

東京大学 学生員 大羽 宏和

東京大学 正員 藤野 陽三

茨城大学 正員 井上 涼介

1. はじめに

いくつかのマグニチュードのスケールの中で、ローカルマグニチュード M_L は、短周期波の特性を反映するため、地震工学において重要なスケールであるといえる。Kanamori¹⁾は、米国の主要な地震について強震記録を用いて M_L を求め、その方法の妥当性を示し、またその結果から M_L が 7.25 程度で飽和することを推定している²⁾。日本の地震については、現在まで M_L はほとんど求められていない。そこで、日本の強震記録から Kanamori の手法により M_L を求め、その特性や飽和性について検討した。 M_L を求める際には、距離減衰を表す標準曲線が必要となるが、米国で用いられる Richter の曲線は南カリフォルニアの浅発地震から決められたものであってこれを日本の地震に適用できるかどうかは疑問であるため、日本において得られた記録から最適な標準曲線を求め、Richter の曲線と比較検討する。

2. 使用強震記録

使用データは、1963年より1987年までに観測された記録のうち、最大加速度が 20 gal 以上の水平成分 485 成分である。このうち、一つの地震について 2 地点以上で記録の得られたものの 275 成分と、一地点のみで得られていないものの 210 成分を分類し、前者をグループ A、後者を B とした。W-A 地震計の応答計算に先立ち、これらには計器補正を施した。

3. 標準曲線

標準曲線は、減衰式としてよく用いられる形、

$$M_L = \log A + a \log(\Delta + 30) + b \quad \dots\dots(1)$$

を仮定し、最大振幅 A (mm) と震央距離 Δ (Km) から係数 a 、 b を求める。ここでは地盤条件については考慮しないこととする。地震の数を N 、その番号を i ($i=1, 2, \dots, N$) とし、地震 i のデータの個数を n_i 、データの番号を j ($j=1, 2, \dots, n_i$) とする。地震 i のデータ j から (1) 式により求まる M_L を M_{ij} とする。また、地震 i の M_L の平均を $\bar{M}_i$ とすると

$$\bar{M}_i = \frac{1}{n_i} \sum_{j=1}^{n_i} M_{ij}$$

このとき

$$E = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^{n_i} (\bar{M}_i - M_{ij})^2 \quad \dots\dots(2)$$

なる E を最小とするように係数 a と b を決定した。 b は、 $A = 10^{-3}$ (mm)、 $\Delta = 100$ Km のときに $M_L = 0$ となるように決める。以上の方法によってグループ A のデータから計算した結果

$$M_L = \log A + 1.216 \log(\Delta + 30) + 0.43 \quad \dots\dots(3)$$

が得られた。このとき $E = 14.8$ である。次にこれと同じデータで、Richter の曲線から M_L を求め、(2) 式の E を計算した場合、 $E = 20.9$ である。従って、全体的に見て Richter の曲線より (3) 式の方が日本の距離減衰に対して適しており、一つの地震に対して求まる M_L のばらつきが小さいといえる。

次に、米国の主要な 7 つの地震から日本の場合と同様に (1) 式を仮定

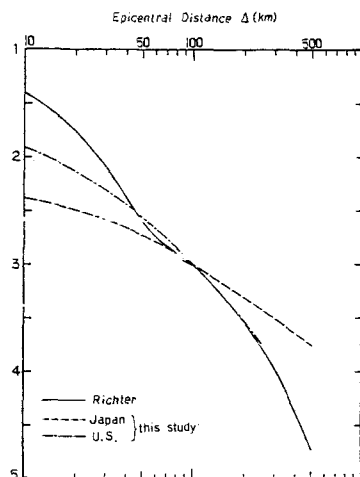


図 1

して、減衰式を求めた。日本、米国、及びRichterの曲線の3つを比較したものが図1である。これによれば、本研究による米国の減衰曲線とRichterの曲線は50~300kmほどよく一致しており、特に100~300kmではほとんど等しい。 $\Delta < 50$ では差があるが、Richterの曲線が近距離において問題があることは従来から指摘されている。日本の場合の(3)式はこれら2曲線に対して傾きが緩く、距離減衰の割合が小さい。Richterの曲線は米国の地震に対して適当であるが、日本の地震に対しては(3)式が適当であるといえる。

4. M_L の算出結果と考察

(3)式を用いて日本の地震の M_L を算出した。グループA及びBのすべての地震について、求めた M_L を気象庁のマグニチュード M_J に対してプロットしたのが図2である。 $M_L = 6.6 \sim 6.7$ あたりで $M_L = M_J$ であり、それより大きいと $M_L < M_J$ 、小さいと $M_L > M_J$ となっている。 M_L の飽和はあまり現れておらず、 M_L の飽和するレベルを限定することはできない。しかしこの分布は直線 $M_L = M_J$ よりも緩い傾きを示しているため、飽和する傾向は見えてきているといえる。表1に主な大地震の M_L の値を示す。 M_L の最大値は十勝沖地震の7.72であり、Kanamoriらの言う M_L の飽和値7.25を、0.5程度上回っている。また2番目に大きい北海道東方沖地震も $M_L = 7.53$ である。十勝沖地震は各データについての M_L にはばらつきが大きく、標準偏差が0.39もあり多少問題があるが、 M_L が7.3を超えるものが5個もあるため、本研究の結果からは、 M_L が飽和するとしてその値は7.25よりも大きいと思われる。なお十勝沖地震については、長宗⁴⁾が震源以外で大きなエネルギーの放出があった地点を求めているが、この地点からの距離を用いても $M_L = 7.52$ であり、やはり7.25を超える。

5. 短周期に注目したマグニチュード

M_L は固有周期0.8秒のW-A地震計の最大振幅から求めるがこの周期を更に短く0.1秒とし、他の条件を同じにするとときの最大振幅から求まるマグニチュードを $M_{0.1}^*$ として、これについて検討する。 $M_{0.1}^*$ を求める場合には、 M_L のときと同様に(1)式の形を仮定して a 、 b を求め、得られた式により、グループAの地震の $M_{0.1}^*$ を算出した。これを、 M_L に対してプロットしたのが図3である。この分布の回歸直線を求めると傾きは0.8であり、傾き1よりも緩やかな分布である。すなわち、地震が大きくなっても、それに比例しては短周期は大きくならず、変化は小さい。周期が短いほどこの傾向が強い。しかし、 $M_{0.1}^*$ の場合も飽和性ははっきりとは現れてはいない。

(参考文献) 1) KANAMORI and Jennings; B.S.S.A., Vol. 68, pp 471-485, 1978 2) KANAMORI; B.S.S.A., Vol. 69, pp 1645-1670, 1979 3) Richter; "Elementary Seismology", 1958 4) 長宗; 大地震生成の過程, 地震2, 22, pp 104~114, 1969 5) 篠; 東京大学修士論文, 1982

表1

Date	Earthquake	M_L	S.D.	M_J
1968 - 5 - 16	十勝沖	7.72	± 0.39	7.9
1969 - 8 - 12	北海道東方沖	7.53		7.8
1973 - 6 - 17	根室沖	7.42	± 0.26	7.4
1968 - 5 - 16	十勝沖余震	7.39	± 0.12	7.5
1978 - 6 - 12	宮城県沖	7.33	± 0.22	7.4
1968 - 4 - 1	日向灘	7.27	± 0.55	7.5

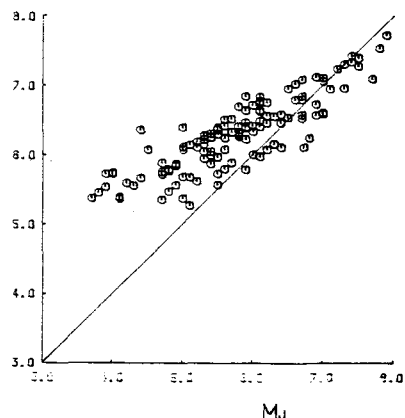


図2

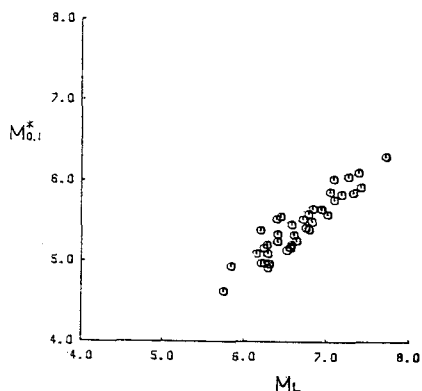


図3