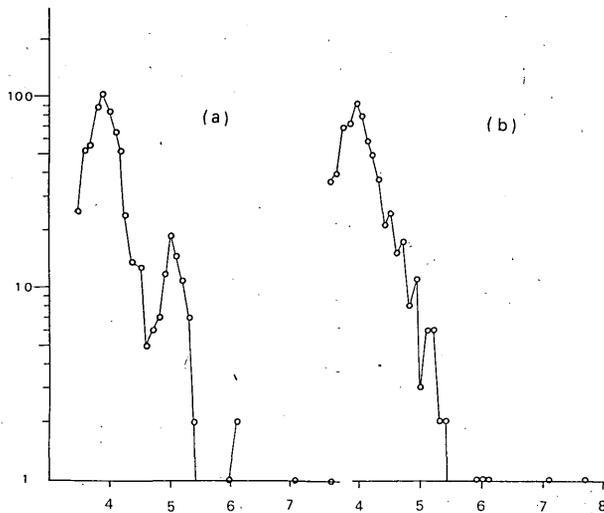


Fig. 4. Magnitude frequency distribution for the 1983 Nihonkai - chubu Earthquakes. (a) and (b) are magnitude frequency distribution by M_J and those by new method, respectively.

Table. 1. ΔM is the station correction value which was determined using data from more than 10 stations data of JMA 59 type or strong motion seismographs (1963~1982). The number of data shows the number of the earthquake which was used for detemining ΔM .

官 署	ΔM	データ数	官 署	ΔM	データ数	官 署	ΔM	データ数
稚内	-0.05	731	軽井沢	0.16	375	潮岬	-0.24	495
留萌	0.00	455	前橋	-0.03	1275	岡山	-0.13	599
旭川	-0.11	1170	宇都宮	-0.04	1193	広島	-0.24	395
網走	-0.22	944	熊谷	0.02	2451	松江	-0.03	181
札幌	0.03	1406	秩父	-0.00	214	浜田	-0.27	446
帯広	0.41	535	水戸	0.10	2583	西郷	-0.16	403
釧路	-0.00	1358	柿岡	0.06	1622	鳥取	-0.09	254
根室	-0.32	1003	東京	0.13	2086	米子	-0.04	54
寿都	-0.18	206	横浜	0.22	1367	高松	-0.08	612
室蘭	-0.08	124	銚子	-0.13	794	徳島	-0.02	264
苫小牧	0.19	23	館山	0.17	1849	松山	-0.10	516
浦河	0.04	1595	大島	-0.07	1082	宇和島	-0.09	58
森	0.60	22	八丈島	-0.08	752	足摺	-0.28	429
函館	-0.07	1528	甲府	0.05	2057	高知	-0.10	259
広尾	0.02	197	河口湖	0.24	297	室戸岬	-0.25	584
青森	0.40	1455	静岡	-0.20	1203	下関	-0.21	413
八戸	-0.28	1438	御前崎	0.11	843	福岡	-0.09	557
秋田	0.15	1975	三島	0.04	1721	飯原	-0.23	139
盛岡	-0.10	1721	網代	-0.26	1381	佐賀	0.40	276
宮古	-0.24	1160	石廊崎	-0.03	154	大分	0.35	715
大船渡	-0.33	1427	浜松	-0.01	1482	長崎	-0.06	378
酒田	0.68	684	岐阜	-0.04	962	雲仙岳	0.03	81
山形	-0.10	479	高山	-0.02	41	福江	-0.28	260
仙台	0.04	2164	名古屋	0.09	1739	熊本	0.15	521
石巻	-0.25	1632	津	0.09	559	阿蘇山	0.06	81
福島	0.13	2217	尾鷲	-0.40	520	宮崎	0.02	534
白河	0.07	295	松代	-0.33	258	延岡	-0.21	230
小名浜	0.06	2300	父島	0.13	150	鹿児島	0.22	567
相川	-0.27	874	京都	-0.27	698	種子島	-0.26	237
新潟	0.35	1668	舞鶴	-0.04	78	名瀬	-0.07	134
金沢	0.08	1072	豊岡	0.27	1307	那覇	-0.07	203
輪島	0.18	1204	彦根	0.15	920	名護	-0.14	70
富山	0.02	1431	大阪	0.31	1504	久米島	-0.20	45
福井	-0.02	485	高安山	-0.06	325	宮古島	0.19	120
敦賀	0.14	140	奈良	0.20	232	石垣島	-0.31	83
長野	0.04	1682	神戸	-0.02	116	与那国	-0.19	25
高田	-0.25	451	姫路	-0.30	215	南大東	0.30	155
松本	-0.00	223	洲本	-0.22	375			
飯田	-0.16	1434	和歌山	-0.20	654			

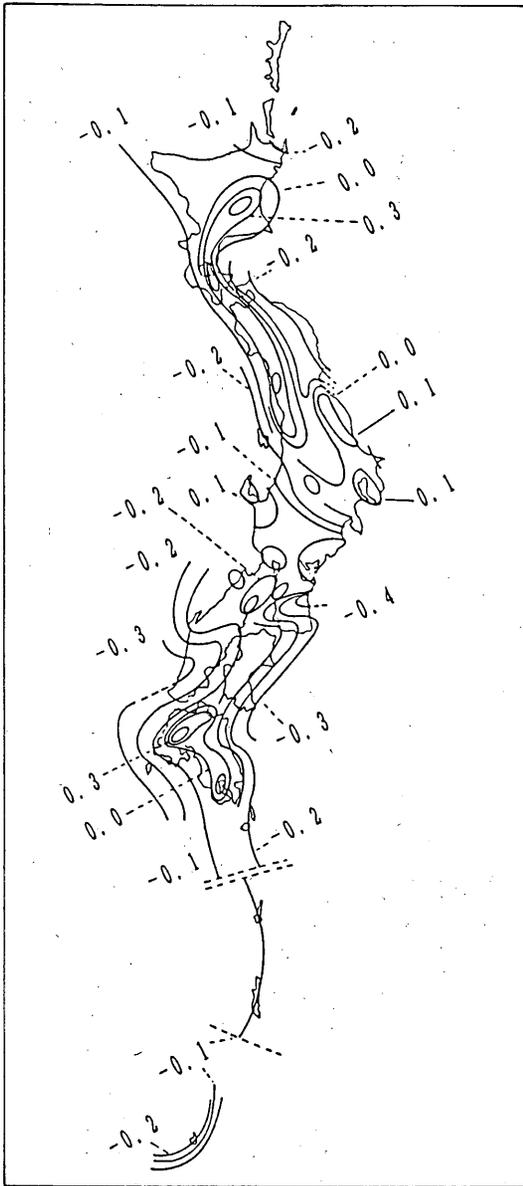


Fig 5. Good regional correlation of station correction values are expressed by counters. Large positive values in Japan Sea coast area of Northeast Japan should be noticed.

年間のデータを(2)式または、(3)式によりMを計算し、官署別の ΔM の平均を求めた。その結果、59型地震計の場合ほど明瞭な地域差は認められないが、同様な傾向が見える。しかしながら、これらの地震計による官署別 ΔM

は(5)式あるいは(6)式を使うことにより、系統的な差をなくした上で再検討する必要があり、今回は示さなかった。

§ 4. 1983年日本海中部地震について

官署別の ΔM を求めた結果、東北地方の日本海側の官署のものは極めて大きいことがわかった(第1表及び第5図参照)。この観測点補正値を使って、先に問題点として指摘していた日本海中部地震について新たにM別度数分布図を求めた。その結果が第4図の(b)である。このように観測点補正値を利用することにより、M4.5~5付近の異常は全く見られなくなった。日本海中部地震の場合は、59型地震計による報告(見かけ上の最大変位振幅が3mm以上)が、秋田、青森、酒田の3データ、あるいは秋田、青森、酒田、新潟の4データという ΔM の大きい官署だけになることが異常の原因であったと考えられる。これはM4.5~5の地震に対して、これらの官署の振幅が平均値より大きく記録されるため、それらの地震のMは本来より大きいMとなる。一方、それ以下の地震では59型地震計の最大振幅の報告(検測)基準が3mmのため、59型地震計の報告値が3点以上なく67、76型地震計の振幅が主体で決定される。この場合Mの相対的なかさ上げがなく、M4.5~5の地震が相対的に減って見える。このことがM4.7付近に谷が形成される原因である(第4図の(a)参照)。

第6図は1982年及び1983年に発生した地震のM別度数分布図である。図中○は M_J であり、●は(5)式及び(6)式に観測点補正値を加えて再計算したものである。1983年のM4.7付近の谷はなくなり、全体的にスムーズになっている。

一方、第2図の1983年の分を日本海中部地震の震源域内に発生した地震と、それ以外の地域に発生した地震に分けて、 M_{59} と $M_{59} - M_{co67}$ (M_{co76})の関係を図示したものが第7図である。この図は(5)式、(6)式により補正し、観測点補正値を加えて再計算したにもかかわらず、図からも明らかなように日本海中部地震の震源域に発生した地震は、59型地震計の最大振幅により決定されたMの方が若干大きく求まる傾向があり、特にM4以下の地震では M_{59} の方が明らかに大きくなっている。このことは、神林、市川(1977)が指摘した M_{59} と M_{67} (M_{76})に地域差があるということが原因とも考えられる。

§ 5. 結 果

(1) 59型地震計による最大振幅の報告基準を1982年2月から、従来の1mm以上(見かけ上の最大全振幅)から3mm以上にしたことにより、M4.5以上の地震でも海域

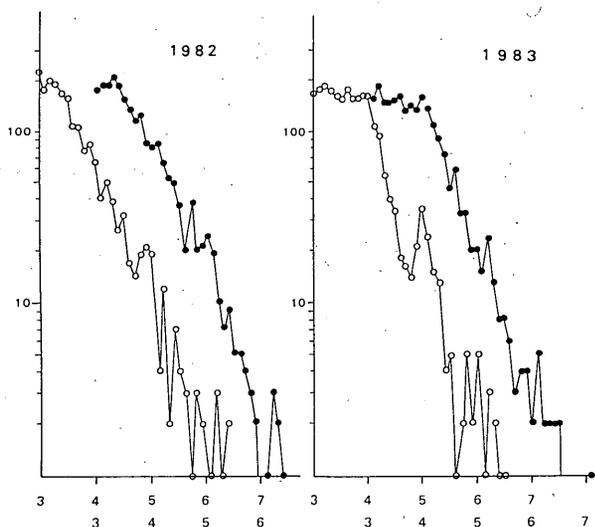


Fig 6. Magnitude frequency distribution for the years of 1982 and 1983. Open circles and solid circles are magnitude distributions for M_J and those by new method, respectively.

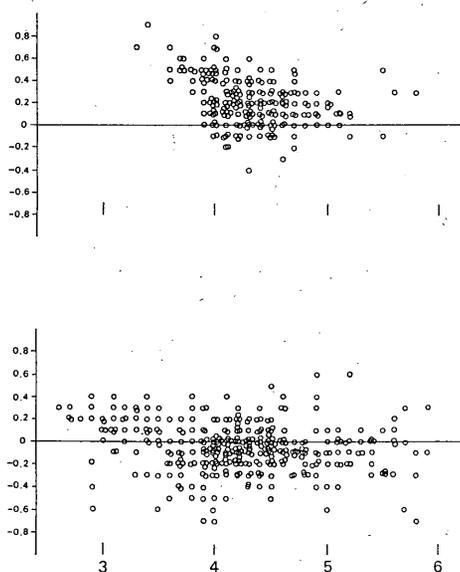


Fig 7. The ordinate indicates $M_{59} - M_{co67}$ (M_{co76}), and the abscissa indicates M_{59} . Upper figure is for the after-shocks of the Nihonkai-chubu earthquake, and lower one is for other earthquakes excluding them.

等に発生した場合には3点以上のデータが得られない場合が生じてきた。

また、この付近では59型地震計(または強震計)の最大変位振幅により、(1)式で決定した $M(M_{59})$ と67, 76型地震計の最大速度振幅により、(2)式または(3)式で決定した $M(M_{67}; M_{76})$ に系統的な差があり、調査した結果、両式の間には

$$M_{corr} = 1.27M_o - 0.94$$

の関係があることがわかった。この関係に(2)式、(3)式を代入することにより

$$M_{co67} = 1.27 \log A + 2.08 \log \Delta - 0.66$$

$$M_{co76} = 1.27 \log A + 2.08 \log \Delta - 0.38$$

を得た。

これらの式により、67, 76型地震計の最大速度振幅でM6程度以下の地震については、 M_{59} とほぼ同等のMが求められることがわかった。しかしながら、この式は $\log A$ に係数をつけるということになり、振幅が10倍になったらMが1大きくなるという、今までの常識とは一致しない。これは最大速度振幅を用いてMを決定する場合、このような公式は当てはまらないと考えた方が良いのかも知れないが、検討を要する問題である。

(2) 第1表および第5図に見られるように59型地震計の最大変位振幅によるMの決定に際して、 ΔM に系統的

な地域差があることがわかった。地震の規模が大きく、データ数が多い場合は ΔM の大きい官署のデータの重みも小さくなるため、それほど問題とならないが、データ数が3点くらいの場合にはその地域差が M 決定に影響され、真の M より0.2～0.3程度大きく、あるいは小さく決定される場合がある。この影響を取り除くためにデータ数が10点以上ある地震について、官署別に平均的な ΔM を求め、観測点補正值の表を作成した。この観測点補正值を利用することにより、データ数が少ない場合でも相対的に正しい M が求められることがわかった。

(3) 67, 76型地震計設置官署の ΔM には59型地震計による ΔM ほど明瞭ではないが、同様な傾向が見られる。また、震央距離を300 km以内の地震と300 km以上の地震に分けて ΔM を求めたところ、300 km以上の方が平均して0.2程度小さく求まることがわかった。このことは最大振幅の周期による補正が必要であることを示していると思われるが、実際の M 決定にそれほど影響はなかったので省略した。

(4) 日本海中部地震の余震では、補正し系統的な差をなくしたにも係らず M_{59} の方が M_{67} (M_{76})より若干大きくなる。また、 $M 4$ 以下ではその傾向は更に大きくなるようである。これは地域的にみて M_{59} と M_{67} (M_{76})に差があることが知られており、そのことが原因であるとも考えられる。しかしながら、当面、 M_{59} と M_{67} (M_{76})の平均をもって M とすることにより、相対的に正しい M が求められると考えている。

したがって、今回求めた観測点補正值を用いれば、 $M 5.5$ 以下で59型地震計のデータ数が3点以上ある場合、窮余の策としていた「 M_{59} と M_{67} (M_{76})の差が0.5以上の場合には M_{59} の値を採用する」という方法は不要となり、各々の式を使って M を計算したものを平均することによって、系統的な差の少ない M が求まるであろう。

謝 辞

今回の調査はかなり以前に行なったものであるが、気象庁の $M(M_J)$ は $M 3.5$ 程度以下が小さすぎるなどという問題点が指摘されており、強い不信任感が表明され、その対応が求められていた。そこで、ここに取りあえず報告する次第である。

この調査にあたり、津村建四朗博士及び浜田信生博士には多くの適切な助言、ご指導をいただいた。また、石川有三氏には原稿を読んで頂き適切な助言を頂いた。ここに深く感謝します。

参考文献

- 石川有三, 1987, 気象庁震源データの変遷とその問題点, 験震時報, 51, 47-56.
- 市川政治, 1958, 日本の各地震観測点における地震の規模 M の系統的な偏差について, 験震時報, 22, 179-186.
- 勝又 護, 1954, 地震動振幅の地盤係数(その1), 験震時報, 19, 77-80.
- 勝又 護, 1965, 地震動振幅の地盤係数(その2), 験震時報, 30, 119-129.
- 神林幸夫・市川政治, 1977, 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, 験震時報, 41, 57-61.
- 小西健二・須藤 研, 1973, 琉球から台湾まで, 世界の変動帯, 上田誠也・杉村 新編, 271-280.
- 竹内 新, 1983, 気象庁76型地震計によるマグニチュードの決定, 験震時報, 47, 112-116.
- 坪井忠二, 1954, 地震動の最大振幅から地震の規模 M を求めることについて, 地震2, 7, 185-193.
- 吉岡克平・飯尾能久, 1988, 1 Hz速度型地震計に対するマグニチュードの式の再検討, 地震2, 41, 437-441.