

日本列島における地殻内地震のスケーリング則
——地震断層の影響および地震被害との関連——

鹿島小堀研究室* 武村 雅之

Scaling Law for Japanese Intraplate Earthquakes in Special
Relations to the Surface Faults and the Damages

Masayuki TAKEMURA

Kobori Research Complex, Kajima Corporation, 6-5-30, Akasaka, Minato-ku, Tokyo
107-8502, Japan

(Received April 21, 1998; Accepted September 7, 1998)

According to SHIMAZAKI (1986), the large and small Japanese intraplate earthquakes obey the different scaling laws: $M_0 \propto L^3$ for small events but $M_0 \propto L^2$ for large events, where L and M_0 are fault length and seismic moment, respectively. This is caused by the fact that the fault widths W for the large events are bounded by the thickness of the seismogenic layer in the crust. We examined the relations among source parameters for 33 Japanese intraplate earthquakes from 1885 to 1995 and confirmed the validity of the results obtained by SHIMAZAKI (1986) for the events of $M=5$ to 8, where M is the magnitude in the scale of the Japan Meteorological Agency (JMA). Relations between source parameters and JMA magnitude M were also derived from the relations among source parameters, using the M_0-M relation by TAKEMURA (1990).

SHIMAZAKI (1986) also indicated the offset of the $L-M_0$ relation at the transition between small and large earthquakes, and suggested that the offset appeared to be due to the difference in boundary conditions between buried and surface faults. We found an offset from 6.5 to 6.8 in the JMA magnitude M , as well as the offsets of a factor of about 2 in D and M_0 , but no offset in L and W , where D is the average slip of the fault. Also we found that almost all events with $M \geq 6.8$ accompanied the surface faults, while most of the events with $M \leq 6.5$ did not accompany any surface fault. These results strongly supported that the offsets in D , M_0 , and M were caused by the surface fault breaks for the large earthquakes. Furthermore, we examined the relation between the damages from the Japanese intraplate earthquake and its JMA magnitude M . The damages suddenly increased from $M=6.5$ to $M=6.8$. The scaling law obtained above gave the large earthquake a strip fault whose location was very shallow. Because of these conditions, the intraplate earthquakes with $M \geq 6.8$ bring about strong ground motions in the wide area.

Key words: Intraplate earthquake, Scaling law, JMA magnitude, Surface fault, Damage.

§1. はじめに

日本列島周辺では、数多くの大地震が発生しているが、大部分は、海洋プレートの潜り込みに伴ういわゆるプレート間地震である。しかし、発生数に比べ大きな被害をもたらす地震としては、むしろ列島直下の地殻内で発生する地震をあげる必要がある。明治以後だけでも死者200人以上を出した16地震の内11地震がこの種の

地震である[茅野・宇津(1987)]。1995年に発生した兵庫県南部地震の大被害は記憶に新しい。これら地殻内で発生する地震の断層パラメータやマグニチュード間の関係は、地殻内地震の性質を知るといふばかりでなく、強震動予測をする際の震源モデルの作成に欠くべからざるものである[例えば、武村(1997)]。

松田(1975)は、地殻内で発生する地震に対し、断層長さ L とすべり量 D に対する気象庁マグニチュード M との関係式を経験的に求めている。その際用いたデータ

* 〒107-8502 東京都港区赤坂 6-5-30

は、1891年の濃尾地震以後1970年の秋田県南東部地震までの14地震に対するもので、地震の際に地表に現れた地震断層の長さやすべり量と地震学的・測地学的データから推定された震源断層の長さやすべり量が、ほぼ半数づつ含まれている。このことが、後にこれらの関係式が、地殻内地震の震源断層の性質を表すものであるかどうかの議論を呼ぶ原因となっている [武村 (1997)]。

日本付近で発生した地震の断層パラメータは、佐藤 (1989) によりまとめられている。その中で、佐藤 (1989) は、海溝沿いのプレート間地震と地殻内地震を区別せず、断層パラメータや気象庁マグニチュード間の関係を導いている。その際、断層パラメータ間に $M_0 \propto S^{3/2} \propto L^3 \propto W^3 \propto D^3$ のスケールリング則 [KANAMORI and ANDERSON (1975)] を仮定し、さらに断層面積 S が10のマグニチュード M 乗に比例するとの関係を用いている。ここで L, W, D はそれぞれ断層長さ、幅、平均すべり量を示す。これに対し、武村 (1990) は、地震モーメント M_0 と気象庁マグニチュード M との関係をプレート間地震と地殻内地震に分けて検討し、佐藤 (1989) による M_0-M の関係はプレート間地震に対してはほぼ成り立つが、地殻内地震については成り立たないことを指摘し、地殻内地震に対し新たな M_0-M の関係式を求めている。同時に、松田 (1975) の $L-M, D-M$ の関係式に、 $M=6.8$ 以上の地震について断層幅 $W=15$ km (一定) を仮定すると、ほぼ同じ M_0-M の関係式が導けることを示している。このことは松田 (1975) の関係式が、震源断層の性質を表すものであることを間接的に指摘しているものといえる。

一方、断層パラメータ間の関係については、SOMERVILLE・他 (1993) が6つの地殻内地震に日本海中部地震の本震と最大余震を加え、佐藤 (1989) と同様に $M_0 \propto S^{3/2} \propto D^3$ を仮定して地震モーメント M_0 と断層面積 S の関係ならびに地震モーメント M_0 とすべり量 D との関係を求めている。 M_0-S の関係は佐藤 (1989) の関係とほぼ一致している。また、カリフォルニアの地震の断層パラメータについても調べ、日本列島における地震は同じ地震モーメント M_0 に対し、断層面積 S は小さめ、すべり量 D は大きめの関係になると指摘している。

これに対し、SHIMAZAKI (1986) は1891年濃尾地震以後の22の地殻内地震に、日本海東縁部に発生した1940年積丹沖地震、1964年新潟地震、1983年日本海中部地震を加え地震モーメント M_0 と断層長さ L の関係を詳しく調べている。その結果、 $M_0=7.5 \times 10^{25}$ dyne·cm を境に $L-M_0$ 関係が変化し、しかも小さな地震に対する関係と大きい地震に対する関係が不連続になることを指摘している。

$L-M_0$ 関係が変化する理由として地殻内地震の地震発生層は上部地殻内にほぼ限られ、 $M_0 < 7.5 \times 10^{25}$ dyne·cm の小さい地震では、 $M_0 \propto L^3$ の相似則が成り立つが、 $M_0 \geq 7.5 \times 10^{25}$ dyne·cm の地震では断層幅 W が頭打ちし、その影響で断層長さ L とすべり量 D のみによって地震モーメント M_0 が増大してゆくため関係が $M_0 \propto L^2$ に変化すると指摘している。また不連続が生じる原因として、 $M_0 \geq 7.5 \times 10^{25}$ dyne·cm の地震の多くが地表に地震断層を生じることによるのではないかと指摘している [SHIMAZAKI (1986)]。

断層パラメータ間の関係については、KANAMORI and ANDERSON (1975) が多くの地震で $M_0 \propto S^{3/2} \propto L^3 \propto W^3 \propto D^3$ の関係が成り立つことを指摘している。これに対し、SCHOLZ (1982) は、大地震については断層幅 W に上限 ($W=\text{const.}$) があり、このような関係が成り立たなくなることを指摘している。その際 L-model および W-model の2つのモデルの可能性を示し、前者に従えば $M_0 \propto L^2 \propto D^2$ 、後者に従えば $M_0 \propto L$ ($D=\text{const.}$) が成り立つことを示している。W-model は従来のようにすべり量 D が断層幅 W によって規定されるとするものである。さらに SCHOLZ (1982) は、 L と D の関係を $M_0 \geq 3 \times 10^{25}$ dyne·cm の地震について調べ、L-model が妥当であることを示している。

一方、ROMANOWICZ (1992, 1994) は、日本の地殻内地震等比較的高ストレスドロップの地震を除く横ずれ断層の大地震に対し、 $M_0 > 6-8 \times 10^{26}$ dyne·cm、 $L > 60-70$ km の範囲で、 $M_0 \propto L$ の関係が成り立ち W-model を指示する結果となると指摘している。これに対し、SCHOLZ (1994a, b) は、 $L > 200$ km の超大地震では $D=\text{const.}$ の傾向があるが、 $20 \text{ km} < L < 200 \text{ km}$ の地震では D は L に比例して大きくなり L-model が成り立つと反論している。

このような論争に対し、MATSU'URA and SATO (1997) は地殻上部の脆性破壊領域を断層が完全に切ってしまうような大地震に対し新しいモデルを提案している。その結果によれば SCHOLZ (1982) の L-model はこのモデルの特殊ケースであること、大地震では $M_0 \propto L^2$ が成り立つが、さらに規模が大きい超大地震では $M_0 \propto L$ が成り立つことを理論的に明らかにしている。その際用いたモデルによれば、大地震は地震モーメント M_0 が約 10^{26} dyne·cm 以上、超大地震は約 5×10^{27} dyne·cm 以上である。

先に述べた、日本の地殻内地震の断層パラメータに対し求められた関係のうち、SOMERVILLE・他 (1993) の結果は、KANAMORI and ANDERSON (1975) によるスケールリング則をそのまま大地震に対しても適用したものであ

Table 1. List of source parameters of Japanese intraplate earthquakes from 1885 to 1995. M , L , W , D , M_0 , and S show JMA magnitude, fault length, fault width, average slip, seismic moment, and fault area, respectively. In most cases, values of S were calculated by $L \times W$. δ indicates the dip angle of the fault plane. All the data, except for those of the 1995 Hyogo-Nanbu earthquake, are quoted from Saro (1989).

Earthquake (year/name)	M	Type/ δ (degree)	L (km)	W (km)	D (cm)	M_0 (dyne · cm)	Remarks
1891 / Nobi	8.0	ST / 90	85 ^{*1}	15 ^{*1}	380 ^{*1}	1.5E27 ^{*2}	#1 Main Fault
1927 / Kita-Tango	7.3	ST / 64	33 ^{*1}	19 ^{*1}	370 ^{*1}	4.6E26 ^{*2}	#2 Total Faults (S=1700 km ²) #1 Main Fault #2 after Kanamo ri (1973) (S=460 km ²)
1930 / Kita-Izu	7.3	ST / 90	22	12	300	2.7E26	
1931 / Nishi-Saitama	6.9	ST / 80	20	10	100	6.8E25	
1934 / Minami-Izu	5.5	ST / 90	7	4	10	9.5E23	
1935 / Shizuoka	6.4	ST / 70	11	6	100	2.2E25	
1939 / Oga	6.8	ST / 30	16	12	200	1.7E26	First Event
1943 / Tottori	7.2	ST / 90	33	13	250	3.6E26	
1945 / Mikawa	6.8	DP / 30	12	11	225	8.7E25	
1948 / Fukui	7.1	ST / 90	30	13	200	3.3E26	
1955 / Futatsui	5.9	DP / 64	15	4	20.5	4.1E24	
1961 / Kita-Mino	7.0	OB / 60	12	10	250	9.0E25	
1962 / Miyagi-Hokubu	6.5	DP / 56	12	10	60	2.4E25	
1963 / Wakasa-Wan	6.9	ST / 68	20	8	60	3.0E25	
1967 / Wakayama-Seibu	4.2	OB / 68	2.5	2	1.63	2.7E22	
1968.3 / Wakayama-Seibu	5.0	ST / 82	8	4	1.73	1.9E23	
1968.8 / Wakayama-Seibu	4.8	DP / 90	6	3	1.58	9.4E22	
1969.3 / Wakayama-Seibu	4.2	OB / 90	4	8	0.22	2.4E22	
1969.7 / Wakayama-Seibu	4.4	ST / 68	3	3	0.71	2.1E22	
1969.9 / Gifu-Chubu	6.6	ST / 90	18	10	64	3.5E25	
1970.1 / Wakayama-Seibu	4.3	ST / 90	2	4	0.76	2.0E22	
1970.10 / Akita-Nantobu	6.2	DP / 46	15	11	28	1.4E25	
1970.11 / Wakayama-Seibu	3.8	OB / 54	4	5	0.16	1.1E22	
1974.5 / Izu-Hanto-Okii	6.9	ST / 80	18	8	120	5.9E25	
1974.7 / Amagi	4.9	ST / 90	3.5	3	9	3.2E23	
1975 / Oita-Chubu	6.4	DP / 70	10	20	32	2.2E25	
1976 / Kawazu	5.4	ST / 82	9	3.5	20	2.1E24	
1978 / Izu-Oshima	7.0	ST / 85	17	10	185	1.1E26	Main Fault
1980 / Izu-Toho-Okii	6.7	ST / 70	15	7.5	110*	7.0E25*	* After Takeo (1988) (S=240 km ²)
1983 / Tottori-Chubu	6.2	ST / 85	5	6	50	4.5E24*	* $\mu=3 \times 10^{11}$ dyne /cm ² is used
1984.5 / Yamasaki-F	5.6	ST / 90	3	5	8	3.2E23	
1984.10 / Nagano-Seibu	6.8	ST / 85	12	8	100	2.9E25	
1995 / Hyogo-Nanbu	7.2	ST / 86	25	15	220	2.5E26	(This Study)

ST:Strike Slip DP:Dip Slip OB:Oblique Slip

"E" for the value of M_0 indicates an index number

る。これに対し SHIMAZAKI (1986) の結果は $M_0 < 7.5 \times 10^{25}$ dyne·cm の小さい地震では KANAMORI and ANDERSON (1975) のスケーリング則が成り立つとする一方で、 $M_0 \geq 7.5 \times 10^{25}$ dyne·cm の大地震では L-model のスケーリング則が成り立つことを示したものである。日本で発生する地殻内地震は大地震でも多くが $M_0 < 1 \times 10^{27}$ dyne·cm の地震であることを考慮すれば、この結果は MATSU'URA and SATO (1997) の指摘とも整合する。

本稿では SHIMAZAKI (1986) による結果を基に、強震動予測をする際の震源モデルの作成に必要な断層パラメータやマグニチュード間の関係を導き、データと比較してその妥当性を検討する。その際従来から用いられている経験式との関連性についても議論する。また SHIMAZAKI (1986) が指摘するようなスケーリング則と地震断層との関連ならびに地震被害へ及ぼす影響等についても検討する。

§2. データ

検討に用いる断層パラメータは 1995 年兵庫県南部地震以外は、佐藤 (1989) がその著書の表 1-1 にまとめたものである。佐藤 (1989) は、1 つの地震に対して複数の断層モデルが提案されている場合には、それらを列記しているが、断層パラメータやマグニチュードの関係を議論する場合にはその内代表的なものを 1 つ選んでいる。本稿でも基本的には佐藤によって選ばれたパラメータを採用する。武村 (1990) が M_0 - M の関係を検討した際のデータも同じ方針で佐藤 (1989) から選択された。また武村 (1990) が指摘するように佐藤 (1989) で採用されているマグニチュードは基本的に気象庁マグニチュードないしはそれに準ずるものである。

Table 1 に選択された 33 個の地震のリストを示す。日本列島における地殻内地震を考える時、日本海東縁部の地震をどのように取り扱うかが問題となる。武村 (1990) は M_0 - M の関係を検討した際、日本海東縁部の地震はむしろ海溝沿いのプレート間地震の場合の M_0 - M の関係をよく満足すると指摘している。このためここでは、日本海東縁部の地震は除外する。

Table 1 で、まず 1891 年濃尾地震の震源断層は濃尾平野下に枝分かれているが、採用した L, W, D は枝分かれ分を無視した主断層の値である。また M_0 は全断層の合計値を採用し、それに対応して全面積を断層面積 S とする。1927 年北丹後地震は、MATSU'URA (1977) による郷村断層に対応する部分 (主断層) の L, W, D を採用した。また M_0 およびそれに対応する断層面積 S は KANAMORI (1973) の値を採用した。1939 年男鹿地震は約 2 分の間隔で 2 つの地震が発生したが、 M が大きい

方の最初の地震のパラメータを採用した。1978 年伊豆大島近海地震は全て主断層の値である。1980 年伊豆東方沖地震は、佐藤 (1989) が採用した FUKUYAMA and IRIKURA (1988) の結果には断層長さ L と幅 W の値しか示されていないため、すべり量 D と地震モーメント M_0 は TAKEO (1988) による値を採用し、断層面積 S も M_0 に対応するものとした。1983 年鳥取県中部地震に対しては地震モーメント M_0 の値が求められていないため、剛性率を $\mu = 3 \times 10^{11}$ dyne/cm² と仮定して M_0 を求めた。

1995 年兵庫県南部地震については武村 (1996) が波形インバージョンによる結果をまとめている。その結果を参考にまず地震モーメント M_0 を求め、次に断層長さ L 、幅 W は解析対象とした断層面上のすべりの大きな部分から推定した。すべり量 D は M_0, L, W の値から剛性率 μ を 3×10^{11} dyne/cm² と仮定して求めたが、インバージョンによるすべり分布の平均とほぼ整合する値となっている。

この他の地震に対し表中に断層面積 S が示されていないものは $S = L \times W$ で計算された値を用いる。また Table 1 には各地震毎に断層面の傾斜角 δ とともにすべりのタイプも示されている。横ずれタイプのものも多く、傾斜角も 90 度に近くほぼ垂直なものが多い。ちなみに傾斜角の平均は 75 度となる。

§3. 断層パラメータ間の関係

SHIMAZAKI (1986) は日本列島周辺の地殻内地震の断層長さ L と地震モーメント M_0 の関係を調べ以下のような関係式を導いている。

$$\log L \text{ (km)} = 0.524 \log M_0 \text{ (dyne·cm)} - 12.44$$

$$M_0 \geq M_{0t} \quad (1)$$

$$\log L \text{ (km)} = 0.281 \log M_0 \text{ (dyne·cm)} - 5.98$$

$$M_0 < M_{0t} \quad (2)$$

ここで $M_{0t} = 7.5 \times 10^{25}$ dyne·cm である。 $M_0 = M_{0t}$ を境に 2 つの式は連続していない。これらの結果を基に $M_0 \geq M_{0t}$ では $M_0 \propto L^2$ 、 $M_0 < M_{0t}$ では $M_0 \propto L^3$ のスケーリング則が成り立つと結論づけている [SHIMAZAKI (1986), YAMANAKA and SHIMAZAKI (1990)]。

これに基づき、本稿では (1) (2) 式の $\log M_0$ の前の係数をそれぞれ 1/2 および 1/3 に固定して Table 1 のデータから新たな関係式を求めた。その際 $M_0 < M_{0t}$ の地震のうち $M_0 < 1 \times 10^{23}$ dyne·cm の 6 地震は、 $M_0 \propto L^3$ の関係から多少はずれる傾向にあるため計算から除いた。地震は全てが和歌山地方で発生した地震である。地域的な特色か、地震の規模が小さいための評価上の精度の問題か、さらには、この程度の小地震ではそもそも

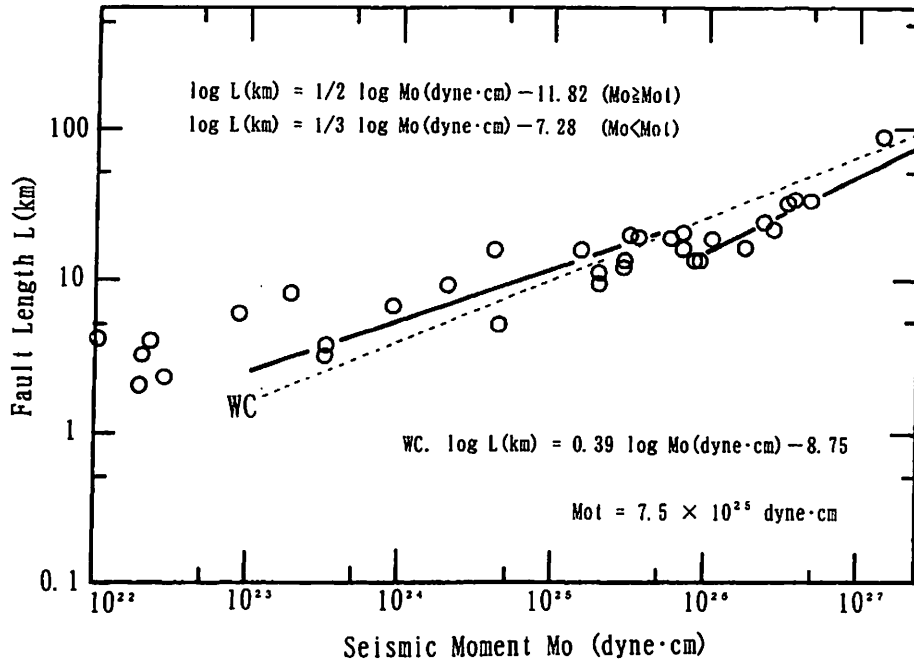


Fig. 1. Relation between fault length L (km) and seismic moment M_o (dyne·cm). Solid lines indicate the best-fit relation. WC (dotted line) shows the relation by WELLS and COPPERSMITH (1994).

$M_o \propto L^3$ の関係が成り立たなくなるのか等様な理由が考えられる。

6 地震を除いた結果, $M_o \geq M_{ot}$ の 10 地震および $M_o < M_{ot}$ の 17 地震をデータとして用いることになった。結果を以下に示す。

$$\log L(\text{km}) = 1/2 \log M_o(\text{dyne}\cdot\text{cm}) - 11.82 \quad (3)$$

$$M_o \geq M_{ot}$$

$$\log L(\text{km}) = 1/3 \log M_o(\text{dyne}\cdot\text{cm}) - 7.28 \quad (4)$$

$$M_o < M_{ot}$$

Fig. 1 にデータとの比較を示す。両式は対象とした $M_o \geq 1 \times 10^{23}$ dyne·cm の領域でデータを平均的にほぼ満足することが分かる。また SHIMAZAKI (1986) の結果と同様に $M_o = M_{ot}$ を境として不連続を生じることも分かる。

近年, WELLS and COPPERSMITH (1994) は, 世界中の内陸地震 244 個の震源パラメータや地震断層の諸元をまとめ, パラメータ間の関係を調べている。244 個のうち半数近くは米国の地震で, 約 1 割程度日本の地震も含まれている。それらのデータを用いて最小二乗法で求めた断層長さ L とモーメントマグニチュード M_w との関係式から $L-M_o$ 関係を求めて, 比較のために Fig. 1 に点線で示す。点線は大地震に対しても小地震に対してもデータを十分説明していないことが分かる。WELLS and COPPERSMITH (1994) が求めた断層パラメータ間の関係は日本列島の地殻内地震には適用できないようである。

次に断層幅 W に注目し, 断層長さ L に対する関係を

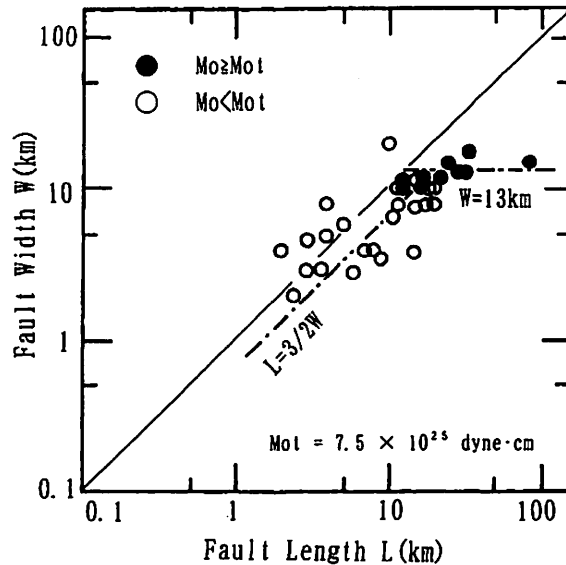


Fig. 2. Relation between fault width W (km) and length L (km). Solid circles show the data of large earthquakes with seismic moment M_o larger than M_{ot} ($=7.5 \times 10^{25}$ dyne·cm). Average of fault widths W of the large events is 13 km. $L=(3/2)W$ is obtained from the data of the small events with $M_o < M_{ot}$.

Fig. 2 に示す。SHIMAZAKI (1986) が指摘するように, 断層幅 W が断層長さ L の長いところで頭打ちする様子がよく分かる。黒丸は $M_o \geq M_{ot}$ の地震であり, これらの地震から頭打ちする W の平均値を求めると 13 km とな

る。Table 1 に示す地震の震源断層の傾斜角は、平均 75 度とほぼ垂直に近く、SHIMAZAKI (1986) の指摘が正しいとすれば、この値はほぼそのまま上部地殻の地震発生層の平均的の厚さに対応するはずである。上部地殻をコンラッド面以浅と定義すれば、地域によって多少ばらつきがあるが、厚さはほぼ 10 km から 20 km、平均して 15 km 程度である [石田 (1991)]。後で述べるように、このうち地表に近い 3-5 km に地震を起こしにくい領域がある [伊藤 (1997)] とすれば、上記の推定はほぼ妥当であるといえる。

黒丸で示す規模の大きな地震の断層幅は地震発生層の厚さの制限を受けてばらつきが比較的小さいが、白丸で示す $M_o < M_{ot}$ の地震についてはかなり大きなばらつきがある。しかしながら、大まかには W と L に比例関係が認められる。そこで、平均的なアスペクト比 L/W を求めると 1.57 となり、ほぼ平均的には、 $W = 2/3L$ の関係が成り立つことが分かる。つまり平均的な $W-L$ の関係は以下ようになる。

$$W \text{ (km)} = 13 \quad M_o \geq M_{ot} \quad (5)$$

$$W \text{ (km)} = (2/3)L \text{ (km)} \quad M_o < M_{ot} \quad (6)$$

(3) 式 (4) 式の $L-M_o$ 関係と上で求めた $L-W$ 関係を用いて $S = L \times W$ として $S-M_o$ 関係を求めると以下のようなになる。

$$\log S \text{ (km}^2\text{)} = 1/2 \log M_o \text{ (dyne}\cdot\text{cm)} - 10.71 \quad M_o \geq M_{ot} \quad (7)$$

$$\log S \text{ (km}^2\text{)} = 2/3 \log M_o \text{ (dyne}\cdot\text{cm)} - 14.74$$

$$M_o < M_{ot} \quad (8)$$

Fig. 3 にデータとともにこれらの関係を示す。 $L-M_o$ 関係と同じく $M_o \geq 1 \times 10^{23}$ dyne·cm の領域でデータを平均的にはほぼ満足することが分かる。図には比較のために、点線で SOMERVILLE・他 (1993) による関係 SO を示す。この関係は、先に述べたように、KANAMORI and ANDERSON (1975) による $M_o \propto S^{3/2}$ の関係を仮定して求められたものである。 $M_o = 1 \times 10^{25} - 1 \times 10^{27}$ dyne·cm の大地震に対しては、関係 SO はデータのばらつき範囲内にほぼ入っているが、データの傾きを過大に評価する傾向が見られる。一方、それ以下の小さな地震では同じ M_o に対し S を過小に評価する傾向が見られる。

次に $M_o = \mu SD$ の関係を考慮し (7) 式 (8) 式から $D-M_o$ の関係を導くと以下ようになる。

$$\log D \text{ (cm)} = 1/2 \log M_o \text{ (dyne}\cdot\text{cm)} - 10.77$$

$$M_o \geq M_{ot} \quad (9)$$

$$\log D \text{ (cm)} = 1/3 \log M_o \text{ (dyne}\cdot\text{cm)} - 6.74$$

$$M_o < M_{ot} \quad (10)$$

ここで $\mu = 3 \times 10^{11}$ dyne/cm² を仮定した。 Fig. 4 にデータとともにこれらの関係を示す。 $M_o < 10^{24}$ dyne·cm の小地震を除き、データを平均的にはほぼ満足する。図には SOMERVILLE・他 (1993) の結果 SO が示されている。 M_o-S の関係と同様 $M_o = 1 \times 10^{25} - 1 \times 10^{27}$ dyne·cm の大地震に対して、SO はデータのばらつき範

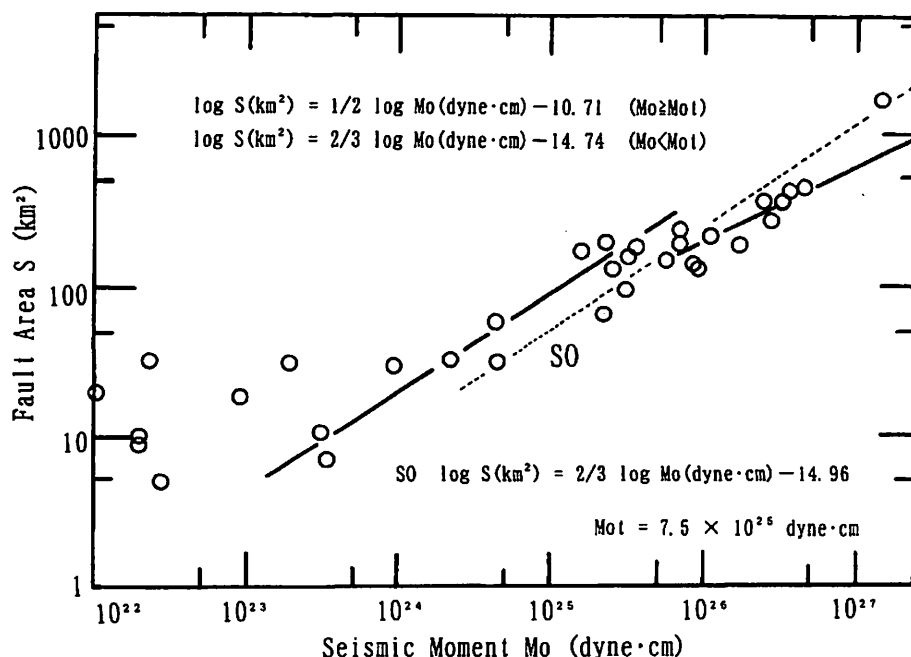


Fig. 3. Relation between fault area S (km²) and seismic moment M_o (dyne·cm). Solid lines indicate the relation obtained in the present study. The relation obtained by SOMERVILLE *et al.* (1993) is shown by the dotted line (SO).

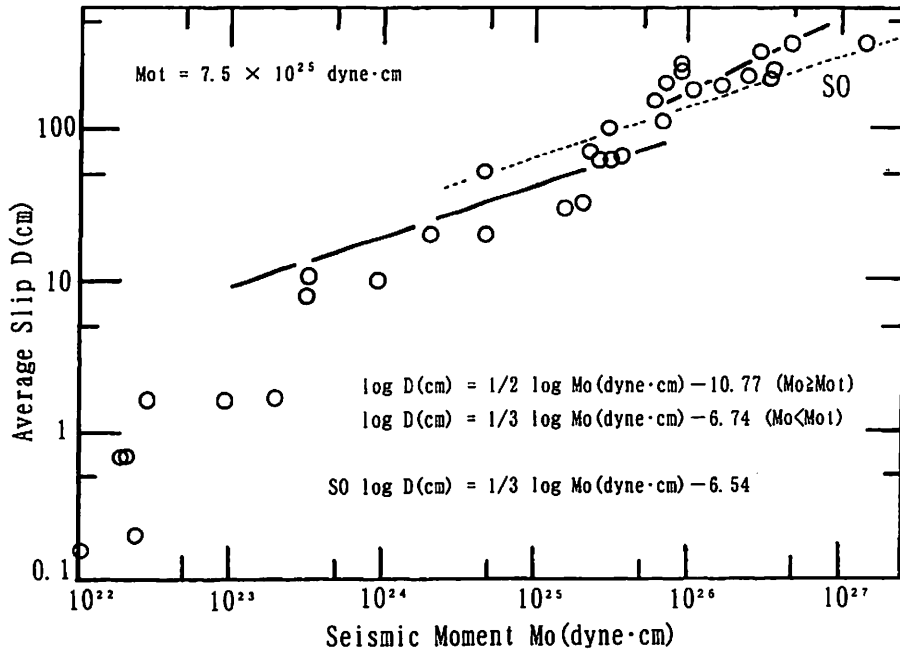


Fig. 4. Relation between average slip D (cm) and seismic moment M_0 (dyne·cm). Solid lines indicate the relation obtained in the present study. The relation obtained by SOMERVILLE *et al.* (1993) is shown by a dotted line (SO).

図に関係式がほぼ入るが、データの傾きは、逆に過小評価する傾向が見られる。また、小さな地震では同じ M_0 に対し D を過大評価する傾向も見られる。

以上の結果は SHIMAZAKI (1986) が指摘するように、 $M_0 < M_{0c}$ の比較的小さい地震については、KANAMORI and ANDERSON (1975) によるスケール則、 $M_0 \geq M_{0c}$ の大きい地震については SCHOLZ (1982) の L-model によるスケール則が成り立つことを示している。

§4. 気象庁マグニチュードとの関係

断層パラメータとマグニチュードの関係を導く際には、すでに気象庁マグニチュード M と地震モーメント M_0 との関係求めた武村 (1990) による結果を用いることにする。武村 (1990) による $M_0 - M$ の関係は、本稿で用いたデータとほぼ同じデータから求められたものである。簡単のために係数をまるめると以下ようになる。

$$\log M_0 \text{ (dyne·cm)} = 1.2 M + 17.7 \quad (11)$$

M の範囲は用いたデータより $M > 4$ と考えられる。

一方、断層長さ L と気象庁マグニチュード M の関係式は、松田 (1975) や佐藤 (1989) により求められている。(12) 式は松田 (1975) による関係式、(13) 式は佐藤 (1989) による関係式である。

$$\log L \text{ (km)} = 0.6 M - 2.9 \quad (12)$$

$$\log L \text{ (km)} = 0.5 M - 1.88 \quad (13)$$

Fig. 5 にこれらの式とデータを比較する。一点鎖線で

示す松田 (1975) の関係式 MA は、ほぼ M が 6 ないし 6.5 以上の地震についてデータをよく説明するが、点線で示す佐藤 (1989) の関係式 SA は、データを説明できない。佐藤 (1989) の関係式は海溝沿いのプレート間地震のパラメータを比較的良好に満足するが地殻内地震のデータは満足しないという武村 (1990) の指摘と整合する。

次に、 $L - M_0$ の関係を与える (3) 式 (4) 式に武村 (1990) による (11) 式を適用し、以下に示すような関係式を求めデータと比較する。

$$\log L \text{ (km)} = 0.6 M - 2.97 \quad M \geq M_t \quad (14)$$

$$\log L \text{ (km)} = 0.4 M - 1.38 \quad M < M_t \quad (15)$$

ここで M_t は、 $M_{0c} = 7.5 \times 10^{25}$ dyne·cm より (11) 式を用いて、 $M_t = 6.8$ と求められる。Fig. 5 に実線で関係式を示した。(11) 式より $M_0 = 1 \times 10^{23}$ dyne·cm は $M = 4.4$ に対応する。従って (4) 式の適用範囲から考え、(15) 式は少なくとも気象庁マグニチュード M が 5 以上の範囲で成り立つものといえる。(14) 式 (15) 式は基にした $L - M_0$ の関係式 (3) 式 (4) 式の性質により、 $M = 6.8$ で不連続となる。このうち $M \geq 6.8$ に対する (14) 式は松田 (1975) による (12) 式と、傾きだけでなく絶対値もほぼ一致することが分かる。

すべり量 D と気象庁マグニチュード M との関係も松田 (1975) や佐藤 (1989) により求められている。(16) 式は松田 (1975) による関係式、(17) 式は佐藤 (1989) によ

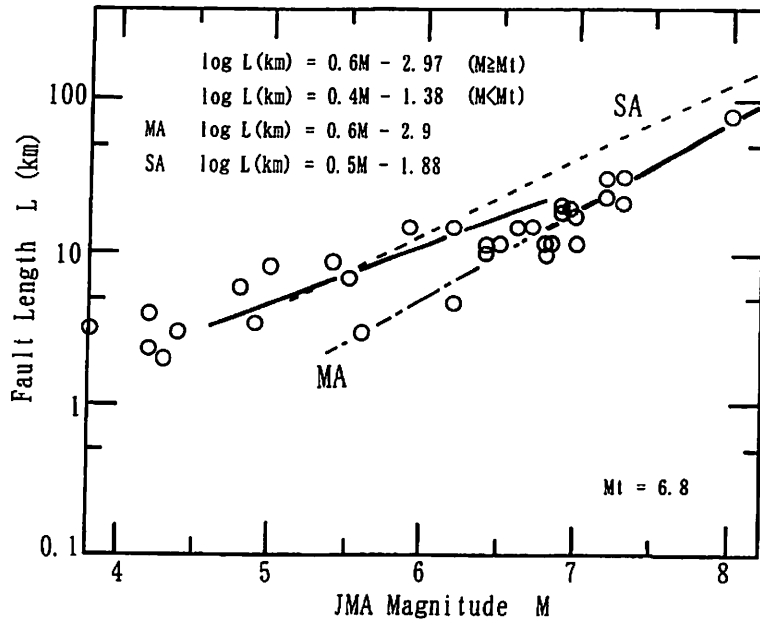


Fig. 5. Relation between fault length L (km) and JMA magnitude M . Solid lines are derived from the $L-M_0$ relation obtained in the present study, using the M_0-M relation by TAKEMURA (1990). $M_t=6.8$ is calculated from $M_{0t}=7.5 \times 10^{25}$ dyne·cm, using the M_0-M relation by TAKEMURA (1990). MA (Chained line) and SA (dotted line) show the empirical relations obtained by MATSUDA (1975) and SATO (1989), respectively.

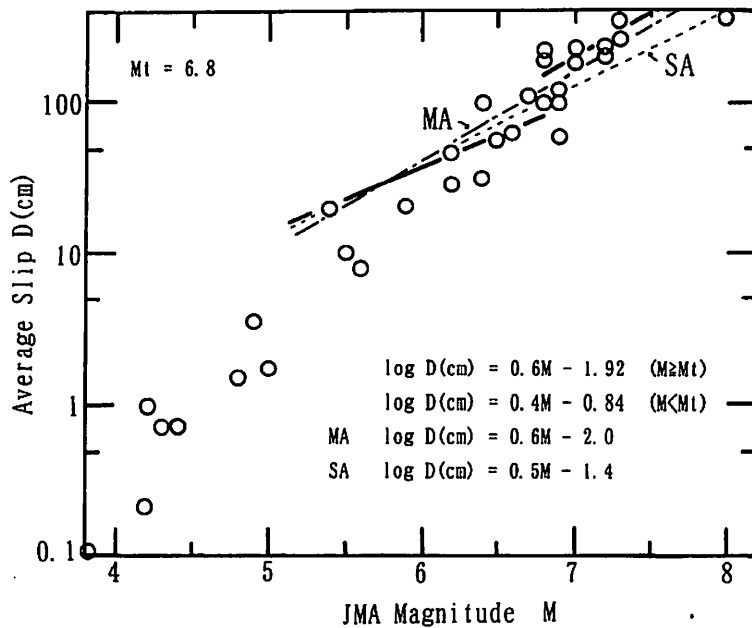


Fig. 6. Relation between average slip D (cm) and JMA magnitude M . Solid lines are derived from the $D-M_0$ relation obtained in the present study, using the M_0-M relation by TAKEMURA (1990). MA (Solid line) and SA (dotted line) show the relations obtained by MATSUDA (1975) and SATO (1989), respectively.

る関係式である。

$$\log D(\text{cm}) = 0.6M - 2.0 \quad (16)$$

$$\log D(\text{cm}) = 0.5M - 1.4 \quad (17)$$

Fig. 6 で両者をデータと比較する。Fig. 5 と同様、松田 (1975) の関係式を一点鎖線で MA、佐藤 (1989) の関

係式を点線で SA とする。次に、断層長さの場合と同様に、 $D-M_0$ の関係を与える (9) 式 (10) 式に (11) 式を適用し以下のような関係式を求めた。

$$\log D(\text{cm}) = 0.6M - 1.92 \quad M \geq M_t \quad (18)$$

$$\log D(\text{cm}) = 0.4M - 0.84 \quad M < M_t \quad (19)$$

Fig. 6 に結果を実線で示す。この場合も基にした $D-M$ の関係 (9) 式 (10) 式の性質により、 $M=6.8$ で不連続になる。データと比べるとこれらの関係式は気象庁マグニチュード M が 5 以上の範囲で平均的にデータをよく説明することが分かる。また松田 (1975) による (16) 式の関係は、(18) 式と傾きが同じであり絶対値も近く、 M が 6 ないし 6.5 以上の地震についてデータをよく説明する。これに対し点線で示す佐藤 (1989) の関係式 SA は、それほどデータをよく説明しない。

このように松田 (1975) による関係式は $L-M$ 、 $D-M$ の両方とも M が 6 ないし 6.5 以上の比較的大きい地震でデータをよく満足し、地殻内地震のスケーリング則に基づく (14) 式 (18) 式ともよく整合する。松田 (1975) による関係式が、地殻内地震の震源断層のパラメータと M との関係を表すものかどうかという議論があるが [武村 (1997)], ここでの結果は M が 6 ないし 6.5 以上の地震について、表すと考えて良いことを示している。松田 (1975) の関係式を求める際に用いたデータには、地震断層の長さやすべり量が約半数含まれているが、WELLS and COPPERSMITH (1994) によれば、マグニチュードが大きい地震ほど、それらの値は震源断層の値に近づくと指摘されており、そのような傾向が影響していることも考えられる。

最後に断層幅 W と気象庁マグニチュード M との関係式について検討する。このため $M=M_i (=6.8)$ を境に $M \geq M_i$ では (5) 式、 $M < M_i$ では (6) 式と (15) 式から以下のような関係式を求めた。

$$W(\text{km})=13 \quad M \geq M_i, \quad (20)$$

$$\log W(\text{km})=0.4M-1.56 \quad M < M_i, \quad (21)$$

これらの関係をデータとともに Fig. 7 に示す。 $M > 5$ の範囲でデータをよく説明することが分かる。またこの場合には、2つの関係式は $M=6.8$ でほぼ連続することも分かる。

§5. 地震断層と被害

以上の結果より、日本列島における地殻内地震の断層パラメータや気象庁マグニチュード間の関係は、小さい地震から大きい地震にいたるまで1つの直線で表すことが難しく、SHIMAZAKI (1986) が指摘したように、小さい地震については KANAMORI and ANDERSON (1975) によるスケーリング則、大きい地震については SCHOLZ (1982) の L-model に基づくスケーリング則を考慮する必要があることが分った。このようなスケーリング則の変化は、大きい地震で断層面の広がりや地震発生層の厚さの制限を受けることにより生じると考えられている [例えば、SCHOLZ (1982), SHIMAZAKI (1986), MATSUURA and SATO (1997)]. また大地震と小地震に対するそれぞれの関係がパラメータによっては不連続を生じることがあることも分かってきた。SHIMAZAKI (1986) は、不連続を生じる原因として、制限一杯に断層面が広がった際に地表面に地震断層が現れることの影響ではないかと指摘している。

ここでは、地震断層の出現や地震被害の程度に注目し、先に求めた断層パラメータや気象庁マグニチュード

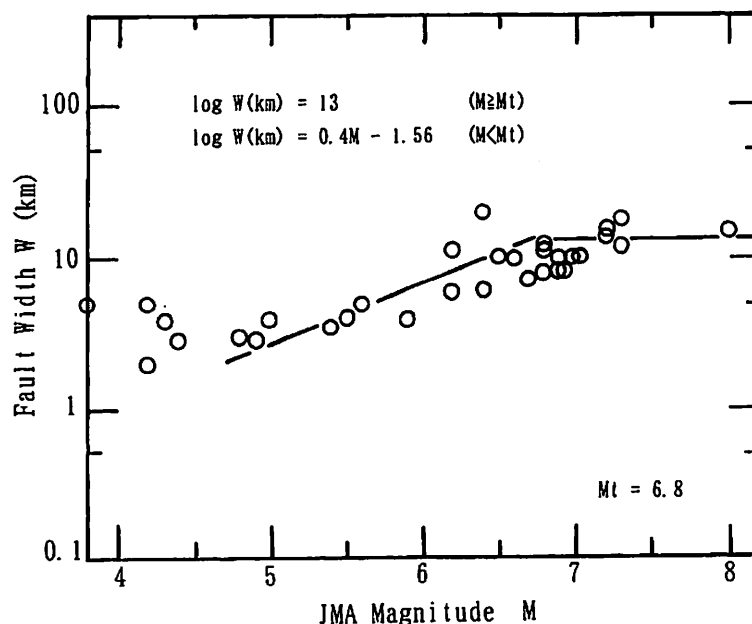


Fig. 7. Relation between fault width W (km) and JMA magnitude M . Solid lines are obtained from the $L-M$ and $W-L$ relations in the present study.

間の関係との関連性について議論する。

5.1 地震断層の出現率と被害

地殻内地震に伴う地震断層の出現や被害の程度を見るために以下のようなデータを用いた。1885年-1980年までは宇津(1982)のリストをもとに深さが vs (very

shallow) または 20 km 以浅とされている地震, 1981年-1995年までは気象庁地震月報で深さ 20 km 以浅とされている地震を対象とした。いずれもマグニチュードは 5.8 以上とした。その際、海域の地震はプレート間地震である可能性があり、地震断層の出現も確認できない

Table 2. List of the Japanese intraplate earthquakes from 1885 to 1995 with surface faults and their damage rank [Utsu (1982)]. All the events with $M \geq 6.6$ are listed in the table, irrespective of whether the surface fault is accompanied or not.

Event (Date Name)	M	Damage Rank	Surface faults (name or location)	Refer.
1955:10/19 Akita-Hokubu	5.9	3	Near Futatsui (L)	1)
1938:5/29 Kussharo	6.1	3	Kussharo F. (H)	1) 2) 3)
1959:1/31 Teshikaga	6.3	2	Near Teshikaga (L)	1) 2)
1918:11/11 Omachi	6.5	3	SW Omachi (H)	1) 2)
1969:9/9 Gifu-Chubu	6.6	2	Hatasa F. (L)	1) 2)
1948:6/15 Tanabe	6.7	3	(not found)	3)
1909:8/14 Anegawa	6.8	4	Yanagase F. (L)	1) 2) 3)
1925:5/23 Kita-Tajima	6.8	5	Tai F. (H)	1) 2) 3)
1939:5/1 Oga	6.8	4	Kotokawa F. (H)	2)
1945:1/13 Mikawa	6.8	5	Fukozu F. etc. (H)	1) 2) 3)
1984:9/14 Nagano-Seibu	6.8	3	(not found)	3)
1931:9/21 Nishi-Saitama	6.9	3	Kushibiki F. *	2)
1974:5/9 Izu-Hanto-Oki	6.9	4	Irozaki F. etc. (H)	1) 2) 3)
1894:10/22 Shonai	7.0	5	Yadaregawa F. (H)	1) 2) 3)
1900:5/12 Miyagi-Hokubu	7.0	3	(not found)	2) 3)
1961:8/19 Kita-Mino	7.0	3	Hatogayu F. *	2)
1978:1/14 Izu Oshima	7.0	4	Inatori-Omineyama F. etc. (L)	1) 2)
1914:1/12 Sakurajima	7.1	4	(not found)	3)
1914:3/15 Ugosen	7.1	4	Kita-Naraoka (L)	1)
1948:6/28 Fukui	7.1	6	Under Fukui Basin (H)	1) 2) 3)
1896:8/31 Rikuu	7.2	5	Senya F. etc. (H)	1) 2) 3)
1943:9/10 Tottori	7.2	5	Shikano F. etc. (H)	1) 2) 3)
1995:1/17 Hyogo-Nanbu	7.2	6	Nojima F. etc. (H)	3)
1927:3/7 Kita-Tango	7.3	6	Gomura F. etc. (H)	1) 2) 3)
1930:11/26 Kita-Izu	7.3	5	Tanna F. etc. (H)	1) 2) 3)
1891:10/28 Nobi	8.0	6	Neodani F. etc. (H)	1) 2) 3)

Damage Rank: Utsu(1982)

* Surface fault break is not found but there is the active fault closely related to the event

(H) Higher reliability (L) Lower reliability

1) Abe et al. (1985)

2) Research Group for Active Faults of Japan(1991)

3) The Prime Minister's Office(1997)

ので除いた。また内陸の地震でも、日高山脈や静岡県中部等深さ 20-40 km とやや深い地震活動がある地域 [総理府地震調査研究推進本部 (1997)] で深さが 20 km と決まっている地震は除いた。逆に、海域に震源位置が決まっても陸域まで震源断層が延び地震断層が出現したとされる地震は対象とした。さらに 1923 年関東地震の余震はフィリピン海プレートの潜り込みに伴うプレート間地震である可能性があり除外し、1965-1966 年の松代地震群では地震断層が確認されているが、個々の地震との対応が難しいので除いた。なお付録に選択された全ての地震のリストを示す。

一般に地震断層の認定や追跡は被覆層の影響や植生などのために困難な場合が多く、同一の地震でも地震断層の存否について研究者間で意見の異なる場合も少なくない。また全国を対象とし同一基準でまとめた資料も少ない [阿部・他 (1985)]。このため個々の意見の相異やもとなつたデータに立ち戻り、地震断層の存在の有無を検討することも重要な研究課題である。しかしながら、本稿の目的に対しては、地殻内地震の性質として地震規模と地震断層の出現との関係を大局的につかむことがまず必要である。このような観点から、ここでは阿部・他 (1985) による著書の表 4.2.1 と表 4.2.2 にまとめられた地震断層に関する資料をほぼそのまま用いることにする。

Table 2 は先に選択した地震に対し阿部・他 (1985) の資料を対応させたものである。M ≤ 6.5 の地震については、阿部・他 (1985) の表で地震断層に関する記述があるもののみを示し、M ≥ 6.6 の地震については、全ての地震について地震断層の発見の有無を示した。

阿部・他 (1985) は、確実度により、地震断層を 2 つのグループに分類している。その内リスト 1 (著書の表 4.2.1) は、確実度の高い地震断層として、報告者が地震断層を現地直接確認しているものに限るとし、後の研究者等によって地震断層とするのに否定的な意見の方が多くなっている場合でも断層を確認したという明確な報告が複数ある場合もリスト 1 に含めたと述べている。またリスト 2 (著書の表 4.2.2) は確実度の低いものとし、地震断層の出現が測地学データなどの間接的な資料によって推定されているものや地震断層であることを示唆する記載はあるが、地震断層か地割れかの判定不能なもの等をあげている。Table 2 の (H) はリスト 1 に記載されているもの、(L) はリスト 2 に記載されているものである。また*印は地震断層は見つかっていないが、震源の位置や余震分布さらには震源メカニズム等をもとに、強い関連性が指摘されている活断層がある場合である [活断層研究会 (1987)]。

Table 3 は選択され、付録のリストにある全ての地殻内地震のマグニチュード別個数 N と Table 2 で地震断層の疑いあり、ないしは既存の活断層との関連が濃厚と判断された地震 ((H)(L)*を付したもの) の個数 n 、および全個数に対する割合 n/N である。Table 3 で $M=6$ 以下の地震の総数 N が減少するのは宇津 (1982) が $M=6$ 未満の地震に対しては被害地震のみを対象としている影響であろうと考えられる。Fig. 8 はマグニチュード別に $P=n/N \times 100\%$ を図にしたものである。Table 3 の n は少しでも地震断層の疑いや関連性があるとされた地震の頻度、Fig. 8 はその発生率に対応するのものと思われる。

Table 3. Percentage of the identifications of surface faults at the occurrences of intraplate earthquakes. The number n is calculated from the events marked with (H), (L), and * in Table 2.

MJ	Total number of events (N)	No. of identified surface faults (n)	Percentage $P=n/N \times 100\%$
5.8	7	0	0
5.9	9	1	11
6.0	9	0	0
6.1	15	1	7
6.2	10	0	0
6.3	19	1	5
6.4	6	0	0
6.5	6	1	17
6.6	1	1	100
6.7	1	0	0
6.8	5	4	80
6.9	2	2	100
7.0	4	3	75
7.1	3	2	67
7.2	3	3	100
7.3	2	2	100
8.0	1	1	100

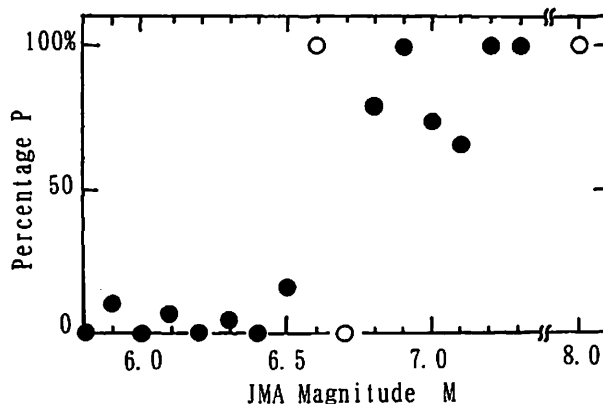


Fig. 8. Relation between the percentage P of identifying the surface fault and JMA magnitude M . Open circles indicate that the total number of the events is 1 for the corresponding M .

る。Fig. 8 で全体の個数 N が 1 の場合はデータとしての意味に問題があるため区別して白丸で示した。

Fig. 8 から分かるように $M=6.5$ と 6.8 の間で、地震断層との関連性がある地震の発生率が急激に増加し、明らかに $M \leq 6.5$ の地震と $M \geq 6.8$ の地震では様子が異なることが分かる。

次に、気象庁マグニチュード M と被害程度の間を Fig. 9 に示す。被害の程度は宇津 (1982) による被害ランクに従っている。1980 年以前は宇津 (1982) のリストにある被害ランクをそのまま用い、1981 年以後の地震の被害ランクは、宇佐美 (1996) による各地震の被害の集計結果に基づき判断した。図で 1 つの丸印が 1 つの地震に対応する。選択された地殻内地震のうち、前震や余震等発生場所がほぼ同じで発生時期も近く被害の区別が難しい場合は、マグニチュード M の大きいもののみを Fig. 9 にプロットした。黒丸は Table 2 で (H) に分類されたもので、確実度の高い地震断層を伴った地震、白丸

は地震断層や関連する活断層が発見されていない地震、半黒は確実度の低い地震断層が指摘されているもの (L) や関連性の強い活断層が指摘されているもの (*) である。

図から 2 つの重要な点を指摘することができる。1 つは、 $M \leq 6.5$ では被害ランクはほとんどが最大で 3、つまり死者 2 人以上 20 人未満または全壊家屋 2 戸以上 1000 戸未満であるが、 $M \geq 6.8$ では全てがランク 3 以上となり、平均的に見れば被害ランクは M とともに急激に増大することである。その結果 $M \geq 7.2$ の地震では被害ランクは全て 5 以上で死者 200 人以上または全壊家屋 1 万戸以上と猛烈な被害を伴っている。もう一つの特徴は、 $M \leq 6.5$ のグループでも $M \geq 6.8$ のグループでも、その中では地震断層が発見されているものの被害が相対的に大きいことである。

地震被害は言うまでもなく震源の条件だけでなく周辺地域の地盤条件や人口密度等とも密接に関連する。この

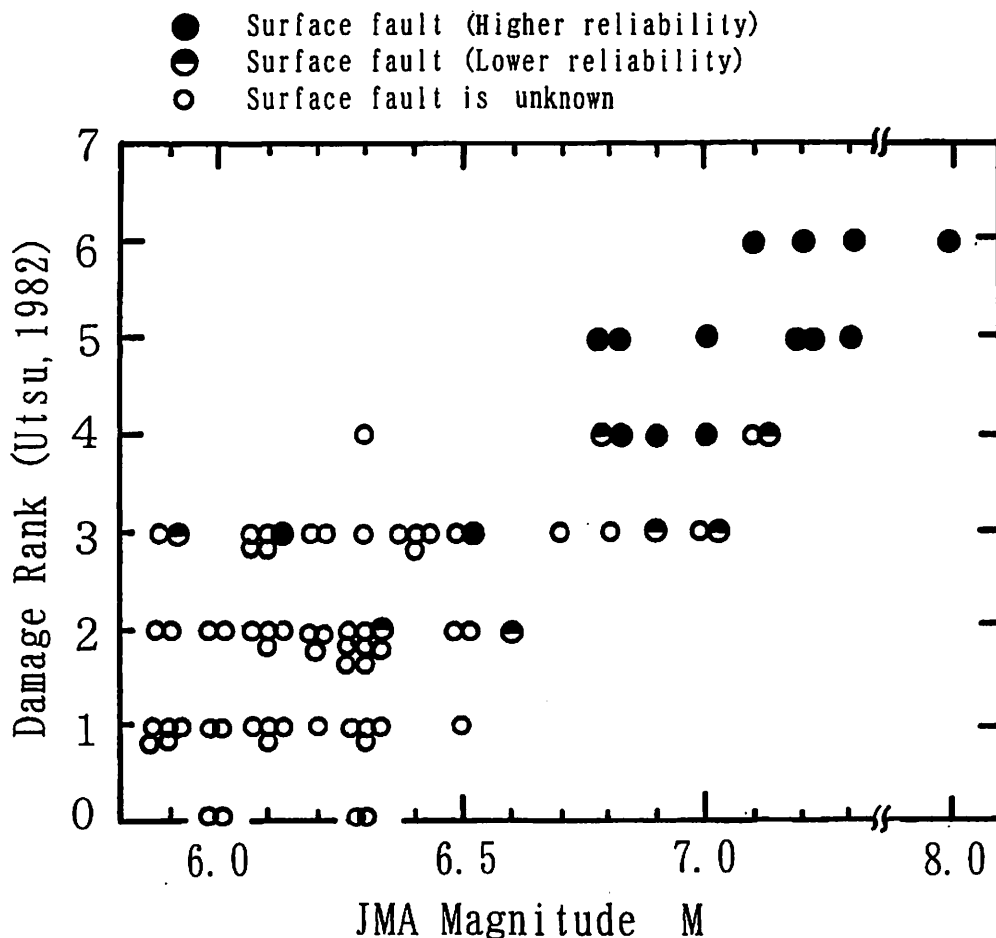


Fig. 9. Relation between damage rank and JMA magnitude M . Solid circles indicate the events accompanying surface faults of higher reliability marked with (H) in Table 2, and half solid circles the events accompanying surface faults of lower reliability marked with (L) or * in Table 2. Open circles indicate the events for which any surface fault (including closely related active fault) is not found.

ため震源との関連を検討する際には、地震断層の存在の有無とはまた違った意味で大きな不確定要素をもつことは避けられない。しかしながら Fig. 8 や Fig. 9 において現象が大きく変化している位置は、 $M=6.5-6.8$ であり、§4 で指摘した断層パラメータや気象庁マグニチュード間の関係で不連続を生じる M の位置とほぼ一致している点は注目される。

5.2 スケーリング則との関連

断層が地表面を突き抜けることに対する理論的研究はあまり多くないが、2次元の横ずれクラックの場合、地表面を突き抜けた断層の平均すべりは、深く埋め込まれた断層に比べ2倍程度大きくなると指摘されている [KNOPOFF (1958), SHIMAZAKI (1986)].

SHIMAZAKI (1986) は、この結果から地震モーメント M_0 もファクター2程度の差が出ることが期待されるとして、(1)式(2)式で示す $L-M_0$ 関係の不連続の原因が地表面への地震断層の出現に伴う地震モーメント M_0 の不連続にあるのではないかと指摘している。その際、(1)式(2)式から見積もった不連続の程度は $L=20$ km でファクター2程度である。今回求め直した(3)式(4)式も、 M_0 についてはほぼ同じ程度の不連続を持っている。

Table 3 や Fig. 9 を見ると、 $M=6.6$ と 6.7 の地震の数がまわりに比べて非常に少ないことに気づく。高々100年余りのデータであり、またマグニチュードの決定精度も一様でないため偶然という可能性も否定できないが、地震モーメント M_0 と同様に地震断層が地表に現れることによってマグニチュード M に不連続が生じたと考えることはできないであろうか。つまり $M=6.5$ から $M=6.8$ への不連続である。Table 4 は M との関係式(11), (14), (15), (18)-(21) から求められる $M=6.5$ と $M=6.8$ に対する断層パラメータの値である。 M_0 や D 等不連続が予想されるパラメータでは $M=6.8$ に対する値が

$M=6.5$ に対する値に比べファクター2程度大きくなるが、 L, W, S 等その他のパラメータの比はほとんど1に近い。つまり D, M_0, M が地震断層の出現が原因と見られる不連続を示しても、直接の影響を受けない L, W, S 等断層面の大きさを決めるパラメータは連続的であることを示している。

Table 3 の基になったデータは付録に示すとおりであるが、先に述べたようにこれらのデータには海域の地震は原則として含まれていない。しかしながら伊豆半島周辺等の海域でも地殻内地震は発生している。そこで、これらの地震が M 毎の地震発生数に影響する度合いを見るために、1885年以降に発生した $M=6.4$ 以上の地震について海岸線近くの海域で発生し、地殻内地震であることがほぼ間違いないと判断される地震のリストを作成し Table 5 に示す。震源深さについての基準は前と同様である。Table 5 の地震を含めれば $M=6.6$ および 6.7 の地震が3地震追加されるが、まわりの M の地震数も増加するため、先に指摘した $M=6.6$ と 6.7 の地震数がまわりに比べて少ない状況は変わらない。特に本震のみを対象とすれば $M=6.7$ に1980年伊豆東方沖地震 ($M=6.7$) が追加されるのみである。

Table 4. Offsets of source parameters between the events of $M=6.5$ and 6.8 . The equations used for calculating the values of the corresponding source parameters are shown in the column of Eqs.

Source Parameters	$M=6.5$	$M=6.8$	Ratio (6.8/6.5)	Eqs.
M_0 (dyne · cm)	3.2×10^{24}	7.2×10^{24}	2.3	(11)
D (cm)	58	145	2.5	(18) (19)
L (km)	17	13	0.8	(14) (15)
W (km)	11	13	1.2	(20) (21)
S (km ²)	187	169	0.9	$L \times W$

Table 5. List of the offshore intraplate events with $M \geq 6.4$ along the coast of the Japan islands.

Date	Location	long. °E	Lat. °N	Dep. km	M	Remarks
1892. 12/9	W. off Ishikawa	136.7	37.1	vs	6.4	Aftershock of the 1922 Chijiwa Bay Eq. ($M=6.9$)
1922. 12/8	Chijiwa Bay	130.1	32.7	vs	6.5	
1952. 3/7	W. off Ishikawa	136.20	36.48	0	6.5	Aftershocks of the 1939 Oga Eq. ($M=6.8$) in Table 2
1990. 2/20	N. Izu-Oshima	139.23	34.75	5	6.5	
1939. 5/2	Off Akita	139.82	39.92	0	6.6	
1939. 5/1	Off Akita	139.8	39.95	0	6.7	
1980. 6/29	E. off Izu	139.23	34.92	10	6.7	
1922. 12/8	Chijiwa Bay	130.1	32.7	vs	6.9	
1963. 3/27	Wakasa Bay	135.77	35.78	0	6.9	

vs: very shallow [Utsu(1982)]

本稿で先に導いた関係式は SHIMAZAKI (1986) の $L-M_0$ 関係を参考に、 $M_{0c}=7.5 \times 10^{25}$ dyne·cm ($M_i=6.8$ に対応) を境にした表現となっているが、上記のような範囲に M の不連続が存在するとすれば、Table 4 に示すように、 $M=6.8$ だけでなく $M=6.5$ も境にして関係式を表現する方が良いかもしれない。Fig. 8 に示す地震断層の出現率が $M=6.5$ と 6.8 の間で急激に増大することも考え合わせると、地殻内地震における断層パラメータや気象庁マグニチュード間の関係の不連続性が地震断層の出現と密接に関連していることはほぼ確実であろう。

次にスケーリング則が地震被害に及ぼす影響について考える。地震断層そのもののずれによる影響は、断層直上に構造物があるような特殊な場合を除きそれほど大きくない。むしろ被害の原因は断層運動により発生した地震波がもたらす強震動によると考えられる [例えば、武村・他 (1998)]。地盤の影響等 2 次的な要素を除くと、強震動の強さは、基本的に震源断層により放出される地震波の強さと、震源断層からの距離によって決まると考えられる。特に距離の影響は、過去の被害地震による震度 VII の領域の広がり調べた武村・他 (1998) の結果からもきわめて重要であることが分かる。

一般に地震断層が地表に出現するような地震は、震源断層が地殻の浅い部分に存在し、その分地表面と地震波の発生源である震源断層との距離が近く地震動が強くなると考えられる。つまり地震断層の出現は震源断層が極浅いところに存在することを表している。Fig. 9 で指摘したように同じ M の地震でも、地震断層が発見されている地震の被害が相対的に大きいのはこのようなことによるものと考えられる。

また、 $M \geq 6.8$ の大地震による被害が格段に大きくなる点についても同様のことが指摘できる。つまりこれらの大地震では地震発生層の幅の制限のために断層幅 W が頭打ちし、多くの場合、地震波を発生させる断層面上端が地表面のすぐそばまで来ているのである。また、その場合、断層面の傾斜がほぼ垂直であると仮定すれば地表面に沿う断層面の広がり断層長さ L で決まることになり、強震動の及ぶ範囲の面積も断層長さ L とともに拡大する。先に求めた $L-M$ 関係に注目すると、 $M \geq 6.8$ の地震では (14) 式より M が 1 増加する毎に L は約 4 倍大きくなる。一方 (15) 式から求められる $M < 6.8$ の地震に対する L の増加率は約 2.5 倍である。つまり $M \geq 6.8$ の地震の L の増加率は $M < 6.8$ の地震の約 1.6 倍になることが分かる。このことは、Fig. 9 で指摘したように $M \geq 6.8$ の地震に対し、平均的に見た被害ランクが M とともに急激に増大する傾向をよく説明するものである。つまり、被害の程度と M との関係にスケーリン

グ則が深く関わっている可能性を示している。

§6. まとめ

1885 年以後 1995 年までに日本列島の内陸で発生した $M=4-8$ の地殻内地震の断層パラメータ (断層長さ L , 幅 W , すべり量 D , 断層面積 S , 地震モーメント M_0) や気象庁マグニチュード M の相互関係を調べ、以下のようなことが分かった。

(1) SHIMAZAKI (1986) が指摘するように、 $M < 6.8$ の地震については KANAMORI and ANDERSON (1975) によるスケーリング則、 $M \geq 6.8$ の地震については SCHOLZ (1982) の L-model によるスケーリング則を考慮し、武村 (1990) の M_0-M の関係式を用いれば、断層パラメータや気象庁マグニチュード間の関係を、ほぼ $M=5$ 以上の範囲で平均的に説明できる関係式を導くことができる。

(2) (1) で求められた関係式と従来よく用いられている経験式とを比較すると、特に松田 (1975) による $L-M$ や $D-M$ の経験式は、 $M_0 \geq 6.8$ の地震に対し求まる式と傾きおよび絶対値ともほぼ一致し、日本列島における地殻内地震の震源断層に対し適用性が高いことがわかる。

(3) $M \geq 5.8$ の地震に対し、地震断層の出現率を調べると、 $M \leq 6.5$ では出現率が極めて低いが、 $M \geq 6.8$ では 100% 近い値を示す。これは見かけ上スケーリング則の変化の範囲とよく対応している。地震断層が出現する影響はすべり量 D の不連続として現れ、 M_0 や M にも影響している可能性がある。過去 111 年間のデータで見ると $6.5 < M < 6.8$ の地殻内地震の数がまわりに比べて少ないのもその影響による可能性がある。 $M=6.5$ から 6.8 に不連続があるとすれば (1) で求めた関係式より D や M_0 にもほぼファクター 2 程度の不連続が評価される。一方、 L , W , S 等断層面の形状を表すパラメータは連続的である。

(4) マグニチュード別に地震被害の程度を見ると $M \leq 6.5$ に比べ、 $M \geq 6.8$ の地震で極端に被害が大きくなる。また $M \geq 6.8$ の地震では平均的に M とともに急激に被害が増大する傾向が見える。これらの現象は、スケーリング則の変化が地震動の強さや地震動の強い領域を広げることに影響しているためと考えれば定性的な説明ができる。また同じ M の地震の場合には地震断層を生じた方が被害が大きい傾向にあることは、このような地震では、震源断層が浅くその分強い地震動が地表にもたらされたためと考えられる。

近年、主に微小地震データをもとに地殻内の地震発生層の深さに関する研究が盛んになり、地震発生層に下限

だけでなく多くの場合3-5 kmの深さに上限があること、下限および上限の深さが地殻熱流量と関連し地域性があること等が指摘されている [例えば, Ito (1990), 伊藤 (1998)]. 地震発生層の上に地震を発生させない層があるとすれば, 地下の震源断層が単純に地表に顔を出したものが地震断層であるとする考え方が成り立たなくなる可能性もある. 本稿で述べたような地震断層の出現と地殻内地震のスケーリング則が密接に関連していることを示唆するデータも一方であり, それらを総合して地殻内地震の起こり方および地震断層出現のメカニズムについて検討する必要がある. このことはまた地殻内で起こる大地震がもたらす強震動の解明にあたって重要な課題である.

謝 辞

本稿をまとめるにあたり, 地殻内地震のリストの整理を鹿島小堀研究室 釜田主任研究員に手伝って頂きました. また, 東京大学理学部 松浦充宏博士, ならびに防災科学技術研究所 野口伸一博士には, 査読者として原稿を丁寧に読んで頂き, 本稿の修正に大変役立ちました. 皆様に心より感謝申し上げます.

参考文献

- 阿部勝征・岡田篤正・垣見俊弘, 1985, 地震と活断層, アイ・エス・ユー株式会社, 760 pp.
- FUKUYAMA, E. and K. IRIKURA, 1989, Heterogeneity of the 1980 Izu-Hanto-Toho-Oki earthquake rupture process, *Geophys. J. Int.*, **99**, 711-722.
- 石田瑞穂, 1991, 現在の地震活動からみた地震地体構造, 日本列島の地震—地震工学と地震地体構造 (萩原尊禮編), 鹿島出版会, 57-81.
- Ito, K., 1990, Regional variations of cut off-depth of seismicity in the crust and their relation to heat flow and large inland earthquakes, *J. Phys. Earth*, **38**, 223-250.
- 伊藤 潔, 1997, 地殻内地震の深さの上限, 日本地震学会講演予稿集, No. 2, P69.
- KANAMORI, H., 1973, Mode of strain release associated with major earthquakes in Japan, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **1**, 213-239.
- KANAMORI, H. and D. L. ANDERSON, 1975, Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **65**, 1073-1095.
- 活断層研究会, 1987, 新編日本の活断層, 東京大学出版会, 437 pp.
- 茅野一郎・宇津徳治, 1987, 日本の大地震・大津波ワースト 20, 地震の事典 (宇津徳治総編集) 付録, 朝倉書店, 552.
- KNOPOFF, L., 1958, Energy release in earthquakes, *Geophys. J.*, **1**, 44-52.
- 松田時彦, 1975, 活断層から発生する地震の規模と周期について, *地震* **2**, 28, 269-284.
- MATSU'URA, M., 1977, Inversion of geodetic data, Part II, Optimal model of conjugate fault system for the 1927 Tango earthquake, *J. Phys. Earth*, **25**, 233-255.
- MATSU'URA, M. and T. SATO, 1997, Loading mechanism and scaling relations of large interplate earthquakes, *Tectonophys.*, **277**, 189-198.
- ROMANOWICZ, B., 1992, Strike-slip earthquakes on quasi-vertical transcurrent faults: inferences for general scaling relations, *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 481-484.
- ROMANOWICZ, B., 1994, Comment on "A reappraisal of large earthquake scaling" by C. SCHOLZ, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 1675-1676.
- 佐藤良輔, 1989, 日本の地震断層パラメータ・ハンドブック, 鹿島出版会, 390 pp.
- SCHOLZ, C. H., 1982, Scaling laws for large earthquakes: Consequences for physical models, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**, 1-14.
- SCHOLZ, C. N., 1994a, A reappraisal of large earthquake scaling, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 215-218.
- SCHOLZ, C. N., 1994b, Reply to comments on "A reappraisal of large earthquake scaling" by C. SCHOLZ, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 1677-1678.
- SHIMAZAKI, K., 1986, Small and large earthquakes: The effect of the thickness of seismogenic layer and the free surface, *Earthquake Source Mechanics*, *Am. Geophys. Union, Geophys. Monogr.*, **37**, 209-216.
- SOMERVILLE, P.・入倉孝次郎・澤田純男・岩崎好規・田居 優・伏見 実, 1993, 地震断層のすべり変位量の空間分布の検討, 第22回地震工学研究発表会講演概要集, 291-294.
- 総理府地震調査研究推進本部地震調査委員会, 1997, 日本の地震活動-被害地震から見た地域別の特徴, 391 pp.
- 武村雅之, 1990, 日本列島およびその周辺地域に起こる浅発地震のマグニチュードと地震モーメントの関係, *地震* **2**, **43**, 257-265.
- 武村雅之, 1996, どこまで解明されたか兵庫県南部地震の震源過程その1: 波形インバージョンによる結果, 日本地震学会講演予稿集, No. 2, A49.
- 武村雅之, 1997, 震度 VII の予測に向けて: 活断層・地下構造・地震被害に関する調査結果の活用, 日本建築学会第25回地盤震動シンポジウム, 69-86.
- 武村雅之・諸井孝文・八代和彦, 1998, 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**, **50**, 485-505.
- TAKEO, M., 1988, Rupture process of the 1980 Izu-Hanto-Toho-Oki earthquake deduced from strong motion seismograms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **78**, 1074-1091.
- 宇佐美龍夫, 1996, 新編日本被害地震総覧 (増補改訂版 416-1995), 東京大学出版会, 493 pp.
- 宇津徳治, 1982, 日本付近の M 6.0 以上の地震および被害地震の表: 1885-1980 年, *地震研報*, **57**, 401-

- 463.
- WELLS, D. L. and K. J. COPPERSMITH, 1994, New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 974-1002.
- YAMANAKA, Y. and K. SHIMAZAKI, 1990, Scaling relationship between the number of aftershocks and the size of the main shock, *J. Phys. Earth*, **38**, 305-324.

Appendix. List of the Japanese inland intraplate events with $M \geq 5.8$ from 1885 to 1995. Numerals in column of remarks show the damage rank defined by Utsu (1982).

Date	Location	long. °E	Lat. °N	Dep. km	M	Remarks
1885. 3/20	E. Yamanashi	139	35.5	vs	6	0
1887. 1/15	C. Kanagawa	139.3	35.5	vs	6.2	2
1888. 4/29	C. Tochigi	140.0	36.6	vs	6.0	1
1889. 2/18	E. Kanagawa	139.7	35.5	vs	6.0	1
5/12	SW. Gifu	136.8	35.4	vs	5.9	1
7/28	E. Kumamoto	130.7	32.8	vs	6.3	4
1890. 1/7	N. Nagano	138.0	36.5	vs	6.2	2
1891. 10/16	E. Oita	131.8	33.2	vs	6.3	2
10/28	E. Gifu	136.6	35.6	vs	8.0	6 Nobi
10/28	E. Gifu	136.5	35.5	vs	6.0	
10/30	E. Gifu	136.5	35.5	vs	6.0	
12/24	SE. Yamanashi	138.9	35.4	vs	6.5	2
1892. 9/7	C. Gifu	137.0	35.7	vs	6.1	1
1894. 1/4	S. Kagoshima	130.5	31.4	vs	6.3	2
1/10	SW. Gifu	136.7	35.4	vs	6.3	2
8/8	E. Kumamoto	131.0	32.8	vs	6.3	2
10/22	NW. Yamagata	139.9	38.9	vs	7.0	5 Shonai
1895. 8/27	E. Kumamoto	131.0	32.8	vs	6.3	2
1896. 8/31	E. Akita	140.7	39.6	vs	6.4	
8/31	E. Akita	140.7	39.5	vs	7.2	5 Rikuu
1898. 4/3	SW. Yamanashi	138.4	35.4	vs	5.9	2
5/26	S. Niigata	138.9	37.0	vs	6.1	2
8/10	W. Fukuoka	130.2	33.6	vs	6.0	2
8/12	W. Fukuoka	130.2	33.6	vs	5.8	1
1900. 3/22	C. Fukui	136.2	35.8	vs	5.8	3
5/12	N. Miyagi	141.1	38.7	vs	7.0	3 Miyagi-Hokubu
1904. 5/8	S. Niigata	138.9	37.1	vs	6.1	2
6/6	E. Shimane	133.2	35.3	vs	5.8	1
1906. 4/21	C. Gifu	137.2	35.9	vs	5.9	1
1908. 12/28	E. Yamanashi	138.7	35.6	vs	5.8	1
1909. 8/14	E. Shiga	136.3	35.4	vs	6.8	4 Anegawa
1914. 1/12	C. Kagoshima	130.6	31.6	vs	7.1	4 Sakurajima
3/15	S. Akita	140.4	39.5	vs	7.1	4 Ugosen
3/28	S. Akita	140.4	39.2	vs	6.1	3
5/23	E. Shimane	133.2	35.3	vs	5.8	1
1915. 6/20	SE. Yamanashi	139.0	35.5	vs	5.9	1
1916. 2/22	W. Gunma	138.5	36.5	vs	6.2	3
3/6	E. Oita	131.6	33.5	vs	6.1	1
12/29	S. Kumamoto	130.5	32.3	vs	6.1	1
1917. 5/18	C. Shizuoka	138.1	35.0	vs	6.3	3
1918. 6/26	W. Kanagawa	139.1	35.4	vs	6.3	1
11/11	N. Nagano	137.9	36.5	vs	6.1	
11/11	N. Nagano	137.9	36.5	vs	6.5	3 Omachi
1919. 11/1	N. Hiroshima	132.9	34.8	vs	5.8	1
1925. 5/23	N. Hyogo	134.8	35.6	vs	6.8	5 Kita-Tajima
5/26	N. Hyogo	134.8	35.6	vs	6.3	
1926. 8/3	C. Chiba	140.00	35.25	20	6.3	1
1927. 3/7	N. Kyoto	135.15	35.53	0	7.3	6 Kita-Tango
3/7	N. Kyoto	135.28	35.65	0	6.3	
3/8	N. Kyoto	135.08	35.60	0	6.0	
4/1	N. Kyoto	135.17	35.65	0	6.5	

vs:very shallow [Utsu(1982)]

Appendix. (Continued).

Date	Location	long. °E	Lat. °N	Dep. km	M	Remarks
1929. 7/27	E. Yamanashi	139. 07	35. 52	0	6. 3	1
1930. 10/17	S. Ishikawa	136. 28	36. 30	0	6. 3	2
11/26	E. Shizuoka	139. 05	35. 08	0	7. 3	5 Kita-Izu
12/20	N. Hiroshima	132. 8	34. 9	0	6. 1	2
1931. 6/17	C. Tokyo	139. 40	35. 77	0	6. 3	0
9/16	SE. Yamanashi	139. 02	35. 52	0	6. 3	0
9/21	W. Saitama	139. 23	36. 15	0	6. 9	3 Nishi-Saitama
11/4	E. Iwate	141. 7	39. 5	10	6. 5	1
1933. 10/4	S. Niigata	138. 82	37. 28	0	6. 1	1
1934. 8/18	C. Gifu	137. 02	35. 63	0	6. 3	2
1935. 7/11	C. Shizuoka	138. 42	34. 97	10	6. 4	3
1936. 2/21	NW. Nara	135. 72	34. 58	0	6. 4	3
1938. 5/29	N. Kushiro	144. 45	43. 55	0	6. 1	3 Kussharo
1939. 5/1	Off Akita	139. 52	40. 13	0	6. 8	4 Oga
1941. 7/15	N. Nagano	138. 23	36. 72	0	6. 1	3
1943. 3/4	E. Tottori	134. 22	35. 43	0	6. 2	3
3/5	E. Tottori	134. 22	35. 50	0	6. 2	
8/12	S. Fukushima	139. 92	37. 32	0	6. 2	1
9/10	E. Tottori	134. 08	35. 52	0	7. 2	5 Tottori
9/11	C. Tottori	133. 85	35. 38	0	6. 2	
10/13	N. Nagano	138. 08	36. 77	0	5. 9	3
1945. 1/13	S. Aichi	137. 07	34. 68	0	6. 8	5 Mikawa
1/16	C. Aichi	137. 03	35. 05	10	6. 3	
1948. 6/15	SE. Wakayama	135. 40	33. 75	10	6. 7	3 Tanabe
6/28	N. Fukui	136. 20	36. 17	0	7. 1	6 Fukui
1949. 1/20	N. Hyogo	134. 53	35. 62	0	6. 3	1
12/26	C. Tochigi	139. 60	36. 65	0	6. 2	
12/26	C. Tochigi	139. 7	36. 7	0	6. 4	3
1955. 7/27	S. Tokushima	134. 32	33. 73	10	6. 4	2
10/19	N. Akita	140. 18	40. 27	0	5. 9	3 Akita-Hokubu
1956. 9/30	S. Miyagi	140. 62	37. 97	20	6. 0	2
1959. 1/31	N. Kushiro	144. 4	43. 35	0	6. 3	2 Teshikaga
1/31	N. Kushiro	144. 48	43. 43	20	6. 1	
1961. 5/7	W. Hyogo	134. 42	35. 10	vs	5. 9	1
8/19	E. Fukui	136. 77	36. 02	0	7. 0	3 Kita-Mino
1962. 4/30	N. Miyagi	141. 13	38. 73	0	6. 5	3
1967. 11/4	N. Kushiro	144. 27	43. 48	20	6. 5	2
1968. 2/21	N. Kagoshima	130. 72	32. 02	0	6. 1	3
1969. 9/9	C. Gifu	137. 07	35. 78	0	6. 6	2 Gifu-Chubu
1970. 10/16	SE. Akita	140. 75	39. 20	0	6. 2	2
1972. 8/31	C. Fukui	136. 77	35. 88	10	6. 0	0
1974. 5/9	Izu, Shizuoka	138. 80	34. 57	10	6. 9	4 Izu-Hanto-Oki
1975. 1/23	E. Kumamoto	131. 13	33. 00	0	6. 1	3
4/21	C. Oita	131. 33	33. 13	0	6. 4	3
1978. 1/14	N. Izu-Oshima	139. 25	34. 77	0	7. 0	4 Izu Oshima
1/15	Izu, Shizuoka	138. 88	34. 83	20	5. 8	3
6/4	C. Shimane	132. 70	35. 08	0	6. 1	2
1984. 9/14	W. Nagano	137. 55	35. 82	2	6. 8	3 Nagano-Seibu
9/15	W. Nagano	137. 47	35. 78	6	6. 2	
1986. 12/30	N. Nagano	137. 92	36. 63	3	5. 9	2
1991. 8/28	W. Tottori	133. 18	35. 32	13	5. 9	1
1995. 1/17	S. Hyogo	135. 04	34. 59	18	7. 2	6 Hyogo-Nanbu

vs:very shallow [Utsu(1982)]