

日本内陸の活断層と被害地震の地域的相関

垣見 俊弘*

KAKIMI, Toshihiro (1983) Regional interrelation between active faults and destructive earthquakes on land in Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 34(6), p. 295-309.

Abstract: A relationship between destructive earthquakes and active faults was quantitatively examined from a viewpoint of their "density" in the active-fault provinces on land in Japan which were delineated by the Research Group For Active Faults (1980). The "density" of active faults was expressed here with the total length of fault trace in every unit area. The "density" of earthquakes was represented by cumulative damage area due to earthquakes of $M \geq 6.4$ divided by the whole area of each province. Damage area of an earthquake was estimated according to an empirical formula relating the area S_V of earthquake intensity larger than V in the JMA scale to the earthquake magnitude M , as $\log S_V (\text{km}^2) = M - 3.2$ (MURAMATSU, 1969).

As a result, active-fault provinces are divided into A, B, C and D types according to the interrelation between the fault density and the earthquake density. In the A-type provinces, which hold a majority of examined provinces, the general increase of fault density with earthquake density is apparent. We may, therefore, reasonably assume that future destructive earthquakes will occur mostly along the active faults developed in these provinces. On the other hand, there is no good correlation between past seismicity and active faults in the provinces of B, C and D types. In these "anomalous" provinces, further considerations in addition to presently-known active fault will be requested for the anticipation of future destructive earthquakes. The apparent overabundance of earthquakes in the B and D type provinces which locate in the outer zone (Pacific-coast side) of the Japanese islands suggests that destructive earthquakes of moderate depth will occur with no direct relation to the surface traces of active fault. The overpopulation of small-scale active faults in the C type provinces implies that shallow earthquakes of magnitude smaller than 6.4 may occur in connection with active faults, or, that these small faults shall be re-examined taking into account on their recurrency and maturity.

1. ま え が き

活断層が浅い地震の発生源となり得ることが認識されるにつれて、活断層から予想される地震の評価について、地震予知及び地震防災の分野からの関心が高まっている。活断層から地震危険度を見積る根拠となっているのは、地震時に地表に出現した記録のある断層—地震断層—の長さや変位量と地震の規模との関係についての経験式(松田, 1975など)であるが、それは日本内陸を一括した形で提出されている。定量的な検討に耐える地震断層の数は、全国を合わせても10数個にすぎず、日本を分割してその地域性を検討するにはサンプル数があまりにも少ないから、それらを一括して扱うことは止むを得な

いことである。しかし、後述するように活断層の発達には顕著な地域性があるため、これと地震との関係を全国一律に扱ってよいかどうかは吟味を要する問題である。

一方、被害地震分布の地域性については、地震危険度評価のために従来から定量的に扱われており、KAWASUMI (1951) や KANAI and SUZUKI (1968) の研究をはじめとして、地震動の統計的期待値の分布図が数多く発表されている。しかしこの方法でも、記録の偏在や地震活動に時代的消長があるため、地震危険度の地域性を完全に示すことは困難である。

地震のデータとして古い時代のものまでを探るほど、歴史記録の地域的不均一性が著しくなる。これを“記録の不均一性”と呼ぶことにする。これに対して近代の器械観測データのみを扱えば、記録の不均一性はなくな

* 環境地質部

る代りに、扱ひ期間が短すぎるために、その地域における長期間の地震活動を平均化したものとは著しくかけ離れた地震活動の偏りが現れてしまう可能性がある。これを“時代の不均一性”と呼ぶことにする。

地震危険度の地域性に関する上記のような問題点は、少なくとも浅い被害地震については、活断層の地域性との比較において吟味できるものと考えられるが、そのためには、活断層の分布や性状が全国一様の精度で把握されるのを待つ必要があった。

活断層研究会(1980)による「日本の活断層—分布図と資料」(以下単に「日本の活断層」という)は、①少なくとも内陸の活断層については全国的に等質の資料を提供したこと、及び、②活断層の地域性を明確にし、説得力のある「活断層区」を設定したことで、上記の要請を満たす画期的な成果であったといえよう。すでに MATSUDA (1981)は、このデータを利用し、定性的であるが、活断層と被害地震の分布が密接に関連していることを明らかにしている。林(1981)も、「日本の活断層」のデータと歴史地震のM別頻度を20万分の1地勢図の区画ごとに示し、これらを比較検討している。

小論においては、地震危険度に関する上記のような問題点を吟味する第一段階として、日本内陸に活断層区を設定し、各区における活断層と被害地震それぞれの“密度”を求め、両者の関係を定量的に比較検討してみることにする。

2. 活断層区について

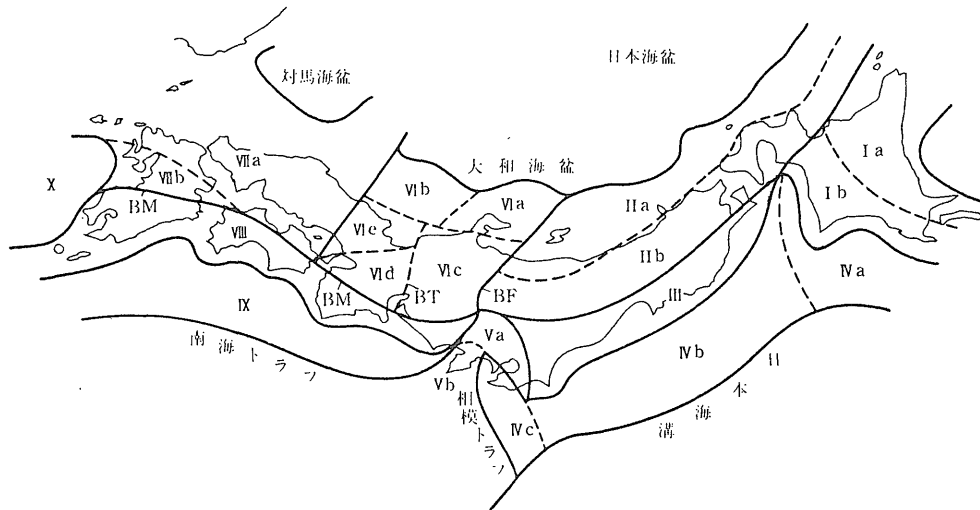
「日本の活断層」では、かなり細かく地域区分を行った第1図のような活断層区が示されているが、小論ではこれをわずかに改変した第2図のような区分を用いることにする。おもな改変は次の2点である。

i) 第1図では顕著な活断層の発達している構造帯、すなわち BF(フォッサマグナ西縁地帯)、BM(中央構造線地帯)及び BT(敦賀湾—伊勢湾地帯)は、それ自身が活断層区とみなされているが、第2図ではこれらを両隣りのうち断層密度(後述)のより大きな区の方に編入してある。理由は、非常にませい面積(構造帯の面積を求めるのは困難)について断層や地震の密度を比較してもあまり意味がないためであって、BF、BM及びBTが注目すべき断層帯であることを否定するものではない。

ii) 関東から房総沖にかけての区分をシンプルにして、おおむね第1図のIVcとVaを合せたものを第2図ではVaとした。

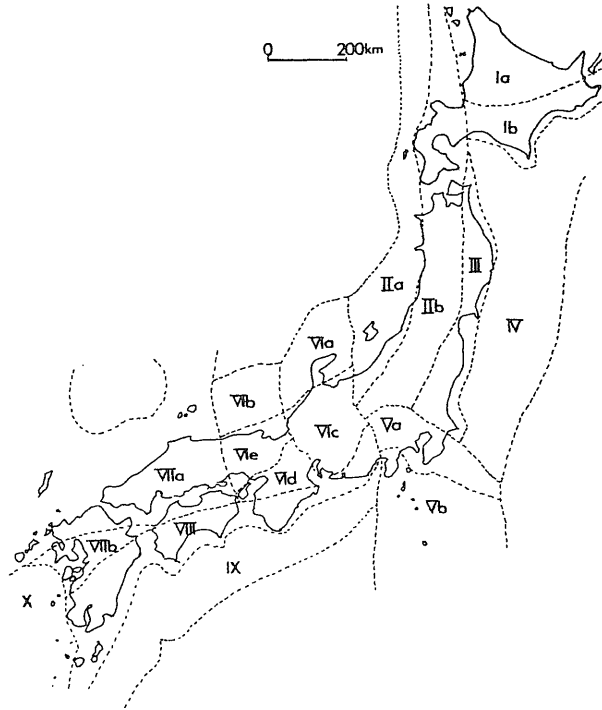
このほかにも、第1図と第2図の区の境界が微妙に異なって見える点もあるが、もともと第1図が小縮尺の図であるので、細部での比較は無理である。

活断層区の名称もおおむね「日本の活断層」に準拠したが、このうちの長い名称を小論では誤解されぬ範囲で短かく表わしたのものもある(第1表参照)。なお、小論では陸域の活断層のみを扱っているので、以下では陸域をまったく含まないIV、VIb、IX、Xの各区については論じない。



第1図 活断層研究会(1980)による活断層区図

Fig. 1 Active-fault province map after the RESEARCH GROUP FOR ACTIVE FAULTS OR JAPAN (1980).



第2図 本文で使用する活断層区図 記号は第1図と同じ。区の名前は第1表参照。第1図との違いは本文参照。

Fig. 2 Active-fault province map used in this paper.

3. 活断層とその密度

小論では、「日本の活断層」に示された確実度 I 及び II の断層のみを扱う。確実度 III の断層を除外したのは、①この中には活断層でないものが多く含まれている可能性があること、及び②確実度 III の断層の認定基準が厳密でないため、その採否に個人差を生ずることが避けられず、データの均一性が保たれていないこと、による。なお、筆者としては、確実度 I・II の断層にも削除や追加すべきものを認めている(垣見ほか, 1982; 大沢ほか1982 など)が、部分的な手直しはやはりデータの均一性を損うこととなるので、「日本の活断層」のデータを無条件で採用することとした。

活断層の密度については、種々の表し方が考えられるが、小論では面積 A なる区域の中の活断層の長さ L の累積値を ΣL としたとき、 $\Sigma L/A$ をもって活断層密度と定義することとした。これは最もプリミティブな定義であって、地震活動と比較するためには、貝塚・今泉(1981)のように活動度による重みづけや、WESNOVSKY *et al.* (1982)のように断層面積を考慮した方が合理的かもしれない。しかしこれらの量はすべての断層で見積られていないため、ここではまず、主観や仮定の入りこむ余地

のない、地表に現われた長さだけを指標としたものである。

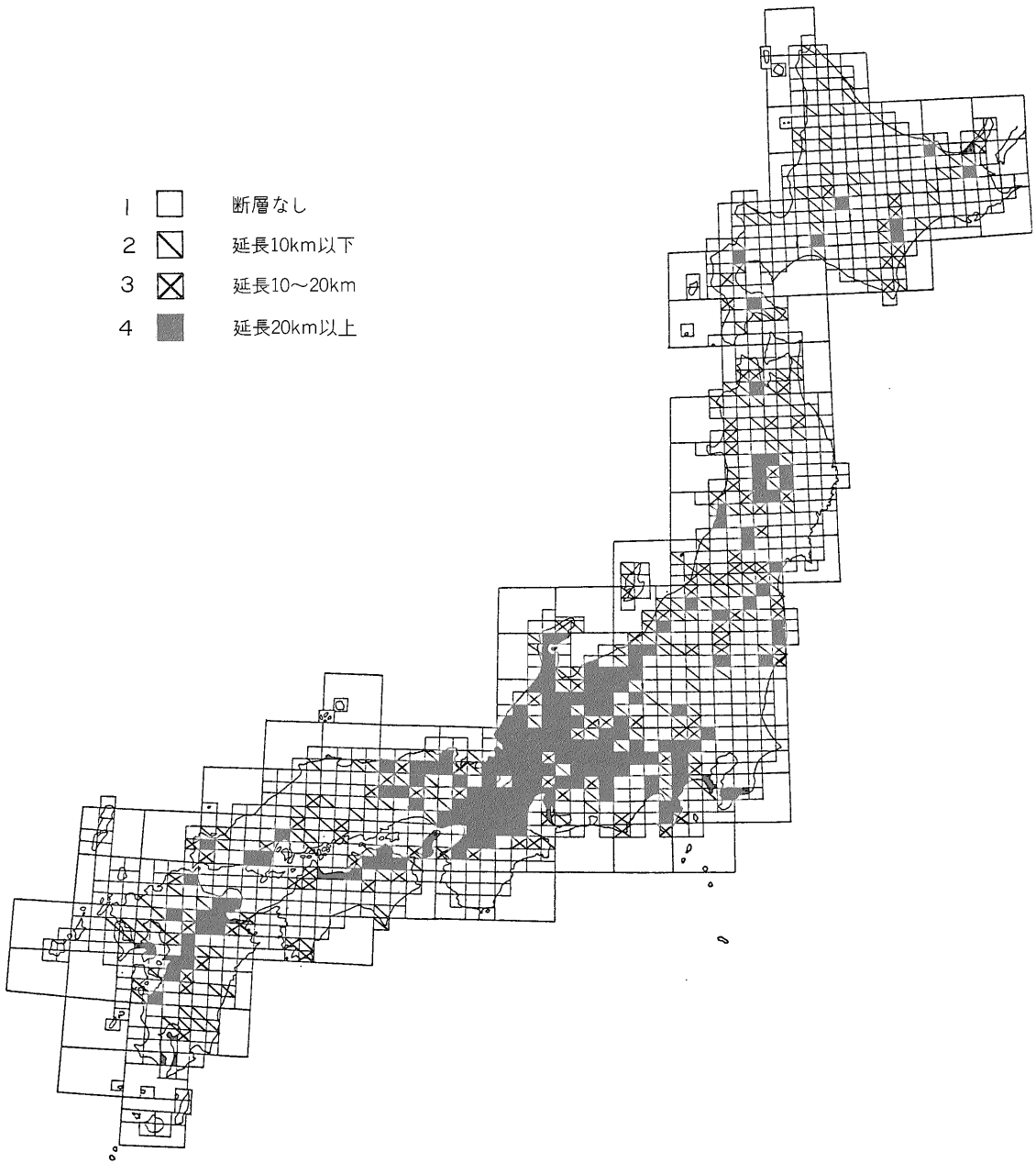
第3図は、5万分の1地形図の区画ごとに求めた ΣL の分布図である。 ΣL は陸域についてのみ求めたため、海岸付近の区域の面積は一定でなく、また内陸部であっても一区画の面積は高緯度地方ほど小さい(稚内付近の区画面積は鹿児島付近の約80%)ので、第3図は厳密な密度分布図ではないが、その大勢を表わしているとはいえよう。MATSUDA(1981)は第3図と同じ区画ごとに、その中に存在する活断層のうち最長のもの L_{max} の分布を示したが、それは第3図とかなり調和的である。

第3図と活断層区図(第2図)を比較してみよう。活断層区は密度のみによって設定したものではなく、むしろ断層の方向性やタイプ、地質構造等が重視されているが、区の境界のうちのかかなりのところは第3図からも読みとれ、そこでは断層密度が急変している。

第4図は、陸域の各断層区における $\Sigma L/A$ の分布図である。各区の陸域面積と $\Sigma L/A$ の数値は第1表に示す。

4. 被害地震の密度と最大マグニチュード

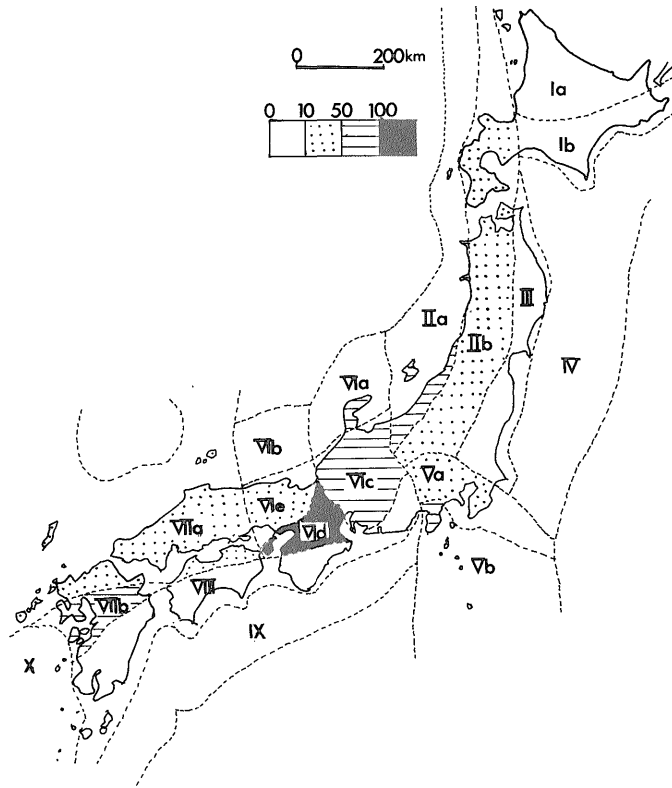
第3図の太線の枠は、20万分の1地勢図(国土地理院)の区画を示しているが、以下に述べる地震のデータは、



第3図 5万分の1地形図(国土地理院)の各区域内における活断層の総延長 活断層のデータは活断層研究会(1980)の確実度I及びIIを採用。太枠は20万分の1地勢図(国土地理院)の区画。

Fig. 3 Map showing total length of active faults in each area of 1:50,000 sheet map (Geographical Survey Institute).

1: area of no fault, 2: area with total length shorter than 10 km, 3: area with total length of 10 to 20 km, 4: area with total length longer than 20 km.



第4図 各区の活断層密度 ($\Sigma L/A$) の分布図 単位は $\text{km}/10^8 \text{ km}^2$. 海域のみの区 (IV, IVb, IX, X) の密度は示していない.

Fig. 4 Map showing density of active faults ($\Sigma L/A$, unit: $\text{km}/10^8 \text{ km}^2$) in each province.

すべてその一番外側の枠の範囲内、すなわち20万分の1地勢図の発行されている地域内に震央を有するものに限られる。第2表は、この範囲内で発生した地震のうち、 $M6.4$ 以上のものを活断層区ごとに示したものである。地震の M と震央は「日本の活断層」で原縮尺20万分の1の地図に示されているものだけを採用した。そのデータソースは1974年までは基本的に宇佐美(1966, 1975)によっているが、このうち1885-1925年間は宇津(1979)によって一部改訂され、また、1975年以後1978年までは気象庁資料により同じ基準で追加されている。このため、大地震の余震として $M6.4$ 以上のものが多数記録されていても、採用されていない。例えば1923年9月1日関東地震の余震で $M6.4$ 以上のものは、宇津(1979)によれば9月1日に7個、9月2日に3個あるが、第2表では2個しか採用していない。

第2表において $M6.4$ 以上の地震をリストアップしたのは、活断層との関係を考慮したためである。 $M6.5$ 程度以下の地震では地表に明瞭な変位(地震断層)が出現し

た例はほとんどなく、活断層との関係が明らかでないが、 M の決定精度を考慮して $M6.4$ までを採用した。

過去の地震活動を量的に表わすにもいろいろな方法が考えられ、単に数で示したもの(例は多い)から地震モーメント放出率で表わした例(WESNOVSKY *et al.*, 1982など)までであるが、小論では次の2つの方法で表わすこととする。

1) 被害面積の密度

ある地震の M と、それによって震度 V 以上となる区域の面積 S_v との関係を表わす経験式として、

$$\log S_v = M - 3.2 \quad (\text{村松, 1969})$$

を用い、第2表の地震のそれぞれについての S_v を区ごとに累積した値 ΣS_v を求め、それを区の面積 A で除した $\Sigma S_v/A$ をもって、便宜上被害面積の密度と呼ぶことにする。もちろん、前述のように第2表の地震は第1図の太枠内の海域のものも含んでいるので、区の面積 A もここでは同じ海域を含む地域のものを用いている。したがって活断層密度を求めたときの A (陸域のみの面積)とは

第1表 各活断層区における陸域面積、活断層密度、被害地震の密度及び最大地震のマグニチュード(1978年まで)

Table 1. Area of land (A), density of active faults ($\Sigma L/A$), density of destructive earthquakes ($\Sigma S_v/A$ and $\Sigma 2r_v/A$) and magnitude of the largest earthquake (M_{max}) in each active fault province.

活断層区	陸域の面積 A (10^3 km^2)	活断層密度 $\Sigma L/A$ ($\text{km}/10^3 \text{ km}^2$)	被害地震の密度		最大マグニ チュード M_{max}
			$\Sigma S_v/A^*$	$\Sigma 2r_v/A^*$ ($\text{km}/10^3 \text{ km}^2$)	
I a 北海道主部内帯	42.3	7.5	0.2	4.2	6.9
I b 北海道主部外帯	24.3	8.6	0.7	10.9	7.0**
II a 東北日本内帯沿海部	9.8	53.8	3.2	38.2	7.7
II b 東北日本内帯陸部	76.2	16.6	1.3	19.3	7.4
III 東北地方外帯	33.6	7.3	0.7	11.3	7.2
V a 関東	16.8	32.8	12.5	97.1	8.2
V b 伊豆半島周辺	3.1	90.3	4.1	56.8	7.3
VI a 能登	2.4	68.3	0.1	2.7	6.4
VI c 中部山地	32.4	77.8	7.5	56.0	8.1
VI d 近畿三角地域	11.9	128.0	9.4	100.9	7.8
VI e 近畿西北部	13.6	40.4	2.4	31.1	7.5
VII a 中国一北九州	45.3	14.9	0.8	10.7	7.4
VII b 中九州火山地域	12.8	67.9	0.8	16.7	6.9
VIII 西南日本外帯	51.4	6.8	0.7	12.7	7.0

* この欄の A は海域を含む活断層区的面積(本文参照)を表わし、陸域の面積 A とは異なることに注意。

** この欄の過去最大地震は1982年浦河沖地震の $M 7.1$ であるが、1978年までのデータに統一してある。

同一でないことに注意する。

$\Sigma S_v/A$ は無次元量であり、強いて意味づけるならば、有史以来、各区においてその内部で起こった地震によって震度 V 以上の地震動を経験した平均頻度(回数)、といってもよいであろう。

各区における $\Sigma S_v/A$ の値を第1表に示す。

2) 被害直径の密度

S_v の面積を円で表わし、その直径を $2r_v$ としたとき、前と同じ手順で求めた $\Sigma 2r_v/A$ は、被害直径の密度ともいうべき値で、小論で定義した活断層密度と同じ次元を有する。 $2r_v$ と M の関係は、前式(村松, 1969)により

$$\log 2r_v = 0.5M - 1.68$$

となる。

各区における $\Sigma 2r_v/A$ の値も第1表に示す。

地震動の最大値を予想する際、同一の地震帯(Seismic zone)または地震地体構造区(seismotectonic province) のなかで過去に発生した最大地震の M を参考にすることがある。第1表右端に、各活断層区内で有史以来に発生した最大のマグニチュード M_{max} を示す。 M_{max} の値は、20万分の1地勢図の枠内にこだわらず、各区内の最大値を示したものであるが、結果的には上記枠内における最大値(第2表から読みとれる)と同じ値となった。

5. 各区における活断層と被害地震の相関

第5図は前述の定義による活断層密度 $\Sigma L/A$ と、被害面積密度 $\Sigma S_v/A$ とを左右に並べ、区ごとに対比したものである。本図からわかるように、 $\Sigma L/A$ の大きい区ほど概して $\Sigma S_v/A$ も大きいという傾向があるが、幾つかの例外もある。このうち VI a (能登) と VII b (中九州火山地域) では $\Sigma L/A$ の大きい割りに $\Sigma S_v/A$ が小さく、逆に V a (関東) では $\Sigma L/A$ に比べて $\Sigma S_v/A$ が著しく大きいことが目立っている。

第6図は $\Sigma S_v/A$ と $\Sigma L/A$ の関係を両対数グラフに表わしたものであるが、両者が正の相関を示す区(●印)と、相関しないように見える区(▲印)とに明瞭に分かれる。図中の斜線は、●印のデータのみから求めた回歸線である。対数表示としたため、V a, VI a, VII b のほかに、第6図では目立たなかった I a (北海道主部内帯) も回歸線から著るしく外れていることがわかる。

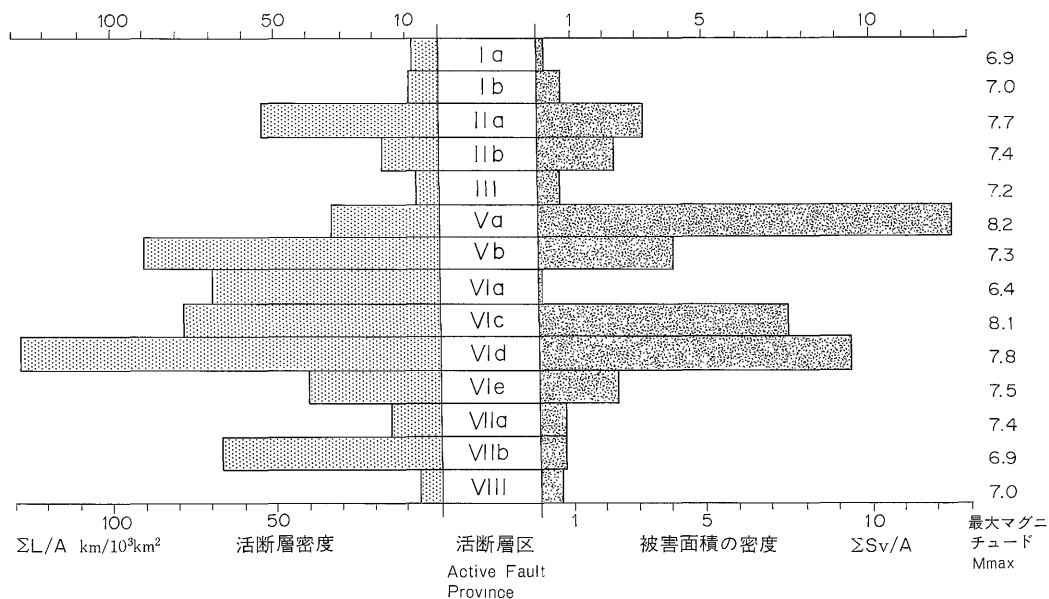
第7図は、地震の密度として、活断層密度と同じ次元をもつ $\Sigma 2r_v/A$ を用いたものである。図中の●印と▲印は第6図のそれらと同じである。

日本内陸の活断層と被害地震の地域的相関 (垣見俊弘)

第2表 各活断層区 (陸域及び第1図の太枠内の海域) における M6.4 以上の地震 (1978年まで)

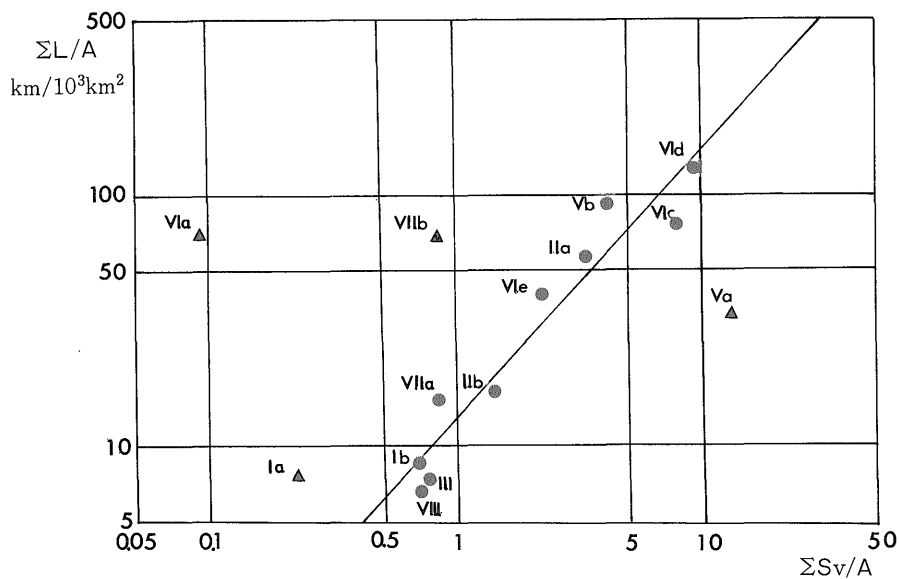
Table 2. List of earthquakes with magnitude larger than 6.4.

活断層区	地震発生年 [マグニチュード]	Year of Event [Magnitude]
Ia 北海道主部内帯	1874[6.4], 1907[6.7], 1907[6.9], 1965[6.8], 1967[6.5]	
Ib 北海道主部外帯	1931[6.8], 1932[6.8], 1935[6.8], 1947[7.0]	
IIa 東北日本内帯沿海部	863[7.0], 887[6.5], 887[7.4], 1502[6.9], 1614[7.7], 1666[6.4] 1704[6.9], 1741[6.9], 1751[6.6], 1762[6.6], 1802[6.6], 1810[6.6] 1828[6.9], 1833[7.4], 1834[6.4], 1847[7.4], 1918[6.5], 1939[6.7] 1939[7.0], 1939[6.4], 1964[7.5], 1964[6.9]	
IIb 東北日本内帯陸部	830[7.4], 850[7.0], 853[7.0], 1423[6.7], 1433[6.7], 1611[6.9] 1644[6.9], 1659[6.7], 1683[6.4], 1683[6.8], 1683[7.3], 1725[6.6] 1731[6.6], 1766[6.9], 1793[6.9], 1804[7.1], 1894[7.0], 1896[7.2] 1900[7.0], 1914[7.1], 1949[6.4], 1949[6.7], 1962[6.5]	
III 東北地方外帯	1667[6.4], 1895[7.2], 1901[6.9], 1902[7.0], 1908[6.5], 1921[7.0] 1930[6.6], 1960[6.3]	
Va 関東	818[7.9], 878[7.4], 1241[7.0], 1257[7.0], 1433[7.1], 1615[6.4] 1649[6.4], 1649[7.1], 1670[6.4], 1697[6.9], 1703[8.2], 1706[6.8] 1801[6.5], 1812[6.6], 1891[6.5], 1894[6.7], 1894[7.0], 1906[6.4] 1923[7.9], 1923[7.3], 1923[6.6], 1924[7.2], 1931[6.5], 1931[6.5] 1931[6.5], 1931[7.0], 1950[6.5]	
Vb 伊豆半島周辺	841[7.0], 1633[7.1], 1648[7.1], 1782[7.3], 1853[6.5], 1890[6.8] 1923[6.7], 1930[7.0], 1930[7.0], 1974[6.9], 1978[7.0]	
VIa 能登	1892[6.4]	
VIc 中部山地	715[6.7], 745[7.9], 762[7.4], 841[6.7], 1586[8.1], 1640[6.7] 1714[6.4], 1718[6.4], 1799[6.4], 1833[6.4], 1858[6.8], 1858[6.9] 1891[8.0], 1930[6.4], 1945[6.4], 1945[7.1], 1948[7.0], 1952[6.8] 1961[7.0], 1969[6.6]	
VIId 近畿三角地域	827[6.7], 938[6.9], 976[6.7], 1038[6.7], 1070[6.4], 1184[7.4] 1317[6.7], 1325[6.7], 1449[6.4], 1494[6.4], 1510[6.7], 1596[7.3] 1662[7.8], 1819[7.4], 1854[7.6], 1909[6.8], 1936[6.4], 1952[7.0]	
VIe 近畿西北部	701[7.0], 868[7.1], 1751[6.4], 1864[6.4], 1925[6.8], 1927[7.5] 1949[6.5], 1963[6.9]	
VIIa 中国一北九州	679[6.7], 880[7.4], 1649[6.8], 1676[6.6], 1686[7.0], 1710[6.6] 1711[6.6], 1711[6.7], 1788[6.6], 1812[6.9], 1854[7.0], 1857[6.9] 1872[7.4], 1905[6.9], 1942[7.4]	
VIIb 中九州火山地域	1596[6.9], 1597[6.4], 1792[6.4], 1922[6.9], 1922[6.5], 1975[6.4]	
VIII 西南日本外帯	715[6.4], 734[7.0], 1686[7.0], 1749[6.8], 1841[6.4], 1857[6.4] 1898[6.7], 1899[6.4], 1914[7.1], 1939[6.6], 1948[7.0], 1950[6.7] 1950[6.9], 1968[6.6], 1978[6.7]	



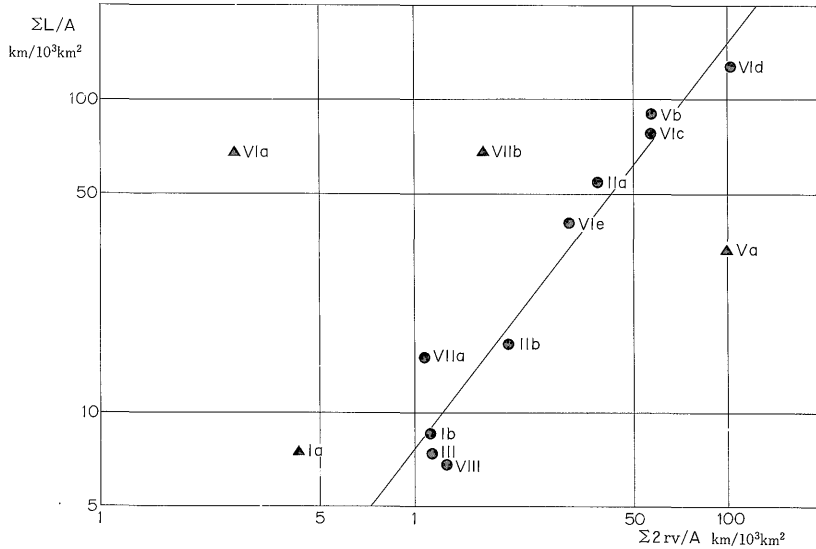
第5図 各区の活断層密度 ($\Sigma L/A$), 被害地震の密度 ($\Sigma S_v/A$) 及び最大地震のマグニチュード (1978年まで)

Fig. 5 Correlation of density of active faults ($\Sigma L/A$), density of destructive earthquakes ($\Sigma S_v/A$) and the maximum magnitude (M_{max}) in each province.



第6図 活断層密度 ($\Sigma L/A$) と被害地震の密度 ($\Sigma S_v/A$) の関係 斜線は●印の区から求めた回帰線。●△印は本文参照。

Fig. 6 Relation between densities of active faults ($\Sigma L/A$) and destructive earthquakes ($\Sigma S_v/A$). Oblique line is the line of least square obtained from data shown with solid circle. Abbreviations and seismicity data used in Figs. 5 to 8 are given in Table 1 and Fig. 2.



第7図 活断層密度 ($\Sigma L/A$) と被害地震の密度 ($\Sigma 2r_v/A$) の関係 斜線は●印の区から求めた回帰線。
●▲印は第6図と同じ。

Fig. 7 Relation between densities of active faults ($\Sigma L/A$) and destructive earthquakes ($\Sigma 2r_v/A$).
Symbols and oblique line are the same as those in Fig. 6.

6. 地震データの不均一性の吟味

小論の冒頭に述べたように、被害地震のデータに関しては、記録の不均一性と時代の不均一性について吟味する必要がある。そこで、地震のデータを次の3期間に分けて考えることにする。

- ① 有史以降, 1599年までのデータ
- ② 1600年(江戸幕府開府)以降, 1884年までのデータ
- ③ 1885年(器械観測網整備)以降, 1978年までのデータ

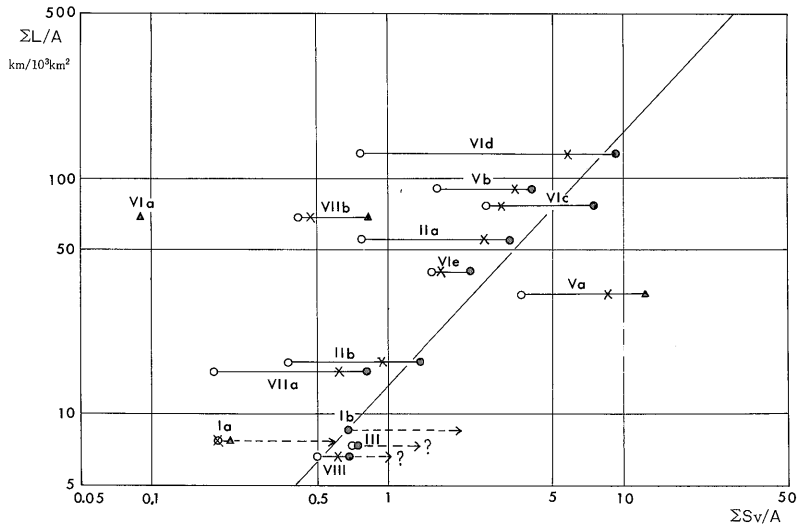
第6図のプロットは、全期間すなわち①+②+③のデータを用いたものである。

第8図は、各活断層区について(活断層密度はそのままにして)被害面積の密度 $\Sigma S_v/A$ を、期間③(○印)、③+②(×印)及び③+②+①(●及び▲印)についてそれぞれプロットし、その間を横線で結んだものである。この図で、期間③及び③+②のデータを示していない区では、それらのデータが③+②+①のデータと重なっていること、すなわち①や②の期間に $M6.4$ 以上の地震の記録がないことを示している。

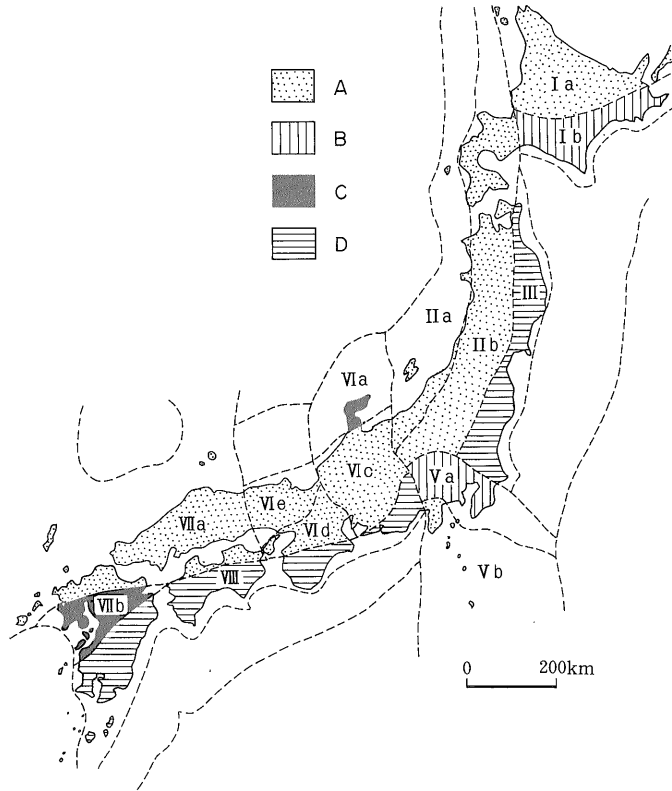
期間③の地震データ(第8図○印)だけを見ると、活断層密度との相関がほとんどなくなっている。この期間では、少なくとも $M6.4$ 以上の地震については観側の取りこぼしは全くないと考えられる。したがって、約100年

程度の期間における地震活動のデータは、時代の不均一性が大きく現われてしまい、各区における長期間の平均的な地震活動を反映していない、といわなければならない。これに対して、期間③+②の地震データ(×印)のプロットは、有史以来の全データのプロット(●及び▲印)と傾向がよく似ており、1600年以降約400年間のデータでも、各区における平均的な地震活動をかなりよく反映していることを示唆している。

第8図における横線は、これが長いほど全体の地震活動の中で古い地震の占める割合が相対的に大きいことを示している。近畿三角地域で横線が最も長いのは、この地域の記録洩れが相対的に最も少ないと考えられるので、当然のようにみえる、しかし、1885年以降の地震密度が全体の10%に満たないのはこの区だけである。活断層密度の大きいことも考慮すると、近畿三角地域における最近の地震活動は、平均的な活動状態に比べて“異常におだやか”である(藤田・岸本, 1972)と見るべきであろう。このように、第8図における横線の長さは、被害地震における記録の不均一性と時代の不均一性を反映している。これが長いものは、古い時代における記録の洩れが少ないか、近年の地震活動が異常に小さい、または古期に地震が異常に多いことを示唆している。逆にこの短いものは、それぞれ上記の逆の状態を示唆しよう。これらの要素を完全に分離して考えることは不可能であ



第8図 各区における被害地震の密度 ($\Sigma S_v/A$) の時代別分布 ●▲印及び斜線は第6図と同じ。その他の記号及び横線は本文参照。
 Fig. 8 Change in seismicity (density of destructive earthquakes) with times. Open circles and crosses represent seismicities during 1885-1978 and 1600-1978, respectively. Other symbols and oblique line are the same as those in Fig. 6. Broken arrows are reestimates taking account of non-recorded seismicity.



第9図 被害地震との関係からみた陸域活断層区の種類 A, B, C, Dの区分は本文参照。
 Fig. 9 Classification of active-fault provinces based on the interrelation between the densities of active faults and destructive earthquakes.

るが、各区における活断層密度をも勘案すれば、上記のような不均一性がある程度推定する手がかりは得られるであろう。

北海道主部 (Ia と Ib) は、古文書による地震記録の期待できない、いわば歴史地震の僻地であるから、地震の密度に関しては何らかの“補正”を行う必要がある。真の補正は、時代の不均一性を見積りができないために不可能ではあるが、比較的古い記録のある地区からの類推によって次のような見積りを試みる。第8図の横線の長さは、有史以来全期間と、最近約100年間(期間③)との地震の密度の比を表わしているので、北海道主部以外の12区のうち、横線の異常に長い(歴史記録の“多すぎる”)VI d と、異常に短い(歴史地震の極端に少ない)VI a, III, VIIIを除く8区でこの比の平均を求めると、 $2.9^{1)}$ (対数スケールでは0.5弱程度)となる。そこで、Ia及びIbのそれぞれに平均的な長さの横線を加えると、Ia(北海道主部内帯)はちょうど第8図の回帰線上に乗り、逆にIb(北海道主部外帯)は回帰線から著しく外れたところにプロットされる。したがって、北海道主部については、記録の不均一性を考慮すると、第6・7図の見掛けとは逆に、Iaの地震活動は断層密度と相関しており、Ibは活断層密度に比べて地震活動が大きい区とみなす必要がある。

能登(VIa)においても1884年以前にM6.4以上の地震の記録がないが、この地区が記録上の僻地であったとは考えにくい。しかし、仮りにそう考えて、前述と同様の操作を行なったとしても、この地区が活断層密度に比べて地震の密度が異常に低いことには変りはないであろう。

東北地方外帯(III)と西南日本外帯(VIII)については特別な考慮が必要であろう。この両地区は活断層密度と地震の密度とが共に低いため、一見第8図の回帰線上に乗っているようであるが、一方、1884年以前の歴史地震が非常に少ない(第8図の横線が極めて短い)ことでも共通している。しかし両地区は北海道のような歴史記録上の僻地であるとは必ずしもいえない。むしろ最近約100年間の地震に問題があるとも思われる。この両地区の特殊性については、次章でもう一度考察することとする。

7. 活断層との相関性からみた被害地震の地域的特性

前節の考察をまとめると、内陸における14の活断層区は、地震活動のうえからは次の4つのタイプに分かれる

1) このことは、有史以来全期間の地震活動が最近約100年間の約3倍しかないということではなく、1884年までの歴史地震は、M6.4以上のものでも、最近約100年間の2倍程度しか記録されていないことを意味しているであろう。

であろう(第9図参照)。

Aタイプ：活断層密度と被害地震の密度が互によく対応しているとみられる区；北からIa, II a, II b, Vb, VIc, VI d, VI e, VII a。

Bタイプ：活断層密度に比べて被害地震の密度が大きい区；Ib, Va。

Cタイプ：活断層密度に比べて被害地震の密度が小さい区；VI a, VII b。

Dタイプ：活断層密度も被害地震の密度も極端に小さく、特に歴史地震の記録が少ない区；III, VIII。

本節では、上記の各タイプ別に活断層と被害地震の関係をまとめ、さらに地震危険度に関する考察を試みる。

Aタイプ：活断層密度(SL/A)と被害地震の密度($\Sigma S_v/A$ または $\Sigma 2r_v/A$)とがよい正の相関を示す。このタイプの活断層区は、Vb(伊豆半島周辺)を除けば、すべて島弧の内帯(火山性内弧)に属する。Vbはフィリピン海プレートに属し、ユーラシアプレートとの関係でいえば海溝外側区であるが、太平洋プレートとの関係では火山性内弧にあたる。

Aタイプの活断層区では、歴史地震の記録は活断層密度から予想されるその区の超長期的な地震活動をよく反映しているといえよう。すなわち、有史以来のデータを採るならば、地震活動についての記録及び時代の不均一性はかなり解消されているとみることができる。

過去150年間に生じた地震断層は、1923年関東地震の副断層(Vaに出現)を除くと、ことごとくAタイプの区に存在していることは、特に注目すべきである。地震断層から求められた種々の経験式は、厳密にはAタイプの区内のみ適用すべきのものであって、これ以外の区でも適用できるか否かは証明されていないと考えるべきであろう。

MATSUDA (1981)は、活断層と被害地震(1885年-1978年のデータ、第8図の○印)の関係について、④：M6.5以上の地震が長さ10 km以上の活断層のある地域で起こる頻度は、その他の地域のものより4倍高いこと、及び⑤：被害地震の80%は既知の活断層帯から5 km以内で起こっていることを示し、日本内陸の被害地震が活断層と密接に関係しているとした。筆者の検討では、上記の傾向は④、⑤ともにAタイプの区域ではより鮮明に現われ、その他の区域ではそれ程明瞭ではないと思われる。

さて、Aタイプの区内に限ってみれば、地震と活断層について従来からいわれていた以下のような予想が適用できるであろう。

① M6.5以上の浅い地震を活断層の位置に想定し、かつその地震の規模Mは、地震断層の経験式(松田, 1975

など)によって予想することができる。逆に活断層のないところで $M6.5$ 以上の地震が起こるのは、非常に稀であろう。したがって活断層密度の分布図(たとえば第1図や、MATSUDA, 1981の Fig. 3)は、Aタイプの地区に限り、そのまま近似的な地震危険度を表わすといえるであろう。

② 歴史時代に発生した $M6.5$ 程度以上の地震は、地震断層の記録がなくても、もよりの活断層が活動した結果であると考え(たとえば三木, 1980)ことができるであろう。

③ 個々の活断層または活断層系が再活動する平均の間隔(recurrence interval)は、内陸活断層で1,000年程度以上であるから、最近100-200年程度の間断層変位を生じた活断層は、数10年-100年程度の“近い将来”に再活動して地震を発生させると考えなくてもよいであろう。逆に過去に地震を起こした記録のない活断層で、活動度が高く再活動間隔の短い断層は“要注意”である(MATSUDA, 1977; 三木, 1980)。

Bタイプ: 活断層密度($\Sigma L/A$)に比べて、被害地震の密度($\Sigma S_v/A$ または $\Sigma 2r_v/A$)が大きい。

Va(関東)は活断層密度が中程度なのに、地震の密度は全区の中で最大である点が特徴的である。この区で断層の密度と地震の密度が相関しない理由としては、①活断層の過少見積りと、②活断層と無関係な大地震発生の2点が考えられる。

① この地域には広大な関東平野が存在し、そこには未発見の活断層が存在している可能性がある。「日本の活断層」に示されなかった断層として、綾瀬川構造帯(清水・堀口, 1981)や烏山一菅生沼構造線(池田ほか, 1981)が活断層であるとの指摘や、第四紀後期における関東平野のブロック運動の主張(小玉ほか, 1981)があり、この地区の活断層密度は小論で示したものよりは大きくなることは確実であろう。しかし、本質的には次の理由によるほうが大きいであろう。

② この地区は、ユーラシアプレートにフィリピン海プレートが沈みこみ、さらにその下に太平洋プレートが沈みこんでいるという、プレートの3重構造で特徴づけられている。関東平野の下では、フィリピン海プレートと太平洋プレートとが“衝突”しており、そのために平野下の40-80 km付近で中小規模の地震が頻発していると考えられている。内陸の被害地震の一部(例、1894年の東京地震, $M7.0$)もこのような深い地震であったと考えられる。また、1923年(大正, $M7.9$)と1703年(元禄, $M8.2$)の関東地震とその余震は、明らかなプレート境界地震であって、内陸の活断層から生ずる地震のカテゴリ

ーには入らない地震である。この地区の地震密度を著しく高くしている主な原因は、明らかに上記プレート境界型の地震であるから、この活断層区は、小論では論じなかった海域のIV及びIXと同じタイプであるともいえるであろう。

Ib(北海道主部外帯)は、活断層密度は極めて小さいのに、最近約100年間の地震活動はそれほど小さくはない。しかしこれらの地震の深さ(1885-1925年間は宇津, 1979, それ以降は気象庁資料)について見ると、日高地方の内陸-沿岸部に震央を有する $M6.0$ 以上の地震のほとんどが深さ40 km-150 kmで生じており、おそらくプレート境界地震と考えられる。したがってこの地区では将来の地震としては、地表でみられる活断層とは無関係のやや深い地震に注目する必要がある。しかし、これらの地震の規模は、1978年までの最大で $M7.0$ であり、震源が深いこともあって、大きな被害を生ずることはないと考えられる。なお、1982年3月21日の浦河沖地震のマグニチュードは7.1であり、この地区の過去最大であったが、深さは40 kmであり、海底に地震断層が出現した可能性は低いと思われる。以上のようなこの地区の特徴は、後述するDタイプに属するIII及びVIII地区のそれとよく似ているように思われる。

Cタイプ: 活断層密度($\Sigma L/A$)に比べて、被害地震の密度($\Sigma S_v/A$ または $\Sigma 2r_v/A$)が著しく小さい。

VIa(能登)では被害地震がきわめて少なく、 $M6.4$ 以上の地震は有史以来1回(1892年, $M6.4$)しか記録されていない。この地域が歴史記録上の僻地であったのかどうか、筆者には判らない。現在は小一微小地震もあまりないようである。一方活断層の数は非常に多く、能登半島の全域に見られる(太田ほか, 1976)が、呂知瀧低地帯縁辺の断層を除けば、いずれも長さが5 kmに満たないものばかりである。また、南隣のVIc地区に横ずれ断層が多いのに対して、この地区には横ずれ断層の証拠が全くない。以上のような活断層の特殊性が、被害地震の起こりにくいことと何か関係があるかもしれない。

VIIb(中九州火山地域)では、別府湾から島原半島にかけての第四紀火山地域に、ほぼ東西方向の、短小で変位量も小さい断層が密集している(池田, 1979)。これらは多数の地溝状地形を形成していること等から、ほとんどが正断層と考えられている。活断層区の中で正断層が卓越しているのはこの地区だけである。これらの正断層は発生の時期もごく新しく、累積変位量も小さいと思われる。ただし、この地区の南縁部には中央構造線地帯(第3図のBM)に属する日奈久断層系など、横ずれ成分を有する長大な活断層も便宜上含まれていることに注意を

要する。

この地区の被害地震は決して少ないわけではなく、地区の面積からみると、数はむしろ多い方である。しかしその大半は $M6.0-6.3$ 程度であって、 $M6.4$ 以上は少なく、最大でも 6.9 どまりである。したがって $M6.4$ 以上の地震から $\Sigma S_v/A$ を求めると、活断層密度の割りには明らかに過小となる。なお、この地区の最近の地震は東西方向の正断層型であって、活断層のタイプと調和的である。以上のことから、この地域の短い東西性正断層は、 $M6$ クラスの地震と共に発達してきており、 $M7$ 以上の大地震はこの地区では発生しにくい(ただし南端部の日奈久断層などを除く)といえるかもしれない。またこの地区では、火山活動の盛んな地域では大規模な地震が生じないという意味で、火山活動と大地震の相補性が成立しているといえそうである。

Dタイプ: 活断層密度 ($\Sigma L/A$) も被害地震の密度 ($\Sigma S_v/A$) もともに著しく低い。Ⅲ(東北地方外帯)とⅧ(西南日本外帯)がこのグループに属する。

両地区は第6図において、ほとんど同じところにプロットされ、一見、活断層と被害地震の密度が相関しているように見える。このため第6図の回帰直線は、この2区のデータを含めて求められている。しかしよくみると、両区とも地震のデータの大部分は1885年以降の観測地震であり、その密度はこの期間に関する限り他地区に比べてそれほど低いわけではない。特徴的なのはむしろそれ以前の歴史地震が極端に少ないことである。したがって、北海道ほどでないにせよ、この両地区も記録上の僻地であるとして“補正”を行うと、北海道南部と同様、活断層密度に比べ地震の密度の大きい区ということになる。ただしここで注意しなければならないのは、1884年以前の歴史地震が被害地震であるのに対して、1885年以降の観測地震は被害の有無とは一応無関係に $M6.4$ 以上の地震が選定されていることである。また後者の中にはやや深い地震が含まれている可能性がある。例えばⅢ区における1895年震が浦付近の地震 ($M7.2$) は、宇佐美(1975)によれば小被害が広範囲に及んでおり、“やや深い地震か?”とされている。またⅧ区では明らかに深い地震(1968年宇和島地震, $M6.7$, $h=40\text{km}$; 1898年九州中央部, $M6.7$, $h=150\text{km}$ など)が含まれている。このような地震は、1884年以前では発生していても被害地震として記録されなかったか、記録されていても M の小さいものと推定されている可能性がある。したがってこの両地区で“補正”すべきなのはむしろ近年の観測地震のほうであるのかもしれない。

Ⅲ及びⅧの両区では、活断層が少ないだけでなく、そ

の性状も一般に不明確である。「日本の活断層」でも確実度Ⅰとされたものは殆んどなく、確実度Ⅱとされたものでも、地形以外に第四紀後期の活動を示唆する徴候が認められないものが多い。したがってこの両地区の地震は、活断層との関係では適切には予想はできない。直下地震の地震危険度は、和歌山付近など特別な地域を除けば一般に低く、また、やや深い地震(40 km 以下)が多いために大きな被害は起りにくいと考えてよいであろう。この両地区では、直下地震による被害よりは、隣接の(Ⅳ及びⅨ)区で生ずるプレート境界型の巨大地震による被害の方がはるかに大きいことはいうまでもない。以上の諸特徴はⅠa(北海道主部外帯)のそれと類似しているといえよう。

8. ま と め

わが国の活断層については、その性状や分布密度に顕著な地域性のあることが知られてきた。したがって、活断層から発生する地震の見積りに際しては、地域性を無視して全国一律に扱ってよいかどうかを吟味しておく必要がある。一方、歴史地震においても、古記録の地域的な偏りや、地震活動期の不均一性はやはり吟味を要する問題である。これらを相互にチェックするための第一歩として、活断層の密度と有史以来の地震の密度とを活断層区(第2図)ごとに平均化し、両者の関係を比較してみた(第5, 6, 7図)。

その結果、断層密度と地震の密度が見掛け上正の相関を示している区と、相関していない区に分けることができた(第6, 7図)。

北海道における古記録の不備を“補正”し(第8図)、また東北地方外帯及び西南日本外帯における観測地震と歴史地震の違い等を考慮したうえ、活断層と被害地震の両者がよい正の相関性を示す区(Aタイプ)と、相関を示さない区(B, C, Dタイプ)にグループ分けを行った(第9図)。

Aタイプの区は、伊豆半島(Vb)を除き、いずれも日本列島の“内帯”に属している。また過去に地震断層の記録された地点はすべてAタイプの区内に存在している。これらの区内では被害地震と活断層とは密接に関連しており、将来の地震を活断層の位置に予想したり、また地震断層から得られている地震と断層の規模に関する経験則が当てはまるとみなしてもよいであろう。一方、被害地震についても、区の単位でみる限り、有史以来の記録は、北海道を除き、その区の平均的地震活動をよく表わしている一記録や時代の不均一性は解消されているとみなすことができる。同様のことは1600年以降約400

年間の記録についてもほぼあてはまるといえるが、1885年以降約100年間の記録については、時代の不均一性が大きく現われ、あてはまらなくなる(第8図)。

Aタイプ以外の、両者が相関しない区については、活断層から将来の地震を予想するには、地震と活断層に関する経験則が成立するという“保証”がないため特別な考慮が必要であろう。これらのうち日本列島の“外帯”に属する区では、活断層の密度に比べて地震の密度が著しく大きい(Bタイプ: Va, Ib)か、もしくはやや大きい(Dタイプ: III, VIII)と見られるが、これらの区では地表に地震断層の現われることが期待できない—それゆえ活断層とは直接関連しない—やや深い地震の多いことが特徴的である。一方、地震活動に比べて活断層密度が著しく大きい区(Cタイプ: VIa, VIIb)は“内帯”の小区域を占めているが、活断層の分布パターンや変位のセンスが隣接区とは大きく異なっている。これらの区では、活断層の活動様式(変位の累積性など)も周辺の区におけるそれと異なっているのではないかと考えられるので、今後の調査が望まれる。

あとがき及び謝辞

この研究は、活断層と歴史地震について全国的に得られた等質の資料に基づいて両者の量的な比較を試み、またその地域性を考察したものである。地域的特質は、「日本の活断層」に示された活断層区の単位で論じられ、その限りでは活断層の地域性はもとより、歴史地震の活動も記録の偏りや時代の不均一性がかなり解消され、区の特質をよく表わしているようにみえる。しかし、より実用的な地震危険度の見積りのためには、上記の区よりもっと細分された単元で検討すべきであり、そのためには、活断層では活動度の認定、古地震では深さの推定など、より精度の高いデータが必要となるであろう。

「日本の活断層」については、評価されている反面、いくつかの批判—地形の判読のみに基づいた活断層の認定には問題がある等—のあることも事実である(羽田, 1981; 木村, 1981など)。しかし、この研究の結果では、活断層分布の大勢は地震活動とよく対応しているので、上記の批判が当たっているとすれば、「日本の活断層」においては問題点(疑問な断層)もまた全国等質に分布しているということであろう。現在地質調査所では、やはり全国同一の基準によって活断層の調査が行われているので、その完成後に改めて地震活動との関係を追求してみたい。

小論は、工業技術院特別研究として実施中の「全国活断層図の編さん」(昭和54-58年度)及び昭和55年度の経

常研究「活断層に関するデータベースの研究」に関連して行った調査結果をまとめたものである。データの解析や考察の過程では当所地震地質課の諸氏に討論をしていただいた。また筆者の専門外である歴史地震に関しては、東京大学地震研究所宇佐美龍夫教授から御教示を受けた点が多い。データの計算や原図作成については伊香和代氏に手伝っていただいた。以上の方々に厚く御礼申し上げます。

なお、この研究の骨子は、昭和56年7月にカナダで開催されたIASPEI (International Association of Seismology and Physics of Earth's Interior)の第21回総会の討論会で発表したものである。本総会への派遣を配慮された科学技術庁振興局の当局に謝意を表わす次第である。

文 献

- 羽田 忍(1981) いわゆる活断層の工学的問題と取扱い. 応用地質, vol. 22, p. 17-31.
- 林 正夫(1981) 地形学上の活断層と内陸地震の歴史の関係—日本列島における相関の地域差について—. 電力土木, no. 172, p. 1-16.
- 藤田和夫・岸本兆方(1972) 近畿のネオテクトニクスと地震活動. 科学, vol. 42, p. 422-430.
- 池田隆司・高橋 博・佐竹 洋・福田 理(1981) 鳥山—菅生沼構造線(茨城県西部)の調査. 地震学会講演予稿集, 1981, no. 1, p. 115.
- 池田安隆(1979) 大分県中部火山地域の活断層系. 地理学評論, vol. 52, p. 10-29.
- 貝塚爽平・今泉俊文(1981) 活断層から求めた日本列島の平均歪速度. 地震学会講演予稿集, 1981, no. 1, p. 54.
- 垣見俊弘・山崎晴雄・寒川 旭・杉山雄一・下川浩一・岡 重文(1982) 1:500,000 活断層図, 東京. 地質調査所.
- KANAI, K. and SUZUKI, S. (1968) Expectancy of the maximum velocity amplitude of earthquake motions at bed rock. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 46, p. 663-666.
- KAWASUMI, H. (1951) Measures of earthquake danger and expectancy of maximum intensity throughout Japan as inferred from the seismic activity in historical times. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 29, p. 469-482.
- 活断層研究会(1980) 日本の活断層—分布図と資料—. 東京大学出版会, 東京, 363 p.
- 木村敏雄(1981) 断層. とくに断層破砕帯の見方,

- 考え方. 応用地質, vol. 21, p. 4-16.
- 小玉喜三郎・堀口万吉・鈴木尉元・三梨 昂(1981) 更新世後期における関東平野の地塊状造盆地運動. 地質学論集, no. 20, p. 113-128.
- 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, ser. 2, vol. 28, p. 269-283.
- MATSUDA, T. (1977) Estimation of future destructive earthquakes from active faults on land in Japan. *Jour. Phys. Earth.*, vol. 25 suppl., p. 251-260.
- (1981) Active faults and damaging earthquakes in Japan—macroscopic zoning and precaution fault zones. in “*Earthquake Prediction; an international review*”, edited by SIMPSON, D. W. and RICHARDS, P. G., Am. Geoph. Union, p. 279-289.
- 三木晴男(1980) 地震の超長期予測. 玉城教授記念講演集, no. 14, p. 10-27.
- 村松郁栄(1969) 震度分布と地震のマグニチュードとの関係. 岐阜大教育研報, 自然科学, vol. 4, p. 168-176.
- 大沢 穠・池辺 穰・荒川洋一・土谷信之・佐藤博之・垣見俊弘(1982) 象潟地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 73 p.
- 太田陽子・松田時彦・平川一臣(1976) 能登半島の活断層. 第四紀研究, vol. 15, p. 109-128.
- THE RESEARCH GROUP FOR ACTIVE FAULTS OF JAPAN (RGAF) (1980) Active faults in and around Japan: the distribution and the degree of activity. *Jour. National Disaster Sci.*, vol. 2, no. 2, p. 61-99.
- 清水康守・堀口万吉(1981) 大宮台地北東部における元荒川構造帯(新称)について. 地質学論集, no. 20, p. 95-102.
- 宇佐美龍夫(1966) 日本付近のおもな被害地震の表. 震研彙報, vol. 44, p. 1571-1622.
- (1975) 日本被害地震総覧. 東京大学出版会, 東京, 329p.
- 宇津徳治(1979) 1885-1925年の日本の地質活動—M 6以上の地震および被害地震の再調査. 震研彙報, vol. 54, p. 253-308.
- WESNOVSKY, S. G., SCHOLZ, C. H. and SHIMAZAKI, K. (1982) Deformation of an island arc: rates of moment release and crustal shortening in intraplate Japan determined from seismicity and Quaternary fault data. *Jour. Geoph. Res.*, vol. 87, p. 6829-6852.

(受付: 1982年11月 2日; 受理: 1983年 2月 3日)