

断層近傍まで適用可能な震度の距離減衰式の開発

ATTENUATION RELATION OF JMA SEISMIC INTENSITY APPLICABLE TO NEAR SOURCE REGION

松崎伸一*, 久田嘉章**, 福島美光***

Shinichi MATSUSAKI, Yoshiaki HISADA and Yoshimitsu FUKUSHIMA

Using about 28,000 records from over 500 events up to August 2005, we determined an attenuation relation of JMA (Japan Meteorological Agency) seismic intensity, which is applicable to near source region. The determined attenuation relation was verified by comparing with data of recent earthquakes : the 2003 Off Tokachi, Off Miyagi and 2004 Chuetsu earthquakes of inter-plate, slab and crustal events respectively. Fairly agreement can be seen in these comparisons at close distance to the source. Iso-seismic intensity area by our relation is well corresponding to results of previous studies.

Keywords : *Seismic intensity, Empirical attenuation relation, Near source region, Fault distance*

震度, 距離減衰式, 断層近傍, 断層最短距離

1. はじめに

地震観測記録の統計回帰分析に基づいて導かれる距離減衰式は、地震動の強さを推定する簡便で有効な手法として古くから多くの研究がある。日本では河角(1943)¹⁾の震度と距離に関する研究が最初であろう。一般的な回帰分析では予測すべき地震動の最大振幅やスペクトル振幅を目的変数とし、マグニチュードや距離等を説明変数として回帰分析を行う。目的変数は距離減衰式の利用目的に応じて設定され、最大加速度をとるもの〔例えば Fukushima and Tanaka(1990)²⁾〕、最大速度をとるもの〔例えば司・翠川(1999)³⁾〕、応答スペクトルをとるもの〔例えば Takahashi et al.(2004)⁴⁾〕などがある。過去においては最大加速度を目的変数とするものが多い。これは、地震動強さの指標として加速度が重視されてきたこと、SMAC型強震計等により加速度の観測記録が多く蓄積されてきたことなどの事情によるものと思われる。

震度の距離減衰式に関する研究の数は、河角(1943)¹⁾の先駆的な研究以降も、加速度のそれに比べるとあまり多くない。これは、前述した理由の他、『従来震度が単に人体感覚のみにより定められ、何等精密な器械観測によって定められる量でなかった為に精度において欠けるとの理由から軽視され、単に一応の目安として取り扱われて、科学的価値はほとんど無視されていた』〔河角(1943)¹⁾〕ことも理由のひとつであろう。

しかしながら震度の客観性については、1991年以降、震度計が順次導入され、1994年には全ての震度観測点に震度計が整備された〔気象庁(1996)⁵⁾〕。さらに1996年4月からは震度観測は完全に震度

計によるものだけとして体感による震度観測は廃止された〔気象庁(1996)⁵⁾〕。そして今日では機械観測に基づく客観性を持った震度データの蓄積がかなり進んできている。さらに石垣・高木(2000)⁶⁾は、こうしたデータも含めて1926年以後1999年までの気象庁観測点等の震度データを整理し、全国的に連続した期間でのデータベース化を行った。

他方、地震調査研究推進本部は、『全国を概観した地震動予測地図』において地表の震度分布の推定を行っている。この中では、簡便法として、速度の距離減衰式〔司・翠川(1999)³⁾〕を用いてまず工学的基盤($V_s=400\text{m/s}$)での最大速度を推定し、次に表層地盤による増幅〔松岡・翠川(1994)⁷⁾〕を考慮して地表での最大速度に変換し、さらに最大速度と計測震度の関係式〔翠川・他(1999)⁸⁾〕から地表の計測震度を推定するという手法を採用している〔例えば藤原・他(2002)⁹⁾〕。中央防災会議における東南海・南海地震等に関する検討でもほぼ同様の手法がとられている。これは、強震動予測に適用可能な震度の距離減衰式、特に後述するように断層近傍での適用が可能な距離減衰式が開発されていないということが大きな理由と考えられる。

震度という情報が単に地震学上あるいは地震工学上のデータということに止まらず、地震防災活動に直接利用されるようになってきた〔気象庁(1996)⁵⁾〕今日、速度の距離減衰式を介するのではなく、直接的に震度予測を行いたいというニーズもあるであろう。そこで、客観性の高いデータが増えてきた気象庁震度データベースを用いて、断層近傍まで適用可能な震度の距離減衰式の開発を試みた。

* 四国電力株式会社 企画部 副長・工修

Assistant Manager, Business Planning Dept., Shikoku Electric Power Co., Inc., M.Eng.

** 工学院大学建築学科 教授・工博

Prof., Dept. of Architecture, Kogakuin University, Dr.Eng.

*** 榊大崎総合研究所 主席研究員・博士(工学)

Chief Researcher, Ohsaki Research Institute, Inc., Dr.Eng.

2. 既往の距離減衰式

式の開発について述べる前に、まず既往の震度の距離減衰式について整理しておく。

宇津(1984)¹⁰⁾は東日本の太平洋岸沖合の地震を除く日本の浅発地震に対して(1)式を提案した。ここで、 I は気象庁震度階級、 M_j は気象庁マグニチュード、 Δ は震央距離(km)を表す。この式は、1908～1983年における $M_j5\sim 8$ 、震源深さ0～約30kmの181個の地震による記録をデータベースとして用いている。ただし、データセットには1946年南海地震も含まれており、内陸地殻内地震とプレート境界型地震を対象とした経験式と考えるべきであろう。また宇津(1986)¹¹⁾は、東日本の太平洋岸沖合の地震を除くマントル最上部の地震に対して(2)式を提案している。これも1926～1985年における $M_j5\sim 7$ 程度、震源深さ40～80km程度の132個の地震の記録に対しての関係式である。さらに宇津(1987)¹²⁾は、火山前線外側の東日本太平洋岸沖合の地震について(3)式を提案している。この式の開発に用いた記録は、1926～1985年における $M_j6\sim 8$ 強程度、震源深さ0～80km程度の287個の地震の記録である。しかしながら、この3つの式ともその適用範囲は震央距離が数十km以上の場合とされており、震源近傍での適用はできないと述べられている。震央における震度については、宇津(1988)¹³⁾が論じており、 M_j が5程度より大きい地震については(4)式を提案している。ここで h は震源深さ(km)を表すが、震源深さが3kmよりも浅い場合は3kmとすることとしている。なお、宇津(1986)¹¹⁾では震源深さ40～80km程度のマントル最上部の地震(多くがスラブ内地震と考えられる)について(5)式も示している。 I_{100} は震央距離100km地点における震度を指す。著者は深い地震ほど I_{100} が大きくなり奇異に感じられると述べているが、震源深さ依存性に着目した検討であり、特筆すべきことであろう。

$$I = 1.5M_j - 6.5 - (0.0767 - 0.015M_j + 0.0008M_j^2)(\Delta - 100) \quad (1)$$

$$I = 1.5M_j - 6.1 - (0.0523 - 0.0063M_j)(\Delta - 100) \quad (2)$$

$$I = 1.6M_j - 7.9 - (0.029 - 0.0031M_j)(\Delta - 200) \quad (3)$$

$$I = 0.83M_j - \log h + 0.71 \quad (4)$$

$$I_{100} = 1.5M_j + 0.007h - 6.5 \quad (5)$$

戸松・片山(1990)¹⁴⁾は、1963～1987年の気象庁震度データにおける $M_j4.5$ 以上、震源深さ100km未満、有感点数2点以上の1,893地震の中から、有感観測数が10回以上の観測点等の条件で、94観測点・約16,200個の震度データを抽出し、距離減衰式を導出した。回帰式的分析範囲は、震度1～5、 $M_j5.0\sim 8.0$ 、 $\Delta \leq 1,000$ kmである。東日本(平均的地盤)、西日本(岩盤)、西日本(沖洪積地盤)、西日本(軟弱地盤)について、それぞれ(6)～(9)式を提案している。

$$I = (-0.23 + 1.107M_j - 0.037M_j^2) + (-0.092 + 0.0207M_j - 0.00125M_j^2)\Delta \quad (6)$$

$$I = (0.48 + 0.990M_j - 0.039M_j^2) + (-0.123 + 0.0274M_j - 0.00164M_j^2)\Delta \quad (7)$$

$$I = (-2.16 + 1.799M_j - 0.096M_j^2) + (-0.121 + 0.0269M_j - 0.00160M_j^2)\Delta \quad (8)$$

$$I = (-2.83 + 1.613M_j - 0.051M_j^2) + (-0.068 + 0.0134M_j - 0.00073M_j^2)\Delta \quad (9)$$

計測震度をデータベースとした距離減衰式も提案されている。Shabestari・山崎(1997)¹⁵⁾は、1988～1996年の間に全国77個所の気象

庁87型地震計で観測された1,020地震による3,990組の3成分記録から新算出方法で計測震度を算出し、回帰分析を行った。データベース中の最大の計測震度は1995年兵庫県南部地震における神戸の6.4である。説明変数として断層最短距離 r (km)及び震源深さ h (km)を採用し、(10)式を提案した。

$$I = -0.087 + 1.053M_j - 0.00256r - 1.89\log r + 0.00496h \quad (10)$$

標準偏差は0.511(地震内偏差0.459,地震間偏差0.224)である。地盤種別による補正係数も提案しており、岩盤で-0.255,硬質地盤で-0.063,普通地盤で+0.207,軟弱地盤で+0.412としている。しかしながら、断層近傍の頭打ちを回帰モデルに考慮していないため、適用は中遠距離に限定されると述べている。

このように現状の距離減衰式では震源近傍における適用性の問題が存在する。そこで以下では、断層近傍まで適用可能な震度の距離減衰式の開発を試みる。

3. データセット

3.1 基本とする震度データ

気象庁による震度観測は1884年に始まった。気象庁震度階級は、当初は微弱強烈の4階級に区分されていたが、1908年までには7階級に細分化されたようである。1949年には福井地震を経て震度7が加えられ8階級となり、1996年10月からは、兵庫県南部地震の経験も踏まえて震度5,6の階級をそれぞれ強・弱に分割した10階級の震度階級が採用され現在に至っている[気象庁(1996)⁹⁾]。

そもそも震度とは、『人体感覚(体感)や家具、家屋などの周囲の物体、構造物などへの影響を用いて、地震動の強さの程度を表したものの』[気象庁(1996)⁹⁾]であり、人間の体感や周囲の被害状況から決定する観測方法は近年まで継続されてきた。1908年の中央気象台年報には震度階級1～6に説明文が付けられ、ここに付けられていた説明文は基本的な内容は変わらずに体感観測が終了する1996年3月まで使用された[気象庁(1996)⁹⁾]。したがって1908年以降は同一の判断基準で震度の算定が行われていたといえる。しかし物理量との比較を行うには客観性が必要との観点から、1991年以降気象庁は震度計の導入を進め、1994年には全ての震度観測点に震度計が整備され震度が算出されるようになった(旧算出方法)が、体感観測が廃止された訳ではなかった。しかし1996年4月からは計測震度から震度を算定する新算出方法が採用され、震度観測は完全に震度計によるものだけとして、体感による震度観測は廃止された。

気象庁震度データは、このような変遷を経ながら蓄積されてきたこともあってか、全国的に連続した期間でのデータベース化がなされていなかった。そこで石垣・高木(2000)⁶⁾は1926年以後1999年までの気象庁観測点等の震度記録を整理し、データベース化を行った。本研究では、基本的にこの気象庁震度データベースに基づいて解析を行うこととする。実務的には地震年報2002年版CD-ROMに収録されている震度データを使用する。これには1926年1月から2002年12月の間の93,148地震の震度データが収録されている。さらに、断層近傍のデータを補強するため、2003年以降に発生した中越地震等の著名な6地震(表1 No.30～35)を追加することとし、地震・火山月報(防災編)のデータを用いた。

この震度データから解析に用いるデータセットを構築するにあたっては、体感震度から計測震度への移行の問題(データの連続性の

問題)について議論しておく必要がある。1991年から震度観測に用いられた気象庁90型震度計(旧算出方法)は従来の震度との連続性を維持するように開発されており[地震火山部(1992)¹⁶⁾],さらに1996年4月以降の震度観測に用いられている気象庁95型震度計(新算出方法)は、旧算出方法との連続性を保ちかつ高い震度において建物被害との相関が高くなるように改良したものである[気象庁(1996)⁹⁾]ことから、基本的には体感震度と計測震度との連続性は保たれているものと考えられる。

連続性に関する研究としては、翠川・他(1999)⁸⁾がSMAC型強震計等で観測された215記録を用いて体感震度と計測震度(新算出方法)の対比を行い、『両者の関係にはややばらつきがみられるものの、概ね1対1に対応している』と論じている。この他、『兵庫県南部地震においては、計測震度(旧算出方法)と従来の震度とに一貫性が保たれている』[村松(1995)¹⁷⁾],『震度0から震度5.5の範囲ではアンケート震度と計測震度(新算出方法)は概ね対応する』[山田・他(1997)¹⁸⁾],『計測震度と従来の体感による震度はかなりよく整合しているようである』[宇津(1999)¹⁹⁾]等の指摘がある。

さらに本研究で、体感震度と計測震度の両方を一括して回帰した結果について、体感・計測それぞれに残差の平均を求めたところ、体感震度の平均値は+0.111, 計測震度は-0.047となった。平均値の差0.158は標準偏差0.701よりも小さい。この差は地震特性に起因するものであり(例えば2000年7月30日三宅島近海の地震の地震間偏差は-0.374である)、震度算定方法の違いに起因するものではないと考える。また、図1にはM_Jを横軸とした偏差の分布を体感・計測に分けて示すが、分布にも両者間で系統的差異は見られない。

以上のような状況を総合的に勘案すれば、体感震度と計測震度の連続性は概ね保たれているものと判断できる。よって本研究においては、連続したひとつのデータセットとして取り扱うこととする。

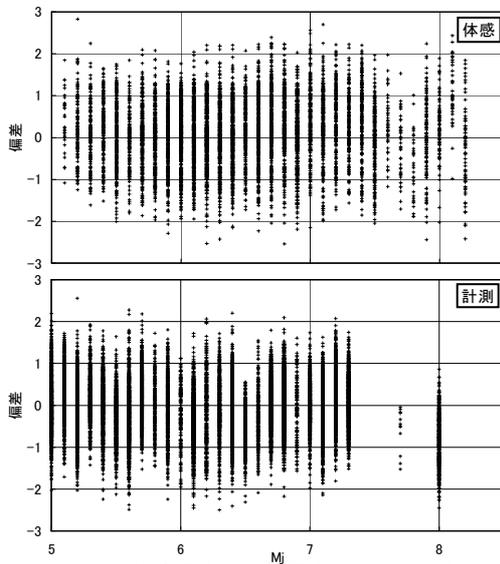


図1 体感震度と計測震度の偏差の分布(一括回帰結果を体感・計測に分けて表示)

3.2 データセットの構築

3.2.1 震度

基本的には気象庁震度データの値を採用することとするが、気象庁震度階級には前述のような変遷があるため、若干修正が必要とな

る記録がある。まずは震度7の判定である。震度7が追加されたのは1949年であるが、それ以前の震度データについて震度7を適用すべきものがないかどうかである。武村・他(1998)²⁰⁾は明治以後の内陸浅発地震について震度7相当と考えられる領域を図示している。この図と気象庁震度データにおける震度6の記録とを対比した。その結果、気象庁震度データでは震度6とされている1948年福井地震の福井観測点及び1943年鳥取地震の鳥取観測点については、震度7の領域に位置すると判断し、データを修正した。海溝型地震については、宇佐美(2003)²¹⁾の示す住居被害率の図等と比較したが、震度7の領域にあったと判断される観測点はなかった。なお、1995年兵庫県南部地震では後の被害調査により震度7の分布が示されたが、気象庁観測点の記録として震度7は存在しない。この震度7の分布をデータとして取り扱う場合には、どの地点に置くか、何地点採用するか等の問題がある。取り方によっては震源近傍における回帰曲線の形状に大きく影響を与えることとなる。このため本研究においては、観測点における記録のみを採用する方針とし、兵庫県南部地震における震度7の記録はデータセットに含めなかった。

次に震度の桁数の問題である。気象庁震度データベースに計測震度が収録されているのは、1997年1月からである。これ以降については、計測震度の値(小数点以下1桁)をそのまま解析に用いることとする。1996年4~12月については計測震度に移行しているが、データベースに計測震度は収録されておらず、整数値の震度階級のみが収録されている。よって1926年以降1996年までについては、気象庁震度階級を解析に使用する(例えば、震度5→5.0)こととする。ただし、1996年10月に震度階級が10階級に変更され、震度5強・弱、震度6強・弱が制定されている。このため、1996年10~12月の間に観測された5弱は4.75として解析を行うこととした。

3.2.2 距離

距離としては断層最短距離または震源距離を採用した。断層近傍の強震動記録については断層最短距離を採用することが望ましいため、2002年までで震度6以上を記録した23地震のうち、断層モデルを入手できた20地震、及び2003年以降で追加した6地震については断層最短距離を採用した。また、M_J7.5以上の地震についても、断層面の広がりやを考慮し、原則として断層最短距離を採用することとした。断層モデルは基本的には佐藤(1989)²²⁾のカタログの中で最も妥当とされているモデルを採用し、これにリストアップされていない地震については、吉村・他(2003)²³⁾等を参考に収集した。断層最短距離を採用した地震及び断層パラメータを表1に示す^{24)~38)}。なお、1998年岩手県北部の地震の雫石観測点の断層最短距離は計算上0.1kmとなったが、地震発生層からの距離としては現実的ではなく、解析結果に与える影響が大きいため、1kmと設定した。

3.3 データセットの絞込み

以上の方法で構築したデータベースは93,154地震と膨大である。そこで、回帰分析に用いるため以下の手順で絞込みを行った。

3.3.1 一次絞込み

まず、気象庁震度データに収録されている地震のレコード種別フラグとして、「気象庁月報震源」、「参考震源」、「震源未決定」、「USGS」、

表 1 断層最短距離の計算に用いた断層モデル

No.	date	events	M _J	fault parameter							references	remarks
				latitude (deg)	longitude (deg)	depth (km)	strike (deg)	dip (deg)	L (km)	W (km)		
1	19270307	北丹後地震	7.3	35.597 35.544	135.062 135.165	0.4 0.2	334 257	64 58	33 15	19	佐藤(1989)[Matsu'ura(1977)]	
2	19301126	北伊豆地震	7.3	35.14 35.05	139.02 139.02	0 0	180 207	90 90	10 12	12	佐藤(1989)[Abe(1978)]	
3	19330303	三陸沖地震	8.1	40.16	144.50	0	180	45	185	100	佐藤(1989)[kanamori(1971,1972)]	
4	19350711	静岡地震	6.4	34.99	138.37	20	75	70	11	6	佐藤(1989)[武尾・他(1979)]	
5	19381105	福島県東方沖地震 [17:43]	7.2	36.93	142.05	20	200	10	100	60	佐藤(1989)[Abe(1977)]	
6	19430910	鳥取地震	7.2	35.44	134.00	0	80	90	33	13	佐藤(1989)[Kanamori(1972)]	
7	19441207	東南南海地震	7.9	34.07 34.61	137.41 138.06	0 0	225 225	30 30	154 84	67 78	佐藤(1989)[Inouchi & Sato(1975)]	
8	19461221	南海地震	8.0	33.27 33.08	135.97 134.68	2.3 2.3	260 261	22 22	122 129	38 54	佐藤(1989)[Iwasaki(1981)]	
9	19480628	福井地震	7.1	36.03	136.29	0 *	345	90	30	13	佐藤(1989)[Kanamori(1973)]	*:見取図より0kmと判断
10	19520304	十勝沖地震	8.2	42.33	145.22	0	220	20	130	100	佐藤(1989)[笠原(1975)]	
11	19640616	新潟地震	7.5	38.74	139.42	0	189	56	80	30	佐藤(1989)[Abe(1975)]	
12	19680401	1968年日向灘地震	7.5	32.45	132.82	27	207	17	56	32	佐藤(1989)[Shiono et al.(1980)]	
13	19680516	1968年十勝沖地震	7.9	41.80	143.04	0 *	156	20	150	100	佐藤(1989)[Kanamori(1971)]	*:見取図より0kmと判断
14	19820321	昭和57年浦河沖地震	7.1	42.04	142.66	13	300	39	12	20	佐藤(1989)[末次・中西(1986)]	
15	19830526	昭和58年日本海中部地震	7.7	40.27 40.58 40.84	138.86 138.97 139.06	0 0 0	15 15 34.5	20 20 20	35 35 35	35	佐藤(1989)[Sato(1985)]	
16	19930115	平成5年糸路沖地震	7.5	42.89 *	143.91 *	109.6 *	70	2	50	35	Hashimoto et al.(1993) 24)	*:Fig.4(a)より座標を読み取り、深さは、震源深さを記述より110kmと設定して換算。Table 1のDepthはDip、DipはStrikeのミスプリと思われる。
17	19930712	平成5年北海道南西沖地震	7.8	43.19 * 42.29 *	139.53 * 139.08 *	10 0.1	185 135	10 50	90 50	50	Hashimoto et al.(1993) 24)	*:Fig.7(a)より座標を読み取り。
18	19941004	平成6年北海道東方沖地震	8.2	43.33 * 43.72 *	146.11 * 146.62 *	6.0 * 0.4 *	47.3 47.3	70.0 71.0	56 56	100 100	Ozawa(1996) 25)	*:Table 2にある端点座標から換算した。ただしTable 2中のLとWが一部入れ替わっていることと判断
19	19941228	平成6年三陸はるか沖地震	7.6	40.85 * 40.85 * 40.85 *	144.00 * 143.06 * 142.95 *	8.0 * 16.4 * 19.5 *	180 180 180	6 18 10	110 110 110	80 10 80	Nakayama & Takeo(1997) 26)	*:Fig.5より読取
20	19950117	平成7年兵庫県南部地震	7.3	34.781 * 34.702 * 34.665 * 34.628 * 34.604 * 34.562 *	135.290 * 135.217 * 135.156 * 135.095 * 134.995 * 134.944 *	3 2 2 1 0 0	218.6 233.7 233.7 246.5 225.0 225.0	79.5 81.9 81.9 85.0 98.3 98.3	10.68 6.90 6.90 9.43 6.66 6.81	9.0 9.0 9.0 14.0 10.0 10.0	Ozawa et al.(1997) 27)	*:Table 1にある端点座標から換算
21	19970513	鹿児島県北西部	6.4	31.930 * 31.946 *	130.338 * 130.369 *	5.2 * 5.2 *	210 280	10 84	90 3.0	4.0 4.0	Miyake et al.(2003) 28)	*:震源座標および断層長さより換算
22	19980903	岩手県北部	6.2	39.826 *	140.958 *	0	216	41	10.0	10.0	Nakahara et al.(2002) 29)	*:Figure 9より読取
23	20000701	新島近海	6.5	34.210	139.208	0.1	100	41	15.8	7.9	Nishimura et al.(2001) 30)	
24	20000709	新島近海	6.1	34.226	139.225	3.2	95	48	11.2	5.6	Nishimura et al.(2001) 30)	
25	20000715	新島近海	6.3	34.437	139.162	1.0	107	82	12.6	6.3	Nishimura et al.(2001) 30)	
26	20000730	三宅島近海	6.5	33.872	139.386	2.3	11	85	20.0	10.0	Nishimura et al.(2001) 30)	
27	20000818	新島近海 10:52	6.1	34.234	139.178	1.0	90	74	8.9	4.45	Nishimura et al.(2001) 30)	Table 1のOrigin time 8:02は1:52のミスプリと判断
28	20010006	平成12年鳥取県西部地震	7.3	35.357	133.305	0.9	152	86	20.5	9.8	齋谷・他(2002) 31)	Table 1で、LとWが入れ替わっていると思われる。単一矩形モデルを採用した。
29	20010324	平成13年雲予地震	6.7	34.180 *	132.774 *	41.8 *	179	55	32	16	Yaegi & Kikuchi(2001) 32)	*:震源座標および断層長さより換算
30	20030526	宮城県沖	7.1	39.004 * 39.004 *	141.696 * 141.696 *	63.5 * 72.5 *	190 190	90 69	28 28	9 19	浅野・他(2004) 33)	*:震源座標および断層長さより換算
31	20030726	宮城県北部	6.4	38.483 *	141.253 *	1.0 *	186	52	16	16	青井・他(2003) 34)	*:震源座標および断層長さより換算
32	20030926	平成15年十勝沖地震	8.0	41.64 *	144.73 *	5.0 *	250	20	130	170	Yaegi(2004) 35)	*:震源座標および断層長さより換算
33	20041023	平成16年新潟県中越地震	6.8	37.36 *	138.97 *	1.6 *	210	54	22	14	八木(2005) 36)	*:震源座標および断層長さより換算
34	20050320	福岡県西方沖	7.0	33.81 *	130.06 *	1.0 *	122	87	26	18	浅野・岩田(2005) 37)	*:震源座標および断層長さより換算
35	20050816	宮城県沖	7.2	38.394 *	142.931 *	34.6 *	200	20	90	90	八木(2005) 38)	*:震源座標および断層長さより換算

fault parameter欄の座標は断層面基準点。パラメータの表記は佐藤(1989)に準拠した。referencesの []内には佐藤(1989)の引用元を記す。

「ISC」等があるが、データセットの均質性を高めるため、「気象庁月報震源」とされている地震のみ採用することとする。次に、M_Jが決定されている地震のみ使用することとする。M_Jが未決定の地震の場合、震源を最大震度観測点に置く操作が行われる場合があり、震源情報の精度が落ちると考えられるからである。さらに、震源距離が0kmでない記録を採用する。また、気象庁のレコード種別ヘッダが「群発地震」とされ、複数の震源レコードが記載されているものについては、最初の記録のみ採用した。

以上のようにして、全 93,154 地震から 51,962 地震、273,217 記録を抽出した。

3.3.2 二次絞込み

一次絞込みを行っても、まだ大量のデータがあり回帰が困難であるため、さらに次の条件で絞込みを行った。

- ① M_J ≥ 5.0
- ② 距離 ≤ 500km
- ③ 震源深さ ≤ 200km
- ④ 導出過程で導かれる距離減衰式で震度 1+σ 以下と予測される距離のデータは除く
- ⑤ 上記で選択した上で、1 地震 10 記録以上ある場合に限定

このうち④については、Fukushima and Tanaka(1990)²⁾の手法に習うものである。すなわち、図 2 に示すように遠距離のデータを含め

て回帰分析を行えば、本来の距離減衰式の傾きよりも小さな傾きが得られることとなる。これを防ぐための措置であり、トリガレベルを震度 1.0 と考え、これに標準偏差を加えた値 (図 2 の場合、標準偏差が 5cm/s² のため 10cm/s²) より小さいと予測されるような遠距離のデータを除外した。

ただし、この絞込みの過程で 2000 年三宅島近海の地震活動が 52 地震抽出された。これは、抽出された全地震数の約 1 割を占める。伊豆半島周辺で発生する地殻内地震は、基盤の速度応答スペクトルが小さい [Kinoshita(1984)³⁹⁾] との指摘がある。本研究においても、これら 52 個の地震の地震間偏差の平均が -0.6 程度と有意に小さくなった。特定の地震への偏りを極力排除するため、三宅島近海の活

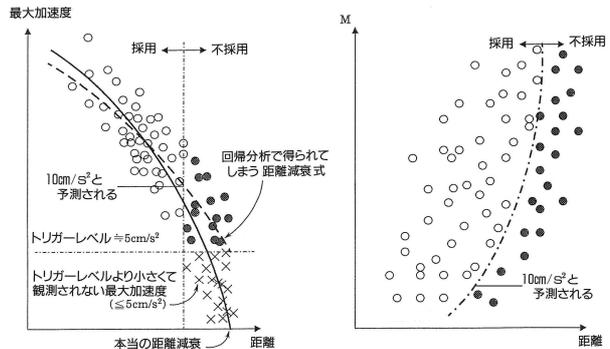


図 2 遠距離データの足切り (加速度距離減衰式の場合)

動については、震度 6 を観測した 6 地震のみ使用することとした。これにより地震数では約 1% の比率に下がる。

以上のようにデータセットを組み直して絞り込んだ結果、554 地震の 27,531 記録が選択された。図 3 には体感震度と計測震度とに分けてヒストグラムを示す。全データの約 7 割が計測震度である。データセットの分布範囲は、震度 0.5~7.0, M_j 5.0~8.2, 距離 1.0~500km, 震源深さ 0~183km である。 M_j と距離の関係を図 4 に示す。断層近傍の記録は、1998 年岩手県北部の地震の雫石観測点 (M_j 6.2, 計測震度 5.9), 1943 年鳥取地震の鳥取観測点 (M_j 7.2, 震度 7), 2000 年鳥取県西部地震の西伯観測点 (M_j 7.3, 計測震度 5.9), 1995 年兵庫県南部地震の神戸観測点 (M_j 7.3, 震度 6) 等である。図 5 には M_j と震源深さの関係を、図 6 には震源深さと距離の関係を示す。

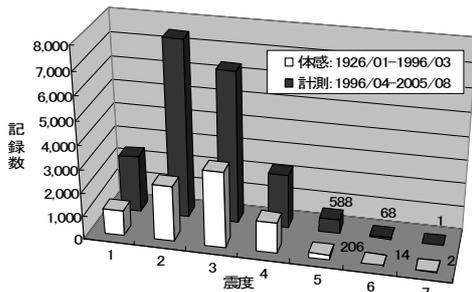


図 3 体感震度と計測震度のデータ数

4. 回帰分析

回帰モデルは以下のように設定した。

$$I = aM_j - b \cdot \log(X + d \cdot 10^{eM_j}) + f \cdot h + c \quad (11)$$

ここで a , b , c , d , e , f は回帰係数, X は距離(km), h は震源深さ(km)である。ただし, e は司・翠川(1999)³⁾が規定している 0.5 を採用した。回帰分析方法は, Fukushima and Tanaka(1990)²⁾が提案した二段階回帰分析を行い, 距離係数とマグニチュード係数の依存性を排した。 d に対しては, 逐次得られる誤差に 2 次曲線を当てはめて, 極小値のときを解とした。そして前述④の遠距離のデータを除くため, 収束計算を 3 回行った。すなわち 1 回目の計算で得られた距離減衰式を④の予測に用いて 2 回目の計算を行う手順を 3 回繰り返した。これは, Campbell(1997)⁴⁰⁾により 1 回だけの処理では不十分との指摘がなされているため適用したものである。さらに各ステップで偏差の大きい 2 データを削除して, 特定のデータが結果に大きく影響することを排した。

5. 解析結果

導出された回帰式を(12)式に示す。

$$I = 1.36M_j - 4.03 \cdot \log(X + 0.00675 \cdot 10^{0.5M_j}) + 0.0155 \cdot h + 2.05 \quad (12)$$

ただし, 震源深さが 100km よりも深い場合は 100km とした。標準偏差は 0.701 (地震内偏差 0.601, 地震間偏差 0.360) となった。偏差の値は, Shabestari・山崎(1997)¹⁵⁾よりも大きい。この理由としては, データセット数が Shabestari・山崎(1997)¹⁵⁾は約 4,000 に対し, 本研究は約 28,000 と多いことに加えて, Shabestari・山崎(1997)¹⁵⁾は気象庁観測点のみの記録に基づいているのに対し, 本研究のデータセットには自治体震度計等のデータを含み震度計の設置条件のバラツキが大きいと考えられることなどが考えられる。

M_j 7.0 の場合の距離減衰曲線を図 7 の太線に示す。図中の細線は $\pm 1\sigma$ である。

図には, 本研究で得られた回帰係数を用いて M_j 7.0 に標準化したデータセットも併せて表示してある。図 8~10 には偏差 (total error) の状況を示す。図 8 は M_j との関係, 図 9 は距離との関係, 図 10 は震源深さとの関係である。 M_j , 距離, 震源深さについては, 偏った偏差は見られず良好なフィッティングとなっている。図 11 に示す地震間偏差と M_j の関係では, 若干右上がりの傾向が見られる。地震間偏差が最も大きいのは 1927 年宮城県沖の地震(M_j 6.7) [図 12], 2 番目は 1938 年茨城県沖の地震(M_j 7.0), 3 番目は 1960 年三陸沖の地震(M_j 7.2)である。いずれも海域の地震である。偏差が大きい理由としては, 海域の地震は震源決定精度が内陸の地震よりも劣ると考えられ, 距離や M_j の誤差が大きいためではないかと考える。また 1927 年の地震は震源深さが 25km とされているが, 実際にはもっと深くスラブ内地震で短周期成分が多かった可能性や太平洋プレートに沿った High-Q ゾーンの影響等も考えられる。海域の地震には, このようなデータが含まれることには注意されたい。

地盤種別と偏差の関係についても検討した。地盤分類は, 気象庁地震課(1972)⁴¹⁾, Molas and Yamazaki(1995)⁴²⁾及び大西・他(1999)⁴³⁾が気象官署の地盤種別を示している。これらの文献間で地盤判定が異なる官署を除いた 71 地点について, 地点毎に平均偏差を求め地盤種別毎に比較した (図 13 及び表 2)。地盤種別毎の偏差の分布傾向及び平均値は, Shabestari・山崎(1997)¹⁵⁾と整合的な結果となった。

6. 解析結果の評価

6.1 最近の地震記録との比較

回帰結果を最近の地震記録と比較した。対象地震としては, 地震のタイプを考慮し, プレート境界型地震として 2003 年十勝沖地震 (M_j 8.0, 深さ 45km), スラブ内地震として 2003 年宮城県沖の地震 (M_j 7.1, 深さ 72km), 内陸地殻内地震として 2004 年新潟県中越地震 (M_j 6.8, 深さ 13km) を選定した。比較結果を図 14 に示す。距離が 100km 程度以内の観測値については $\pm 1\sigma$ の範囲にほぼ収まっており, 比較的整合がよいと言えよう。十勝沖地震の遠距離でややフィッティングが悪いのは, 震源と観測点の位置関係 (距離 200~500km のデータは Low-Q となる背弧側観測点が多くなる) や前述した M_j 依存性による影響ではないかと考える。

6.2 既往の距離減衰式との比較

図 14 には既往の距離減衰式も併せて表示した。Shabestari・山崎(1997)¹⁵⁾については, 遠距離においては観測値の平均的なところにあるが, 近距離についてはやはり適用範囲外のようなのである。特に宮城県沖の地震と中越地震について近距離の整合がよくない。戸松・片山(1990)¹⁴⁾については, 著者らも論文の中で『平均 (やや大きめ) の震度を算出する』と述べているように, 大きめの値にでている。中越地震の近距離減衰特性もうまく表現できていない。宇津(1984,1987)^{10),12)}については, 宮城県沖の地震や中越地震の遠距離のフィッティングはいいが, やはり近距離は適用範囲外と見受けられる。本研究で提案する式は, これらの既往式よりも近距離のフィッティングがよいことがわかる。また, 既往式では地震タイプが異なると説明がうまくいっていないが, 本研究では, 説明変数に震源深さを組み込んだことにより, 3 タイプの地震の減衰特性を比較的精度良く表現できていると考える。

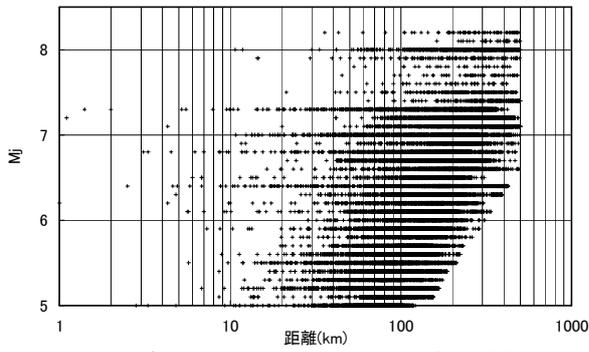


図4 データセットにおける M_j と距離の関係

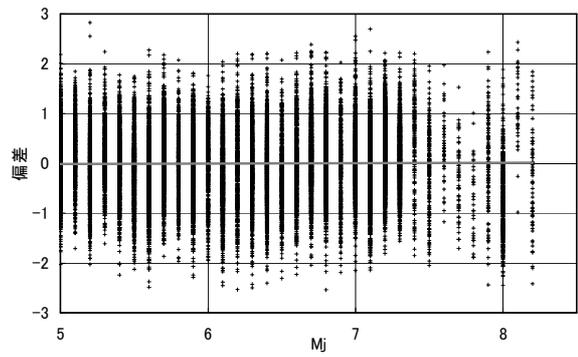


図8 偏差と M_j

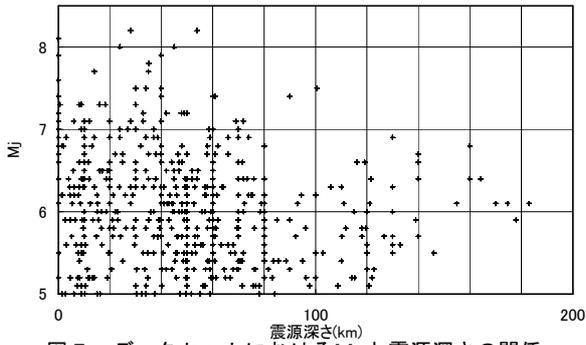


図5 データセットにおける M_j と震源深さの関係

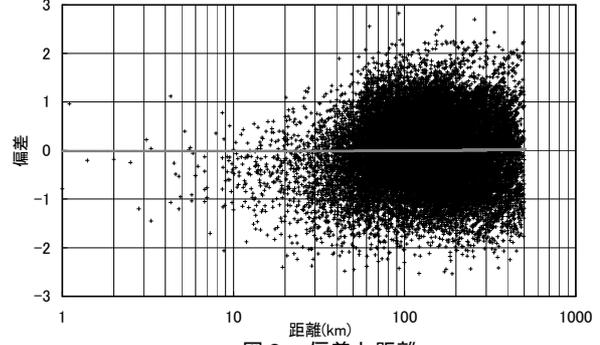


図9 偏差と距離

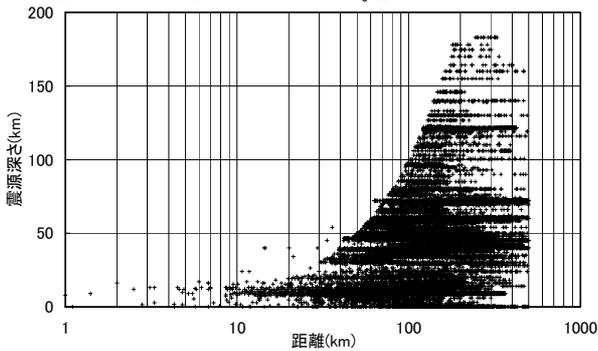


図6 データセットにおける震源深さと距離の関係

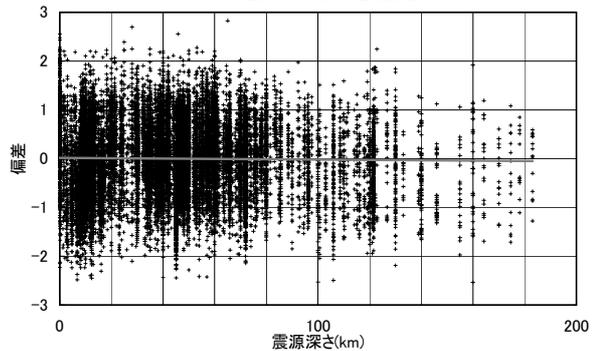


図10 偏差と震源深さ

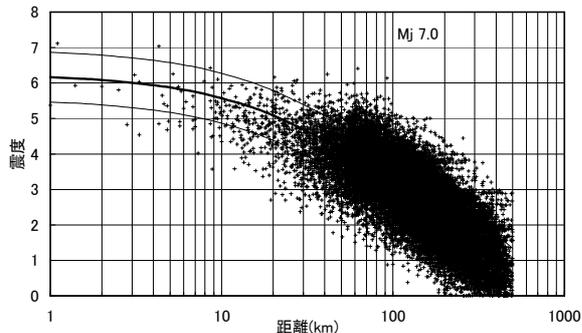


図7 距離減衰式とデータセットの比較 ($M_j 7.0$ 基準化)

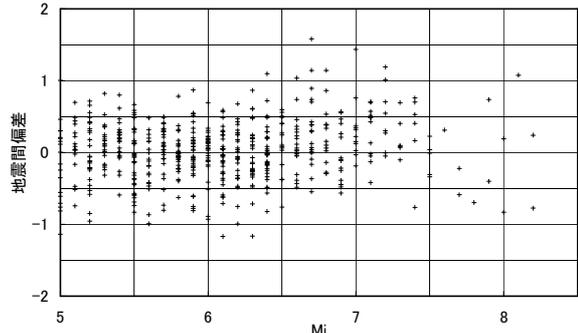


図11 地震間偏差と M_j

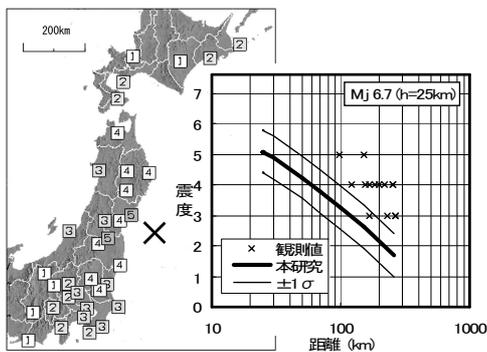


図12 1927年宮城県沖の地震と帰帰式との比較

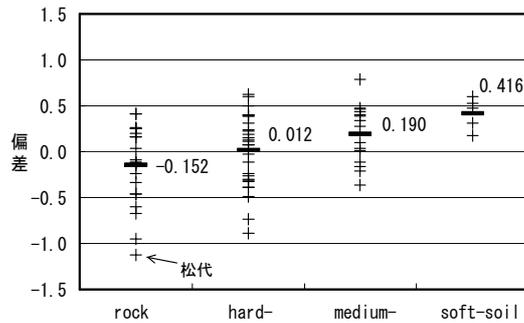


図13 気象官署の偏差と地盤種別の関係

表2 地盤種別毎の偏差の平均

	本研究	Shabestari・山崎(1997)
岩盤	-0.152	-0.255
硬質地盤	0.012	-0.063
普通地盤	0.190	0.207
軟弱地盤	0.416	0.412

6.3 震度出現面積とMの関係式との比較

歴史地震のマグニチュードMを推定するにあたっては、ある震度n以上が出現する面積 $S_n(\text{km}^2)$ とMの関係式が用いられる。主な式としては、震度4以上面積の関係式として勝又・徳永(1971)⁴⁴⁾ [(13)式]、震度5では村松(1969)⁴⁵⁾ [(14)式]、震度6では村松(1969)⁴⁵⁾ [(15)式]、震度7では村松(2001)⁴⁶⁾ [(16)式] や翠川・五艘(1997)⁴⁷⁾ [(17)式] などがある。式の右の[]内は式の開発に使用したデータベースにおけるMの範囲である。村松(1969)⁴⁵⁾で用いているMは M_M [村松(1964)⁴⁸⁾によるM]であるが、村松(2001)⁴⁶⁾が同じ式を M_J で表記しているのを、 $M_M \approx M_J$ と解釈した。また翠川・五艘(1997)⁴⁷⁾は歴史地震のMも用いて解析しており厳密には M_J の式ではないが、多くが M_J のデータであり、 M_J とみなしても問題はないであろう。

$$\text{Log } S_4 = 0.82M_J - 1.0 \quad [5.3 \leq M_J \leq 8.1] \quad (13)$$

$$\text{Log } S_5 = M_J - 3.2 \quad [6.2 \leq M_J \leq 8.0] \quad (14)$$

$$\text{Log } S_6 = 1.36M_J - 6.66 \quad [6.2 \leq M_J \leq 8.5] \quad (15)$$

$$\text{Log } S_7 = 1.25M_J - 6.88 \quad [6.1 \leq M_J \leq 8.1] \quad (16)$$

$$\text{Log } S_7 = 1.44M_J - 8.40 \quad [6.8 \leq M_J \leq 8.0] \quad (17)$$

ここで、震度の出現領域を円形と仮定しその半径を R_n とおくと、 $S_n = \pi R_n^2$ であるから、上式は各々以下のように表記できる。

$$\text{Log } R_4 = 0.41M_J - 0.75 \quad (18)$$

$$\text{Log } R_5 = 0.5M_J - 1.85 \quad (19)$$

$$\text{Log } R_6 = 0.68M_J - 3.58 \quad (20)$$

$$\text{Log } R_7 = 0.625M_J - 3.69 \quad (21)$$

$$\text{Log } R_7 = 0.720M_J - 4.45 \quad (22)$$

これらの式は、震度nが出現する最遠距離 R_n の式と考えることができる。これは一種の距離減衰式とみなすことができよう。そこで本研究で開発した距離減衰式とこれらの式を比較してみる。比較は、 $M_J 8.0, 7.0, 6.2$ の場合の本研究の距離減衰曲線を描き、これに(18)

～(22)式から求まる R_n をプロットした。 $M_J 6.2$ としたのは村松(1969)⁴⁵⁾の適用範囲を考慮してのことである。震度6の地域の縁は震度5の地域との境界であるから震度6の地域の半径 R_6 での震度は5.5になる [宇津(1984)¹⁰⁾] と考え、 R_4 を震度3.5、 R_5 を震度4.5、 R_6 を震度5.5、 R_7 を震度6.5のところにプロットした。また、断層モデルは設定せず震源距離で比較し、震源深さについては $M_J 8.0$ で30km、 $M_J 7.0$ で20km、 $M_J 6.2$ で12kmと仮定した。これを図15に示す。まず震度7を除けば、震度4～6のプロットは本研究の値と概ね対応している。ただ、 $M_J 8.0$ については震度4～6とも、本研究の距離減衰式よりもやや大きめである。これは、地震規模が大きくなると有感範囲も広がるため、それゆえに地盤増幅の影響により震度が大きめに出る平野を含む可能性が高まること [村松(1969)⁴⁵⁾が回帰に用いたM8クラス地震は、濃尾地震及び関東地震等であり、震度5, 6の出現領域は濃尾平野等の平野部に偏っている]、既往式のプロットは、断層面の広がりやを考慮しないで震源距離で評価しているため距離を大きめに評価していること、などが理由として考えられる。また、震度4～6のプロットは、値が回帰式とほぼ対応するばかりでなく、減衰の傾向が本研究とよい整合を示している。本研究で開発した式の妥当性を裏付けるものと考えられる。

震度7については、どれも $+1\sigma$ よりも上にプロットされている。震度7の分布を決める大きな要因について武村・他(1998)²⁰⁾は、震源断層からの距離と地盤条件であるとしている。本研究の回帰式を中越地震の記録と比較した図14からも、震度7が生じるのは、断層の近傍でかつ地盤条件の悪い場合であると推察される。震度7の既往式が $+1\sigma$ よりも大きめにプロットされたことは、距離の影響以上に地盤条件の影響が大きいことを示唆するものと考えられる。ただし、ここでは震源距離で評価しているため、断層のごく近傍については距離の評価が適切ではない可能性を否定できない。

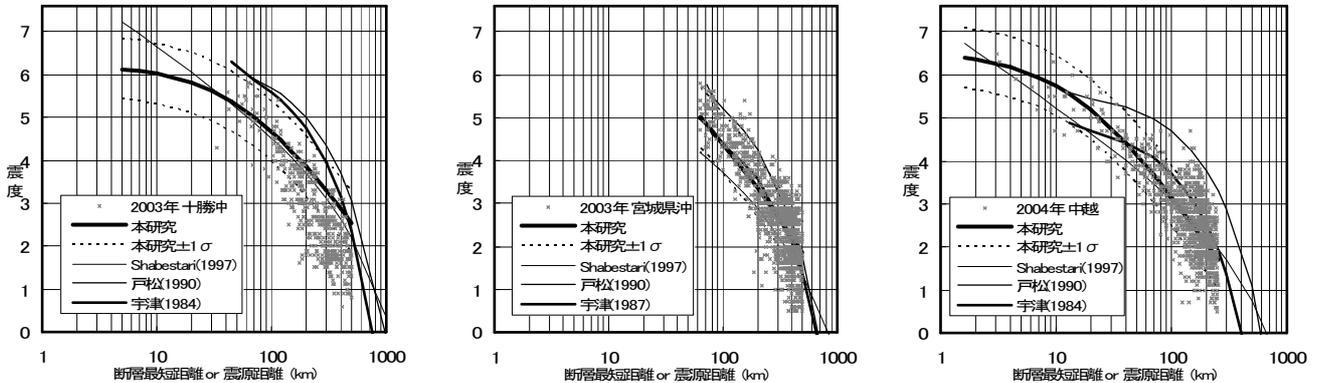


図14 最近の地震記録との比較

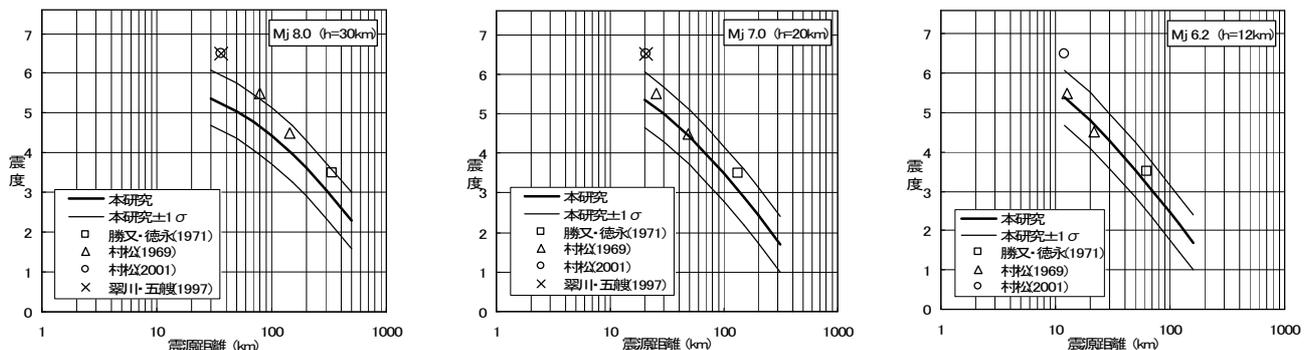


図15 震度出現面積とMの関係式との比較

7. まとめ

体感震度及び計測震度に基づく1926～2005年の気象庁震度データベースを用いて、断層近傍まで適用可能な震度の距離減衰式を開発した。本研究の成果は、2004年新潟県中越地震等との整合も良く、平均的な予測値を導くのに有用であると考えられる。

謝辞

本研究には、気象庁地震年報2002年版CD-ROM、地震・火山月報(防災編)のデータを使用させていただきました。また、2名の匿名査読者には丁寧な査読をしていただき、本研究の内容を改善することができました。記して感謝申し上げます。

参考文献

- 1) 河角廣：震度と震度階，地震，第15巻，pp.6-12，1943
- 2) Fukushima, Y. and T. Tanaka : A new attenuation relation for peak horizontal acceleration of strong earthquake ground motion in Japan, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.80, pp.757-783, 1990
- 3) 司宏俊，翠川三郎：断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式，日本建築学会構造系論文集，第523号，pp.63-70，1999.9
- 4) Takahashi, T., A. Asano, H. Okada, T. Saiki, K. Irikura, J. X. Zhao, J. Zhang, H. K. Thio, P. G. Somerville, Ya. Fukushima and Yo. Fukushima : Attenuation relations of strong motion in Japan using site classification based on predominant period, CSNI Workshop, 2004
- 5) 気象庁：震度を知る 基礎知識とその活用，ぎょうせい，1996
- 6) 石垣祐三，高木朗充：気象庁震度データベースの整備及び活用例について，験震時報，第63巻，pp.75-92，2000
- 7) 松岡昌志，翠川三郎：国土数値情報とサイスマックマイクロゾーニング，第22回地盤震動シンポジウム，pp.23-34，1994
- 8) 翠川三郎，藤本一雄，村松郁栄：計測震度と旧気象庁震度および地震動強さの指標との関係，地域安全学会論文集，Vol.1，pp.51-56，1999
- 9) 藤原広行，河合伸一，青井真，石井透，早川謙，功刀卓，神野達夫，森川信之，小林京子，原温子：確率論的地震動予測値図作成手法の検討と試作例，防災科学技術研究所研究資料，第236号，2002
- 10) 宇津徳治：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，地震研究所集報，Vol.59，pp.219-233，1984
- 11) 宇津徳治：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，地震研究所集報，Vol.61，pp.551-561，1986
- 12) 宇津徳治：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，地震研究所集報，Vol.62，pp.289-296，1987
- 13) 宇津徳治：震央付近の震度－震源深さ－マグニチュードの関係，地震研究所集報，Vol.63，pp.23-31，1988
- 14) 戸松征夫，片山恒雄：気象庁震度の距離減衰式の地域分けと地盤種別分け，第8回日本地震工学シンポジウム，pp.103-108，1990
- 15) Shabestari, Khosrow T., 山崎文雄：気象庁87型地震計記録を用いた計測震度の距離減衰式，第2回都市直下地震災害総合シンポジウム，pp.153-156，1997
- 16) 地震火山部：90型震度計について，測候時報，pp.1-35，1992
- 17) 村松郁栄：震度について，JSEEP NEWS, No.145, pp.57-63, 1995
- 18) 山田真，野越三雄，山本佳史，中村操：計測震度とアンケート震度の関係(2)，地球惑星科学関連学会合同大会予稿集，B42-16，1997
- 19) 宇津徳治：地震活動総説，東京大学出版会，1999
- 20) 武村雅之，諸井孝文，八代和彦：明治以後の内陸浅発地震の被害から見た強震動の特徴－震度VIIの発生条件－，地震2，第50巻，pp.485-505，1998
- 21) 宇佐美龍夫：最新版日本被害地震総覧[416]－2001，東京大学出版会，2003
- 22) 佐藤良輔：日本の地震断層パラメーター・ハンドブック，鹿島出版会，1989
- 23) 吉村昌宏，坪川博彰，藤原賢也：被害想定のための歴史地震震源モデル調査，歴史地震，第19号，pp.108-115，2003
- 24) Hashimoto, M., T. Sagiya, S. Ozawa and T. Tada : Fault models for the crustal movements associated with the 1993 off Kushiro earthquake and the 1993 Southwestern off Hokkaido earthquake and their tectonic significance,

- Proceedings of the CRCM '93 Kobe, pp.57-64, 1993
- 25) Ozawa, S. : Geodetic inversion for the fault model of the 1994 Shikotan earthquake, Geophys. Res. Lett., Vol.23, No.16, pp.2009-2012, 1996
- 26) Nakayama, W. and M. Takeo : Slip history of the 1994 Sanriku-haruka-oki, Japan, earthquake deduced from strong-motion data, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.87, No.4, pp.918-931, 1997
- 27) Ozawa, S., M. Murakami, S. Fujiwara and M. Tobita : Synthetic aperture radar interferogram of the 1995 Kobe earthquake and its geodetic inversion, Geophys. Res. Lett., Vol.24, No.18, pp.2327-2330, 1997.9
- 28) Miyake, H., T. Iwata and K. Irikura : Source Characterization for broadband ground-motion simulation : kinematic heterogeneous source model and strong motion generation area, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.93, No.6, pp.2531-2545, 2003
- 29) Nakahara, H., T. Nishimura, H. Sato, M. Ohtake, S. Kinoshita and H. Hamaguchi : Broadband source process of the 1998 Iwate prefecture, Japan, earthquake as revealed from inversion analyses of seismic waveforms and envelopes, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.92, No.5, pp.1708-1720, 2002
- 30) Nishimura, T., S. Ozawa, M. Murakami, T. Sagiya, T. Tada, M. Kaidzu and M. Ukawa : Crustal deformation caused by magma migration in the northern Izu Islands, Japan, Geophys. Res. Lett., Vol.28, No.19, pp.3745-3748, 2001.10
- 31) 鷺谷威，西村卓也，畑中雄樹，福山英一，W. L. Ellsworth : 2000年鳥取県西部地震に伴う地殻変動と断層モデル，地震2，第54巻，pp.523-534，2002
- 32) Yagi, Y. and M. Kikuchi : Rupture process of the Geiyo earthquake of March 24, 2001(Mw6.7), <http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/yuji/Aki-nada/>, 2001
- 33) 浅野公之，岩田知孝，入倉孝次郎：2003年5月26日に宮城県沖で発生したスラブ内地震の震源モデルと強震動シミュレーション，地震2，第57巻，pp.171-185，2004
- 34) 青井真，関口春子，功刀卓，本多亮，藤原広行：近地強震動記録による宮城県北部(2003/07/26, 7:13)の地震の震源インバージョン(暫定)，http://www.k-net.bosai.go.jp/k-net/topics/miyagi_200307260713/, 2003
- 35) Yagi, Y. : Source rupture process of the 2003 Tokachi-oki earthquake determined by joint inversion of teleseismic body wave and strong ground motion data, Earth Planets Space, Vol.56, pp.311-316, 2004
- 36) 八木勇治：2004年新潟県中越地震とスマトラ沖巨大地震の震源で何が起こったのか？，建築研究所講演会，pp.43-50，2005.3
- 37) 浅野公之，岩田知孝：震源域近傍強震動記録からみた2005年福岡県西方沖の地震の震源過程，<http://sms.dpri.kyoto-u.ac.jp/k-asano/050320inv.html>, 2005
- 38) 八木勇治：2005年8月16日宮城県沖で発生した地震の断層ずれ破壊の様子，http://www.geo.tsukuba.ac.jp/press_HP/yagi/EQ/20050816NorthJapan/, 2005
- 39) Kinoshita, S. : Spectral characteristics of bedrock motion in the Tokyo metropolitan area, proc. JSCE, No.344/I-1, pp.89-94, 1984.4
- 40) Campbell, K. W. : Empirical near-source attenuation relationships for horizontal and vertical components of peak ground acceleration, peak ground velocity, and pseudo-absolute acceleration response spectra, Seism. Res. Lett. Vol.68, pp.154-179, 1997
- 41) 気象庁地震課：気象庁地震観測官署の地盤調査，験震時報，第37巻，pp.113-115，1972
- 42) Molas, G. L. and F. Yamazaki : Attenuation of earthquake ground motion in Japan including deep focus events, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.85, No.5, pp.1343-1358, 1995
- 43) 大西淳一，山崎文雄，若松加寿江：気象庁地震記録の距離減衰式に基づく地点増幅特性と地形分類との関係，土木学会論文集，No.626/I-48, pp.79-91，1999.7
- 44) 勝又護，徳永規一：震度IVの範囲と地震の規模および震度と加速度の対応，験震時報，第36巻，pp.89-96，1971
- 45) 村松郁栄：震度分布と地震のマグニチュードとの関係，岐阜大学教育学部研究報告＝自然科学＝，第4巻，第3号，pp.168-176，1969
- 46) 村松郁栄：震度分布と震源との関係，地震2，第53巻，pp.269-272，2001
- 47) 翠川三郎，五艘隆志：過去の事例に基づく激震動の発生頻度に関する基礎的考察，日本建築学会構造系論文集，第502号，pp.55-60，1997.12
- 48) 村松郁栄：Magnitudeの定義式について，地震2，第17巻，pp.210-221，1964

(2005年8月29日原稿受理，2006年2月21日採用決定)