

震度-震央距離-マグニチュードの関係

その 2. 東日本太平洋岸沖合を除く 日本のマントル最上部の地震

地震研究所 宇津徳治

(昭和61年10月31日受理)

要 旨

日本のマントル最上部地震(深さ 40~80 km 程度, ただし異常震域が現れる東日本の太平洋岸沖合の地震や北海道太平洋沿岸の地震を除く)に対する震度 I (気象庁震度階級), 震央距離 d (km), マグニチュード M (気象庁方式) の標準的關係を表す実験式を 132 個の地震 (M : 5~7) の震度データを用いて求めた. $I-d$ の平均回帰直線

$$I = I_{100} - b (d - 100)$$

の定数を, 次の式で M と結んだものを提出する.

$$I_{100} = 1.5M - 6.1$$

$$b = 0.0523 - 0.0063M$$

これらの式によりある M , d に対する震度を求めたとき, 得られた値の小数点以下を四捨五入したものが整数値で表される通常の震度になる.

1. ま え が き

前報(宇津, 1984)では日本の浅発地震(深さ約 30 km 以浅)に対して震度 I (気象庁震度階級), 震央距離 d (km), マグニチュード M (気象庁方式) の關係を表す実験式を 181 個の地震の震度データを用いて求めた. ただしこの式は西日本に起こる地震および東日本の内陸部から日本海側にかけて起こる地震を対象としている. 東日本の太平洋岸沖合に起こる地震は, いわゆる異常震域が現れ, 等震度線が同心円から著しく異なるため, I を d と M のみの関数として表すことが不適当であるので除外している.

本報では, 深さが 40~80 km 程度, すなわちマントル最上部に起こる地震について同様の実験式を求めた. 浅い地震と同様の理由で, 東日本の太平洋岸の沖合に起こる地震は除外する. 内陸部のマントル最上部地震は関東地方に多く, 特に茨城県南西部, 千葉県中部などの活動は著しい. 西日本では豊後水道~伊予灘周辺や紀伊半島~東海地方などにもマントル最上部に地震が起こり, 大きな被害を伴ったものとしては 1952 年吉野地震, 1905 年芸予地震などがある. なお, 北海道日高地方やその周辺にもマントル最上部地震が多いが, これらは異常震域が現れ易いので今回の対象とはしていない. また, 西日本の地震のうち, 日向灘や紀伊水道南方沖などの地震のいくつかも深さが 40 km と求められている. これらの地域の地震の多くは深さ 0~30 km 程度であり, 沖合の地震の深さの決定精度を

考えると、40 km と決められている地震を今回の調査に含めてよいかは疑問がある。本報では東海道沖～南海道沖～日向灘の地震は含めないこととした。これらの地域の深さ 0～30 km の地震は前報で扱った範囲に含まれるので、深さが 40 km とされている地震もあるいは前報で扱ったグループに含めたほうがよいかもかもしれない。

2. I - A - M の標準式

前報では $M6$ ～ 8 程度の地震を対象とし、被害地震については $M5$ クラスを含めたが、本報で扱う マントル 最上部の地震は最大でも $M6.8$ であるので、 $M5$ クラスの地震を多数とり入れないとデータが足りない。まず、1926～1985年に日本内陸部（内海、湾、海峡を含む）に起こった $M5.5$ 以上、深さ 35 km 以上、80 km 未満の地震すべてについて、気象官署における震度（震度 0 を含む）のデータを地震月報、気象要覧等から集めた。 $M5.5$ 未満になると観測データが上記刊行物に掲載されていないものがかなりあるが、関東地方については地震の数が多いため、1932～1943、1952～1963、1973～1984のそれぞれ12年間について刊行されている震度データを採用し、西日本については1926～1985の全期間について採用した。なお、深さを 1 km の位まで求めるようになったのは1983年からであるから、採用した地震のほとんどは深さが 40、50、60、または 70 km の何れかに決められているものである。

関東地方内陸部の1934年6月21日8時54分の地震と1960年4月25日1時30分の地震は地震月報別冊第6号（1982）では M がそれぞれ 5.6、5.7 となっているが、そのような値を与えるような観測データはなく、前者は $M4$ 程度、後者は $M3$ クラスの小地震と思われるので、採用しなかった。この両地震の M は地震月報別冊作成上なんらかの誤りと考えざるを得ない（勝又護、1986 私信；松浦律子、1986 私信）。なお、1964年新潟地震は気象庁の決めた深さは 40 km（20 km きざみで決定した値）であるが、地殻内地震とみて前報の浅発地震に含めて扱っており、今回は採用していない。

採用した地震は 132 個でそれらの震央を Fig. 1 に示す。茨城県南西部では震央が重なっているが、関東地方の地震が90個、西日本の地震が42個である。関東地方の地震の最大が $M6.3$ であるのに対し、西日本では $M6.4$ ～ 6.8 の地震が4個ある。従って、以下の結果は $M6.3$ 程度以上では西日本の地震に、 $M5$ クラスでは関東地方の地震にウエイトがかかっていることになる。しかし、以下の調査結果をみると、関東地方と西日本の地震を区別して扱わなければならないほど、両者に目立った差異は認められない。東北地方や北海道の地震が含まれていないのは、これらの地方の 40～80 km の地震はみな太平洋沿岸から沖合に起こり、異常震域が現れるので、本報では採用していないためである。

35～80 km の範囲を扱うとしても、深さによって標準式が少しずつ違ってくるのが考えられるが、深さ別にするとデータが少なすぎて安定した結果が得られないと思われるので、まずこの深さ範囲の地震を一緒に扱うこととし、深さの影響は後で考えることとする。標準式の作り方は前報と同じく次のようにした。

各地震について Fig. 2 に例示するように I を A に対してプロットした図を作り、それに最小二乗法で直線をあてはめる。この際、震度 0 のデータは最大有感距離以内の観測

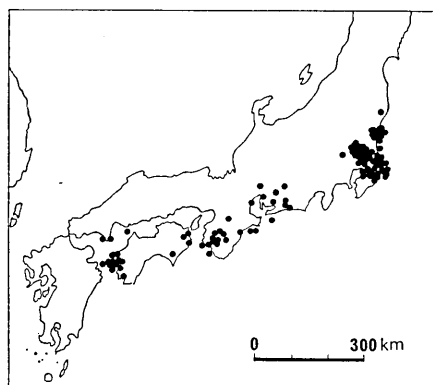


Fig. 1. Epicenters of the 132 earthquakes used in the present study.

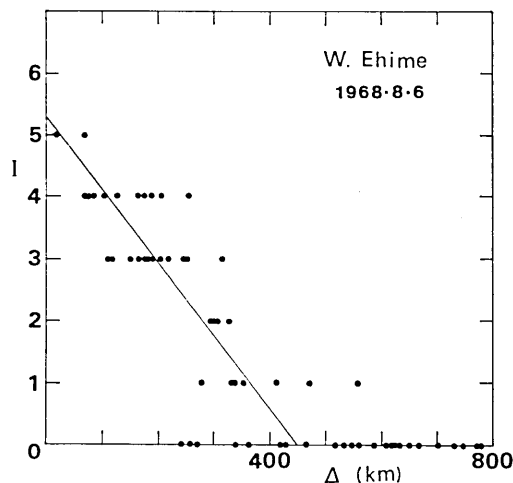


Fig. 2. Intensity-distance plots for the Western Ehime earthquake of August 6, 1968 ($M=6.6$).

点のもののみ採用する。なお、最大有感距離を決めるに当たっては飛び離れて有感の地点は除外している。 I と Δ の間に直線関係があるという物理的理由はないので、他の関係、たとえば I と $\log \Delta$ の間に直線関係を仮定することも考えられるが、 $I-\Delta$ より $I-\log \Delta$ の関係のほうが直線性が良いともいえないので、もっとも単純な $I-\Delta$ の関係を用いる。次にこの直線から Δ 0 km, 100 km, 200 km, ……の震度 $I_0, I_{100}, I_{200}, \dots$ を求め、全地震について I_{100} 等と M の関係をプロットする。Figs. 3~5にみられるように I_{100} と M の関係がばらつきが比較的小さく直線の周りのまとまりが良い(相関係数が高い)。 I_{100} と Δ の関係はほぼ

$$I_{100} = 1.5M - 6.1 \quad 5 \leq M < 7 \quad (1)$$

で表される。Fig. 4の直線が(1)式を表す。

一方、 I と Δ の間に仮定した関係

$$I = I_0 - b\Delta$$

すなわち

$$I = I_{100} - b(\Delta - 100) \quad (2)$$

の係数 b と M の関係を調べるために、各地震に対する $I-\Delta$ 直線の傾斜 b と M をプロットした図をつくる。Fig. 6がそれで、これに前報同様に2次曲線をあてはめ

$$b = 0.117 - 0.0274M + 0.0017M^2 \quad 5 \leq M < 7 \quad (3)$$

を得た。データのばらつきからみて、しいて2次曲線にする必要はなく、直線でも差し支えないと思われるので、本報では直線をあてはめるとすると

$$b = 0.0523 - 0.0063M \quad 5 \leq M < 7 \quad (4)$$

となる。

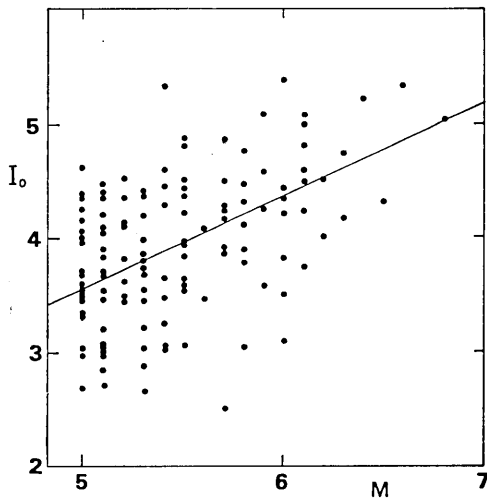


Fig. 3. I_0 for the mean regression line plotted against M .

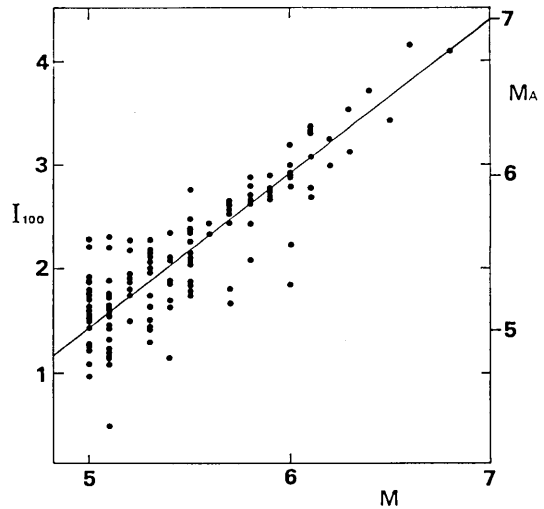


Fig. 4. I_{100} for the mean regression line plotted against M .

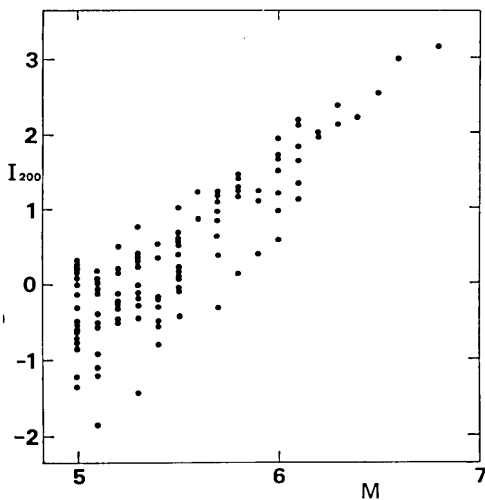


Fig. 5. I_{200} for the mean regression line plotted against M .

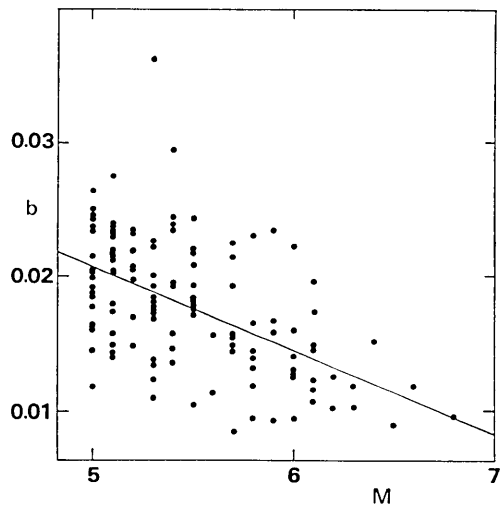


Fig. 6. b for the mean regression line plotted against M .

前報では I の M に対する回帰直線, M の I に対する回帰直線, および平均回帰直線を求めたが, 幾つも示すと混乱するので今回は平均回帰直線のみとした. ちなみに, 前報で得た浅発地震に対する (1), (3) に対応する式は

$$I_{100} = 1.5M - 6.5 \quad (5)$$

$$b = 0.0767 - 0.015M + 0.0008M^2 \quad 5 \leq M < 8 \quad (6)$$

であり、今回のものとは少し違う。

(1) と (5) は定数項が違うだけなので、この項の深さによる変化を調べるため、前報と本報のデータを合わせて $1.5M - I_{100}$ を深さ h に対してプロットしてみると、Fig. 7 のようになる。各深さに対する平均をなめらかな曲線で表してみると、図のように30~40 km 付近で多少段が見えるので、0~30 km を (5) 式、40~70 km を (1) 式で表したのは不合理ではなからう。もし定数項を h の1次関数として表すならば

$$I_{100} = 1.5M + 0.007h - 6.5 \quad (7)$$

とすればよい。同じ M に対する I_{100} は深い地震（震源距離が大きい）ほど大きくなり、奇異に感じられるが、気象庁の M を用いる限りなぜかそうになってしまう。

3. 震央における震度について

(2) 式に (1), (4) 式を入れると

$$I_0 = 0.87M - 0.87 \quad (8)$$

が得られる。Fig. 3 は各地震に対する $I-\Delta$ 回帰直線による I_0 と M の関係を示しているが、図中の曲線が (8) 式を表す。この式から $M=5, 6$, および 7 に対する I_0 はそれぞれ 3.48, 4.35, および 5.22 となるが、この値を震央における標準的な震度とみるのは問題がある。

Δ が数十 km 以内の観測点の数は非常に少ないので、回帰直線はほとんど震央距離数十 km 以上のデータに支配されて定まっており、上記の I_0 はそのような回帰直線に $\Delta=0$ と置いて得られた値である。しかし、本報で扱っている震源がやや深い地震では、震央付近の I は Δ には依らずほとんど一定になるはずであり、Fig. 8(a) に模式的に示すように、震央における震度 I_E は回帰直線による I_0 よりも小さくなるものと思われる。

一方、ごく浅い地震で震源域があまり大きくない ($M6$ クラス以下) 場合、震央の近くの震度は、Fig. 8(b) に示すように、遠方のデータによって定めた回帰直線よりは上になら

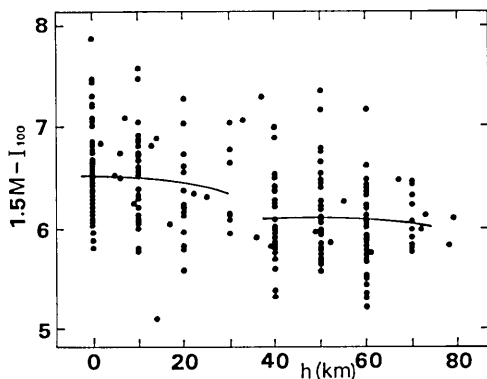


Fig. 7. $1.5M - I_{100}$ plotted against focal depth h .

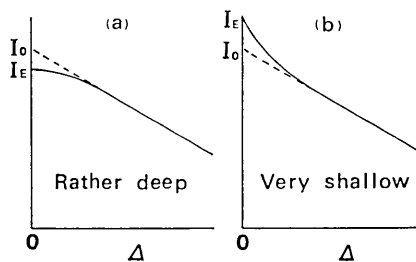


Fig. 8. Schematic graph of intensity-distance curve near the epicenter.

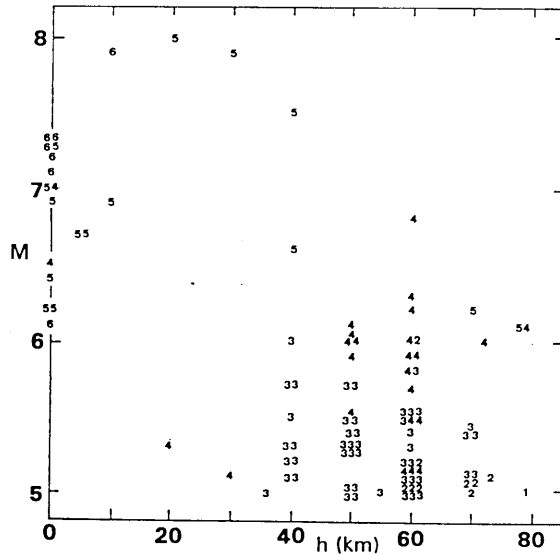


Fig. 9. Observed intensities near epicenter versus focal depth and magnitude.

れるようである。従ってこの場合は、 I_E は I_0 より大きくなる。

このように、本報および前報で得た標準式は Δ 数十 km 以上に対して有効であり、震央における震度に関してこれらを用いるのは不適當である。それでは震央付近の震度の観測データを用いて直接 I_E - M - h の関係式を求めればよいと思われるが、データが少ないので容易ではない。

前報と本報で用いた 313 個の地震について、震央付近の震度の観測値を M と h のグラフ上に示すと Fig. 9 のようになる。ここで震央付近の震度とは、震央距離が深さの $1/2$ 以内、あるいは $10^{0.5M-2}$ km 以内の観測点におけるものという条件で選んだものである。この少ないデータの分布からみても震央の震度をたとえば $I_E = \alpha M - \beta h + \gamma$ のような簡単な式で表すのは無理なように思える。

震央付近における震度だけを問題とするときは異常震域によって遠方の震度分布がある程度ゆがんでいる地震を含めても差し支えないと思われるので、そのようなデータも含めて別の論文でこの問題を議論したい。

4. 震度分布から M を推定すること

前報においては標準式を定めるのに用いた 181 個の地震について、気象官署における震度観測データに回帰直線をあてはめ、それから求めた I_{100} を用いて (5) 式から定めた M と既知の M と比較し、両者の差の平均が 0.0、標準偏差が 0.3 強であることを確かめた。本報においても、132 個の地震に対する I - Δ の回帰直線から得られた I_{100} を (1) 式に代入して求まる M (M_A と記す) と気象庁の M とを比較してみる。 M_A と M の関係は Fig. 4 において右側の目盛りを使えばよい。このとき図中の直線は $M_A = M$ を示す。 M_A

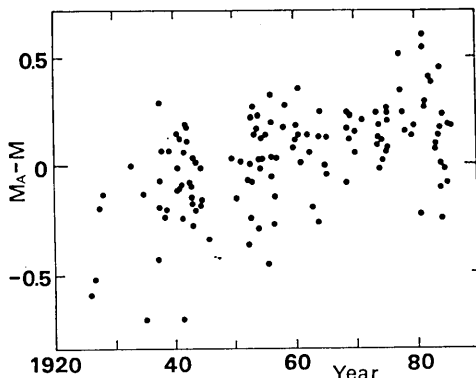


Fig. 10. Temporal variation of $M_A - M$ for earthquake occurring in the uppermost mantle.

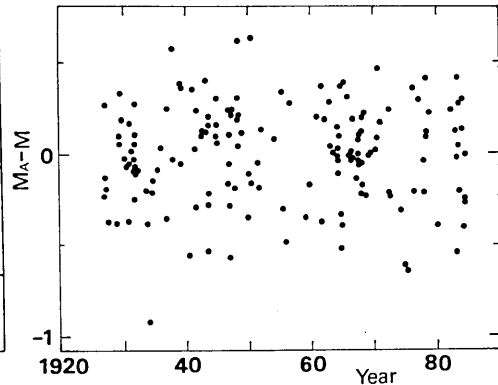


Fig. 11. Temporal variation of $M_A - M$ for earthquakes occurring in the crust.

M の平均は0.025, 標準偏差は0.228となる. 異種のデータから求めたマグニチュードとしては満足すべき一致と言うべきであろう.

震度分布から求めた M と気象庁の M との比較に際して, 特異な現象に気付いた. それは Fig. 10 に示すように $M_A - M$ が年とともに系統的に増大していることである. Fig. 10 に直線をあてはめるとその傾斜は0.0075/年となり, 昭和の60年間で0.45も変化したことになる. この傾向は関東地方の地震にも西日本の地震にもみられる.

この現象の原因としては次の三つが考えられる. (1) 気象庁の M がなんらかの理由で年とともに小さく決められる傾向がある. (2) 気象官署における震度の判定がなんらかの理由で年とともに大きくなされる傾向がある. (3) M の割に震度の高い地震 (高周波地震) が年とともに増える傾向がある.

気象庁の M や震度は長年にわたる連続性が留意され, その定義や決定方法は1926年以降大きく変更されたことはないが, M は使用地震計の更新, 検測方法の細部の変更など, 震度は庁舎の建て替えや移転, 震度階級の説明文の解釈の変遷 (そのようなことの有無は不明) などの影響があるかもしれない. そのようなことがあれば, 前報で扱った浅発地震にも, Fig. 10 と同様の効果が現れるものと思われるが, Fig. 11 に示すように浅発地震には特に異常な系統的变化は見えない. 従って単純に考えれば三つの原因のうち (1), (2) は否定され, (3) が残ることになるが, 問題はそれほど簡単とは思えないふしがあり, 今後さらに検討を要する.

Table 1 に東日本の太平洋沖合に起こったものを除く1898年以降の日本の主な被害地震 (理科年表掲載のもの) について, 前報および本報の式を用いて震度分布から定めたマグニチュード M_A を, 他のマグニチュードとともに掲げておく. 表中 M は1925年までは筆者が気象庁と同じ方式で求めた値 (宇津, 1982年), 1926年以降は気象庁による値, $M_{河}$ は理科年表1965年版 (河角が担当した最後の版) 所載の値で, その大部分は河角が震央距離100 km における震度の平均値 M_k を, $M_{河} = 0.5M_k + 4.85$ によって換算したものである (一部分はそうでないものがあるが, それが何であるかの詮索は本報の目的ではな

Table 1. Magnitudes of destructive earthquakes listed in *Rikansenpyo*. M : JMA magnitude or its equivalent. $M_{河}$: magnitude determined by Kawasumi. M_A : magnitude determined from distribution of seismic intensities by use of the author's formula. H: $M_A - M \geq 0.5$. L: $M_A - M \leq -0.5$. m: uppermost mantle earthquake.

年	月	日	震央地名または地震名		M	$M_{河}$	M_A
1898	4	3	山口県見島	H	6.2	6.8	7.0
1898	5	26	新潟県南魚沼郡		6.1	6.7	6.3
1898	8	10	福岡市付近		6.0	6.5	—
1899	3	7	三重県南牟婁郡	m	7.0	7.6	7.2
1899	11	25	日向灘 (3h 43 m)		7.1	7.6	7.5
1899	11	25	日向灘 (3h 55 m)		6.9	7.5	7.1
1900	3	22	福井県鯖江	L	5.8	6.6	5.3
1900	5	12	宮城県北部	H	7.0	7.3	7.7
1900	11	5	御蔵島・三宅島	H	6.6	6.8	7.2
1901	6	24	奄美大島近海		7.5	7.9	—
1903	8	10	焼岳付近	L	5.5	5.7	5.0
1904	5	8	新潟県六日町	H	6.1	6.9	6.7
1905	6	2	安芸灘	m	7.2	7.6	7.4
1905	6	7	伊豆大島		5.8	7.0	5.6
1909	8	14	姉川	H	6.8	6.9	7.3
1910	7	24	有珠山		5.1	6.5	—
1910	9	8	天塩鬼鹿沖		5.3	5.9	—
1912	8	17	長野県上田		5.1	5.7	4.8
1913	6	29	鹿児島西方		5.7	6.4	—
1913	6	30	鹿児島西方		5.9	6.4	—
1914	1	12	桜島	L	7.1	6.1	6.5
1914	3	15	秋田県仙北郡		7.1	6.4	7.0
1914	3	28	秋田県平鹿郡		6.1	5.8	5.8
1916	2	22	浅間山麓		6.2	6.0	5.9
1916	11	26	神戸		6.1	6.3	6.2
1917	5	18	静岡県		6.3	6.3	6.6
1918	11	11	長野県大町 (2h 58 m)		6.1	6.1	5.9
1918	11	11	長野県大町 (16h 3 m)	L	6.5		5.9
1921	12	8	茨城県竜ヶ崎	mL	7.0	7.1	6.5
1922	4	26	浦賀水道	mL	6.8	6.9	6.3
1922	12	8	千々石湾 (1h 50 m)		6.9	6.5	6.5
1922	12	8	千々石湾 (11h 2 m)		6.5	5.9	6.1
1923	1	14	千葉県西部	mL	6.1	6.3	5.4
1923	7	13	種子島付近		7.1	6.5	—
1923	9	1	関東大地震		7.9	7.9	7.9
1923	9	1	山梨県	L	6.8	6.7	6.0
1924	1	15	丹沢地震		7.3	7.2	7.1
1925	5	23	但馬地震		6.8	7.0	7.1
1927	3	7	北丹後地震		7.3	7.4	7.6
1927	10	27	関原地震		5.2	5.4	4.9
1930	6	1	那珂川下流	m	6.5		6.4
1930	11	26	北伊豆地震		7.3	7.0	6.9
1931	9	21	西埼玉地震		6.9	6.7	7.0

年	月	日	震央地名または地震名	M	$M_{河}$	M_A
1931	11	2	日向灘	7.1		6.9
1933	9	21	能登半島	6.0		6.3
1934	8	18	岐阜県郡上郡	6.3		6.3
1935	7	11	静岡市付近	6.4	6.6	6.4
1936	2	21	河内大和地震	6.4	6.7	6.6
1936	12	27	新島・式根島	6.3	6.4	5.9
1938	1	12	田辺湾沖	6.8	7.2	7.2
1938	5	29	屈斜路湖付近	6.1	5.9	5.7
1938	6	10	宮古島沖	6.7		—
1939	3	20	日向灘北部	H 6.5	6.7	7.0
1939	5	1	男鹿半島	6.8	6.6	7.2
1940	8	2	積丹半島沖	7.5	7.4	7.1
1941	7	15	長野市付近	6.1	6.4	6.2
1941	11	19	日向灘	7.2	7.0	7.3
1943	3	4	鳥取市付近	6.2	6.4	6.6
1943	3	5	鳥取市付近	6.2	6.4	6.6
1943	8	12	福島県田島付近	L 6.2	6.0	5.7
1943	9	10	鳥取地震	7.2	7.3	7.3
1943	10	13	野尻湖付近	5.9	6.0	5.7
1944	12	7	東南海地震	7.9	8.3	7.9
1945	1	13	三河地震	6.8	6.9	6.8
1946	12	21	南海地震	8.0	8.1	8.2
1947	11	4	留萌西方沖	6.7		6.5
1948	6	15	和歌山県南部	6.7		7.0
1948	6	28	福井地震	7.1	7.2	7.1
1949	7	12	安芸灘	m 6.2		6.2
1949	12	26	今市地震 (8h 17 m)	6.2	6.5	6.1
1949	12	26	今市地震 (8h 25 m)	6.4		6.3
1952	3	7	大聖寺沖地震	6.5	6.8	6.7
1952	7	18	吉野地震	m 6.8	7.0	6.8
1955	7	27	徳島県南部	6.4	6.0	6.1
1955	10	19	秋田県二ツ井	L 5.9	5.7	5.4
1956	3	6	網走沖	6.3	5.8	6.0
1956	9	30	阿武隈川下流	6.0	6.1	6.2
1956	9	30	千葉県中部	m 6.3	6.7	6.2
1957	11	11	新島近海	6.0		5.9
1959	1	31	弟子屈地震 (5h 38 m)	L 6.3		5.4
1959	1	31	弟子屈地震 (7h 16 m)	6.1		6.0
1959	11	8	積丹半島	6.2	6.2	6.0
1961	2	2	長岡地震	5.2	5.2	—
1961	2	27	日向灘	7.0	7.0	7.1
1961	8	19	北美濃地震	L 7.0	7.0	6.5
1962	4	30	宮城県北部地震	6.5	6.5	6.7
1962	8	26	三宅島	L 5.9	5.9	5.3
1963	3	27	越前岬沖地震	6.9	6.9	6.9
1964	5	7	青森県西方沖	6.9	—	7.0
1964	6	16	新潟地震	7.5	7.3	7.5
1965	4	20	静岡市付近	6.1	6.1	6.5
1967	4	6	式根島付近	L 5.3		4.8
1968	2	21	えびの地震	6.1		6.4

年	月	日	震央地名または地震名	M	$M_{河}$	M_A
1968	3	25	えびの地震	5.7		6.0
1968	4	1	日向灘地震	7.5		7.7
1968	7	1	埼玉県中部	m 6.1		6.2
1968	8	6	豊後水道	m 6.6		6.8
1968	9	21	長野県北部	5.3		5.0
1969	9	9	岐阜県中部地震	6.6		6.6
1970	1	1	奄美大島付近	m 6.1		—
1970	7	26	日向灘	6.7		6.8
1970	10	16	秋田県南東部地震	H 6.2		6.7
1971	2	26	新潟県南西部	5.5		5.7
1974	5	9	伊豆半島沖地震	6.9		6.5
1975	1	23	阿蘇山北方	6.1		6.0
1975	4	21	大分県西部地震	L 6.4		5.8
1976	6	16	山梨県東部	5.5		5.9
1978	1	14	伊豆大島近海地震	7.0		6.8
1978	6	4	島根県中部	6.1		6.2
1980	6	29	伊豆半島東方沖地震	6.7		6.5
1983	5	26	日本海中部地震	7.7		7.7
1983	8	8	神奈川山梨県境	6.0		6.1
1984	8	7	日向灘	7.1		6.8
1984	9	14	長野県西部地震	6.8		6.5
1985	10	4	茨城県南部	mH 6.1		6.6

いので省略する)。 M_A が M より 0.5 以上大きい地震には H を、0.5 以上小さい地震には L を震央地名の後に記しておいた。なお、同欄に m と記されている地震はマントル最上部の地震、他は浅発地震である。1923年関東地震以後は大部分の地震について $M_A - M$ が ± 0.4 以内に収まっている。

〔付記〕 整数値の震度と実数値の震度

震度はもともと 1, 2, ……のような整数値として定義されたものである。しかし、震度と他の量との関係式からある量に対応する震度を求めれば小数点以下を含む実数値がでてくる。例えば $M 6.0$ の地震の I_{100} を (1) 式から求めると 2.9 となるが、これは震度 3 の揺れであると考えられる。また、震度 2 と 3 の中間くらいの揺れを感じどちらにするか迷うときなどに、多少冗談めいた口調で「いまの地震は震度 2.5 かな」と言ったりする。これを記録に残すときは、とにかく 2 か 3 かどちらかに決める。以上のような発想は下記の A という立場に立っている。筆者は長らく研究者はみな A という流儀で考えていると思っていたが、そうではなく次の B という立場をとっている研究者も、特に工学関係では少なくないとのことである (嶋悦三, 1986 私信)。

A: 実数値の震度を整数値の震度に直すときは四捨五入すればよい。たとえば、整数値の震度 3 は実数値の震度 2.5 以上、3.5 未満に対応する。(この場合次の B では 3.0 以上 4.0 未満となる。)

B: 整数値の震度は実数値の震度の小数点以下を切り捨てたものである。たとえば、弱震の中くらいの揺れは、整数値の表現では震度 3 であるが、小数点以下まで示すときは 3.5 とする。(この場合 A では 3.0 となる。)

立場 A と B の得失は別にして、ここでは本報および前報の震度 I は立場 A によっていることを再確認しておきたい。

文 献

- 宇津徳治, 1982, 日本付近の $M6.0$ 以上の地震および被害地震の表: 1885年~1980年, 震研彙報, 57, 401-463.
 宇津徳治, 1984, 震度—震央距離—マグニチュードの関係 その 1. 東日本太平洋岸沖合を除く日本の浅発地震, 震研彙報, 59, 219-233.
 宇津徳治, 1985, 日本付近の $M6.0$ 以上の地震および被害地震の表: 1885年~1980年 (訂正と追加), 震研彙報, 60, 639-642.

Relation between Seismic Intensity, Epicentral Distance and Magnitude

Part 2. Empirical Formula for Uppermost Mantle Earthquakes in Japan Excluding Those Occurring off the Pacific Coast of Eastern Japan

Tokuji UTSU

Earthquake Research Institute

An empirical formula representing the relation between seismic intensity I (JMA scale), epicentral distance Δ (km) and magnitude M (JMA) has been obtained for uppermost mantle earthquakes (focal depths 40~80 km) in Japan, excluding those occurring off the Pacific coast of eastern Japan, using I - Δ data for 132 such earthquakes of $5 \leq M \leq 6.8$ from 1926 through 1985. The formula takes the form

$$I = I_{100} - b(\Delta - 100)$$

where

$$I_{100} = 1.5M - 6.1$$

and

$$b = 0.0523 - 0.0063M$$