

22. 各種マグニチュード間の関係

地震研究所 宇津徳治

(昭和 57 年 7 月 31 日受理)

1. まえがき

地震の大きさの表示には“マグニチュード”が広く使われ、専門家以外にもなじみ深いものになっている。一方、これほど一般に普及している割に議論の絶えない数量も珍らしい。問題の多くは、地震が複雑な現象であり、その大きさをただ一つの数値で表すこと自体が本質的に無理であることに起因している。しかし、マグニチュードの便利さは捨てがたいので、矛盾がなるべく少なくなるようにスケールの改良を計ることも必要であろうし、また、現行のマグニチュードを使う際には、その意義をよく理解し、限界をわきまえていることも大切である。

問題の一つとして、地震関係の文献に記載されているマグニチュードには、異なる種類のものが幾つもあり、同じ地震に対してかなり違う値が与えられ、一部で混乱を生じていることが挙げられる。異なる種類のマグニチュードの間関係については、既に多くの研究がある。本論文では、これらを参照しつつ、各種地震カタログに記載されているマグニチュードの間関係の総合的に調べてみた。なお、ここでは比較的大きな浅い地震を対象としているので、深い地震のマグニチュード、浅い地震でも小地震、微小地震に対してしばしば使われる短周期の地震計による速度振幅や地震動継続時間に基づくマグニチュードは扱っていない。

地震のマグニチュードは誤差の大きい量であるから 0.2~0.3 程度の差は問題にならないと言われることがある。個々の地震のマグニチュードの値については、この意見にも一理あるが、2種類のマグニチュード・スケール間の系統的な差は、たとえ 0.1 であっても無視できない。地震学では、マグニチュード M と $\log X = \alpha + \beta M$ (α, β は定数) という関係で結ばれる量 X がしばしば登場するが、 M の 0.1 の違いは、 $\beta=1.0$ のとき X の 26% 増、又は 21% 減を、 $\beta=1.5$ のとき X の 41% 増、又は 29% 減をもたらすのである。

2. 各種マグニチュードの概説

まず、本論文で扱うマグニチュードについて、その決定法とスケールの性質について概説する。特に気象庁が用いているマグニチュードと河角が震度分布から求めたマグニチュードについては、他の文献には記述されていない事柄を主として、やや詳しく論じる。前者は日本の地震に関して我々が最もなじみ深いものであるし、後者は歴史地震の規模の推定に関連しているからである。

(1) RICHTER のローカル・マグニチュード M_L

RICHTER (1935) が定義したもので、標準 Wood-Anderson 地震計の記録上の最大振幅

(水平動1成分)を用いる。W-A地震計の観測網があるCaliforniaでは M_L 2~6程度の地震の多くについて M_L が決められている。W-A地震計は固有周期0.8秒の器械なので、 M_L は地震波中の短周期成分の振幅に支配される。そのため、大地震では M_L の値は飽和してしまうと思われるが、Californiaでは大地震は数少なく、また、大地震ではW-A地震計が振り切れてしまうこともあって、 M_L 7以上の値が得られた例はほとんどないようである。KANAMORI and JENNINGS (1978)とJENNINGS and KANAMORI (1979)は強震計やサイスマスコープの記録からW-A地震計の記録振幅を計算して、大地震の M_L を求めている。1906年San Francisco地震($M_s=8.3$)の M_L は $6^{3/4}$ ~7、1952年Kern County地震($M_s=7.8$)の M_L は7.2となる。

(2) GUTENBERGの表面波マグニチュード M_s

GUTENBERG and RICHTER (1936)に始まるものであるが、GUTENBERG (1945a)によって詳しく定義された。遠地で記録される浅い地震の表面波(周期約20秒のもの)の振幅 A によるもので、次の式を用いて求める。

$$M_s = \log A + 1.656 \log \Delta + 1.818 \quad (1)$$

ただし A は水平動2成分合成値(各成分の振幅の2乗の和の平方根)で μ 単位、 Δ は震央距離で度単位、 Δ が $15^\circ \sim 130^\circ$ の範囲に適用される。このスケールは M_s が8程度の大地震まで、その大きさをかなり良く表示する。ただし M_s が4以下の小地震では周期約20秒の表面波の記録が得にくいので、 M_s は決められないことが多い。一方、極めて大きい地震、すなわち、 M_s が8程度の地震に比べ地殻変動の量や変動域の広さ、津波の規模、余震域の広さ等がはるかに大きく、 M_s が $9 \sim 9\frac{1}{2}$ 程度と思われるような地震についても、周期約20秒の表面波の振幅はその割に大きくなり、 M_s は8.2~8.6どまりである。このように M_s はこの程度の値で飽和してしまい、極めて大きな地震に対しては適切な値にならないことは、すでに良く知られている。

(3) GUTENBERGの実体波マグニチュード m_B

GUTENBERG (1945b, c)は深い地震を含めて、 P 波や S 波の振幅/周期からマグニチュードを求める方法を提案した。現在はこれを m_B で表すことが多い。GUTENBERG (1945a, b, c)は M_L も M_s も m_B も、同じ地震あるいはエネルギーが等しい地震に対しては同じ値となるようスケールを定めたつもりでいたから、みな M で表していた。GUTENBERGが用いた式は

$$m_B = \log(A/T) + q(\Delta, h) \quad (2)$$

で、 A は P 波上下動又は水平動、又は PP 波上下動又は水平動、又は S 波水平動の最大振幅(水平動の場合は2成分の合成値)、 T はその波の周期で、大きい地震に対し P 波又は PP 波を使ったときは、さらに小さな補正が加えられる。 $q(\Delta, h)$ は震央距離 Δ と震源の深さ h の関数で、前記5種類の波のそれぞれについて、グラフ又は表で与えられている。この $q(\Delta, h)$ のグラフは後に改訂された(GUTENBERG and RICHTER, 1956b)。これを $q_n(\Delta, h)$ で表すことにする。 T の範囲については特に指定はないが、当時ふつうに使われていた地震計の記録を用いると T は数秒~10秒程度になることが多い。

(4) Seismicity of the Earthのマグニチュード M_0

GUTENBERG and RICHTERの著書(1949, 1954)に載っている世界の地震のカタログ

にマグニチュード M として示されている値である。同カタログには 1904 年から 1952 年までの世界のおもな地震がリストされているが、1904 年～1917 年では M 7 以上の地震でも洩れているものが多いが、1932 年～1935 年前半では M 6 クラスの地震まで採録されている。この M_G は長らくマグニチュードの標準値とみなされてきたが、これが何であるかは同書にははっきり書いてない。深い地震については m_B とみられるが、浅い地震では M_s と m_B が決まるし、一部地域では M_L もあるので、これらをどう勘案したのかわからない。GUTENBERG and RICHTER (1956b) は“何年間も $m_B=(M_s-7)/4$ という式で m_B を M_s に換算してきた。添字なしの M はこの換算値と M_s との加重平均である”と書いてあるので、 M_G はそのようなものと思われていた。しかし、GUTENBERG のノートを調べて、改めて M_s や m_B を決め直した GELLER and KANAMORI (1977) や ABE (1981a) などによると、浅い地震(深さ 40 km 未満)の M_G はほとんど M_s そのものであり、それより深い地震の M_G は m_B とみてよいとのことである。

(5) The Seismicity of the Earth, 1953-1965 のマグニチュード M_R

ROTHÉ (1967) が前項の書物の続編として刊行した書物に載っている世界の地震のカタログ中の M をここでは M_R で表すことにする。同カタログには 1953 年～1965 年の M_R 6 以上の地震がほぼ網羅されている。 M_R が何であるかを説明する準備として、まず、RICHTER (1958) の著書 *Elementary Seismology* に載っている世界の巨大地震の表中のマグニチュードについて述べる。これは M_G ではない。浅い地震については M_s を

$$m_B = 0.63 M_s + 2.5 \quad (3)$$

という式(GUTENBERG and RICHTER, 1956b)によって m_B に換算した値と、実体波の A/T から直接求めた m_B との加重平均を、更に上式によって M_s に戻したものである。ついで DUDA (1965) は世界の大地震の表(1897 年～1964 年)を作ったが、これに用いられたマグニチュードは、RICHTER の書物にマグニチュードが与えられている地震についてはその値、それ以外の地震で GUTENBERG and RICHTER により M_G が与えられているものはそれが採用されている。(それ以外の地震の DUDA のマグニチュードの説明は原論文又は ABE (1981a) を参照されたい。) ROTHÉ の M_R は 1953 年～1964 年の地震については、DUDA の表に載っている地震についてはその値である。DUDA の表にない M_R 6 クラスの地震については、世界の多くの観測所が発表しているマグニチュード(浅い地震では、 M_s または M_G になるべく良く合うよう各観測所が作った方式による値が多いと思われる)を比較して、これらの値にある種の規格化を施したものの平均値である。

(6) NEIS 及び ISC による表面波マグニチュード M_s (NEIS) 及び M_s (ISC)

1967 年に IASPEI は 50 km 以浅の地震の表面波マグニチュードを求めるとき VANĚK ら (1962) の式(いわゆる Prague formula)

$$M_s \text{ (VANĚK)} = \log(A/T)_m + 1.66 \log A + 3.3 \quad (4)$$

を使うことを勧告した。 $(A/T)_m$ は周期 T が 20 ± 3 秒のレイリー波の水平成分の振幅(μ 単位)を周期(秒単位)で割ったものの最大値(水平 2 成分合成値)、 A は震央距離(度単位)で $20^\circ \sim 160^\circ$ の範囲とする。VANĚK らの原論文には(4)式にこのような条件はつけておらず、 A は $2^\circ \sim 160^\circ$ 、波の種類は単に表面波、周期の制限もない。(1)式と(4)式を比べてみればすぐわかるように $T \approx 20$ s の表面波に対し(4)式の M_s は(1)

式の M_s より 0.18~0.19 大きくなる.

USGS に属する NEIS では 1968 年から, また ISC では 1978 年から (4) 式による値を M_s として発表している. これを M_s (NEIS) 及び M_s (ISC) で表すことにする. M_s (NEIS) は 1975 年半ばまでは A/T として $T=20\pm 2$ s の表面波水平動 2 成分合成値を用いていたが, それ以降は上下動のデータを用いるようになった. M_s (ISC) は水平動合成値と上下動のデータを混用しており, 波の周期は 10~60 秒と幅広く採っている. 水平動 2 成分合成による A/T と上下動の A/T は等しいとみて差支えない (例えば NOGUCHI, 1979; ABE, 1981a). M_s (NEIS) と M_s (ISC) は GUTENBERG の元の定義による M_s とは違うもので混同すべきでない.

(7) NEIS 及び ISC による実体波マグニチュード m_b (NEIS) 及び m_b (ISC)

NEIS と ISC ではそれぞれ 1963 年及び 1964 年から実体波マグニチュードを発表している. これを m_b (NEIS) 及び m_b (ISC) で表すことにする. これらの求め方は (2) 式の m_B と同様であるが, P 波上下動の初動から 5 秒以内における最大波の A/T を用い, また $q(\Delta, h)$ は改訂値によっている. A/T は短周期地震計で測られるため T は 1 秒程度のものである. (2) 式による m_B との違いをはっきりさせるため

$$m_b = \log(A/T)_{\text{srz}} + q_n(\Delta, h) \quad (5)$$

と書いておこう. m_b (NEIS), m_b (ISC) は大地震の際の飽和が目立つ. 1964 年新潟地震が m_b (ISC)=6.2, 1968 年十勝沖地震が m_b (ISC)=6.1 である. このように m_b が 6 の地震といっても, M_G や後述の気象庁マグニチュード M_J が 6 クラスの地震なのか, 7 クラスの大地震なのか, 8 クラスの巨大地震なのか全然わからない. 同じく短周期の地震計を用いている M_L よりも頭打ちが甚しいのは, P 波群全体の最大振幅をとらず最初の 5 秒間に限ったことが原因である.

(8) モーメント・マグニチュード M_w

マグニチュードの飽和は長い周期の地震波を用いるスケールほど目立たなくなる. BRUNE and ENGEN (1969) は周期約 100 秒の表面波を用いるマグニチュードを提案している. また VANĚK らの式を周期 80~250 秒, $\Delta > 160^\circ$ の範囲に拡張する試みもなされている (PROZOROV ら, 1977).

断層運動としての地震の規模を表すには地震モーメント M_0 が適当である. 周期が極めて長い地震波の振幅 (地震波のスペクトルの長周期側の極限) はモーメントによって決まる. モーメント M_0 は地震波エネルギー E_s , 応力降下 $\Delta\sigma$ と

$$E_s = (\Delta\sigma/2\mu)M_0 \quad (6)$$

で結ばれる (μ は岩石の剛性率) と考えて, KANAMORI (1977) は GUTENBERG and RICHTER (1956b) による E_s (erg 単位) と M_s の関係式中の M_s を M_w に置き換えた式

$$\log E_s = 1.5 M_w + 11.8 \quad (7)$$

で与えられる M_w を, M_s が飽和するような巨大地震を含めてマグニチュードとして使うことを提案した. 実際には $\Delta\sigma/\mu = 1.0 \times 10^{-4}$ として (6) 式と (7) 式から得られる

$$\log M_0 = 1.5 M_w + 16.1 \quad (8)$$

によって, M_0 (dyne·cm 単位) から M_w を求める. HANKS and KANAMORI (1979) は

(8) 式とほとんど同じ式

$$M = (2/3) \log M_0 + 10.7 \quad (9)$$

による M をモーメント・マグニチュードと称しているが、ここでは (8) 式による M_w をモーメント・マグニチュードと呼ぶことにする。

PURCARU and BERCKHEMER (1978) は $\Delta\sigma/\mu$ を一定とせず (6) 式と (7) 式から得られる式の M_s を M_E に置き換えた

$$\log M_0 = 1.5 M_E + \log(\Delta\sigma/\mu) + 12.1 \quad (10)$$

という式による M_E を用いることを提案している。

(9) 津波によるマグニチュード M_t

ABE (1979, 1981b) は津波の規模 (波高) から地震のマグニチュードを求めている。ABE (1981b) が示した近地津波の振幅 H (片振幅, m 単位) と伝播距離 L (km 単位, $L \geq 100$ km) からマグニチュード M_t を求める式は

$$M_t = \log H + \log L + 5.80 \quad (11)$$

である (全振幅を使うときは 5.80 を 5.55 に替える)。このスケールは M_w と合致するよう作られている。津波の高さは断層運動による海底の上下変動の規模に支配されるので、 M_t は地震波の振幅によるマグニチュードのように頭打ちを起こすことはない。ただ、津波の高さは地震の規模 (モーメント) によるだけではなく、断層面の海底に対する位置、傾角、運動方向などにも依存することに留意する必要がある。

(10) 気象庁のマグニチュード M_J

気象庁が発表するマグニチュード M をここでは M_J で表す。 M_J は深さ 60 km 以内の地震については坪井公式、60 km を越える深い地震については勝又の方法によって求められるが、ここでは浅い地震の M_J のみを議論する。なお、気象庁では 1977 年から M_J 5.5 未満の浅い地震について、67 型地震計 (磁気テープ記録) 上下動による最大速度振幅によるマグニチュード (神林・市川, 1977) を求め、坪井公式による値との平均をとっているが、本論文で扱う M_J は 5.5 未満の値の一部を除き坪井公式による値である。

坪井 (1954) は札幌、仙台、東京、名古屋、神戸、福岡の 6 か所の地震計 (Wiechert 地震計又は強震計) で記録された最大振幅 A (μ 単位、水平動 2 成分合成値) と震央距離 L (km 単位) から、 M_G となるべくよく合うマグニチュードが得られるよう、次の公式を作った。

$$M(\text{坪井}) = \log A + 1.73 \log L - 0.83 \quad (12)$$

従って M (坪井) は、基準として選んだ日本付近の 82 個の地震の M_G の範囲 (6~8.5) で、 M_G に対して平均的偏差はないはずであり、坪井 (1954) の論文の図でもほぼその通りとなっている (ただし M_G が 6 に近い範囲で M (坪井) が M_G よりやや大きくなる傾向が見える)。

気象庁は 1957 年から上式を用いて日本付近の浅い地震の M_J を求め、地震月報に掲載している。また、1926 年から 1956 年までの地震については、上式による M_J を「地震月報別冊 1」(1958) に発表している。1961 年から気象庁では震源及び M_J の決定にコンピュータを用いている。コンピュータによる M_J と区別するため、1926 年~1960 年の地震について手作業で求めた M_J を M_J (旧) で示すことにする。1926 年~1960

年についても、コンピュータ処理による震源と M_J が「地震月報別冊 6」(1982) として刊行された。 M_J や M_J (旧) は M_G が 6 以上の地震については、 M_G に対して偏りがないはずであるが、実際には後で述べるように若干の偏差がある。これに関連して M (坪井) と M_J (旧), M_J の違いを考察しておく。

M (坪井) は札幌ほか 5 か所のデータによっているが、 M_J (旧) は上記 6 か所のデータが得られないときは他の観測点のデータも用いている。 M_J は後で述べる条件を充たすデータはすべて採用しているので、大きい地震の M_J は数十か所のデータによる平均値である。坪井が用いた札幌ほか 5 か所の地震計は固有周期が 5 秒前後であるが、 M_J (旧), M_J の決定の際には、それより短い周期の地震計 (普通地震計など) によるデータが混ざることがあるし、観測点の地盤条件も様々である。早津 (1955) は坪井と同様な手法を 34 か所のデータに適用して次の式を得た。

$$M(\text{早津}) = \log A + 1.57 \log \Delta - 0.28 \quad (13)$$

この式は M (坪井) に比べて $\Delta = 100 \text{ km}$ で 0.23, $\Delta = 1,000 \text{ km}$ で 0.07 大きい M を与える。札幌ほか 5 か所に限らず、多くの観測点のデータを用いるときには、(13) 式によるほうが M_G に近い値が得られると思われる。

M_J は最大振幅の観測値が水平動 2 成分とも得られ、かつその周期が 5 秒以下であるデータをすべて用いて求める。坪井が最大振幅の観測値が 1 成分しかないデータをどう扱ったかはわからないが、周期によってデータを取捨することはせず、周期が不明のものも、10~20 秒という長い周期の場合でも採用したものと思われる。 M_J を求めるとき周期 5 秒以下のデータに限ったのは次の理由による。最大振幅の値は、1951 年以前は記象紙上の最大振幅をその周期に対する地震計の振動倍率で割って求めていたが、1952 年からは基本倍率で割るよう規則を改めたため、地震計の固有周期よりも長い波に対しては以前より小さな値となってしまった。最大振幅は主として Wiechert 地震計、59 型直視式地震計、強震計など固有周期 5 秒程度の地震計で測るので、周期 5 秒以下のデータのみに限れば従来どおりの M_J が得られると考えたのである。しかしこの考えの妥当性は証明されているわけではない。

気象庁では 1965 年にも規則を改め、記録上の最大全振幅が 1 mm 未満の地震記象の読取りをやめ、その代りに 1 mm 以上の地震はすべて最大振幅と周期を読取るようにした。以前は 10 mm 以上の場合のみ最大振幅を読取るようになっていた。この規則の改訂の影響は、地震月報に載る無感小地震の数の減少、 M_J が決められる地震の数の増加として表れている。あるレベル付近の M_J はこの改訂によって多少小さく決まるようになったとも考えられるが、それが無視できる程度か否かは明らかでない。

もう一つの問題として、気象官署における最大振幅の測り方の変遷がある。1913 年までの中央気象台の刊行物では全振幅 (波の山から谷まで) が使われているが、それ以降は振幅となっている。1924 年から 1942 年までの気象要覧などでは、最大動の振幅にも十一または東、北などの方向が付いており、ゼロ線から片側への振れ幅 (以後片振幅という) であって、全振幅の半分 (以後半振幅という) ではない。このことは 1950 年までの Seismological Bulletin (いわゆる地震年報) にも明記されている (1943~1951 年は十一がついていないが片振幅である)。しかし 1952 年に最大動の振幅は半振幅をとるよう規

則が改められており、1953年以降の地震月報にはそのことが明記されている。

片振幅は多くの場合半振幅とほとんど等しいが、原理的には片振幅が半振幅より大きくなることはあっても、小さくはなり得ない。坪井公式は片振幅を使っていた時代のデータによっているから、近年の半振幅のデータを用いると系統的に小さなマグニチュードが求まるはずである。実際にはこれは無視できる程度の違いかも知れないが、詳しく調べてみないと決定的なことはいえない。

なお、本稿中随所に振幅と書いてあるものが、片振幅なのか半振幅なのかは、ほとんどの場合、明らかでない。原論文を見ても単に *amplitude* と書いてあるだけでそれ以上説明されていないからである。

(11) 河角のマグニチュード M_K

河角 (1943) は震央距離 100 km における震度 I_{100} によって地震の大きさを表した。河角は I_{100} を M_K と記しているが、ここでは I_{100} を河角が後述の (14) 式によって M_G と同等なものに変換したものを M_K で表すことにする。また、震度のデータには依っているが、 I_{100} ではなく有感半径 r などから河角が M_K に相当する値を定めたものも M_K で表す。河角が定めた値と断ったのは、 I_{100} や r の定め方にはかなり任意性があるらしく、筆者が試みても河角が得た値にはならないことが多いからである。さらに河角が与えたマグニチュードには、 I_{100} とともに、河角が他の多くの地震について用いている r と M_K の関係式とも整合しない値があるが、これらもここでは M_K としている。

河角が M_K を与えているのは、中央气象台 (1952) が刊行した「日本附近におけるおもな地震の規模表 (1885年~1950年)」(以後「規模表」と呼ぶ) と、1952年以降の「理科年表」(1971年以降の版では1926年以後の地震は M_J (旧) 又は M_J に置き換えられている) である。「理科年表」の M_K は KAWASUMI (1951) に示されている日本の被害地震 (歴史時代を含む) 342 個の I_{100} から

$$M_K = 0.5 I_{100} + 4.85 \quad (14)$$

によって換算したものがほとんどである。ただし、いくつかの地震はなぜか (14) 式による換算値とは違ひ、例えば1933年の三陸沖地震は $I_{100} = 8.3$ なので $M_K = 9.0$ となるべきなのに 8.5 となっている。ともかく、(14) 式 (KAWASUMI, 1951) は I_{100} と M_G の関係から得られたものであるから、この式による M_K は M_G と同等のはずである。

「規模表」にある M_K (同表の M の欄にある値) には次の a, b, c の3種類のものがある。

a. 震度分布から I_{100} を決めて (14) 式により M_K を求めたもの。「規模表」の冒頭の説明にはこれだけが述べられているが、実際には次の b 又は c のほうが多い。

b. 有感半径 r から I_{100} を決め (14) 式により M_K を求めたもの。 r と I_{100} の関係としては KAWASUMI (1951) が得た震度 I と震央距離 Δ (km 単位) の関係式

$$e^I = (100/\Delta)^2 \exp \{I_{100} - 0.00183(\Delta - 100)\} \quad (15)$$

に $I=1$, $\Delta=r$ とおいたものを使ったと推察される。なお「規模表」に掲げられている r は有感半径と説明されているが、1913年以前のものには有感半径ではない。また (15) 式から得た r と I_{100} の関係も適当とは思われない。これらの点については後で述べる。

c. 上記 a, b のいずれでもなく、 M_K を求めた根拠がわからないもの。例えば1943

年の鳥取地震は $r=415$ km, $I_{100}=4.6$, $M_K=7.4$ となっているが, この r からは $M_K=7.0$, I_{100} からは $M_K=7.2$ となる (なお KAWASUMI (1951) によればこの地震の I_{100} は 4.8 で, 「理科年表」の M_K は 7.3 であるからこちらは (14) 式と整合している).

「規模表」の M_K が上記 a, b, c のいずれであるかを当ててみた結果は次のとおりである.

1885 年~1923 年 8 月: ほとんどすべて b.

1923 年 9 月~1925 年: r が 200 km 以上の地震は a, r が 200 km 未満の地震は b, ただし少数の例外がある.

1926 年~1943 年: a と b と c が混在しており, その割合は年によって大幅に変わる.

以上のように「規模表」の M_K の決め方には不可解な面があるが, いずれにしても「規模表」の M_K は「理科年表」の M_K とは異なる種類のものである.

「規模表」で疑問に思われる点の一つに, 同表の r が如何にして決められたかということがある. 1896 年から 1931 年 3 月までの中央気象台の刊行物 (地震報告又は年報地震ノ部又は気象要覧) には震源地が求められた地震の震域又は有感区域の長径と短径又は長半径と短半径が示されている. この期間の「規模表」の r は, この長半径と短半径の平均に等しいかそれより数%小さい値 (幾何平均か?) であり, これら中央気象台の刊行物によったことは間違いない. しかし, 1895 年以前及び 1931 年 4 月以降の r の値の根拠はよくわからない. 「規模表」の r に関して重大なことは, 宇津 (1979) が述べているように, 1913 年以前については, 当時の表現による震域 (微震 (感ナシ) を含む区域) の半径であって, 有感区域の半径ではないことである. このため「規模表」の r , 従って M_K には 1913 年末を境にして著しい段差がついている.

「規模表」の M_K が前記 b による場合, $r=179$ km で $I_{100}=2.3$, $M_K=6.0$ となり, また, $r=397$ km で $I_{100}=4.3$, $M_K=7.0$ となる. M_K が M_0 にほぼ同等なものとするれば, それが 6.0 及び 7.0 の地震の r がそれぞれ 200 km 及び 400 km に達していないのは, あまりにも小さ過ぎる. あるいは M_K は r に対し大き過ぎる. その一因は (15) 式から r と I_{100} の関係を得る際, $I=1$ となる Δ を r としているためであろう. 有感区域の縁は震度 1 と 0 の境であるから, $I=0.5$ となる Δ を r とすべきだろう. しかしこれだけでは M_K が r に対し過大であることを説明しきれない. (15) 式に関する問題の一つとして, 村松 (1969) による震度 5 及び 6 以上の区域の面積と (14), (15) 式による震度 4.5 及び 5.5 以上の区域の面積とが著しく違うことが挙げられる. 震度 5 及び 6 以上の区域の半径が 100 km になる地震のマグニチュードは, 村松の式によれば 7.7 及び 8.2, (14), (15) 式によれば 7.1 及び 7.6 となり, とともに 0.6 ずつ違う. 村松の式を元のデータにさかのぼって検討してみても特に不適当な点は見出せない. (14), (15) 式の組合せは大地震の際の近距離 ($\Delta \leq 200$ km) の震度を過大に与えるようである.

(12) 明治・大正時代の日本の地震のマグニチュード M_U 及び M_A

1885 年~1925 年の日本のおもな地震については「規模表」に M_K が与えられているが, これらの多くは適切な値とはいえない. 宇津 (1979, 1982) は日本で広く使われている M_J となるべく同等な値が得られるよう当時の地震計で読取られた水平動の最大振幅を用いて坪井公式又は勝又の方法によるマグニチュードを求め, これが 5.9 以上となった地

震及び被害地震のカタログを作製した。ただし1885年～1900年の地震には、最大振幅のデータが僅かしか（あるいはまったく）得られないものも多く、これらについては震度分布をも参考にして M_L 又は M_S (旧) に相当するものを推定している。1901年～1925年の地震のマグニチュードはほとんどすべて最大振幅のデータによっており、これを M_b で表すこととする。次の13個については震度分布を考慮して修正した値をカタログに示してあるが、本論文で他のマグニチュードと比較する際は修正前の値を使うこととした。以下括弧内の値が修正前の値である。

1901年6月24日 7.5 (7.4), 1901年8月9日 7.2 (7.1),
 1901年8月10日 7.4 (7.3), 1902年5月25日 5.4 (5.2),
 1904年6月7日 7.2 (6.9), 1904年12月17日 6.3 (6.2),
 1906年1月21日 7.6 (7.2), 1909年3月13日 7.5 (7.1),
 1909年11月10日 7.6 (7.4), 1911年2月18日 5.5 (5.4),
 1911年6月15日 8.0 (7.8), 1915年3月1日 7.4 (7.6),
 1924年1月15日 7.3 (7.5).

阿部 (1979) は VANĚK らの式を用いて、大阪と東京の大森式地震計の最大振幅/周期から、1901年～1925年の日本の被害地震のマグニチュードを求めた。ただし (1) 式による M_s と合うように、水平動1成分ごとに求めた値の平均をとっている。これをここでは M_A で表すことにする。

3. 各種マグニチュード間の平均的差異

以上説明した十数種のマグニチュードの間の関係を調べた。これらの関係のいくつかについては、すでに調査結果が発表されているので、それらも参考に供する。なお、 M_L は日本ではほとんど使われないので、特に調査はしないが、次節では他のマグニチュード間の関係を調べるとき中継ぎとして利用する。

本調査は浅い地震のみを対象している。浅い地震とは、一応深さ 70 km 未満の地震を指すが、深さを数字で与えていない地震カタログもあるので、この区切りは必ずしも厳密ではない。実体波マグニチュード m_b , m_b はやや異質なので後で扱うこととし、まず、Table 1 に掲げる13種のマグニチュード間の関係を述べる。「規模表」の M_K は1901年以降のみを扱うこととし、1901～1913年、1914～1923年8月、1926～1943年の三つの期間に分けてある。1923年9月～1925年についてはデータが少ないので記述を省略した。

Table 1 には M_s が $6\frac{1}{2}$ ないし $8\frac{1}{4}$ 程度の範囲における各マグニチュード間の系統的な差を調べた結果が示されている。この範囲内では Table 1 に示すマグニチュード間の差は平均的に見て地震の大きさにほとんど依らない。この表で斜めの実線はデータのある期間がまったく異なるので比較不能の組合せであり、斜めの点線はデータが20個以下なので差を求めなかった組合せを示す。ただし M_s $6\frac{1}{2}$ ～ $8\frac{1}{4}$ の範囲のデータは20個以下でもこの範囲外のデータを含めて意味のある差が得られそうときはそれを求めた場合もある。表中の数字はマグニチュードの差の中央値 (メディアン) で、正の値は表の上方のマグニチュードが大きいことを示す。中央値を用いるのは、何等かの理由で差が著しく

Table 1. Average differences (medians of the differences) between different magnitudes for shallow earthquakes with an M_s between $6\frac{1}{2}$ and $8\frac{1}{4}$. Solid oblique lines indicate that no data is available. Dotted oblique lines indicate that there is no sufficient data to obtain a meaningful average difference.

M_K 1900-1913		-0.1 Fig. 1	Fig. 2		0.7 Fig. 3	0.9 Fig. 4	0.0 Fig. 6		
M_K 1914-23/8		Fig. 1	Fig. 2		-0.1 Fig. 3	0.25 Fig. 5			
M_K 1926-43		0.15 Fig. 1	0.0 Fig. 2				0.15 Fig. 6	0.35 Fig. 7	0.35 Fig. 8
M_S (ISC)	w 0.05 Fig. 9								0.25 Fig. 10
M_S (NEIS)		w 0.15 Fig. 11							0.1 Fig. 12
M_R		w 0.1 Fig. 13						0.1 Fig. 14	0.15 Fig. 15
M_G		w 0.0 Fig. 16	0.1 Fig. 17			0.05 Fig. 18	0.1 Fig. 19	0.1 Fig. 20	0.2 Fig. 21
M_S			w 0.0 Fig. 22	0.0 *	0.0 □	0.05 Fig. 23	0.1 Fig. 24	0.15 Fig. 25	0.2 Fig. 26
M_W				0.0 *					0.3 Fig. 27
M_t							0.05 Fig. 28	0.25 Fig. 29	
M_A					0.05 Fig. 30	0.0 Fig. 31			
M_U						-0.2 Fig. 32			
M_K (理)						0.0 Fig. 33	0.15 Fig. 34		
M_J (旧)							0.05 Fig. 35		
M_J									

□ ABE (1979)
 △ ABE (1981a)
 * ABE (1981b)
 ● 0.0 (THEORETICAL DIFFERENCE)
 ▲ 0.2 (THEORETICAL DIFFERENCE)
 w WORLDWIDE DATA

大きい少数の地震の影響をあまり受けないようにするためである。多くの場合、中央値は算術平均とほとんど等しい。

Figs. 1-35 に示すような二つのマグニチュード M_x と M_y の相関図から、 M_x と M_y の回帰線を定めるのは簡単ではない。もし対象とする地域と期間に起った地震の M_x と M_y が広い範囲にわたって求められているならば、それらをプロットした図は、点が左下方にゆくほど急激に密になるはずである。実際には小さい地震の M_x , M_y が決まらないため、必ずしもそうはならない。適切な回帰線を引くためには、見かけの点の分布状況だけでなく、どの範囲の地震についてどの位の割合で M_x と M_y が求められているかを考慮する必要がある。なお Figs. 1-35 の中の斜めの直線は二つのマグニチュードの等値線である。

(1) M_K (規模表) と他のマグニチュードの関係

Fig. 1 から Fig. 8 までに示すとおりである。1925 年以前では M_U との比較 (Figs. 4-5) が、1926 年以後では M_J (旧) 及び M_J との比較 (Figs. 7-8) がもっともデータが多い。 M_U は 5.9 以上のデータしかない (関東・中部地方については 5.4~5.9 のデータもあるが今回は使わない) が、 M_J (旧)、 M_J についてはそれが 6.0 以上又は M_K が 6.0 以上のデータのみをプロットしてある。いずれの期間においても、データのばらつきは大きい、平均的に見て M_K は著しく大きい。特に 1913 年以前では M_K は M_U より平均約 0.9 大きい。1926~1943 年では M_K は M_J (旧) より平均約 0.4 大きい。

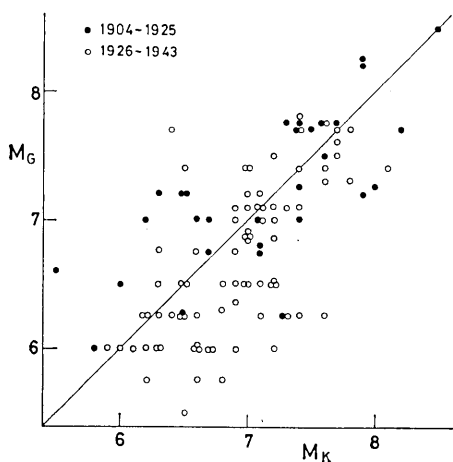


Fig. 1. Relation between M_K and M_G for 1904-1943.

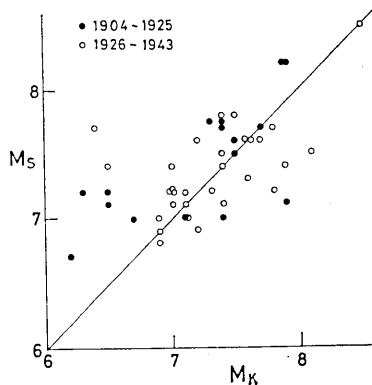


Fig. 2. Relation between M_K and M_S for 1904-1943.

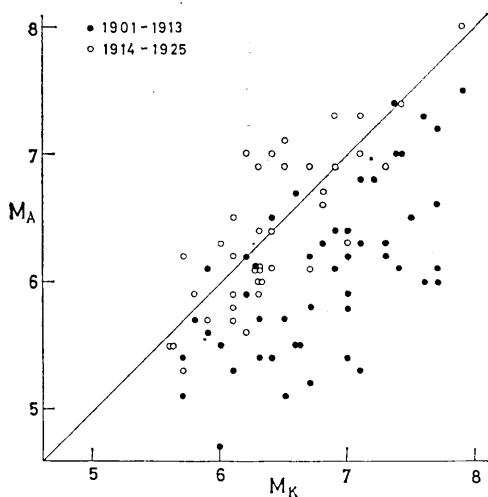


Fig. 3. Relation between M_K and M_A for 1901-1925.

これは TSUBOI (1964) の指摘と一致する。また、宇佐美・茅野 (1970) は M_J (旧) と M_K 及び I_{100} を比較し、結論として M_K は M_J (旧) より平均 0.5 大きいと述べている。(なお、この調査の一部に使われている通信調査による震度は 12 階級の河角震度階による値であり、気象庁震度階級と一緒に論じられないだろう。)

M_K と M_A の関係は Fig. 3 に見られるように、 M_K と M_V の関係と似ているが、差は小さくなり特に 1914~1925 年では M_K のほうが M_A より僅かに小さくなる傾向がみえる。これは M_A が被害地

震に対してのみ与えられていることと、「規模表」の M_K のもつ次の性質に依るためと思われる。すなわち「規模表」の地震のうち比較的大きい地震 (M_K が値が大きいという意味でなく、実質的に大きい被害地震) の M_K はそれほど過大ではないが、比較的小さい地震に過大な M_K が与えられているため、全体的にみて M_K が過大となっているということである。

M_K のこの性質は M_K と M_G 及び M_S との比較によく現れている。Figs. 1-2 に見られるように、 M_K は M_G 、 M_S に対して過大ではない。すなわち、 M_G や M_S が定められている地震については M_K は過大ではないが、それ以外の地震の M_K が過大であるため、

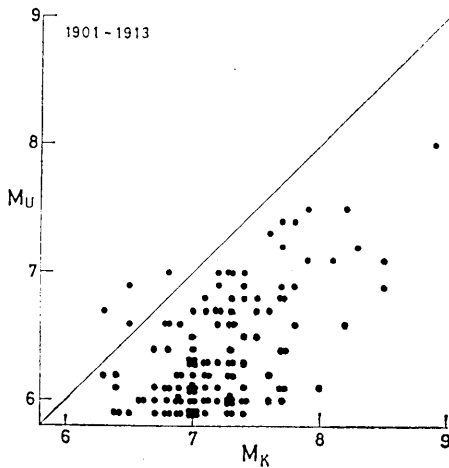


Fig. 4. Relation between M_K and M_U for 1901-1913.

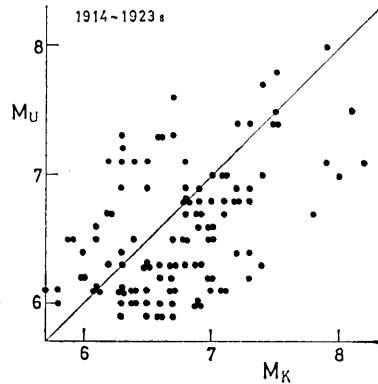


Fig. 5. Relation between M_K and M_U for 1914-Aug. 1923.

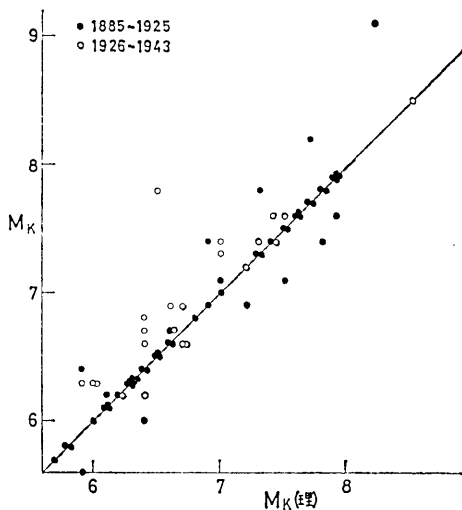


Fig. 6. Relation between M_K (理) and M_K for 1885-1943.

M_K が M_U や M_J (旧), M_J に対して過大になっているのである。

(2) M_K (理科年表) と他のマグニチュードの関係

Fig. 6 に示すように、おもな被害地震に対して与えられている理科年表の M_K (1885~1943 年の分) は「規模表」の M_K と同じ値のものがかなりあるが、違うものもある。1885~1925 年については、両者に系統的な差はないが、1926~1943 年については M_K (理) のほうがやや小さい傾向が見える。Fig. 19 と Fig. 24 に示すように、 M_K (理) は M_G や M_s に対しては、平均して 0.1 ほど小さい。データは少ないが

M_A に対しては系統的な差がほとんどみられない (Fig. 31)。しかし M_U に対しては、平均 0.2 ほど大きい (Fig. 32)。Figs. 33-34 に示すように、 M_K (理) は M_J (旧) ともほとんど系統的な差がないが M_J より僅かに大きい。

以上述べたように、従来いわれていた“河角の定めたマグニチュードは M_G や気象庁マグニチュードに比べて 0.4~0.5 大きい”ということは、理科年表の M_K にはあてはまらない。また「規模表」の M_K でも理科年表に載っている地震や M_G が与えられている地震についてはあてはまらない。従って、理科年表の河角の M_K から 0.5 を引いて使

う必要はない。

(3) ISC 及び NEIS の M_s と他のマグニチュードの関係

M_s (ISC) 及び M_s (NEIS) は VANĚK らの式によって求められているので、 M_G や GUTENBERG の元の式による M_s よりやや大きい (周期 20 秒の波を使うときは 0.2 弱大きい) はずであり、実際に M_s (NEIS) と ABE (1981a) による M_s を比較した結果 (Fig. 11) でもそうになっている。 M_s (ISC) は 2 年分のデータしかないの、6.5 以上の地震は数が少ないが、Fig. 9 に見られるように日本付近の地震では M_s (ISC) のほうが M_s (NEIS) よりやや大きい傾向がある。この理由はわからない。

後で述べるように M_J は M_G や M_s より平均 0.2 ほど小さいので、 M_J は M_s (ISC) や M_s (NEIS) よりも平均 0.3~0.4 小さいはずである。しかし M_s (ISC) 及び M_s (NEIS) を M_J と直接比較した結果 (Fig. 10, Fig. 12) によれば、データは少ないが差は平均 0.25 及び 0.1 程度である。NOGUCHI (1979) は VANĚK らの式によって求めた M_s (つまり ISC や NEIS の M_s と同等なもの) を M_J と比較している。それ

によると M_s 6.5 以上で M_J は M_s より平均 0.1 小さいが M_s 6 前後で大小関係が逆転し M_s 5.5 以下では M_J は M_s より 0.4~0.6 大きくなっている。この傾向は Fig. 10, Fig. 12 にも現れているが、 M_s 5 付近での M_s (ISC) 及び M_s (NEIS) と M_J の差は NOGUCHI (1979) の結果よりやや小さい。 M_J に関連する問題は後でさらに議論する。

(4) M_G 及び M_s と他のマグニチュードの関係

浅い地震の M_G は GUTENBERG の式 (1) による M_s と同じであり、両者の間の偏差

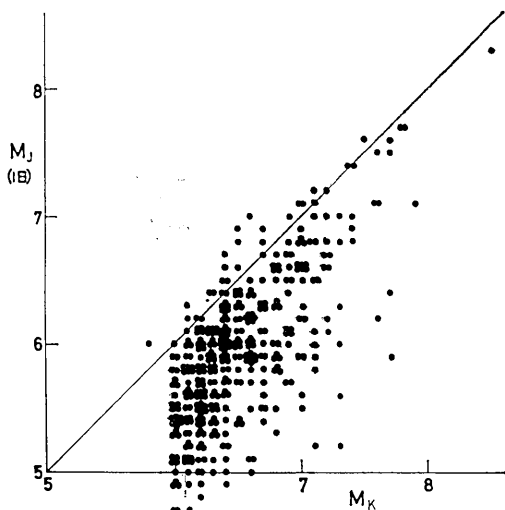


Fig. 7. Relation between M_K and M_J (旧) for 1926-1943.

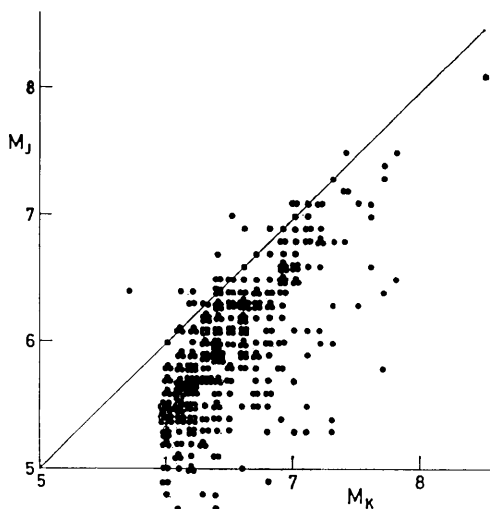


Fig. 8. Relation between M_K and M_J for 1926-1943.

は 0.0 である (ABE, 1981a). M_R は M_s (ABE, 1981a) より平均 0.1 ほど大きい (Fig. 13). M_w との関係は次項で述べる. M_G と M_s を比べた Fig. 17 によると, M_G が僅かに大きい傾向がみえる. 同様に M_G 及び M_s (ABE, 1981a) は M_U , M_K (理), M_J (旧) などより平均的にみて 0.05~0.15 ほど大きい (Figs. 18-20, Figs. 23-25, なお, Fig.

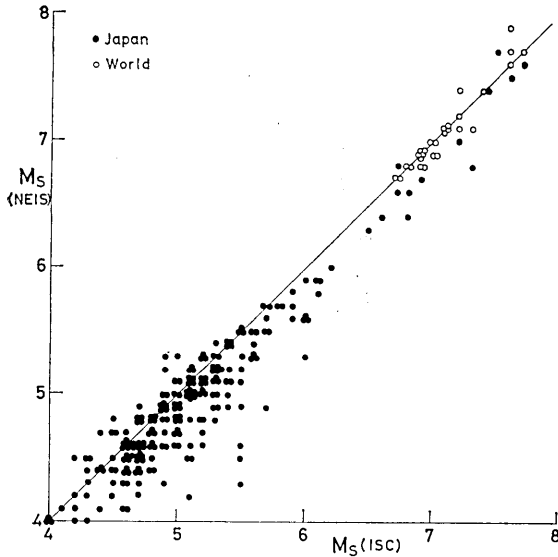


Fig. 9. Relation between M_s (ISC) and M_s (NEIS) for 1978-1979.

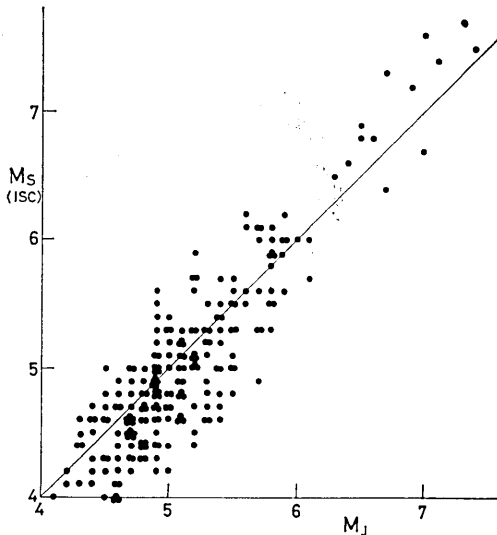


Fig. 10. Relation between M_J and M_s (ISC) for 1978-1979.

25 と同じ図は勝又 (1970), TERASHIMA (1970) が発表している). M_J との差はさらに大きく平均 0.2 程度に達している (Fig. 21, Fig. 26). M_J (旧) や M_J はもともと M_G になるべくよく合うような値を得るために作られた坪井公式によっているから, M_G や M_s と差がないはずであるが, 実際には明瞭な偏差が存在する. この理由は前節 (10) で述べたように, M_J (旧) や M_J を決めるときデータの選び方が坪井公式が作られた際とはやや異っているためであろう.

(5) M_w 及び M_s と他のマグニチュードの関係

M_w はその定義からみて, M_s が飽和しない 6~8 程度の範囲では M_s に近い値になると思われるが, これは定義上保証されているわけではない. M_w (KANAMORI, 1977) と M_G の比較を Fig. 16 に示すが, M_G 8 以下ではデータがほとんどない. M_G 8 以上では

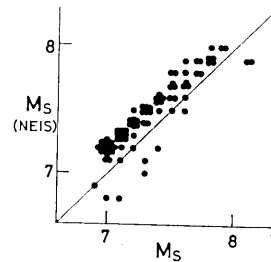


Fig. 11. Relation between M_s and M_s (NEIS) for 1968-1980.

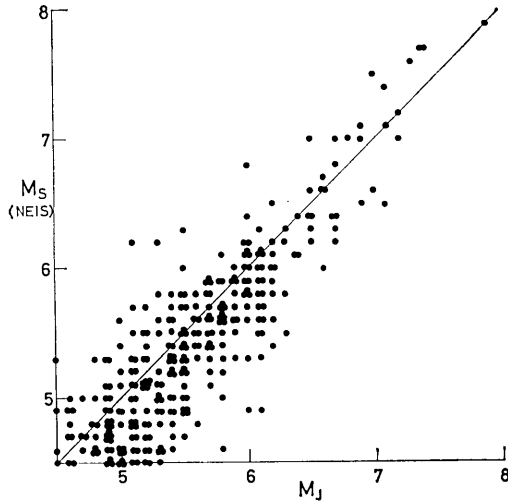


Fig. 12. Relation between M_J and M_S (NEIS) for 1971-1979 ($M_J < 6$) and for 1968-1980 ($M_J \geq 6$).

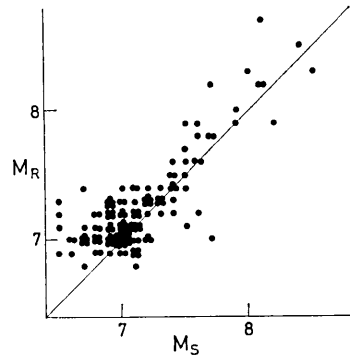


Fig. 13. Relation between M_S and M_R for 1953-1965.

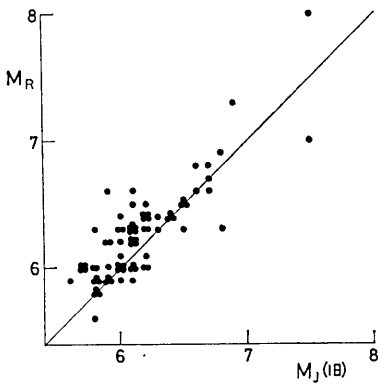


Fig. 14. Relation between M_J (旧) and M_R for 1953-1960.

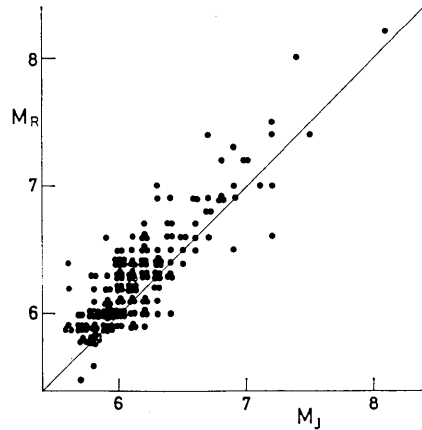


Fig. 15. Relation between M_J and M_R for 1953-1965.

両者に系統的な差はない ($M_o=8.0$, $M_w=8.0$ の点を通り, $M_o=M_w$ の直線に直交する直線を引きその右上方にある点に着目すると, $M_o=M_w$ の直線の上及び下にあるものはそれぞれ 10 個である). Fig. 22 に示す M_w と M_s の関係図では, M_w として KANAMORI (1977) のデータの他, ABE (1981b) の表にある日本付近の津波を伴った地震の M_w (白丸) と地震モーメントが求められている日本内陸部の地震 (丹後, 北伊豆, 鳥取, 三河, 福井, 北美濃) の M_w (白三角) も示されている. これを見ると $M_w \geq 8.9$ の極めて大きい地震を除くと, M_w と M_s の間には目立った系統的偏差は認められない. しかし, 日本

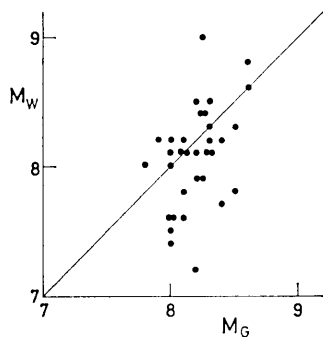


Fig. 16. Relation between M_G and M_w for 1904-1952.

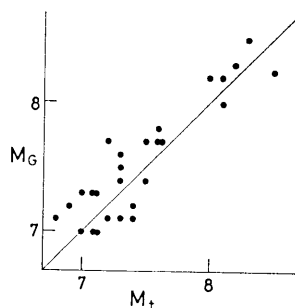


Fig. 17. Relation between M_t and M_G for 1904-1952.

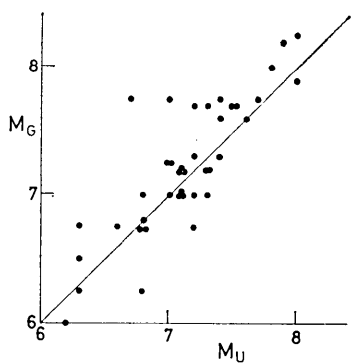


Fig. 18. Relation between M_U and M_G for 1904-1952.

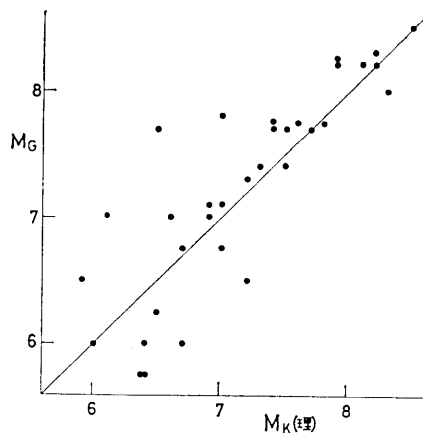


Fig. 19. Relation between M_K (理) and M_G for 1904-1952.

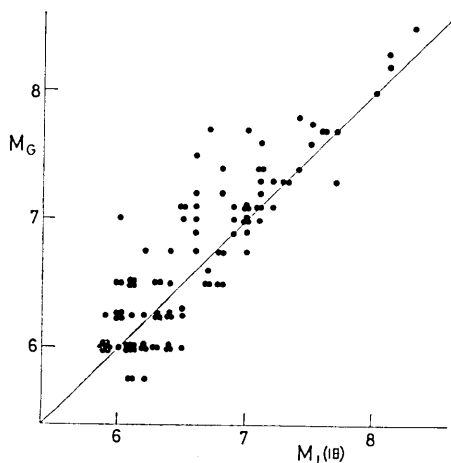


Fig. 20. Relation between M_J (旧) and M_G for 1926-1952.

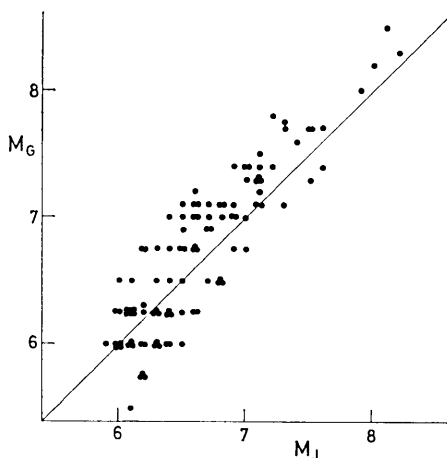


Fig. 21. Relation between M_J and M_G for 1926-1952.

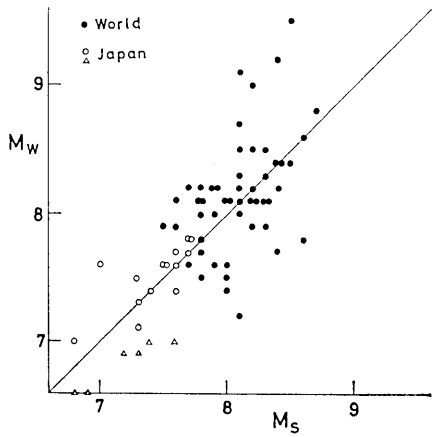


Fig. 22. Relation between M_S and M_w for 1904-1978.

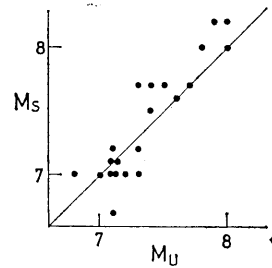


Fig. 23. Relation between M_U and M_s for 1904-1925.

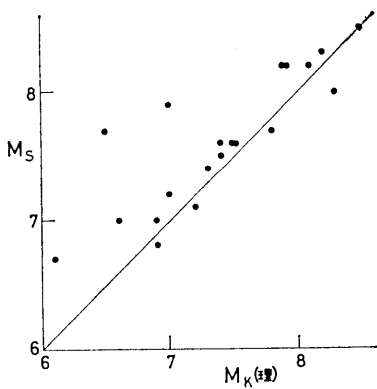


Fig. 24. Relation between M_x (理) and M_s for 1904-1925.

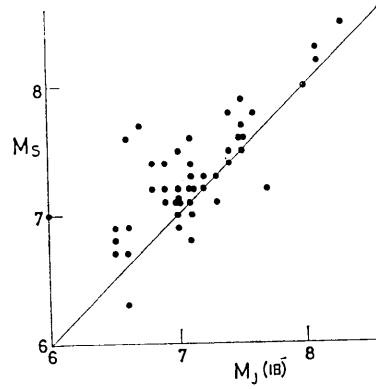


Fig. 25. Relation between M_j (旧) and M_s for 1926-1960.

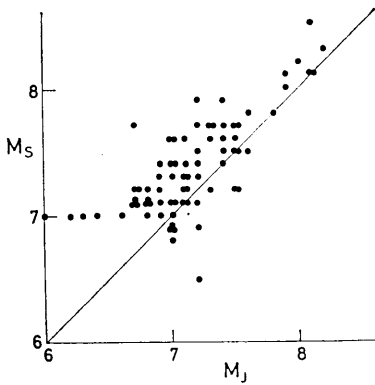


Fig. 26. Relation between M_j and M_s for 1926-1978.

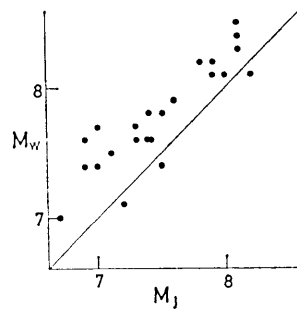


Fig. 27. Relation between M_j and M_w for 1926-1978.

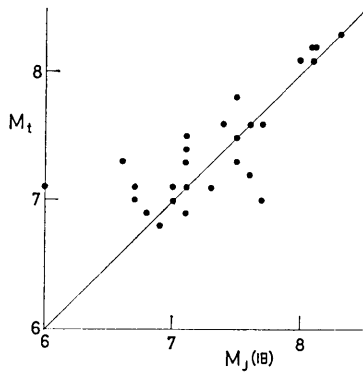


Fig. 28. Relation between M_J (旧) and M_t for 1926-1960.

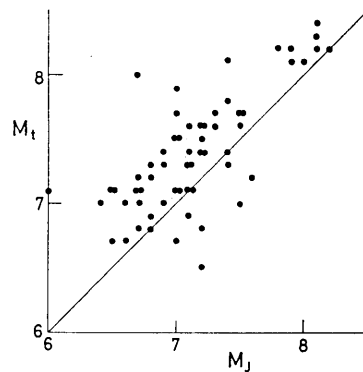


Fig. 29. Relation between M_J and M_t for 1926-1981.

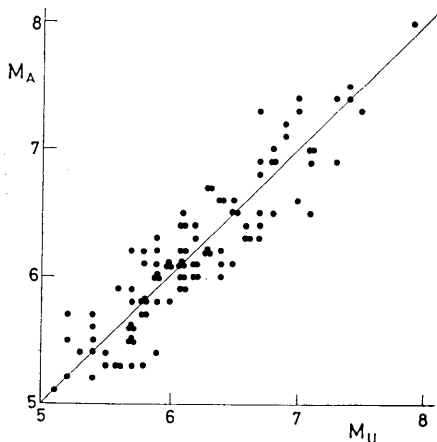


Fig. 30. Relation between M_U and M_A for 1901-1925.

(6) M_A 及び M_U と他のマグニチュードの関係

明治大正時代の地震のマグニチュードを与えている M_A と M_U は、Fig. 30 に見られるように異なる方法で決めた値としては一致が良い。しいていえば、ごく僅か M_A のほうが大きい傾向がある。Figs. 3-5 及び Figs. 31-32 に見られるように M_A , M_U と理科年表及び「規模表」の M_K との比較は、ばらつきがたいへん大きい。Fig. 18 と Fig. 23 に見られるように M_U は M_G や M_t より僅かに小さい傾向がある。一方、 M_A は M_t とは系統的な偏りはない (阿部, 1979)。これは M_A が M_U より僅かに大きいことと符合する。

(7) M_J (旧) 及び M_J と他のマグニチュードの関係

M_J (旧) と M_J の比較を Fig. 35 に示す。 M_J (旧) 又は M_J が 6.0 以上の地震に限ったが、データが多いので二つの期間に分けて図を作った。1926~1960 年の M_J を与えている「地震月報別冊 6」では、データが良くないため震源の再決定が行えなかった地震は、旧震源がそのまま掲載されている (震央位置の誤差の欄が空白のもの)。この種の

内陸部の地震は M_t の割に M_w が小さい傾向がある。SINGH と HAVSKOV (1980) はプレート境界地震では M_w は M_t と平均的にみて等しいが、プレート内部地震では M_w は M_t より平均して 0.27 小さいと述べている。

ABE (1981b) が述べているように M_t は M_w や M_t と平均的にみて一致するようスケールが作られている。Figs. 27-29 には M_w , M_t と M_J (旧), M_J の関係が示されている。 M_J は M_w , M_t より平均して 0.3 ほど小さい。

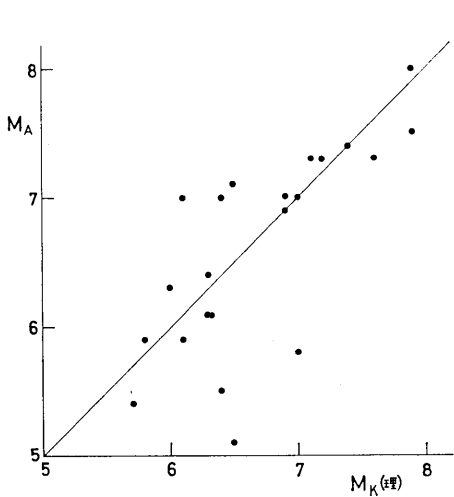


Fig. 31. Relation between M_K (理) and M_A for 1901-1925.

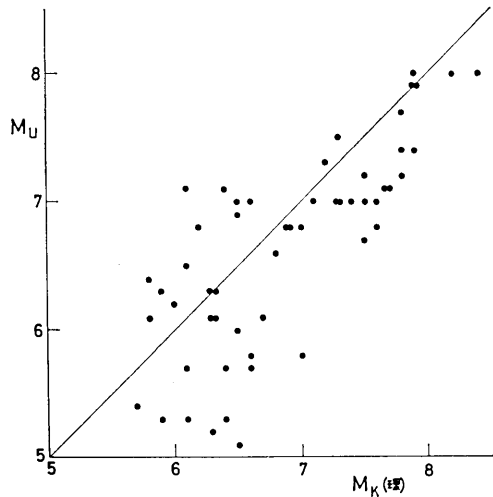


Fig. 32. Relation between M_K (理) and M_U for 1885-1925.

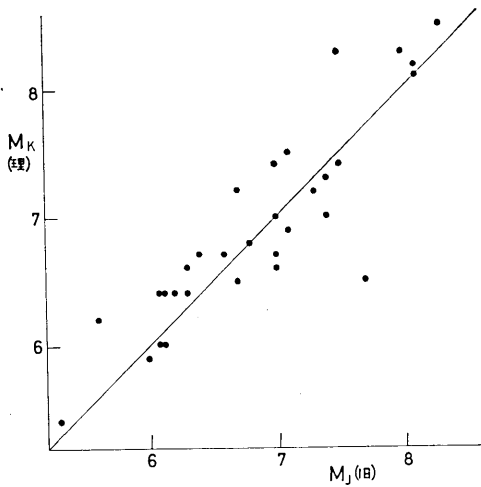


Fig. 33. Relation between M_J (旧) and M_K (理) for 1926-1952.

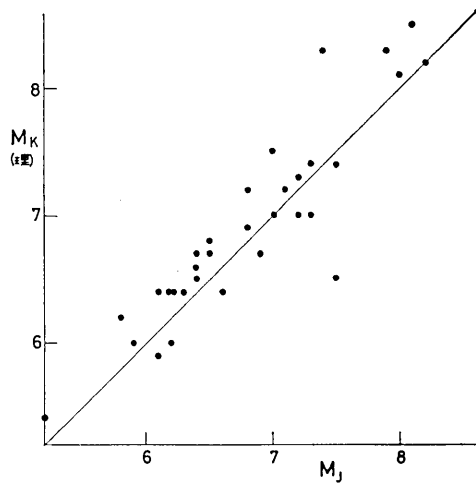


Fig. 34. Relation between M_J and M_K (理) for 1926-1952.

地震のマグニチュードは深い地震では M_J が新たに求められているが、浅い地震では M_J (旧) がそのまま残っているようである。しかし Fig. 35 ではこの種の地震を除いてはない。

Fig. 35 の右と左の図を比べてみると少し違う。右図 (後期) のほうが、 M_J が M_J (旧) より小さくなる傾向がはっきり出ている。 M_J (旧) = M_J = 6.5 の点を通り、 M_J (旧) = M_J の直線に直交する直線を引くと、その右上方のデータに対する M_J (旧) - M_J の中央値は、左図ではほぼ 0.0 (ごく僅かプラス) であるが、右図では 0.15 である。両者を一緒にすると 0.05 になるので Table 1 はこの値を採用している。なお、 M_J 7 程度以

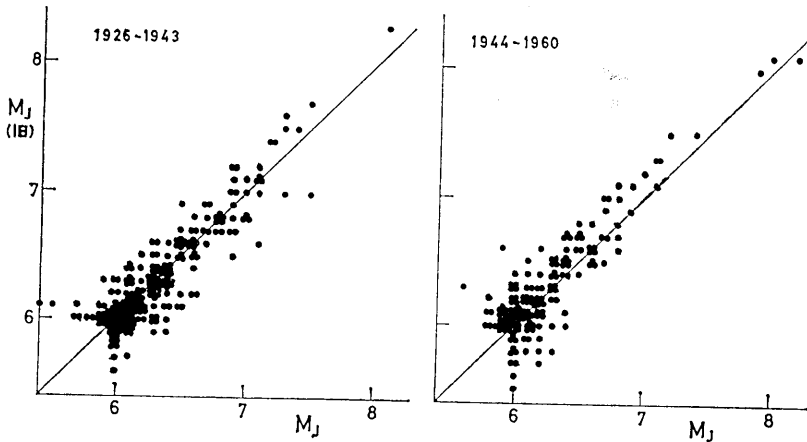


Fig. 35. Relation between M_J and M_J (旧) for 1926-1960.

上に限ると両期間を通じて M_J (旧) - M_J の中央値は 0.15 になる。同じ坪井公式で求めた M_J (旧) と M_J の間に系統的な偏差があるのは、前節で説明したような事情によるものと思われるが、地震の大きさにより、また期間により偏差が少し違う理由はよくわからない。

M_J が M_J (旧) よりやや小さいことは、 M_J (旧) 及び M_J と M_R との関係 (Figs. 14-15), M_G との関係 (Figs. 20-21), M_s との関係 (Figs. 25-26), M_i との関係 (Figs. 28-29) にも現れている。Table 1 に示すようにこれらの比較では M_J が M_J (旧) より 0.05~0.2 小さくでている。

M_J は M_G や M_s より M_s $6\frac{1}{2}$ ~ $8\frac{1}{4}$ の範囲で平均約 0.2 小さい (Fig. 21, Fig. 26). M_s は M_s (NEIS) より 0.15 ほど小さく、 M_s (NEIS) は M_s (ISC) より 0.05 ほど小さいから、 M_J は M_s (ISC) より 0.4 小さいはずである。しかし、 M_J と M_s (ISC) の直接の比較 (Fig. 10) による差は約 0.25 である。また M_s (NEIS) との差は約 0.1 である。この原因はわからない。日本付近の地震の VANĚK らの式によるマグニチュードは何らかの理由で小さくなる傾向があるということも考えにくい。ともかく、現行の気象庁マグニチュード M_J は浅い大地震については M_G , M_s , M_s (NEIS, ISC) より平均 0.2 程度小さく定められていること、 M_J 6 以下ではこの大小関係が逆転することは、 M_J を使うとき常に念頭においておく必要がある。

小山ら (1980) は日本内陸部から日本海にかけての浅い地震について、気象庁マグニチュード (M_J (旧) と M_J の混合) と M_s (M_G と M_s (NEIS) を用いている) の関係を調べ、震源スペクトルのスケールリング・モデルによる理論曲線と比較している。武村・小山 (1980) は海溝沿いにおける地震について M_J (旧), M_J と M_s (M_G , M_s (NEIS)) を比較し、津波地震のスケール則を論じている。

(8) まとめ

Table 1 に示す各マグニチュード間の平均的差異 (差の中央値) は若干の矛盾を含んでいる。すなわち、三つのマグニチュード M_X , M_Y , M_Z の差の間に $\overline{M_X - M_Z} = \overline{M_X - M_Y} + \overline{M_Y - M_Z}$ が成り立っていない場合がみられる。これは M_X と M_Y の双方が定められて

いる地震のセット, M_Y と M_Z の双方が定められている地震のセット, M_Z と M_X の双方が定められている地震のセットが, 期間, 地域その他地震の選択の基準の違いのため一致せず, 場合によっては性格のかなり違う地震のセットになっているためであろう。

Table 2 は各マグニチュードの M_s (GUTENBERG の定義によるもの) からの平均的偏差を示す。この偏差は Table 1 の各マグニチュード間の関係をデータの質・量などを考慮して調整したものであるが, Table 1 には前記のような矛盾を含んでいるから, M_s からの偏差だけで各マグニチュード間の関係を完全に示すことは難しい。しかし, M_s $6^{1/2}$ ~ $8^{1/4}$ 程度における各マグニチュードの偏差の大略を知ることはできよう。

Table 2. Average differences from M_s for shallow earthquakes with an M_s between $6^{1/2}$ and $8^{1/4}$.

Magnitude	Average difference
M_K (1901-1913)	+0.8 (-0.1*)
M_K (1914-1923/Aug.)	+0.2 (-0.1*)
M_K (1926-1943)	+0.2
M_s (ISC)	+0.2
M_s (NEIS)	+0.15
M_R	+0.1
M_G	0.0
M_s	0.0
M_w	0.0
M_t	0.0
M_A	0.0
M_U	-0.05
M_K (理)	-0.1
M_J (旧)	-0.1
M_J	-0.2

* For earthquakes to which M_G or M_K (理) has been assigned.

4. 各種マグニチュードの M_w に対する偏差曲線

前節では M_s あるいはこれに近い種類のいくつかのマグニチュードの間の平均的差異を M_s がほぼ $6^{1/2}$ ~ $8^{1/4}$ の範囲において調べたが, 本節では m_B , m_b などを含め, さらに広いマグニチュードの範囲における関係を調べる。この場合, 2種類のマグニチュードの間の関係を平均的偏差として一つの数字で示すことは困難なので, 基準のマグニチュードとの差のマグニチュードによる変化を曲線で示すことにする。基準としては, 物理的意味がはっきりしている M_w を選んだ。 M_w は大きい地震に対してのみ与えられているが, 小さい地震については地震モーメント M_0 と他のマグニチュードとの関係が調べられているので, これらの結果を M_0 を M_w に引き直してとり入れることにする。なお, このようなマグニチュード間の偏差曲線はすでに KANAMORI (1982) が発表している。

M_s には GUTENBERG の式 (1) によるもの, M_s (NEIS), M_s (ISC) のように VANĚK らの式によるもの, その他があり, 違いをはっきり意識せずに使われることが多いが, ここでは GUTENBERG の方式によるものを M_s と記し, VANĚK らの式によるものはそれより平均的にみて 0.2 弱大きいと考える。気象庁のマグニチュードも, M_J と M_J (旧) の間には系統的な差が多少あるので, M_J (旧) と他のマグニチュードの関係は M_J に引き直して考えることにする。

Figs. 36-43 には, これまでに発表されたマグニチュード間の関係に関する多くの調査

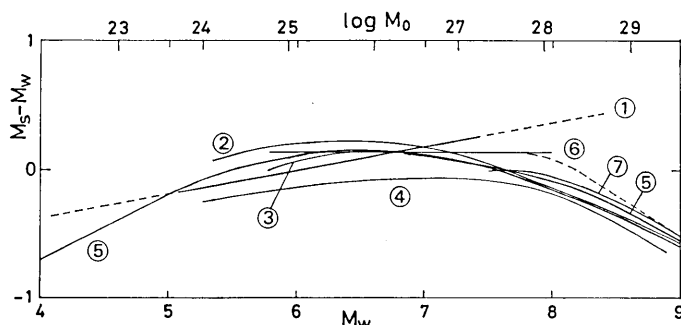


Fig. 36. Relation between M_w ($\log M_0$) and M_s . ① UDIAS (1971), ② AKI (1972), ③ KANAMORI and ANDERSON (1975), GELLER (1976), ④ CHINNERY and NORTH (1975), ⑤ PURCARU and BERCKHEMER (1978), ⑥ SINGH and HAVSKOV (1980), ⑦ Fig. 22.

の結果が示されている。図中の直線または曲線のほとんどは、原論文に与えられている 2 種類のマグニチュード間の関係式を表し、実線部はその式を得るとき用いられたデータのマグニチュードの範囲に対応し、破線部はその延長である。なお、いくつかの曲線は、原論文にある二つのマグニチュードの関係を示す図に筆者が適当な曲線をあてはめたものである。なお、マグニチュード間の関係の調査は、以下とり上げるもの以外にもいくつかの報告がある (例えば KÁRNÍK (1973), MIYAMURA (1978), BÅTH (1981), CHUNG and BERNREUTER (1981) 参照)。ここでは比較的流通のよい文献に載っているものを扱った。

(1) M_w と M_s の関係

Fig. 36 にいくつかの文献による $M_s - M_w$ 対 M_w の曲線を示す。①～⑤は $\log M_0$ 対 M_s の関係として与えられているものである。①の M_s は VANĚK らの式によるものとみられるが、他の M_s は GUTENBERG の式による M_s とみられる。②, ③は原論文中の $\log M_0$ 対 M_s のプロットに著者が適当な曲線をあてはめたものである。⑥はプレート境界地震とプレート内部地震を合わせた場合についての関係である。⑦は本論文 Fig. 22 による。これらの各曲線は、元のデータが共通のものがかかなり多いので、一致がよいのは当然ともいえる。ともかく、この図からは M_w が $5\frac{1}{2} \sim 8$ 程度の間で M_w と M_s はほぼ等しくその範囲外では $M_w > M_s$ となる。

(2) M_0 と M_L の関係

Fig. 37 に示すように $\log M_0$ と M_L の関係は、北米西部の地震について多数の報告がある。これらはすべて直線と与えられている。 M_w に換算して $4 \sim 6$ の範囲では、 M_L はほぼ M_w に等しいか、僅かに大きい程度とみられる。なお、 M_s , M_L などを区別せず単に M と記し、 $\log M_0$ と M の関係を $M 2 \sim 8\frac{1}{2}$ の広い範囲にわたってプロットした図は、笠原 (1975), OHNAKA (1976) などが示している。

(3) M_s と M_L の関係

Fig. 38 に示すように文献は少ない。しかも③以外は少量のデータによる結果である。これらの M_s は GUTENBERG の (1) 式による M_s かそれに相当するものである。大きくなって M_s 6 程度で $M_s = M_L$ となり、それより大きい地震では $M_s > M_L$ 、小さい

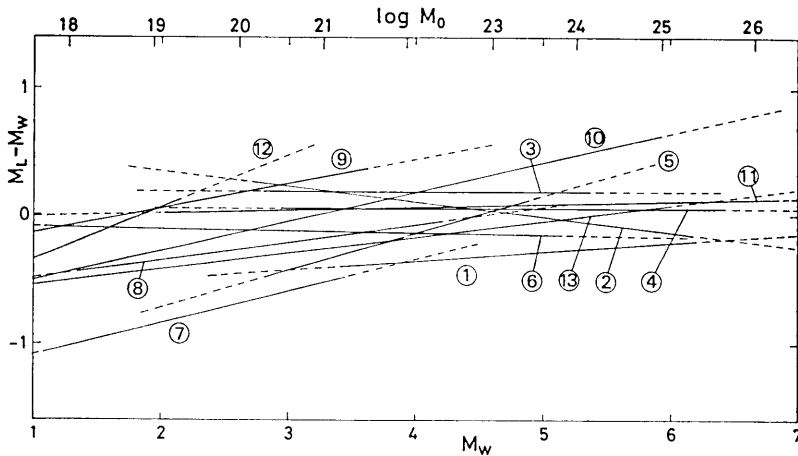


Fig. 37. Relation between M_w ($\log M_0$) and M_L . ① WYSS and BRUNE (1968) for Western US, ② WYSS and BRUNE (1968) for Parkfield, ③ AKI (1969), ④ THATCHER and HANKS (1973), ⑤ JOHNSON and MCEVILLY (1974), ⑥ BAKUN and BUFE (1976), ⑦ SPOTTISWOODE and MCGARR (1975), ⑧ BAKUN *et al.* (1976) for PZ, ⑨ BAKUN *et al.* (1976) for SH, ⑩ BAKUN and LINDH (1977), ⑪ OHNAKA (1978), ⑫ PEPPIN and BUFE (1980), ⑬ CHUNG and BERNREUTER (1981).

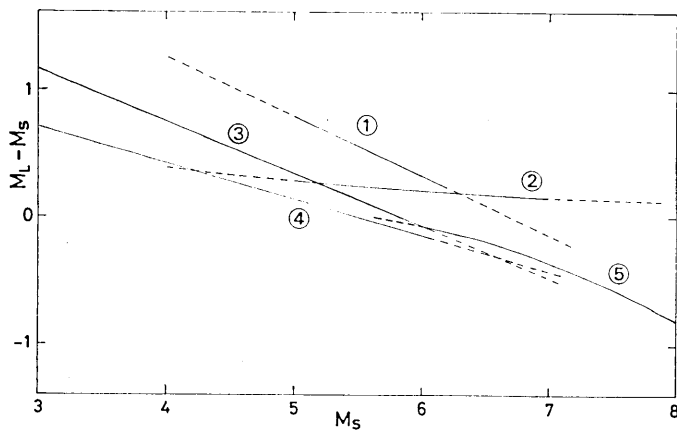


Fig. 38. Relation between M_s and M_L . ① GUTENBERG and RICHTER (1956a), ② GUTENBERG and RICHTER (1956b), ③ WYSS and BRUNE (1968) for Western US, ④ WYSS and BRUNE (1968) for Parkfield, ⑤ KANAMORI (1979).

地震では $M_s < M_L$ となる。 M_s が7程度以上では⑤にみられるように M_L の飽和が目立ってくる。

(4) M_s と m_B の関係

Fig. 39 に示すように⑧を除いて他の8本の直線の一致はかなりよい。①, ②, ③の M_s は GUTENBERG の式 (1) によるものであり, ⑦は VANĚK らの式による M_s である。

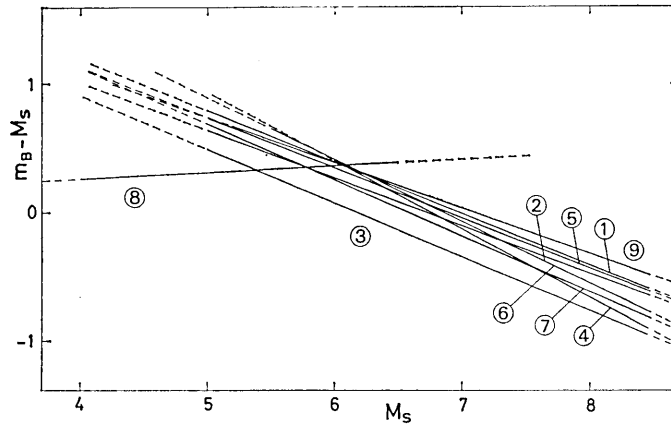


Fig. 39. Relation between M_s and m_B . ① GUTENBERG and RICHTER (1956a), ② GUTENBERG and RICHTER (1956b), ③ BÄTH (1956), cf. BÄTH (1966), ④ DI FILIPPO and MARCELLI (1959), ⑤ KÁRNÍK *et al.* (1959), ⑥ STELZNER (1961); cf. BÄTH (1966), ⑦ IASPEI Recommendation (1967), ⑧ THOMAS *et al.* (1978), ⑨ ABE and KANAMORI (1980).

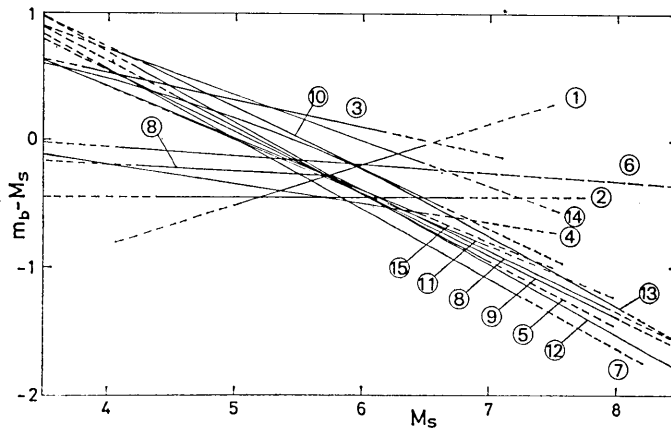


Fig. 40. Relation between M_s and m_b . ① ICHIKAWA and BASHAM (1963), cf. ICHIKAWA (1966), ② ROMNEY (1964), cf. BASHAM (1969), ③ CAPON *et al.* (1967), cf. BASHAM (1969), ④ BASHAM (1969), ⑤ MARSHALL (1970), ⑥ GUPTA and RUSTOGI (1972), ⑦ JORDAN and HUNTER (1972), ⑧ NAGAMUNE (1972), ⑨ PROZOROV and HUDSON (1974), ⑩ BUNGUM and TJØSTHEIM (1976), ⑪ REICHLÉ *et al.* (1976), ⑫ BÄTH (1977), ⑬ NOGUCHI and ABE (1977), ⑭ THOMAS *et al.* (1978), ⑮ CHUNG and BERNREUTER (1981).

その他の直線の M_s は GUTENBERG の M_s に合うように決められたマグニチュードと思われるが、この種の値は往々にして GUTENBERG の式による M_s から系統的にずれることがある。いずれにせよ $M_s=7$ 付近で $M_s \doteq m_B$ となり、それより大きい地震では $M_s > m_B$ 、小さい地震では $M_s < m_B$ となることは、まず確かであろう。

(5) M_s と m_b の関係

Fig. 40 に示すように、多くの調査がある。データのばらつきがかなり大きいので、 M_s の m_b に対する回帰直線と m_b の M_s に対する回帰直線が著しく異なることがある。①の M_s はいろいろな種類のものの混合である。②, ③は GUTENBERG の式 (1) による M_s 、又はこれに準ずるものとみられる。④から⑨までは M_s (NEIS) など VANĚK らの式による M_s を使っている。⑩は野口・阿部 (1977) の Fig. 1 に著者があてはめた曲線で、同論文の Fig. 2 にある各 M_s に対する m_b の平均値のプロット (ほとんど一直線に並んでいる) とは M_s の小さい範囲で少し違う。もっとも多量のデータから得られたこの曲線を重視すると、 M_s (NEIS)=5.4 あたりで M_s (NEIS)= m_b となり、これより大きい地震では M_s (NEIS) $>m_b$ (M_s (NEIS)=8 で $m_b=6.5$ 程度)、小さい地震ではその逆 (M_s (NEIS)=4 で $m_b=4.4$ 程度) となる。

(6) m_B と m_b の関係

Fig. 41 に示す直線を延長すると $m_B=m_b=4.4$ で両者は等しくなる。充分小さい地震に対しては $m_B=m_b$ となるはずであるが、それは $m_B=4$ よりもずっと小さいところであろう。

(7) M_L と m_B の関係

Fig. 42 に示す 2本の直線は、ばらつきの大きい少量のデータから無理に出したものとされる。大きい地震で $M_L > m_B$ となっているが、 M_s 対 M_L 、 M_s 対 m_B の関係その

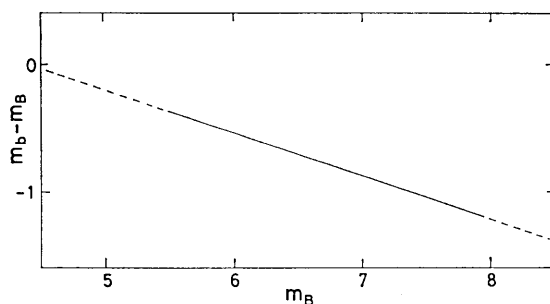


Fig. 41. Relation between m_B and m_b (ABE, 1981a).

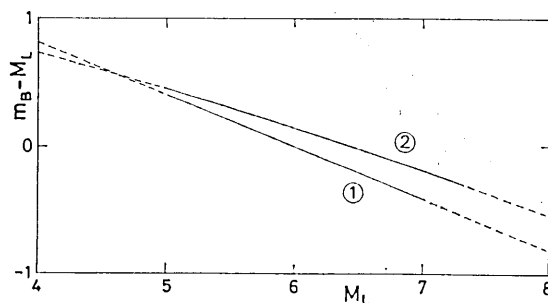


Fig. 42. Relation between M_L and m_B . ① GUTENBERG and RICHTER (1956a), ② GUTENBERG and RICHTER (1956b).

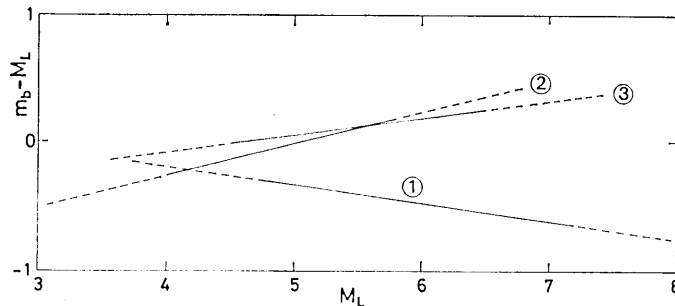


Fig. 43. Relation between M_L and m_b . ① GIBOWICZ (1972), ② CHHABRA *et al.* (1975), ③ CHUNG and BERNREUTER (1981).

他から考ええると、 M_L が5~7の範囲では M_L は m_B より常に約0.3小さいものと思われる。

(8) M_L と m_b の関係

Fig. 43の①に用いられている m_b は m_b (ISC, NEIS)のほか、 M_s から換算したのも混っており、 M_L 対 m_b の関係の表示に適当か否か疑問である。②は著しくばらついた比較的少量のデータに依っており、しかもこの m_b は m_b (NEIS)と系統的にずれていると述べている。このずれを考えに入れると m_b (NEIS)と M_L の関係は著しく急傾斜の直線となってしまい。③は割に多くのデータに依っており、 M_L $4\frac{1}{2}$ ~5付近で $M_L \doteq m_b$ であることは認めるとしても、それより大きい地震に対して $M_L < m_b$ となることは、 M_s と m_b 、 M_L との関係などから考えると理解し難い。

(9) M_J と M_s の関係

M_J と M_s 系統のマグニチュードを比較した図 (Figs. 10, 12, 21, 26 など) によると、 M_s 6以下では M_s は M_J より小さく、 M_s 4~5で $M_J - M_s$ (ISC, NEIS) $\doteq 0.2$ 、従って M_J とGUTENBERGの(1)式による M_s との差は0.35~0.4となる。NOGUCHI (1979)はこの範囲で $M_J - M_s$ (VANĚK) $\doteq 0.6$ としており、Fig. 10, Fig. 12などと少し違う。

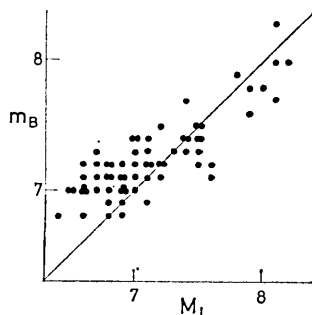


Fig. 44. Relation between M_J and m_B for 1926-1974.

(10) M_J と m_B の関係

浅い地震に対するABE (1981a)の m_B を使うとFig. 44のようになる。 $M_J = m_B = 7.4$ 前後で両者は等しく、それより大きい地震では M_J が m_B よりやや大きく、小さい地震では M_J が m_B よりやや小さくなる傾向がかなりはっきりとみえる。

(11) M_J と m_b の関係

Fig. 45に M_J と m_b (ISC)の関係を示すが、データが多いの

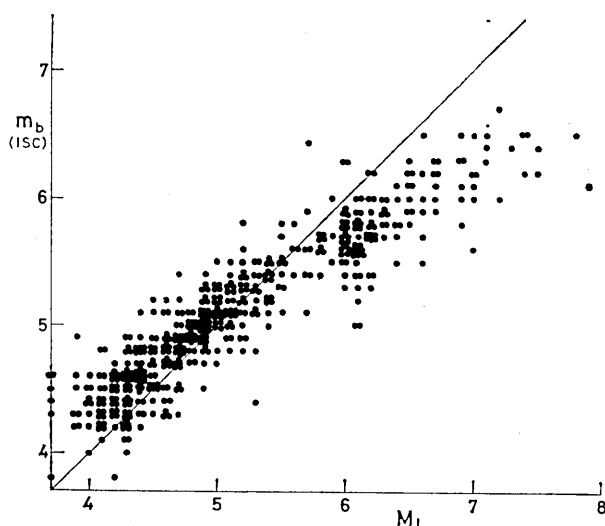


Fig. 45. Relation between M_J and m_b (ISC) for 1968-1979 ($M \geq 6$) and for 1978-1979 ($M < 6$).

で $M_J < 6$ については 1978~1979 年の分のみプロットし、 $M \geq 6$ 以上では 1968~1979 年の 12 年分を用いている。この図によると、 $M_J = m_b = 5.3$ 前後で両者はほぼ等しく、大きい地震では $M_J > m_b$ 、小さい地震では $M_J < m_b$ となる。 m_b は 6.5 程度で飽和し、6.5 を越える m_b は 1 個しかない。小さい地震に対する $m_b - M_J$ はあまり大きくなく $M_J = 4$ で 0.3 程度である。勝又・柏原 (1977) は M_J と m_b (NEIS) の関係を調べて、 M_J $4^{1/4} \sim 5^{3/4}$ の範囲で両者はほぼ等しいことを見出している。このことは Fig. 45 にも見られる。 M_J と m_b (NEIS) の関係はこの他、勝又 (1970) も調べている。なお、勝又・柏原によれば、松代観測所の Wood-Anderson 地震計による M_L (観測点補正 +0.5 を施したもの) と M_J とは $3^{1/4} \sim 4^{1/2}$ の間でほぼ一致するという。

(12) まとめ

以上記した多くの調査結果を、それぞれのデータの質・量などを考慮して調整し、 M_w , M_s , M_J , M_L , m_b , m_b の間関係を M_w 以外のマグニチュード M と M_w の差 $M - M_w$ の M_w に対する変化曲線として Fig. 46 に描いた。この M_s は GUTENBERG の定義によるものであり、広く使われている M_s (NEIS, ISC) はこれより 0.2 弱大きい値となっているはずである。Fig. 46 は KANAMORI (1982) の図とかなり良く一致しているが、少し違う部分もある。なお KANAMORI は M_J は扱っていない。

Fig. 46 の曲線はすべて上に凸であり、 M_J の曲線を除き似た形をしている。短い周期の地震波の振幅を用いるマグニチュードほど、山が左へずれている。大きな地震に対して M_w 以外のマグニチュードは飽和する傾向が現れている。完全に飽和すると曲線は傾斜 -1 の直線になる。 M_L と m_b はともに短周期の地震波を用いているのに $M_w \geq 6$ 以上で大きくずれるのは、 M_L が地震記象全体を通じて最大の振幅を用いるのに反し、 m_b は P 波の初動から 5 秒以内の波を見ていることが主な原因であろう。

充分小さい地震に対しては、 M_s のように一定の周期の地震波の常用対数として定義さ

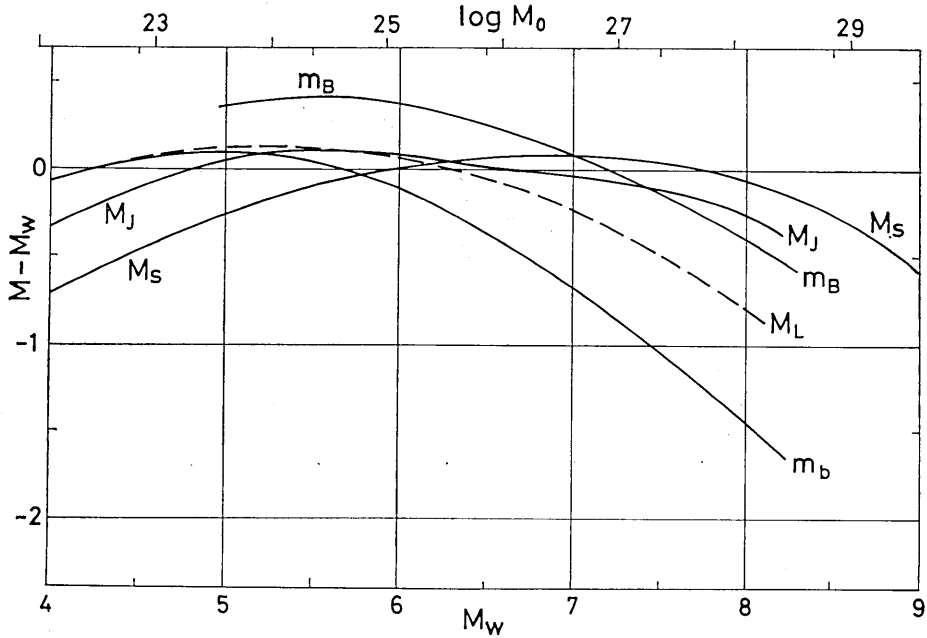


Fig. 46. Curves for the average magnitude differences. Variations of $M_S - M_w$, $M_J - M_w$, $M_L - M_w$, $m_B - M_w$, and $m_b - M_w$ with M_w are shown.

れたマグニチュードの曲線は、傾斜が 0.5 の直線に漸近するはずである。0.5 は (8) 式の M_w の係数から 1 を引いた値である。他のマグニチュードについても、それを求める際に振幅が測られる地震波の周期は地震の大小にあまり依存しないので、充分小さい地震に対してはやはり 0.5 に近い傾斜の直線に漸近するものと思われる。

M_J 5 程度以上の地震では、 M_J は主として周期 3~4 秒程度の地震波の振幅によって決められている (NOGUCHI, 1979; KOYAMA *et al.*, 1979) が、Fig. 46 の M_J の曲線は周期約 20 秒の表面波を用いる M_S の曲線と M_S 8 近くまで平行して延びている。これは周期数秒~10 秒程度の地震波による m_B がより小さい地震から飽和気味になるのと比べだいたい様子が違う。

震源スペクトルのスケール則に適切なモデルを採用して Fig. 46 の各曲線を説明しようとする、曲線の形を定性的に説明することはできても、定量的にすべてを説明することは難しい。 M_J と m_B の曲線は震源スペクトルの考えからみて明らかに矛盾した関係にあるからである。また m_b も前述のように、周期約 1 秒の地震波の振幅を適切に反映してはいない。小山ら (1980) は SATO and HIRASAWA (1975) の震源スペクトル・モデルを用いて、 M_J と M_S 、 M_J と m_b の関係を説明している。しかし m_B を含む関係をも同時に説明しようとするれば、他の要因も導入しなければならないだろう。

5. むすび

本論文の結論は Table 2 及び Fig. 46 にまとめられているが、この表と図は Figs.

1-45 に示す多くの資料（この中には若干の矛盾を含むものがある）を調整した結果である。従って2種類のマグニチュード間の関係についての資料としては、この表と図だけでなく、Figs. 1-45 と Table 1 の中の関連する部分も見て頂きたい。本論文では各種マグニチュード間の平均的な偏差を知ることに重点をおいたので、この偏差が地震の性格に依存する問題などには触れなかった。Figs. 1-35, 44-45 に示す二つのマグニチュードの相関図で、平均的關係から著しくずれている丸は、マグニチュードの決定誤差よりも、その地震の性格を反映している場合が多い。一般に、地域によって起る地震の性格が違う傾向があるので、マグニチュード間の関係にはある程度の地域性がある。精密な議論をするためには、地域性の考慮も必要であろう。

謝 辞

本研究に関連して阿部勝征氏よりいろいろ御助言を頂いた。金森博雄氏からは論文のプレプリントを頂いた。

文 献

- 阿部勝征, 1979, 日本付近の地震 (1901年~1925年) のマグニチュード, 地震II, 32, 341-353.
- ABE, K., 1979, Size of great earthquakes of 1837-1974 inferred from tsunami data, *J. Geophys. Res.*, 84, 1561-1568.
- ABE, K., 1981a, Magnitudes of large shallow earthquakes from 1904 to 1980, *Phys. Earth Planet. Interiors*, 27, 72-92.
- ABE, K., 1981b, Physical size of tsunamigenic earthquakes of the northwestern Pacific, *Phys. Earth Planet. Interiors*, 27, 194-205.
- ABE, K. and H. KANAMORI, 1980, Magnitudes of great shallow earthquakes from 1953 to 1977, *Tectonophysics*, 62, 191-203.
- AKI, K., 1969, Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves, *J. Geophys. Res.*, 74, 615-631.
- AKI, K., 1972, Scaling law of seismic spectrum, *Geophys. J.*, 31, 3-25.
- BAKUN, W.H. and C.G. BUFE, 1975, Shear-wave attenuation along the San Andreas fault zone in central California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65, 439-459.
- BAKUN, W.H. and A.G. LINDH, 1977, Local magnitudes, seismic moments, and coda durations for earthquakes near Oroville, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 67, 615-629.
- BAKUN, W.H., C.G. BUFE, and K.M. STEWART, 1976, Body wave spectra of California earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 363-384.
- BASHAM, P.W., 1969, Canadian magnitudes of earthquakes and nuclear explosions in southwestern North America, *Geophys. J.*, 17, 1-13.
- BÄTH, M., 1966, Earthquake energy and magnitude, *Phys. Chem. Earth*, 7, 115-165.
- BÄTH, M., 1977, Telesismic magnitude relations, *Ann. Geofis.*, 30, 299-328.
- BÄTH, M., 1981, Earthquake magnitude—Recent research and current trends, *Earth Sci. Rev.*, 17, 315-398.
- BRUNE, J. N. and G. R. ENGEN, 1967, Excitation of mantle Love waves and definition of mantle wave magnitude, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 57, 277-296.
- BUNGUM, H. and D. TJØSTHEIM, 1976, Discrimination between Eurasian earthquakes and underground explosions using the m_b : M , method and short-period autoregressive parameters, *Geophys. J.*, 45, 371-392.
- CHHABRA, M. P., R. K. S. CHOUHAN, H. N. SRIVASTAVA, and H. M. CHAUDHURY, 1975, The relationship between the body wave and the local magnitudes for Himalayan earthquakes, *Ann. Geofis.*, 28, 381-391.

- CHINNERY, M.A. and R.G. NORTH, 1975, The frequency of very large earthquakes, *Science*, **190**, 1197-1198.
- CHUNG, D.H. and D. BERNREUTER, 1981, Regional relationships among earthquake magnitude scales, *Rev. Geophys. Space Phys.*, **19**, 649-663.
- DI FILOPPO, D. and L. MARCELLI, 1959, La magnitudine unificata per i terremoti a profondita, normale, e la magnitudo dei terremoti profondi per la stazione sismica di Roma, *Pub. BCIS*, **A20**, 17-30.
- DUDA, S.J., 1965, Secular seismic energy release in the circum-Pacific belt, *Tectonophysics*, **2**, 409-452.
- GELLER, R. J., 1976, Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **66**, 1501-1523.
- GELLER, R. J. and H. KANAMORI, 1977, Magnitudes of great shallow earthquakes from 1904 to 1952, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **67**, 587-598.
- GIBOWICZ, S. J., 1972, The relationship between teleseismic body-wave magnitude m and local magnitude M_L for New Zealand earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **62**, 1-11.
- GUPTA, H. K. and B. K. RUSTOGI, 1972, Earthquake m_b vs M_L relations and source multiplicity, *Geophys. J.*, **28**, 65-89.
- GUTENBERG, B., 1945a, Amplitudes of surface waves and magnitudes of shallow earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **35**, 3-12.
- GUTENBERG, B., 1945b, Amplitudes of P, PP, and S and magnitudes of shallow earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **35**, 57-69.
- GUTENBERG, B., 1945c, Magnitude determination for deep-focus earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **35**, 117-130.
- GUTENBERG, B. and C.F. RICHTER, 1936, On seismic waves, 3rd paper, *Gerl. Beitr. Geophys.*, **47**, 73-131.
- GUTENBERG, B. and C.F. RICHTER, 1949, 1954, *Seismicity of the Earth and Associated Phenomena*, Princeton Univ. Press, Princeton, N.J.
- GUTENBERG, B. and C.F. RICHTER, 1956a, Earthquake magnitude, intensity, energy, and acceleration, 2nd paper, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **46**, 105-145.
- GUTENBERG, B. and C.F. RICHTER, 1956b, Magnitude and energy of earthquakes, *Ann. Geofis.*, **9**, 1-15.
- HANKS, T. C. and H. KANAMORI, 1979, A moment magnitude scale, *J. Geophys. Res.*, **84**, 2348-2350.
- 早津昭男, 1955, 地震の最大振幅が距離に対して減衰する割合—それと地下構造との関係, *地震II*, **8**, 75-79.
- 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II*, **19**, 280-282.
- JENNINGS, P.C. and H. KANAMORI, 1979, Determination of local magnitude, M_L , from seismoscope records, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **69**, 1267-1288.
- JOHNSON, L. R. and T. V. McEVILLY, 1974, Near-field observations and source parameters of central California earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **64**, 1855-1886.
- JORDAN, J.N. and R.N. HUNTER, 1972, A comparison of NOS and USSR magnitudes, *Geophys. J.*, **27**, 23-28.
- 神原幸夫・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, *地震時報*, **41**, 57-61.
- KANAMORI, H. 1977, The energy release in great earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **82**, 2981-2987.
- KANAMORI, H., 1979, A semi-empirical approach to prediction of long-period ground motions from great earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **68**, 1645-1670.
- KANAMORI, H., 1982, Magnitude scale and quantification of earthquakes. preprint.
- KANAMORI, H. and D. ANDERSON, 1975, Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **65**, 1073-1095.

- KANAMORI, H. and P.C. JENNINGS, 1978, Determination of local magnitude, M_L , from strong-motion accelerograms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **68**, 475-485.
- KÁRNÍK, V., J. VANĚK, and A. ZÁTOPEK, 1959, Contribution au probleme des magnitudes unifiees, *Pub. BCIS*, **A20**, 67-80.
- KÁRNÍK, V., 1973, Magnitude differences. *Pageoph*, **103**, 362-369.
- 笠原慶一, 1975, 断層パラメータの標準値, 地震学会予稿集 No. 1, 8.
- 勝又 護, 1970, 日本列島およびその周辺におけるサイスミンシティとそれに関連する諸問題, 験震時報, **35**, 75-142.
- 勝又 護・柏原静雄, 1977, 気象庁のマグニチュードについて 2, 3 のこと, 地震II, **30**, 511-513.
- 河角 広, 1943, 震度と震度階, 地震, **15**, 6-12.
- KAWASUMI, H., 1951, Measures of earthquake danger and expectancy of maximum intensity throughout Japan as inferred from the seismic activity in historical times, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **29**, 469-482.
- KOYAMA, J., M. TAKEMURA, and Z. SUZUKI, 1979, Seismic-moment determination qualified for routine processing of seismic data, *Sci. Rep. Tohoku Univ. Ser. 5*, **26**, 81-91.
- 小山順二・武村雅之・鈴木次郎, 1980, 日本列島及びその周辺で発生する地震の地震モーメント決定法, 地震II, **33**, 187-198.
- MARSHALL, P.D., 1970, Aspects of the spectral differences between earthquakes and underground explosions, *Geophys. J.*, **20**, 397-416.
- MIYAMURA, S., 1978, *Magnitude of Earthquakes (I)*, IISEE Lecture Notes No. 11. Intern. Inst. Seism. Earthq. Engin., Tokyo.
- 村松郁栄, 1969, 震度分布と地震のマグニチュードの関係, 岐大教育学部研究報告—自然科学, **4**, 168-176.
- 長宗留男, 1972, 実体波から求められる大地震のマグニチュード, 験震時報, **37**, 1-8.
- NOGUCHI, S., 1979, On the relation between surface-wave magnitude and JMA magnitude, *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. VII*, **6**, 213-224.
- 野口伸一・阿部勝征, 1977, 地震の発生機構と M_s - m_b 関係, 地震II, **30**, 487-507.
- OHNAKA, M., 1976, A physical basis for earthquakes based on the elastic rebound model, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **66**, 433-451.
- OHNAKA, M., 1978, Earthquake-source parameters related to magnitude, *Geophys. J.*, **55**, 45-66.
- PEPPIN, W.A. and C.G. BUFE, 1980, Induced versus natural earthquakes: search for a seismic discriminant, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **70**, 269-281.
- PROZOROV, A. and J.A. HUDSON, 1974, A study of the magnitude differences M_s - m_b for earthquakes, *Geophys. J.*, **39**, 551-564.
- PROZOROV, A., M. SHIMSHONI, and L. KNOPOFF, 1977, Magnitude studies from ultra-long-period records, *Geophys. J.*, **48**, 407-414.
- PURCARU, G. and H. BERCKHEMER, 1978, A magnitude scale for very large earthquakes, *Tectonophysics*, **49**, 189-198.
- REICHLER, M.S., G.F. SHARMAN, and J.N. BRUNE, 1976, Sonobuoy and teleseismic study of Gulf of California transform fault earthquake sequences, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **66**, 1623-1641.
- RICHTER, C.F., 1935, An instrumental magnitude scale, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **25**, 1-32.
- RICHTER, C.F., 1958, *Elementary Seismology*, W.H. Freeman, San Francisco.
- ROTHÉ, J.P., 1967, *The Seismicity of the Earth, 1953-1965*, UNESCO, Paris.
- SATO, T. and T. HIRASAWA, 1975, Effects of partial relaxation of the effective stress upon seismic radiation, *Sci. Rep. Tohoku Univ. Ser. 5*, **22**, 153-165.
- SINGH, S.K. and J. HAVSKOV, 1980, On moment-magnitude scale, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **70**, 379-383.
- SPOTTISWOODE, S.M. and A. MCGARR, 1975, Source parameters of tremors in a deep-level gold mine, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **65**, 93-112.
- 武村雅之・小山順二, 1980, 海溝沿いに発生する地震及び津波地震の scaling law, 地震学会予稿集

- No. 2, 97.
- TERASHIMA, T., 1970, The discrepancies between many kinds of magnitudes determined for earthquakes occurring in and near Japan, *Bull. Intern. Inst. Seism. Earthq. Engin.*, **7**, 93-117.
- THATCHER, W. and T.C. HANKS, 1973, Source parameters of southern California earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **78**, 8547-8576.
- THOMAS, J.H., P.D. MARSHALL, and A. DOUGLAS, 1978, Rayleigh wave amplitude from earthquakes in the range 0° - 150° , *Geophys. J.*, **53**, 191-200.
- 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II*, **7**, 185-193.
- TSUBOI, C., 1964, Time rate of energy release by earthquakes in and near Japan—its general uniformity and variability, *J. Phys. Earth*, **12**, 25-36.
- UDIAS, A., 1971, Source parameters of earthquakes from spectra of Rayleigh waves, *Geophys. J.*, **22**, 353-376.
- 宇佐美龍夫・茅野一郎, 1970, 河角の規模と気象庁の規模との関係, *震研彙報*, **48**, 923-933.
- 宇津徳治, 1979, 1885年~1925年の日本の地震活動, *震研彙報*, **54**, 253-308.
- 宇津徳治, 1982, 1885年~1925年の日本の地震活動 (訂正と補遺), *震研彙報*, **57**, 111-117.
- VANĚK, J., A. ZÁTOPEK, V. KÁRNÍK, N.V. KONDORSKAYA, Y.V. RIZNICHENKO, E.F. SAVARENSKY, S.L. SOLOV'EV, and N.V. SHEBALIN, 1962, Standardization of magnitude scales. *Izv. Acad. Sci. USSR, Geophys. Ser.*, 108-111 (English translation by AGU).
- WYSS, M. and J.N. BRUNE, 1968, Seismic moment, stress, and source dimensions for earthquakes in the California-Nevada region, *J. Geophys. Res.*, **73**, 4681-4694.
-

22. *Relationships between Earthquake Magnitude Scales.*

By Tokuji UTSU,
Earthquake Research Institute.

It is well known that there are appreciable systematic differences between magnitude scales used by various investigators or agencies. The average differences between the following 13 magnitudes have been determined for shallow earthquakes in the region of Japan (or in the whole world when sufficient data on earthquakes in Japan is unavailable) in the magnitude range $6\frac{1}{2} \leq M_s \leq 8\frac{1}{4}$.

- (1) M_K : Kawasumi's magnitude in the CMO catalog of 1952
- (2) M_s (ISC): Surface wave magnitude by ISC
- (3) M_s (NEIS): Surface wave magnitude by NEIS
- (4) M_R : Magnitude used in Rothé's catalog of 1967
- (5) M_G : Magnitude used in Gutenberg and Richter's catalog of 1954
- (6) M_s : Surface wave magnitude defined by Gutenberg
- (7) M_w : Moment magnitude defined by Kanamori
- (8) M_t : Magnitude based on the size of tsunamis defined by Abe
- (9) M_A : Magnitude used in Abe's catalog of 1979 for earthquakes in Japan between 1901 and 1925
- (10) M_U : Magnitude used in Utsu's catalog of 1979 and 1932 for earthquakes in Japan between 1885 and 1925
- (11) M_K (理): Kawasumi's magnitude in "*Rikanenpyo*"
- (12) M_J (旧): Magnitude in the JMA catalogs published between 1957 and 1960
- (13) M_J : Present JMA magnitude

Curves showing the variation of the average differences from M_w with respect to M_w in the range $4 \leq M_w \leq 9$ have been constructed for the following five magnitudes by referring to the results reported by many investigators and from the present study. (1) M_s , (2) M_J , (3) M_L : Richter's local magnitude, (4) m_B : body wave magnitude from medium- to long-period seismometer records, (5) m_s : body wave magnitude from short-period seismometer records. The results are shown in two tables and 46 figures. The systematic differences between magnitude scales must be kept in mind when one conducts or reviews a seismological study in which the earthquake magnitude plays an important part.