

気象庁変位マグニチュードの改訂

勝間田 明男*

Revision of the JMA Displacement Magnitude

Akio KATSUMATA

(Received January 13, 2004 : Accepted February 13, 2004)

ABSTRACT

We introduce a magnitude formula expressed in terms of the maximum amplitude A_D of displacement by

$$M_D = \log_{10} A_D + \beta_D(\Delta, H) + C_D.$$

Here $\beta_D(\Delta, H)$, called the attenuation function, represents a correction term depending on the epicentral distance Δ between a given observation point and the earthquake, and on the focal depth H . C_D is a correction due to the deployment of a new nationwide seismic network developed from 1994 to 1995, and due to the change of filters of seismographs.

The attenuation function represented by B-spline functions is so determined as to satisfy the following conditions on the average with regard to earthquakes:

1. Deviation of M_D from \bar{M}_D is minimized.
2. For shallow earthquakes, \bar{M}_D agrees with the Tsuboi magnitude with a logarithmic attenuation function.
3. For deep earthquakes, \bar{M}_D agrees with the moment magnitude M_w .

Here \bar{M}_D stands for the mean of M_D with respect to observation points, and is called the displacement magnitude.

The present attenuation function is obtained by modifying the one by Katsumata (1999) so that it may give a better account for the attenuation for shallow as well as deep earthquakes.

1. はじめに

気象庁の変位マグニチュードは、2003年9月25日の改訂前は、60kmより浅い地震には坪井式(1954)

$$M_T = \log_{10} A_D + 1.73 \log_{10} \Delta - 0.83 \quad (1)$$

を、これより深い地震には勝又式(1964)を適用して決められていた。¹⁾この方式では、勝又式がモーメントマグニチュード(Kanamori, 1977)に比べ系統的に大きな値を与える(Katsumata, 1996)、深さ60kmにおいてマグニチュードの不連続が生ずるなどの問題点があった。また、1995年以後の津波地震早期検知網(気象庁, 1997)の振幅データに坪井式をそのまま適用した場合には、それ以前に比べてマグニチュードが系統的に小さくなる(例えば、Katsumata, 1999)という問題もあった。

Katsumata (1999)は、坪井・勝又式の併用をやめて統

一マグニチュード式

$$M_{KA} = \log_{10} A_D + \beta_{KA}(\Delta, H) \quad (2)$$

によることを提案し、Bスプラインにより最適な減衰関数 β_{KA} を求めた。減衰関数 β_{KA} は深さ10kmで坪井式(1)の対数的減衰関数になるよう、また深いところで M_{KA} がモーメントマグニチュードに平均的に一致するように決められている。

これにより深い地震のマグニチュードが大き過ぎるという問題は解決したが、準拠した坪井による減衰式が現実の変位振幅の減衰を必ずしも表さないという問題点が残されていた(気象庁マグニチュード検討委員会における顧問委員の指摘)。

Fig. 1に坪井(1954)とKatsumata (1999)によるマグニチュードについて、観測点マグニチュード²⁾ M_T, M_{KA}

* Meteorological College, Japan Meteorological Agency 気象庁気象大学校

1) より小さな地震に対する速度振幅を用いたマグニチュード式については本特集、舟崎の稿を参照されたい。

2) (1)式や(2)式は観測点での値を表しているとも解される。この点を強調する場合、特に観測点マグニチュードとよぶ。複数の観測点における観測点マグニチュードを平均したものを平均マグニチュード、あるいは地震のマグニチュードとよび、 \bar{M}_T, \bar{M}_{KA} などと表す。混乱の恐れがない場合には「 \bar{M} 」を省くことがある。

と各地震に対する観測点マグニチュードの平均値 ($\overline{M_T}, \overline{M_{KA}}$) との差を示す. 坪井による観測点マグニチュード M_T は, 震央距離 10km より近距離において平均値からの差が大きくなるとともに, 震央距離 100km を超える範囲においても震央距離依存の偏差が認められる. Katsumata (1999) による観測点マグニチュード M_{KA} は, 浅い地震についての減衰関数を坪井による対数的減衰関数に合わせているために, 坪井のマグニチュードと同様な偏差を示す. そこで, 本論文ではこの条件を緩めて, 観測点マグニチュードに合わせるのではなく, 浅い地震の減衰関数については, それぞれの観測点マグニチュードの平均としての坪井のマグニチュードに合うようにし, かつ観測された振幅の減衰を

よりよく説明できるように関数を改める.

また, 深い地震の振幅の減衰関数も Katsumata (1999) と同様にハーバード大学の CMT 解 (例えば, Dziewonski and Woodhouse, 1983) から計算されるモーメントマグニチュードを基準とするが, 震央距離依存性を改善する.

気象庁の観測網は, 1994 年から翌年にかけて津波地震早期検知網に置き換えられたが, これにより気象庁マグニチュードが系統的に小さくなった. マグニチュード検討委員会のこの検討結果(上垣内, 2001)を踏まえて, 観測網変更後は補正値を加えることにする. 本稿では観測網の変更の影響が, この補正でどの程度取り除かれたかについても検討する.

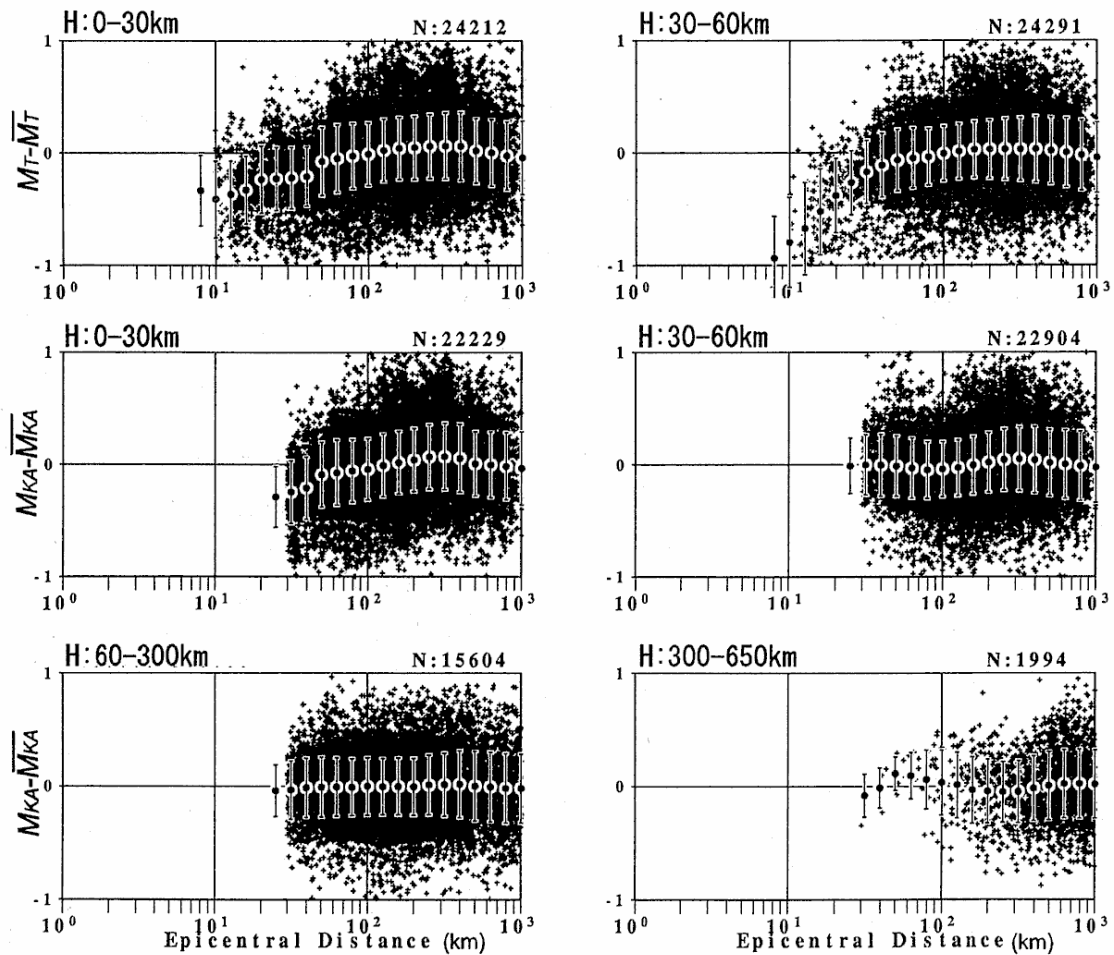


Fig.1 Difference between station magnitudes and their averages plotted against epicentral distance. M_T and M_{KA} are the station magnitudes by Tsuboi (1954) and Katsumata (1999), which are defined by (1) and (2), respectively, and $\overline{M_T}$ and $\overline{M_{KA}}$ stand for their averages over stations. H is the focal depth, and N denotes the number of plots. The average of the difference in each sectioned range is shown with a solid circle, and the standard deviation with a bar. Systematic deviation of station magnitude from the average is recognized in the magnitude by Tsuboi and also in the one by Katsumata since the attenuation function of Katsumata (1999) was adjusted to Tsuboi's formula for shallow events.

2. データ

気象庁の観測値ファイル中に残されている、津波地震早期検知網(気象庁,1997)の展開前、1976年1月～1994年3月の期間の旧気象庁観測網の変位振幅データを用いて検討する。この期間の変位振幅は、気象官署に設置されていた51型機械式強震計、59型電磁式地震計、87型電磁式強震計などの記録から読みとられていた。津波地震早期検知網では旧観測網から地震計の設置場所が変わり地盤特性も変化しているため、旧気象庁観測網に基づく坪井マグニチュードの検討には適していないと考えた。開始期はDziewonski and Woodhouse (1983)等が地震モーメントを求めるようになってからという制限による。

観測された振幅には、ノイズレベルによる下限と振り切れによる上限がある。それらの測定値限界による平均値のずれを避けるために、検討に用いる変位振幅にはFig. 2に示すようなマグニチュードに応じた震源距離のウィンドウをかけた。なお、判別に用いるマグニチュードはKatsumata (1999)に基づいて決定したマグニチュード M_{KA} である。

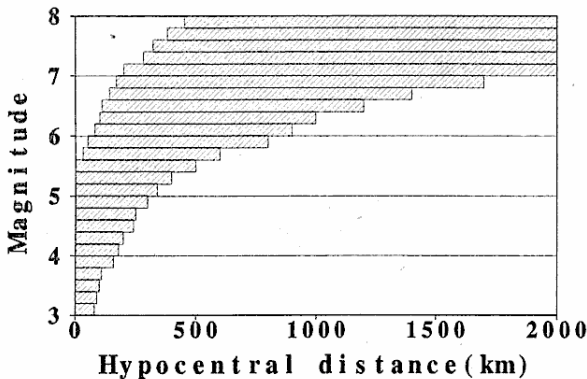


Fig.2 Data windows used to avoid average shift due to the limitation of observed amplitude ranges in magnitude determination.

3. 変位の減衰関数

Katsumata (1999)と同様に、変位マグニチュード M_D を次のように定義する。

$$M_D = \log_{10} A_D + \beta_D(\Delta, H) + C_D \quad (3)$$

ここで A_D は観測された最大変位振幅(μm)、 Δ は震央距離(km)、 H は震源の深さ(km)を表す。 A_D は坪井(1954)が用いたものと同様に $A_D = \sqrt{A_{NS}^2 + A_{EW}^2}$ であり A_{NS} と A_{EW} はそれぞれ南北成分と東西成分の最大全振幅の半分である。 $\beta_D(\Delta, H)$ は変位の減衰関数、 C_D は本節では

0.0である。津波地震早期検知網(1994-1995整備)の導入以後2001年4月末までは $C_D = 0.15$ 、それ以降は地震計のフィルター特性を変更したため $C_D = 0.2$ である(4.1節参照)。

減衰関数 $\beta_D(\Delta, H)$ はBスプライン関数(市田・吉本, 1979)を用いて表す。

$$\beta_D(\Delta, H) = \sum_{i=1}^{h-mk-m} \sum_{j=1}^m c_{ij} N_{mi}(\Delta) N_{mj}(H).$$

ここで、 $N_{mi}(\Delta)$ と $N_{mj}(H)$ は規格化されたBスプライン関数であり、 $m-1$ はスプライン関数の次数、 c_{ij} は定数、 h と k はそれぞれ震央距離と震源深さに関する節点の数を表す。 $m=4$ とする。 c_{ij} の値によって具体的な振幅の減衰が表現される。

Katsumata (1999)と同様に、スプライン関数を計算する座標は近距離では対数関数、遠距離では線形関数となるようなものを用いる。

$$y = \begin{cases} \log_{10} x & (x \leq x_c) \\ \frac{x}{x_c \log_e 10.0} + \log_{10} \frac{x_c}{e} & (x > x_c) \end{cases}$$

ここで x はkm単位の震央距離あるいは震源の深さを表し、 y はスプライン関数を計算する上での座標値である。 x_c は対数関数と線形関数の接続点であり、Katsumata (1999)と同様に120kmとする。 e は自然対数の底である。スプライン関数の節点は、深さについてはKatsumata (1999)よりも1点増やし次のような値とした。

震央距離に関する節点 ξ

$$\xi_i = 0.0, 0.0, 0.0, 0.0, 0.0, 1.8, 2.6, 3.0, 3.5, 4.5, 5.8, 8.884, 8.884, 8.884, 8.884 \quad (i = -3, -2, \dots, 10)$$

震源深さに関する節点 η

$$\eta_j = 0.0, 0.0, 0.0, 0.0, 1.6, 1.85, 2.05, 2.3, 2.5, 2.7, 3.0, 3.4, 4.179, 4.179, 4.179, 4.179 \quad (j = -3, -2, \dots, 12)$$

c_{ij} を決定する上で、Katsumata (1999)では深い地震に対して、直接的に次のような値を最小化していた。

$$\sum \{M_w - (\log_{10} A_D + \beta_{KA}(\Delta, H))\}^2 \rightarrow \min.$$

ここで、和は地震と観測点双方についてとる。しかし、振幅の減衰の震央距離依存性は、個別の地震毎に求めることが可能で、上の基準を採用する必要性はない。

また、このような最小化評価を行うと、個々の地震の変位マグニチュードとモーメントマグニチュードの差が減衰関数の震央距離依存性に影響を与える可能性がある。

そこで、減衰の震央距離依存性と震源深さ依存性を分けて求めることとした。まず幾つかの深さ範囲に分けてそれぞれについて、次のような値を最小化する。

$$\sum \left\{ \bar{M} - (\log_{10} A + \beta_D(\Delta, H)) \right\}^2 \rightarrow \min.$$

ここで \bar{M} は、当該地震に関する観測点マグニチュードの平均である。こうすることによりモーメントマグニチュードが決定されていない地震のデータも用いることが可能となる。

震央距離依存性を固定した後に

$$\sum (M^{std} - M_D)^2 \rightarrow \min.$$

として、深さ依存性を求める。ここで M^{std} は基準とするマグニチュードで深さ 20km までは坪井(1954)の式により決められたマグニチュード、それよりも深い地震についてはモーメントマグニチュードを用いる。こ

こで、B スプライン関数の c_{ij} の震央距離に関する値(添字 i)の相互の差は維持したまま、深さに依存する係数の値(添字 j)を調整する。

得られた減衰関数 β_D の等値線を Fig. 3(b)に、比較のために Katsumata (1999)の減衰関数 β_{KA} の等値線を Fig. 3(a)に示す。また c_{ij} の値を Table 1 に示す。

このようにして確定したマグニチュード式(3)を用いて、観測点マグニチュードとその地震毎の平均値との差を求めた結果を Fig. 4 に示す。Fig. 4 では Fig. 1 において認められたような観測点マグニチュードの地震のマグニチュードに対する系統的な偏差はほとんど認められない。

Fig. 5 に、 M_D と坪井のマグニチュード M_T との差が震源の深さによってどのように変わるかを示す。5.0 ≤ M_T ≤ 6.0 の範囲の地震では、 M_D と M_T との間に系統的な偏差は認められない。それに対し 3.0 ≤ M_T ≤ 4.0 では両者の間に有意に大きな差があり、震源深さ 20km 以浅の地震では偏差は +0.3 ほどである。これは小さな地震の場合には、震央距離の小さな範囲の今回採用

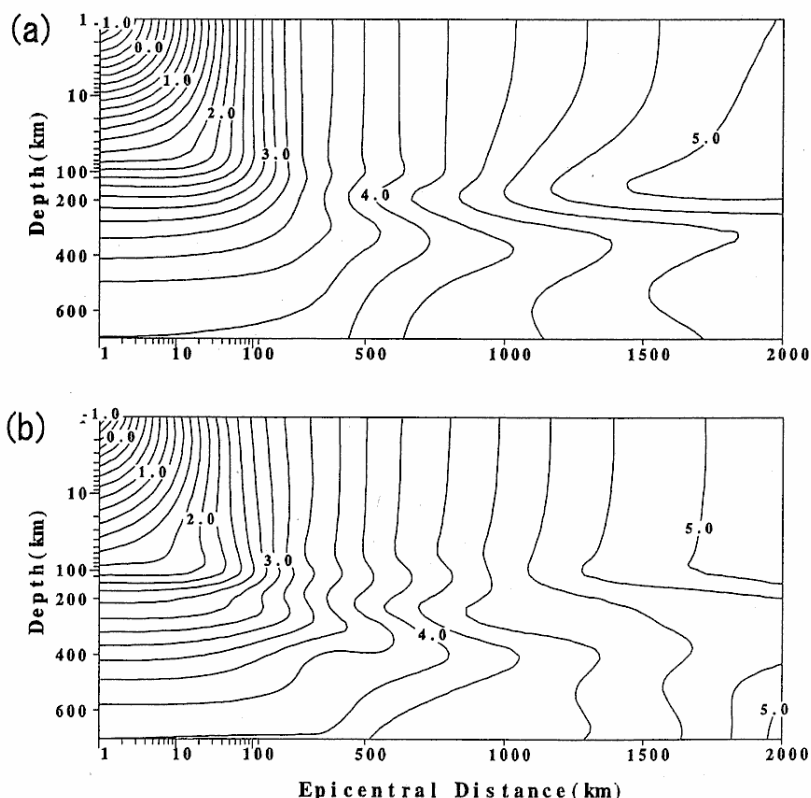


Fig.3 Contour map of attenuation function (a) β_{KA} in (2) (b) β_D in (3).

Table 1 Coefficients of the spline function, c_{ij} .

	c_{1j}	c_{2j}	c_{3j}	c_{4j}	c_{5j}	c_{6j}	c_{7j}	c_{8j}	c_{9j}	c_{10j}
c_{i1}	-1.05	0.49	2.45	3.28	3.54	3.95	4.20	4.81	5.03	5.09
c_{i2}	0.17	-0.11	2.35	3.28	3.53	3.96	4.21	4.80	5.02	5.09
c_{i3}	0.96	1.41	2.28	3.18	3.54	3.94	4.21	4.81	5.02	5.11
c_{i4}	1.68	1.79	1.60	3.42	3.57	3.97	4.29	4.87	5.02	5.12
c_{i5}	1.95	1.95	1.60	3.15	3.49	3.85	4.11	5.14	4.95	5.16
c_{i6}	2.51	2.50	2.55	3.35	3.70	3.83	4.33	4.60	4.72	4.83
c_{i7}	2.66	2.65	2.60	3.08	3.66	4.10	4.47	4.58	4.62	4.71
c_{i8}	2.91	2.91	2.92	3.28	3.42	3.61	4.44	4.56	4.61	4.81
c_{i9}	3.28	3.29	3.30	3.73	3.95	3.71	3.89	4.34	4.61	4.71
c_{i10}	3.72	3.71	3.71	3.80	3.85	4.02	4.31	4.42	4.82	4.96
c_{i11}	3.89	3.89	3.89	3.90	3.88	4.24	4.28	4.33	4.54	5.07
c_{i12}	4.00	4.00	4.02	4.03	4.03	4.29	4.34	4.36	4.56	5.09

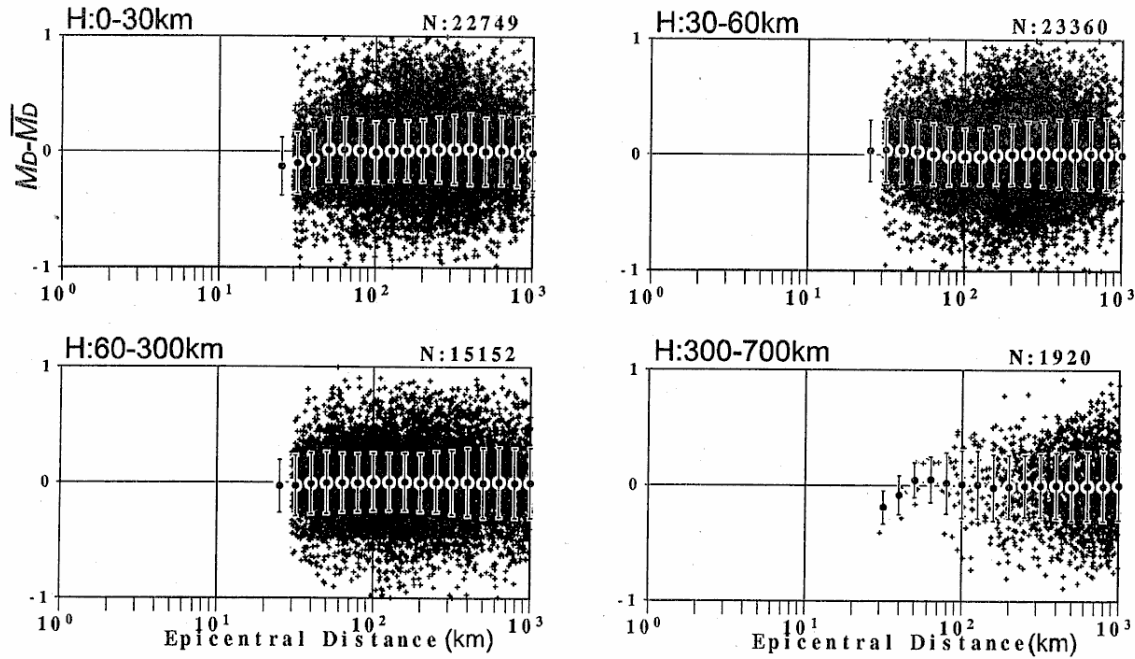


Fig.4 Difference between station magnitudes and their averages plotted against epicentral distances. (Case of the displacement magnitude M_D) H is the focal depth, and N denotes the number of plots. The average of the difference in each sectioned range is shown with a solid circle, and the standard deviation with a bar.

した減衰関数 β_D と坪井の減衰関数の差が大きく影響するためと思われる。

Fig. 6 に M_D とモーメントマグニチュード M_w との差の深さによる変化を示す。モーメントマグニチュードは Dziewonski and Woodhouse (1983)等により決められた地震モーメントに基づく。Fig. 6 ではマグニチュードの範囲は限定していないが、地震モーメントの値が

得られているほぼ $M_w > 5$ となっている。平均的に見れば M_D の M_w からの大きな偏差は認められない。

Fig. 7 に $M_D - M_w$ と地震の規模との関係を示す。 $M_w = 5 \sim 7$ の範囲においては、2種のマグニチュードの差に明瞭な規模依存性は見られない。 M_w が 7.0 を越える付近から $M_D < M_w$ となる傾向が見られる。これは、計測器の周波数特性によるマグニチュードの飽和現象で

あると考えられる。但し、飽和の程度に関する定量的な議論をするには、地震の数が十分ではない。

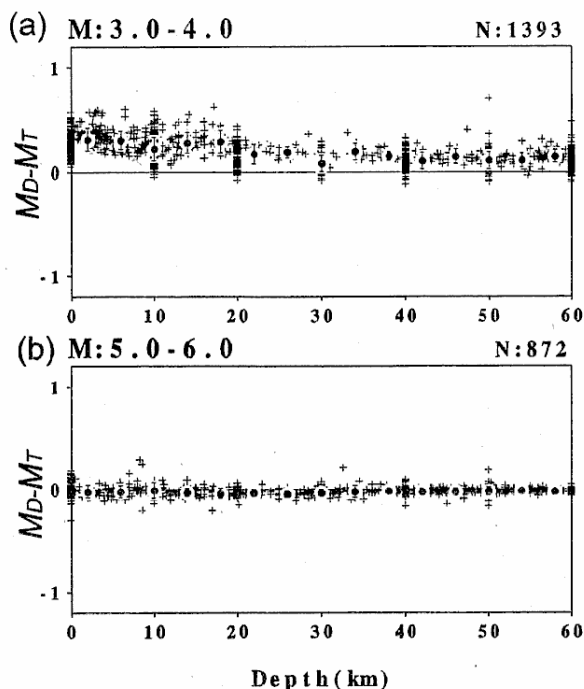


Fig.5 Difference between M_D and M_T plotted against focal depth. N is the number of plots. The average of the difference in each sectioned range is shown with a solid circle, and the standard deviation with a bar. No significant difference is recognized for moderate-sized earthquakes, whereas systematic deviation is observed for small ones.

4. 議論

4.1 津波地震早期検知網のデータによるマグニチュード

1994-1995 年に津波地震早期検知網が展開された。気象庁マグニチュード検討委員会における検討により、

津波地震早期検知網以前の気象庁地震観測網と津波地震早期検知網の対数変位振幅の差の平均は -0.15 という結果が得られている(上垣内, 2001)。この値を補正すると、津波地震早期検知網の地震計データによる場合、変位マグニチュード式は(3)で $C_D = 0.15$ としたものになる。

$C_D = 0.15$ の値は、地震観測点の設置場所の違いによる振幅の平均的な変化分の -0.2 と、旧観測網の地震計の周波数特性と津波地震早期検知網の地震波形記録に対して 2001 年 4 月まで用いられていた 10 秒までのパワース 3 次の高域通過フィルターの周波数特性の違いによる振幅の平均的な変化分 $+0.05$ の和である。2001 年 5 月以降は、津波地震早期検知網の記録に対して用いるフィルターの特性を旧観測網の機械式強震計の水平成分(周期 6.0 秒, 減衰定数 0.55)の周波数特性に合わせたために、地盤特性の補正のみである $C_D = 0.2$ を用いる。

Fig. 8 に津波地震早期検知網の変位マグニチュード M_D とモーメントマグニチュード M_w との差の震源の深さによる違いを示す。ここでマグニチュードの範囲は限定していないが、およそ $M_w > 5$ の範囲である。Fig. 8 からは差の深さ依存性が認められ、震源が浅いところで $M_D - M_w$ が正、深さ 100km くらいで谷(負)となり、深さ 150km 付近で再び山(正)になっている。旧観測網のデータを用いて得た減衰関数を津波地震早期検知網のデータに当てはめた場合の偏差の深さ依存性については Katsumata (1999) も指摘している。

このような偏差が生じる原因として津波地震早期検知網展開以後の震源決定の深さ精度向上が考えられる。

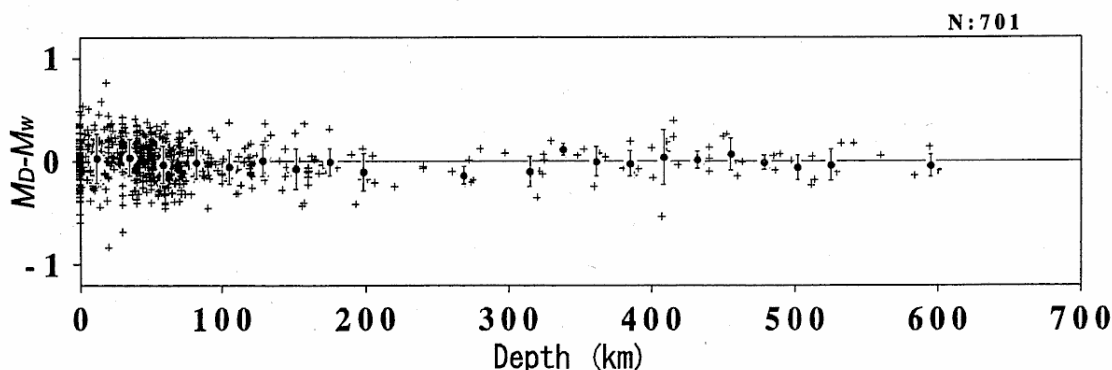


Fig.6 Difference between the displacement magnitude M_D and moment magnitude M_w plotted against focal depth of events in the period from Jan. 1976 to Mar. 1994. N is the number of plots. The average of the difference in each sectioned range is shown with a solid circle, and the standard deviation with a bar.

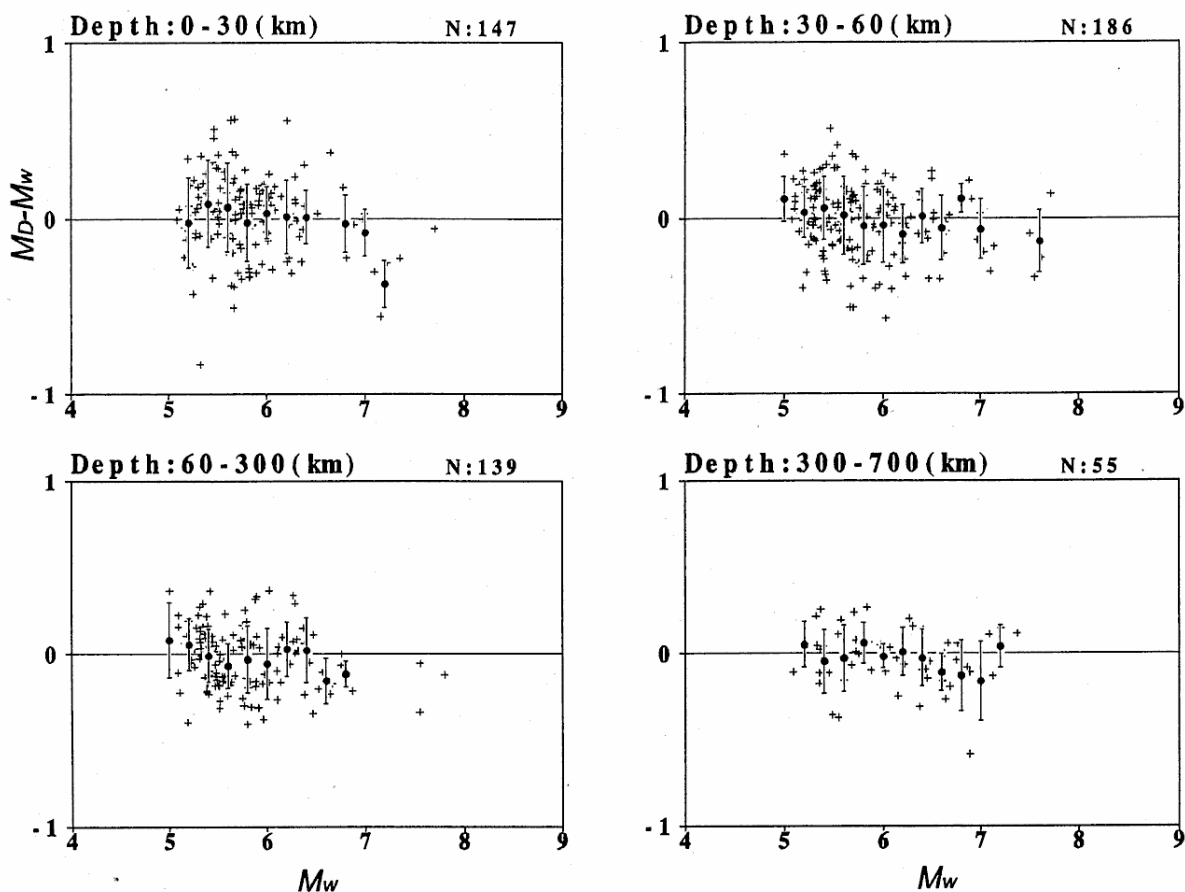


Fig.7 Difference between the displacement magnitude M_D and the moment magnitude M_w plotted against the moment magnitude in the period from Jan. 1976 to Mar. 1994. N is the number of plots. The average of the difference in each sectioned range is shown with a solid circle, and the standard deviation with a bar.

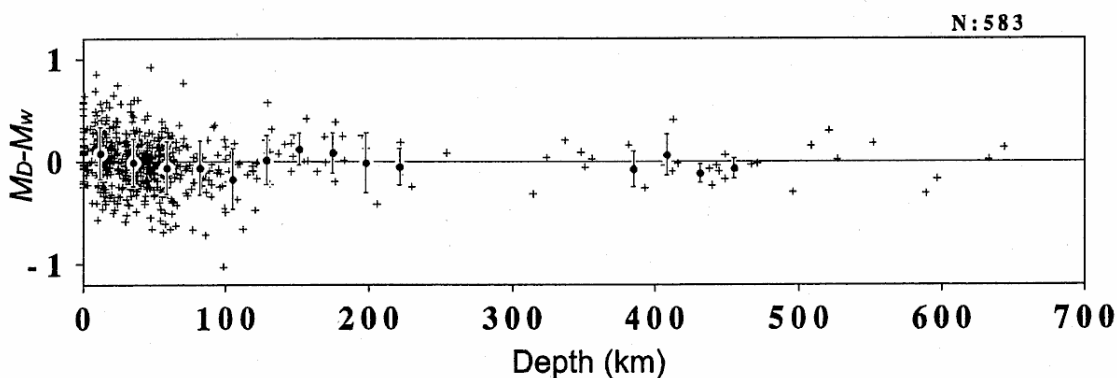


Fig.8 Difference between the displacement magnitude M_D and the moment magnitude M_w plotted against focal depth of events in the period from Apr. 1995 to June 2003. N is the number of plots. The average of the difference in each sectioned range is shown with a solid circle, and the standard deviation with a bar.

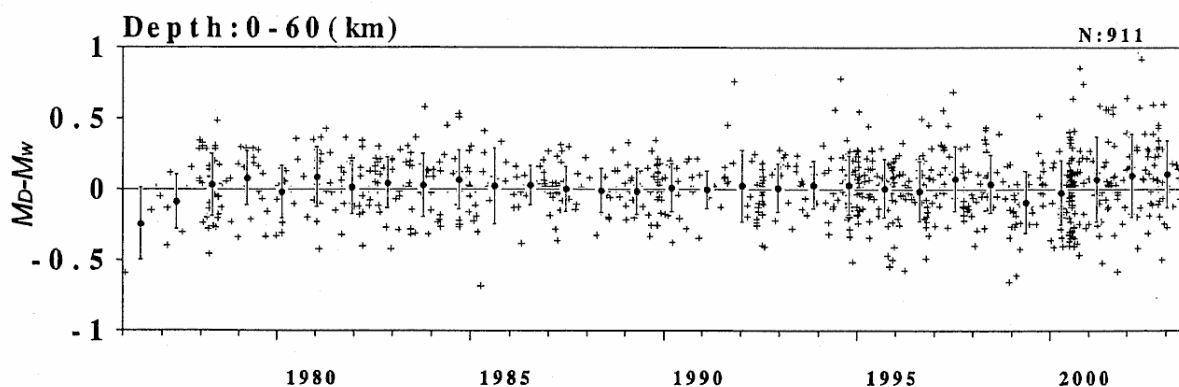


Fig.9 Temporal variation of difference between the displacement magnitude M_D and the moment magnitude M_w for the period from Jan. 1976 to June 2003. N is the number of plots. The average of the difference in each sectioned range is shown with a solid circle, and the standard deviation with a bar.

浅い地震では同じ地震モーメントの地震でも、一般に表面波の励起が深い地震よりも大きいので、大きな振幅となる。旧観測網では震源深さの決定精度が低く、極浅い地震とそれほど浅くない地震の分離ができていなかったために、旧観測網のデータに基づく減衰関数は、深さ方向に平均化されてしまっていたとみられる。但し、震源深さ 150km 付近に正のピークが見られることについては、別の原因が考えられる。Katsumata (1999)ではこのような深さ依存性を補正する関数も提案しているが、ここではマグニチュード決定法を単純化するためにあえて補正関数は求めている。

Fig. 9 に、ここで求めた変位マグニチュードとモーメントマグニチュードの差の 1970 年代半ば以降の経年変化を示す。用いた地震は深さ 0~60km の範囲のものである。マグニチュード範囲は、地震モーメントの値が得られているほぼ $M_w > 5$ となっている。1994 年から 1995 年にかけて津波地震早期検知網が展開されたが、その前後で明確なステップは認められない。但し、1994 年以降マグニチュード差の分散が大きくなっている。Fig. 8 に見られた深さ依存の偏差は、深さ 0~60km の範囲の地震の平均としては目立たないが、分散の増加には寄与していると思われる。

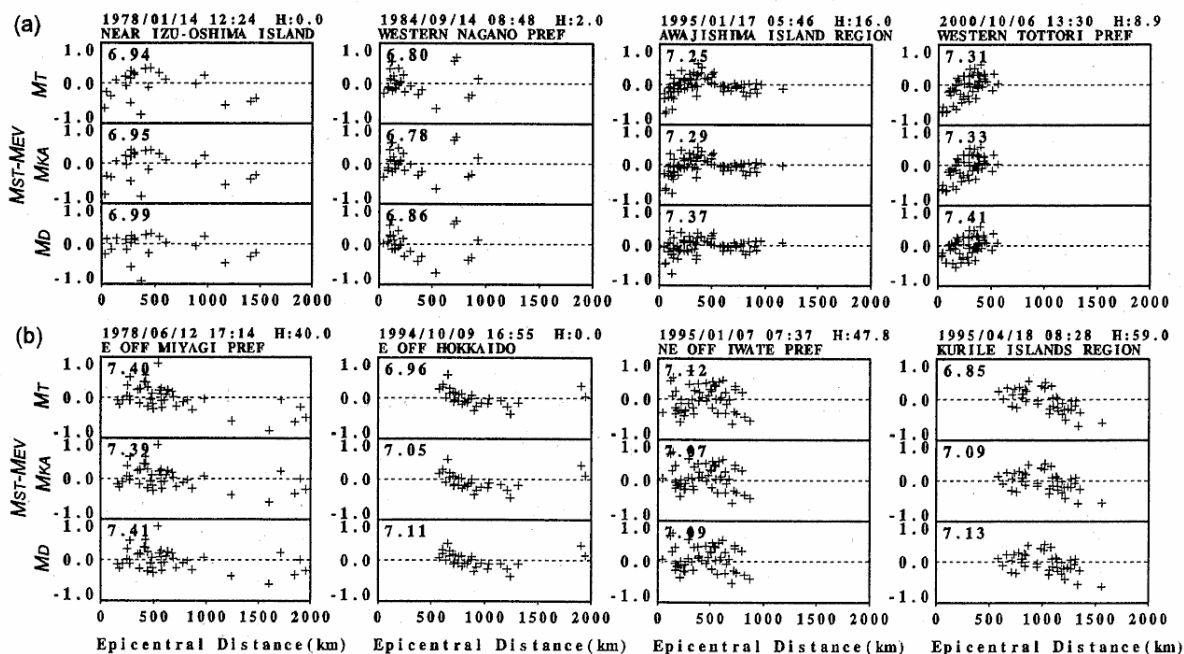


Fig.10 Difference between station magnitudes and their averages for some earthquakes. (a) Four earthquakes at depths shallower than 30km in inland areas, (b) four earthquakes at depths shallower than 60km in offshore areas. M_T , M_{KA} , and M_D denote the magnitudes by Tsuboi (1954), Katsumata (1999), and the displacement magnitude (3), respectively. The magnitudes of the events are shown at the upper-left corners.

2001年5月に津波地震早期検知網の変位振幅を求めるためのフィルターが切り替えられた。それに伴い C_D の値も変更されている。Fig. 9において2001年5月以後、若干平均値が変化しているようにも見えるが、マグニチュード差の分散に比べてはかなり小さなものである。

4.2 個別の地震の減衰関数

第3節で求めた減衰関数は、対数振幅の全データの平均としてスプライン関数を合わせ込んだものである。しかし、個々の地震の振幅が必ずしも平均的な減衰をしているとは限らない。Fig. 10に幾つかの地震について、観測振幅と求めた減衰関数から予測される振幅との差の震央距離依存性を示す。ここでは(a)内陸の深さ30km以浅と、(b)沖合いの深さ60km以浅の地震を分けて例を示してある。

Fig. 10を見ると、平均的な減衰関数は個々の地震の場合には必ずしも最適ではないことがわかる。2000年10月6日に発生した鳥取県西部地震の振幅の減衰の震央距離依存性は、ここで得た減衰関数とはかなり異なっている。1995年1月17日に発生した兵庫県南部地震は、500kmまでの減衰の傾向に2000年10月6日に発生した鳥取県西部地震と似た点が見られるが、同様に内陸の浅い地震である1984年9月14日の長野県西部地震とは傾向が異なる。内陸の地震と沖合いで発生した地震との間の系統的な差は、これらの例の範囲では認められない。振幅の減衰は、速度構造・減衰構造や震源の周波数特性などを反映したものであり、個々の地震で異なるので、これらをすべて平均的な関数で補正することはいずれにしても不可能である。

しかし、ここで見直した減衰関数が、坪井(1954)の式等に比べて観測された振幅の減衰をよりよく補正していることを付言しておきたい。

5. まとめ

Katsumata (1999)による減衰関数を改良し、かつ津波地震早期検知網の整備にともなう補正定数を導入することにより変位マグニチュード式(3)を確定した。

(3)式による変位マグニチュードは、中規模以上の地震においては、坪井のマグニチュードに平均としてほぼ一致するが、マグニチュード3~4程度の小さな地震に対しては、震源から近い部分の減衰関数の変更のた

めに坪井のマグニチュードよりも大きくなる。

モーメントマグニチュードと比較した場合、津波地震早期検知網の導入前後で、深さ60kmまでの平均としては大きな変化は認められないものの、導入後に偏差の深さ依存性が認められるようになった。

変位マグニチュードを決める式(3)における減衰関数の改良点は次のとおりである。Katsumata (1999)では浅い地震の振幅の減衰関数を坪井(1954)の対数的減衰関数に合わせていた。坪井の減衰関数が必ずしも最適でないため、現実の減衰に合うよう、平均的な意味で坪井の式のマグニチュードに合うようにした。同時に深い地震に対しても、観測振幅の震央距離依存性をより反映したものに修正した。

ここで求めた減衰関数は、数多くの地震の振幅の平均的な減衰として求めたが、個々の地震の振幅には、減衰の平均的な震央距離依存性からの差がみられる場合があった。

謝辞

本調査には気象庁・文部科学省が協力してデータ処理した結果が用いられている。また、処理には文部科学省防災科学研究所、北海道大学、弘前大学、東北大学、東京大学、名古屋大学、京都大学、高知大学、九州大学、鹿児島大学、産業経済省工業技術院地質調査所(現産業技術総合研究所)、東京都、静岡県、神奈川県温泉地学研究所、横浜市、海洋科学技術センター及び気象庁のデータが用いられている。

文献

- 市田 浩三・吉本 富士市(1979): スプライン関数とその応用, 教育出版, pp.220.
- 勝又 護(1964): 深い地震の Magnitude を決める一方法, 地震2, 17, 158-165.
- 上垣内 修(2001): これからの気象庁マグニチュード, 地震ジャーナル, 31, 59-67.
- 気象庁 (1997): 地震月報 1995年1月, 気象庁, 106pp.
- 坪井 忠二(1954): 地震動の最大振幅から地震の規模 M を定めることについて, 地震2, 7, 185-193.
- Dziwonski, A. M. and J. H. Woodhouse (1983): An experiment in the systematic study of global seismicity: centroid-moment tensor solutions for 201 moderate and large earthquakes of 1981, *J. Geophys. Res.*, 88, 247-3271.

- Kanamori, H. (1977): The energy release in great earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **82**, 2981-2987.
- Katsumata, A.(1996): Comparison of magnitudes estimated by the Japan Meteorological Agency with moment magnitudes for intermediate and deep earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, 832-842.
- Katsumata, A.(1999): Attenuation function of displacement amplitude for magnitude calculation, *Pap. Meteor. Geophys.*, **50**, 1-14.