

震度—震央距離—マグニチュードの関係

その 3. 東日本太平洋岸沖合の地震

地震研究所 宇津徳治

(昭和 62 年 7 月 30 日受理)

要 旨

東日本の太平洋岸沖合の地震に対する震度 I (気象庁震度階級), 震央距離 Δ (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 287 個の地震 ($M \geq 6$, 深さ 80 km 以浅) の東日本の火山前線外側の観測点における震度データを用いて求めた. $I-\Delta$ の平均回帰直線

$$I = I_{200} - b(\Delta - 200)$$

の定数を, 次の式で M と結んだものを提出する.

$$I_{200} = 1.6M - 7.9$$

$$b = 0.029 - 0.0031M$$

火山前線内側の観測点に対してはこの式は適用できない.

1. ま え が き

前報 (宇津, 1984, 1986) では日本の地殻内地震 (深さ $h=0 \sim 30$ km 程度) とマントル最上部の地震 ($h=40 \sim 80$ km 程度) に対して震度 I (気象庁震度階級), 震央距離 Δ (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求めた. ただし, これら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. 深い地震や東日本の太平洋岸沖合に起こる浅い地震は, 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, Δ, M の関係を日本の全観測点に共通する一つの式で表すことは難しいため除外してきた.

東日本の太平洋岸の沖合に起こる浅い地震の震度分布が異常になる主な原因は, いわゆる火山前線の内側と外側でマントル最上部における地震波の減衰が著しく異なるためである. これらの地震の震源は減衰の小さい前線外側の領域にあるので, 同じく前線外側に位置する観測点だけに着目すれば, 震度を震央距離の関数として扱ってもそれほど不適當ではないであろうと考えて, その方向で調査を進めてみた.

しかし, 既に知られているように, 海溝寄りの地震には M の割に震度の小さいいわゆる低周波地震がかなりの率で含まれ, 低周波の程度も幅広いことから (例えば UTSU, 1980), $I-\Delta-M$ の関係は, 内陸の地震よりも, 震源機構そのものの多様性によるばらつきが大きいためであろうことが予想される. 前報で述べたように, これまでの実験式も Δ が数十 km 以上について適用すべきであり, 震央付近の震度については別に考察する必要があるが, 本報では海域の地震を扱うので, 多くの地震について Δ が 100 km 程度以内では観測

データが無く、得られた実験式によって Δ が数十 km 以内の震度を議論することは無理であろう。

2. I - Δ - M の標準式

まず、1926~1985 年に東日本の太平洋岸沖合 (33°N 以北, 149°E 以西) に起こった M 6.0 以上、深さ 80 km 以浅の地震のすべてについて、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。 M 6.0 未満を扱わなかった理由及び震源の深さの影響については後に述べる。なお、北海道日高山脈南部周辺地震は、異常震域が現れるので、前報には含めなかったが、本報では沖合の地震と一緒に扱っている。

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. 1 に例示するように I を Δ 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 (前報で説明した平均回帰直線) をあてはめた。震度 0 のデータは最大有感距離以内の観測点のものだけを採用した。調査対象となった M 6 以上の地震にも、日本のすべての気象官署で無感であったり、ごく少数の地点でしか有感にならないものがある。採用した震度データが 5 個に満たない地震や、震度 2 以上の観測点がまったく無い地震は直線のあてはめは行わず捨てた。また、 I と Δ の相関係数が -0.45 より大きい (0 に近い) ものは、データのばらつきが大きく本調査には不相当とみて捨てた。このようにして捨てた M 6 以上の地震は 148 個あった。最終的に採用した地震は 287 個でそれらの震央を Fig. 2 に示す。

これらの地震についてあてはめた I - Δ 直線から Δ が 100 km, 200 km, 300 km の震度 I_{100} , I_{200} , I_{300} 等を求め、全地震について I_{100} 等と M の関係をプロットした。Figs. 3~5 にみられるように I_{200} 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 -1 に近い)。 I_{200} と Δ の関係 (Δ に対する I_{200} の回帰直線) は

$$I_{200} = 1.6M - 7.9 \quad 6 \leq M \leq 8 \quad (1)$$

で表される。Fig. 4 の直線が (1) 式を表す。

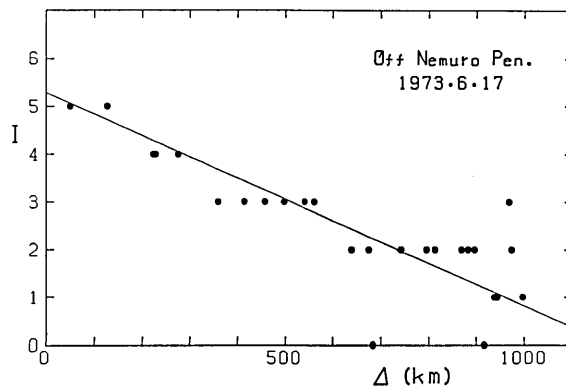


Fig. 1. Intensity-distance plots for the earthquake off Nemuro Peninsula on June 17, 1973, $M=7.4$.

一方, I と d の間に仮定した関係

$$I = I_0 - b d \quad \text{すなわち} \quad I = I_{200} - b(d - 200) \quad (2)$$

の係数 b と M の関係を調べるために, 各地震に対する $I-d$ 直線の傾斜 b を M に対してプロットした図を作った. Fig. 6 がそれで, ばらつきが大きい, 直線 (M に対する b の回帰直線) をあてはめると

$$b = 0.029 - 0.0031 M \\ 6 \leq M \leq 8 \quad (3)$$

となる. (1) 式は内陸部の浅発地震に対する式 (宇津, 1984)

$$I_{200} = 1.75 M - 9.4 \quad (4)$$

に比べ, 同じ M に対してやや大きい震度を与える (例えば $M=7$ に対し (1) からは $I_{200}=3.3$, (4) からは $I_{200}=2.85$). また, (3) 式による減衰係数 b は内陸の浅発地震の場合に比べかなり小さい (例えば $M=7$ に対しそれぞれ $b=0.0073$ 及び $b=0.011$). これは火山前線外側では地震波の減衰が小さいため震度が高くなることに対応している. 気象庁による M の決定値そのものも, 減衰の地域差

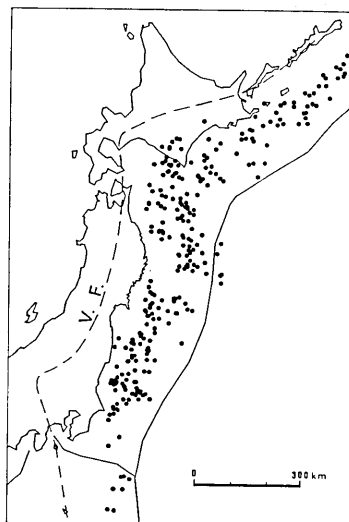


Fig. 2. Epicenters of the 287 earthquakes used in the present study. The broken line represents the volcanic front.

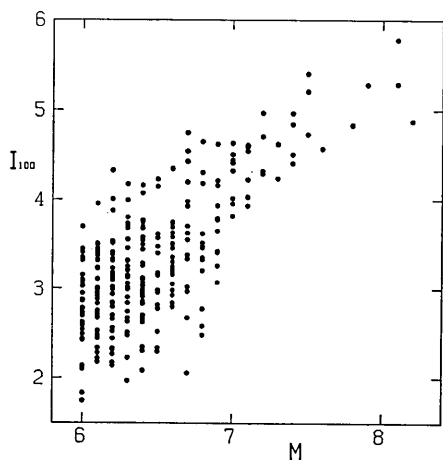


Fig. 3. I_{100} for the mean regression line plotted against M .

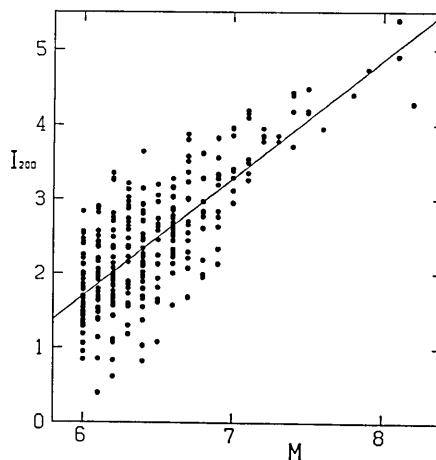


Fig. 4. I_{200} for the mean regression line plotted against M .

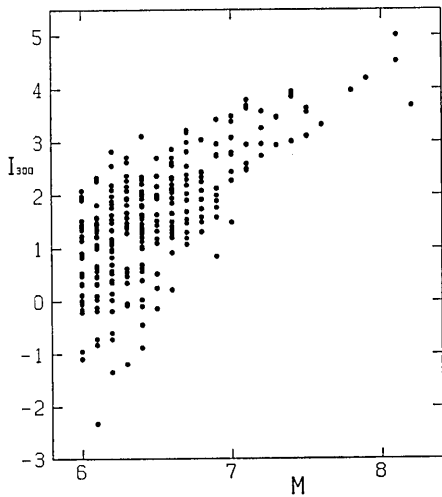


Fig. 5. I_{300} for the mean regression line plotted against M .

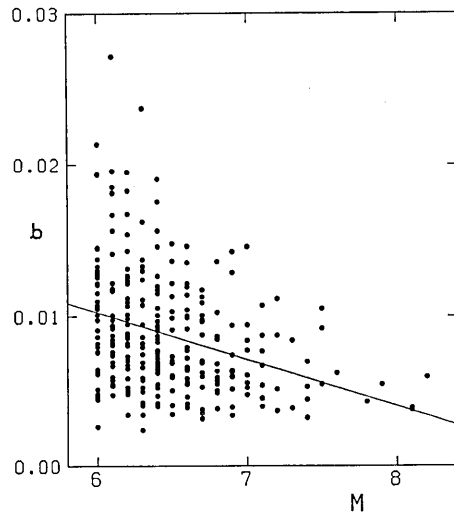


Fig. 6. b for the mean regression line plotted against M .

の影響を受けているであろうから、詳しい議論にはその影響も考慮する必要がある。

先に述べたように、 $M \geq 6$, $h \leq 80$ km の地震のうち $I-A$ の回帰直線を採用したのは 287 個で、148 個についてはデータが少なく回帰直線が決められないか、データのばらつきが大きいと採用を控えた。前報で扱った内陸部や西日本の地震では、 $M 6$ 以上の地震はほとんどすべて回帰直線が決められたのと対照的である。これは、震央が海域のため A の小さい観測点が無いこと、火山前線の外側の観測点のみに限ったためデータ数が少なくなったことなどもあるが、本報で扱った海域の地震には、いわゆる低周波地震が比較的多く、それらは震度が M の割に小さく、有感地点が少ない（ときには皆無である）ことが主な理由として挙げられる。採用しなかった地震の 94% は $M 6.5$ 以下のものであった。 $M 5$ クラスの地震でも回帰直線が決められるものは多数あるが、決められないものの比率は $M 6$ クラスに比べさらに大きくなる。 $M 5$ クラスを含めて、回帰直線が決められる地震のみを用いて実験式を作ると、データが得られる高周波地震に非常にウエイトが掛かった結果になってしまう。 $M 6.5$ 以上の地震に限れば、このような効果はほとんどなくなるが、データが少なくなる。 $M 6.0 \sim 6.5$ 地震を含めるとその範囲で上記効果が現れるが、全体的にみて影響はそれほど著しくないで、ここでは $M 6$ 以上を扱うこととした。なお、高周波、低周波の性質は漸移的で境目ははっきりしないので、地震を低周波地震、高周波地震に分けて扱うことは難しい。

本報では、深さ 0~80 km の地震を一括に扱って、深さによって実験式を変えなかった。沖合の地震の深さの決定精度が低いこともあるが、たとえば 40 km 以下のものと 40 km を越えるものとに分けて調べてみても、目立った差が見られない。深い地震のほうが同じ M, A に対して僅かに震度が高くなる傾向が見えるが、別の式にするほどではない。深さ 50 km を越える地震は数が少なく、前記実験式はほとんど深さ 40 km 程度までのデータ

によって決まったものといえる。もし深さによる補正をするならば、深さ 50 km を越える地震について M と A から震度 I を求めたときには、 I に 0.1~0.2 を加え、震度分布から M を求めた場合は、 M から 0.1 を引く程度でよからう。

3. 震度分布から推定した M について

前報においては、実験式を定めるのに用いた地震について、実験式を用いて震度から求めた M と気象庁の M とを比較し、両者の差の平均が 0.0、標準偏差は地殻内地震について 0.30、マントル最上部地震について 0.23 であることを確かめた。本報においても、287 個の地震のそれぞれに対する $I-A$ の回帰直線から得られた I_{200} 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-M の平均は 0.007、標準偏差は 0.335 となる。内陸部の地震に比べ標準偏差がやや大きい、まずは良い一致と云うべきであろう。

Fig. 7 は M_A-M の時間的変化を示すもので、前報で述べた M_A-M が年とともに系統的に増大する現象はこの図にもみられ、このデータに直線をあてはめるとその傾斜は 0.0082/年、すなわち 60 年で約 0.5 となる。この現象の原因説明はそれほど簡単ではなく、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 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、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), 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、 $M_{河}=0.5 M_k+4.85$ 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)。 M_A が M より 0.5 以上大きい地震には H を、逆に M が M_A

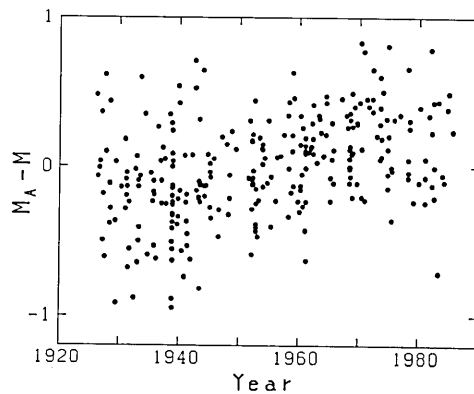


Fig. 7. Temporal variation of M_A-M for earthquakes occurring off the Pacific coast of eastern Japan. M_A : magnitude determined from seismic intensities. M : instrumental magnitude published by JMA.

Table 1. Magnitude of destructive earthquakes originating off the Pacific coast of eastern Japan listed in Rikanenpyo. 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: $M_A - M \leq -0.5$.

年	月	日	震央地名または地震名		M	$M_{河}$	M_A
1898	4	23	宮城県沖	H	7.2	7.8	7.9
1901	8	9	青森県東方沖		7.2	7.7	7.5
1901	8	10	"		7.4		7.7
1902	1	30	青森県東部		7.0	7.4	7.4
1909	3	13	房総半島沖		6.7	7.2	6.8
1909	3	13	"		7.5	7.7	7.6
1915	11	1	宮城県沖		7.5	7.5	7.1
1933	3	3	岩手県沖 (三陸地震津波)		8.1	8.5	8.0
1936	11	3	宮城県沖		7.5		7.5
1938	5	23	茨城県沖		7.0	7.5	7.3
1938	11	5	福島県沖		7.5	6.5	7.7
1952	3	4	十勝沖	L (注)	8.2	8.2	7.6
1953	11	26	房総半島沖		7.4	7.4	7.5
1958	11	7	択捉島沖		8.1	8.1	8.3
1960	3	21	岩手県沖		7.2	7.5	7.3
1961	8	12	根室沖		7.2		7.3
1962	4	23	十勝沖 (広尾沖地震)		7.0		7.4
1963	10	13	択捉島沖		8.1		8.1
1968	5	16	青森県東方沖 (十勝沖地震)		7.9		7.9
1972	2	29	八丈島東方沖	H	7.1		7.6
1972	12	4	"		7.2		7.4
1973	6	17	根室半島沖		7.4		7.7
1978	6	12	宮城県沖		7.4		7.7
1982	3	21	浦河沖		7.1		7.0

注: 地震月報所載のデータにより周期 5 sec 以下の最大動振幅により M を決めると $M=7.4$ となり, L とはいえない。

より 0.5 以上大きい地震には L を震央地名の後に記しておいた。ほとんどの地震について $M_A - M$ が 0.4 以内に収まっているが, どちらかというとも M_A が M より大きいものが多い。これは, 取り上げた地震 (被害地震) には高周波地震がやや多いことを示している。

4. まとめ

本論文その 1~3 において, 日本付近の浅い地震に対して $I-A-M$ の標準的關係を与える実験式を定めた。従来使われていた河角の式と違う主な点は, (1) 地震の位置により 3 種類に分けて異なる式を用いたこと, (2) I と A の關係を直線で表したこと, (3) 直線の傾斜が M に依存するとしたこと, (4) 震度 0 の観測データも用い, その効果が含まれていることである。

数百の地震の $I-A$ 図を見ると, A が数十 km 以内を除いては, I を A の 1 次式で表して差し支えないが, 河角の式のように同じ A における傾斜は M に拘らず同じとするこ

とはできないことがわかる。また、震央付近の震度は震源の深さと M (震源域の広がり) に関して複雑な様相を示すので、別に扱う必要があるが、河角の式のように $\Delta 100$ km 以内の震度は震源距離と M のみの関数とするのは無理のように思える。

従来、震度 0 のデータは使われないことが多かった。しかし、たとえばある震央距離付近で震度 2 の地点が 3 ケ所、震度 1 が 3 ケ所、震度 0 が 3 ケ所あるとき、有感地点のみの資料を用いれば、その距離における平均震度は 1.5 となるが、震度 0 も含めれば 1.0 である。震度 0 は 1 以上とは性格が違い使いづらい面もあるが、ある地点の震度が 0 であるということは重要な情報であり、無視するのはよくない。

ここで注意しておきたいことは、本論文の M は気象庁の M であり、外国で使われている M (表面波マグニチュードなど) とはある M の範囲で系統的にずれていること、気象庁では深さ 60 km 以浅の地震は深さを考慮せず同じ式で M を定めており、また震源から観測点に至る経路の減衰の地域差も考慮していないので、 M の値は等しくても深さ・地域の異なる地震の物理的大きさには、系統的な差異があり得ることである。従って本論文で得た実験式を用いて推定した M にも同様な注意が必要である。

本報をもって I - Δ - M の関係の報告は終るが、震央付近の震度 I_0 と h , M との関係については調査中であり、別に報告する予定である。

謝 辞 図の作成等に当たって加藤育子技官の助力を得た。

文 献

- Utsu, T., 1980, Spatial and temporal distribution of low-frequency earthquakes in Japan, *J. Phys. Earth*, **28**, 361-384.
- 宇津徳治, 1982, 日本付近の $M 6$ 以上の地震および被害地震の表: 1885~1980 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, 1986, 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, 震研彙報, **61**, 551-561.

*Relation between Seismic Intensity,
Epicentral Distance and Magnitude*

*Part 3. Empirical Formula for Earthquakes 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 d (km) and magnitude M (JMA) has been obtained for earthquakes (focal depths 0~80 km) occurring off the Pacific coast of eastern Japan, using I - d data for 287 earthquakes of $6.0 \leq M \leq 8.2$ from 1926 through 1985. The formula takes the form

$$I = I_{200} - b(d - 200)$$

where

$$I_{200} = 1.6M - 7.9$$

and

$$b = 0.029 - 0.0031M$$

The formula is applicable only to seismic intensities observed at stations on the Pacific Ocean side of the volcanic front of eastern Japan.