

第8回地盤震動シンポジウム

地震危険度研究に関する最近の動向

1980.3.28

日本建築学会 構造標準委員会  
振動分科会 地盤震動小委員会

**The 8th Symposium on Ground Vibrations (1980)**

**Recent Trends in Studies of Seismic Risk and Zoning**

**March. 1980  
Tokyo**

**Sponsored by Architectural Institute of Japan**

The 8th Symposium on Ground Vibrations (1980)

Recent Trends in Studies of Seismic Risk and Zoning

1980

Sponsored by the International Association of Seismology and Earthquake Engineering

## 第8回地盤震動シンポジウム(1980)

### 地震危険度研究に関する最近の動向

#### 目 次

#### 第1部(地震危険度の研究—過去・現在・将来)

- 1 地震危険度—法規的にみた現状での取り扱いから—  
北川 良和(建設省建築研究所)…… 1
- 2 地震資料からみた地震危険度  
尾崎 昌凡(千葉大学)…………… 3
- 3 地震危険度予測への展望—地震学と地震工学の接点—  
大塚 道男(建設省建築研究所)…… 7
- 4 地震危険度“雑感”  
伯野 元彦(東京大学地震研究所)… 13
- 5 地震危険度—最近の国際会議等からみた米国の現状—  
太田外気晴(鹿島建設技術研究所)… 15

#### 第2部(最近の研究から)

- 6 地域地震危険度の評価—仙台の場合—  
和泉 正哲(東北大学)…………… 23
- 7 地域地震危険度の評価—川崎の場合—  
表 俊一郎(九州産業大学)………… 29
- 8 地域地震危険度の評価—震害予測のための地震力推定—  
嶋 悦三(東京大学地震研究所)… 37
- 9 地震被害に及ぼす地盤の寄与  
○望月 利男(東京都立大学)  
宮野 道雄( “ )…………… 43
- 10 強震動の短周期成分と長周期成分の予測  
村松 郁栄(岐阜大学)…………… 49
- 11 断層モデルによる短周期加速度・速度の推定  
○鈴木 保典(東京大学)  
佐藤 良輔( “ )…………… 55
- 12 地震断層と地盤条件を考慮した  
地表面最大加速度・最大速度分布の推定  
翠川 三郎(東京工業大学)………… 59
- 13 震度分布から震源モデルへ  
—トルコ・チャルドラン地震(1976)の場合— ○佐藤 一之(北海道大学)  
太田 裕( “ )…………… 65

# Recent Trends in Studies of Seismic Risk and Zoning

## The 8th Symposium on Ground Vibrations (1980)

### Contents

1. Seismic Risk – For Practical Seismic Design Purpose – by Yoshikazu Kitagawa	1
2. Earthquake Danger Based on Earthquake Data by Masakazu Ozaki	3
3. A View of Future Seismic Risk Study – How to Conquer this Interdisciplinary – by Michio Ohstuka	7
4. Some Comments on Seismic Risk Analysis by Hakuno Motohiko	13
5. Seismic Risk – State of the Art in America in aspect of Recent International Conferences – by Tokiharu Ohta	15
6. Estimation of Regional Seismic Risk – Case of Urban Area of Sendai – by Masatetsu Izumi	23
7. Estimation of Regional Seismic Risk – Urban Area of Kawasaki – by Shunichiro Omote	29
8. Evaluation of Regional Seismic Risk – Estimation of Seismic Ground Motions due to a Fault Model – by Etsuzo Shima	37
9. Contribution of Ground Condition on Earthquake Damages by Toshio Mochizuki and Michio Miyano	43
10. Prediction of Short and Long Period Contents Involved in Strong Ground Motions by Ikuei Muramatsu	49
11. Estimate of Short-Period Acceleration and Velocity due to a Fault Model by Yasumori Suzuki and Ryosuke Sato	55
12. Prediction of Intensity Distribution due to Major Earthquakes with Regard to Fault Rupture and Site Ground Conditions by Saburoh Midorikawa	59
13. Estimation of Seismic Source Parameters by Means of Seismic Intensity Analysis – In Case of the Çaldıran Earthquake (1976) in Eastern Turkey – by Kazuyuki Sato and Yutaka Ohta	65

## 地震危険度——法規的にみた現状での取り扱いから——

建設省建築研究所 北川良和

## § 1 はじめに

我々は太平洋側で起こる大規模地震域、日本海岸側で起こる中規模地震域、および内陸に発生する浅発性中規模地震域の真只中に在しているという地震活動の特殊性を有している。このような地学的環境の特異性のもと、正確な地震予知が不可能な現段階では、将来起こり得る地震動の強さを過去の地震記録から統計的に予測することが必要となる。一方、工学的実用性、すなわち社会的、経済的に影響度の大きい耐震設計での地震強度の低減係数としての地域係数マップ等は、当面短・中期地震予知等に左右されては困るものである。本論ではこれらの点を考慮して、地震の地域係数を例に地震危険度の現状での取り扱いについて述べる。

## § 2 地震動期待値の法規的取り扱い

ある場所での地震危険度は一般的に云って、その付近の地震活動度と地盤特性の地震波への影響によって決められるものであるが、これらの要素を厳密に考慮することはなかなか容易なことではない。しかしながら、これまでに国内で行われた地震危険度に関する研究を概観すると、いずれの研究も過去の地震資料をもとに求められており、特殊な地震(たとえば1000年に一度起こるような地震)を除けば、十分とは云えないまでも一応の結果を得ているものと思われる。

今日、日本国内における地震危険度に関する研究総数は、河角(1951)以来10余例におよんでいる。<sup>1)</sup> これらの研究成果は主として学術的な観点から求められており、研究毎に使用された地震資料、その評価法および解析方法もまちまちである。すなわち(I)地震資料に関して、i)地震資料に含まれる地震緒元の精度(例えば震源位置マグニチュード等)、ii)地域毎に得られる情報の均質性、iii)資料の数量(統計年数)が充分であるか、(II)解析方法に関して、i)マグニチュード、震央距離から最大地震動を求める計算式、ii)得られた最大地震動の値の頻度分布から任意の再現期間に対する最大地震動を予測する方法、iii)結果の表現方法とその内容である。その結果、各種提案されたマップをみると危険度の分布状況や絶対値にかなりの差異が認められる。このため、耐震工学的に実用的な地域係数として個々の研究成果を耐震設計へ直接応用することは、各研究者の主張の相克するところであり、各種の成果が地震活動の時間的、空間的固有性を完全に、かつ客観的に記述しているとは云い難いことを考慮すると、多少時期早尚の感がまねがれない。また各種の危険度マップが存在することは耐震設計を行う場合必ずしも好ましいこととは思われない。このため地震危険度の立場から得られた最大地震動の期待値の工学的実用面での応用として、<sup>2)</sup> 既往の研究成果を考慮した上で統一的な地震の地域係数の作成を試みたのが、新しい地震の地域係数案である。

作成にあたっては、各種の研究成果から直接地盤の地域特性を含まず地震活動度のみを反映したものを選定し、上述した(I)iii)の項目について検討を加え、重荷平均操作を行っている。重荷平均操作は、これら分類された研究成果の個々について0.5°毎の細目点で読み取られた各種期待値に、個々の研究成果が属するグループ毎に定められた重みを乗じた、各細目点での総和平均および総乗平均である。この時考慮の対象とした各種研究成果は再現期間100年で求められた期待値マップを一応の基準としているが、その他の再現期間で求められた期待値マップを比較検討した結果、最高値で除いた係数表示による相対的な期待値の地域特性は大局的に類似の傾向を示していることから、これも考慮の対象としている。

得られた結果のうち、総和・総乗平均値から求められた分布値は、地域によってかなりの差があるが、総和・総乗平均値に標準偏差の2倍を考慮したものから求められた分布値は、絶対値に多少の差はあるものの、両者共大局的に類似したパターンを有している(図-1,2参照)。このため後者について更に最高値で正規化したマップを再度求めた。その結果、日本全域は1.0-0.2の幅に区分される(図-3参照)。しかしながら前述したように、



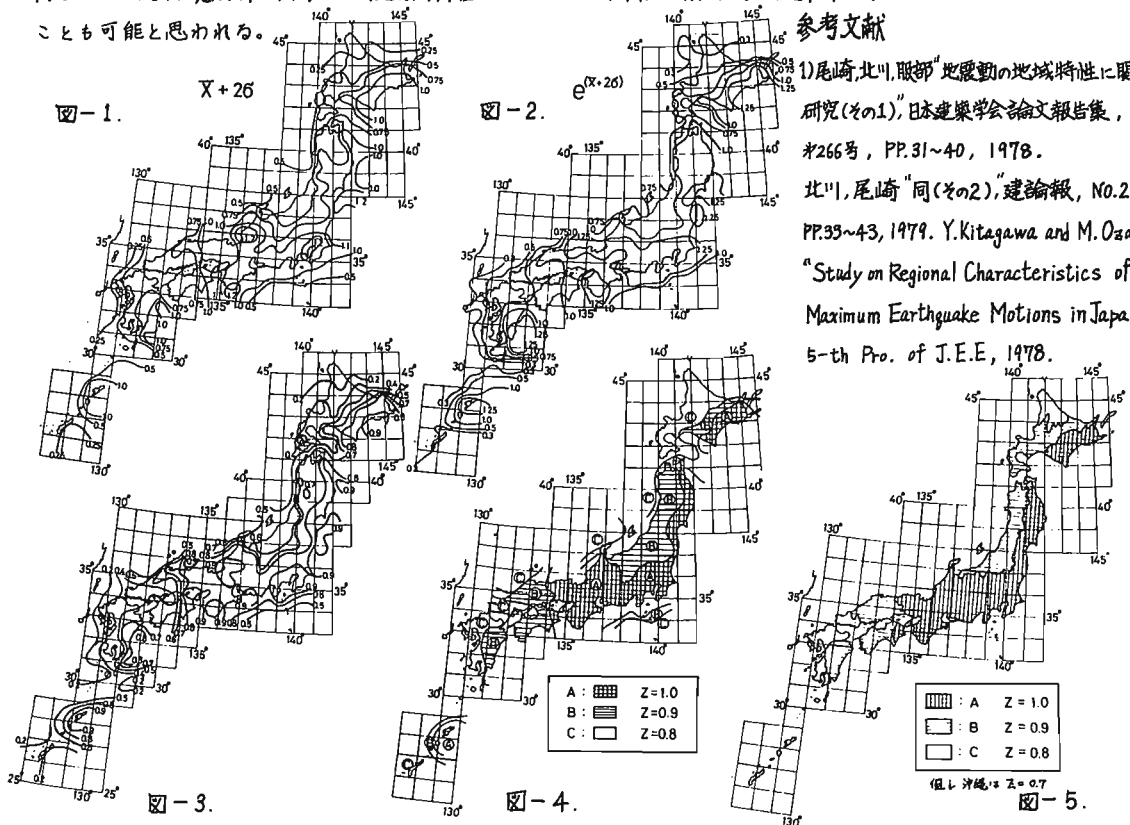
我園は地学的特異性を有しており、かつ長期間にわたる均質な資料が得がたいこと等から、日本全域を1.0~0.2といった地域差を大きくとることはかなり危険といえよう。このため、Floating Earthquake の概念、工学的判断を導入し、相対的な地震動の地域区分、すなわち、地震活動度が高い地域、地震活動度が中程度の地域、地震活動度が低い地域に区分された(図4参照)。このようにして得られた結果を基本とし、更に行政的判断のもと最終的地震の地域係数(Z)が告示された(建設省告示1621号,昭和53年,図5参照)。この時、地域係数の数値は、地震の起こる可能性の大小を表わすといった地震予知的内容を示すものでなく、この先100年間位を考えた時、その地域で考えられる地震動の最大値を比較すると、地域係数1.0の地域の方が、0.8の地域より大きいであろうことを示すものである。

### § 3 今後の課題

地震予知技術が進んでもその予報が必ずしも当たるとは限らない。このため地震予知の3要素、すなわち時間、大きさ、場所のうち、時間について直接予知しなくてもある地点にある大きさ以上の地震の発生する相対的確率、あるいはある大きさ以上の地震動を受ける相対的確率すなわち地震危険度を推定することは有意なことである。この時、過去の地震資料を用いることによってその傾向は推定されるものの、大地震の発生間隔等を考えると、これらの資料期間だけでは十分とは云えない。しかしながら、(i)最近に大地震の震源域となった地域は当分大地震発生の可能性は少ないものの、その隣接地域は可能性が高くなるとか、(ii)有史以来大地震の記録はないものの地学的にみても大地震の起こり易い所、何百年も以前に大地震が発生し、その後静穏な所、最早の測量の結果地盤歪の蓄積が進んでいる所などは大地震の発生の可能性が高いといった概念を導入するとか、(iii)大局的にみても同じ危険度の地域でも大地震時の際は地盤の条件によって差異が生じるため、過去の大地震時の震度分布の詳細な調査、地盤の調査などに基づいた細かい地域分けをするといった作業を併せて行うとかによって、現在から数年~数十年程度先までの期間に対する危険度の推定も可能と思われる。すなわち、ある地点での過去の地震資料を用いて得られたある再現期間に対する地震動期待値を、ある耐用年限の構造物の設計用入力レベルの値として想定することも可能と思われる。

### 参考文献

- 1)尾崎,北川,服部“地震動の地域特性に関する研究(その1)”,日本建築学会論文報告集, #266号, PP.31~40, 1978.
- 北川,尾崎“同(その2)”,建論報, No.277, PP.33~43, 1979. Y.Kitagawa and M.Ozaki "Study on Regional Characteristics of Maximum Earthquake Motions in Japan." 5-th Pro. of J.E.E., 1978.



## 地震資料からみた地震危険度

正会員 尾崎昌凡

## 1. まえがき

現在まで、我国で行われた地震危険度の研究は数多くあるが、本論文は選択された329年間の地震資料と極値統計理論を用いて、沖縄地域を含む日本全域における最大地震動の期待値の大きさとその地域分布を再検討したものである。

## 2. 地震資料

本論文で使用された地震資料は次の2種類である。

## 1) 期間1644年～1925年

比較的人口分布が全国的になり、政治的にも安定した江戸中期より1925年までについては、埋科年表の地震の数(166個)もそれ以前に比べてかなり多いため、被害地震の資料としては一応信頼できると思われる。但し、1885～1925年間の地震資料のマグニチュードについては、我国の年平均マグニチュード頻度分布等の研究から、次のようにマグニチュードMの部分修正を行なった。即ち、1896～1915年間の資料については、 $M = M_k - 0.6$ 、1885～1895年間及び1916～1925年間の資料については、 $M = M_k - 0.5$ とした。ここに $M_k$ は、河角マグニチュードを意味する。

## 2) 期間1926～1972年

気象庁の地震月報に報告されているマグニチュード $M = 5.0$ 以上の計器観測結果に基づくすべての地震資料を使用した。

## 3. 最大地震動の推定

本解析では、次の金井博士の地震基盤における水平速度スペクトルを与える式を基本として用いた。

$$V_0 = 10^{0.61M - (1.66 + \frac{3.60}{r}) \log_{10} r - (0.631 + \frac{1.83}{r})} \quad (1)$$

ここに、 $r$ は震源距離である。

また、地震表面の水平最大加速度 $A_{max}$ 、速度 $V_{max}$ 、変位 $D_{max}$ は、地震の卓越周期 $T$ を地震動の卓越周期 $T$ と等しいと考えて、次式で求められる。

$$\left. \begin{aligned} A_{max} &= \frac{5}{\sqrt{Tg}} \cdot 10^{0.61M - (1.66 + \frac{3.60}{r}) \log_{10} r + (0.167 - \frac{1.83}{r})} \\ V_{max} &= 5 \sqrt{Tg} \cdot 10^{0.61M - (1.66 + \frac{3.60}{r}) \log_{10} r - (0.631 + \frac{1.83}{r})} \\ D_{max} &= 5 \sqrt{Tg^3} \cdot 10^{0.61M - (1.66 + \frac{3.60}{r}) \log_{10} r - (1.430 + \frac{1.83}{r})} \end{aligned} \right\} (2)$$

## 4. 極値統計理論

将来起る地震動の強さの期待値を予測するために、E. J. Gumbel等によって完成された極値統計理論が応用できる。本解析では、Gumbelの第2漸近分布が適用された。第2漸近分布での順位頻度 $\phi_m$ は、次の式で表現される。

$$\phi_m(x) = \exp\left(-\left(\frac{x - \epsilon}{X_m - \epsilon}\right)^k\right) \quad (3)$$

ここに、 $X_m$ は変量、 $\epsilon$ はある有限値で再現期間が無限小になるにつれて、 $X$ の予測値はこの値に漸近する。

$\mu$ はモードに相当する特性値、 $k$ は正の実数である。

( \* 千葉大学教授 工博 )



第1漸近分布の変換変数  $y_m = -\ln(-\ln(\phi_m))$  に相当する第2漸近分布の場合の変換変数は、

$$Z_m = \ln\left(\frac{v - \epsilon}{X_m - \epsilon}\right)^k \quad (4)$$

で示される。ここに  $\ln$  は自然対象である。

第1漸近分布は、正規確率紙でえがくと直線となるので、2つのパラメーター（勾配とモード）を求めればよいが、第2漸近分布では3つのパラメーター（漸近値  $\epsilon$ 、特性値  $v$ 、および指数値  $k$ ）を求めることになり、第1漸近分布のように簡単に計算できない。本報告では、最小自乗法により、繰り返し計算で3つのパラメーターを求めたが、計算の手順については Gumbel の第3漸近分布の場合と同様であり、文献(8)、(9)に示したのでここでは省略する。

変換変数  $Z_m$  に対応する再現期間  $T_r$  は、次式で計算された。

$$T_r = \exp(Z_m) \quad (5)$$

### 5. 東京中心部における最大地震動の期待値

前述の1644年より1972年までの地震資料に基づいて、東京中心部（北緯35.7°，東経139.8°）における最大地震動の期待値を金井清博士の最大地震動の推定式および Gumbel の第2漸近分布を用いて計算した。

期待値を計算するのに必要な入力データは、東京中心部の地震基盤における年最大速度値である。この値は期間1926～1972年間については計器観測結果によるマグニチュード、震源距離から金井清博士の推定式を用いて計算することができる。

期間1644～1925年間については被害地震の記録しかないで、毎年の最大値は不明である。そのため、地震基盤における最大速度値が2.5 cm/sec以下の弱い地震については、期間1926～1972年間と同じ分布をしているものとし、これ以上の強い地震については、上記期間の被害地震の記録がかなり信頼できるので、これを用いた。この場合、被害地震の震源の深さは平均値の30 kmとした。

表-1は期間1926～1972年間の東京中心部の地震基盤における年最大速度値を示す。また、表-2は期間1644～1925年間の同じ地震基盤における速度値が2.5 cm/sec以上である被害地震を示す。

図-1は以上の入力データを用いて、地震基盤における地震動速度の期待値を Gumbel の第2漸近分布によって求めたものである。図中太線は期待値の平均  $\bar{x}$  を意味し、太線の上下線は  $\bar{x} \pm$  標準偏差  $\sigma$  および  $\bar{x} \pm 2\sigma$  を示している。この場合、被害地震と弱い地震の境界速度値を2.5 cm/secとしたが、この値を2.0、3.0 cm/secとしても、Gumbel の第2漸近分布で求められた期待値は、2～3%程度の差であることが計算により確認されている。尚、最近の88年間（1885年より1972年まで）の地震資料に基づいて得られた計算値は、前述の329年間の地震資料から得られた

表-1 東京中心部の地震基盤における年最大速度値 (cm/sec) : (1926～1972年)

A. D.	Epicentral Distance	Magnitude	Maximum Velocity at Base Rock
1926	48.33	6.20	1.56
1927	424.20	7.50	0.36
1928	57.16	5.10	0.81
1929	69.86	6.10	0.81
1930	98.24	7.00	1.74
1931	70.74	7.00	2.81
1932	120.11	6.10	0.36
1933	581.41	8.30	0.66
1934	58.50	5.20	0.29
1935	93.85	5.90	0.40
1936	355.68	7.70	0.63
1937	118.95	6.60	0.74
1938	225.73	7.70	1.30
1939	94.50	5.90	0.39
1940	69.29	5.60	0.41
1941	75.21	6.00	0.63
1942	140.71	6.60	0.58
1943	137.96	6.60	0.59
1944	23.43	5.50	1.45
1945	21.19	5.20	1.07
1946	78.87	6.30	1.05
1947	117.26	6.00	0.33
1948	148.71	6.50	0.46
1949	111.47	6.70	0.94
1950	82.83	6.50	1.11
1951	58.68	6.20	1.19
1952	65.90	6.10	0.88
1953	241.53	7.50	0.88
1954	60.76	5.80	0.65
1955	74.74	5.30	0.24
1956	50.81	6.00	1.10
1957	171.46	6.30	0.28
1958	1239.00	8.20	0.17
1959	302.89	6.80	0.23
1960	565.04	7.50	0.23
1961	272.64	7.00	0.36
1962	77.98	5.40	0.26
1963	153.61	6.10	0.25
1964	296.60	7.50	0.64
1965	171.92	6.70	0.49
1966	70.01	5.00	0.17
1967	107.55	5.60	0.21
1968	70.09	6.10	0.80
1969	243.79	6.60	0.25
1970	96.44	5.10	0.12
1971	76.16	5.30	0.23
1972	305.61	7.20	0.40

値より、かなり大きなものとなる。

表-3は、(2)式に示した金井清博士の方法によって、東京中心部における各種の固有周期 $T_g$ の地盤について、その地盤表面上の最大地震動の期待値を計算したものである。

6. 日本全域における最大地震動の期待値

沖縄地域を含めた日本全域を緯度、経度とも $0.5^\circ$ 毎の細目点に分割し、その各交点における地震基盤について、

5. 「東京中心部における最大地震動の期待値」の計算と同様な方法で、最大速度値の期待値を計算した。

図-2~4に、再現期間50年、100年、200年について、日本全域の地震基盤における速度期待値をそれぞれ示す。これらの期待値の分布図からわかるように、概して地震活動度の大きい地域は北海道東部から関東に至る太平洋沿岸地域、中部太平洋沿岸から近畿、四国東部に至る地域、四国西部から九州東部に至る地域である。なお、表

表-2 被害地震の地震基盤における最大

速度値 (cm/sec) : 2.5 cm/sec 以上,  
(1644~1925年)

A D	Epicentral Distance (km)	Magnitude	Maximum Velocity at Base Rock (cm/Sec)	Earthquake Name
1648	77.59	7.10	2.83	Genroku Earthquake
1649	54.37	7.10	4.69	
1697	60.06	6.90	3.08	
1703	1150.8	8.20	7.40	
1782	83.16	7.30	3.39	
1812	48.34	6.60	2.73	Ansei Earthquake
1854	2550.3	8.40	2.86	
1855	31.99	6.90	7.13	Edo Earthquake
1894	31.33	7.00	8.42	Edo Earthquake
1921	41.90	6.60	3.30	Kwanto Earthquake
1923	77.59	7.80	7.56	

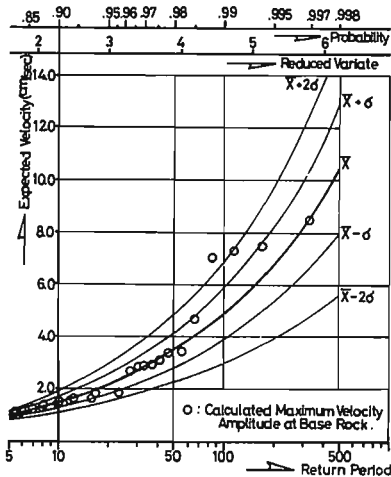


図-1 東京中心部の最大速度期待値 (cm/sec)

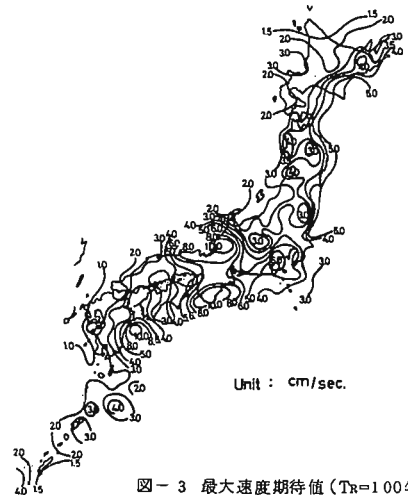


図-3 最大速度期待値 (Tr=100年)

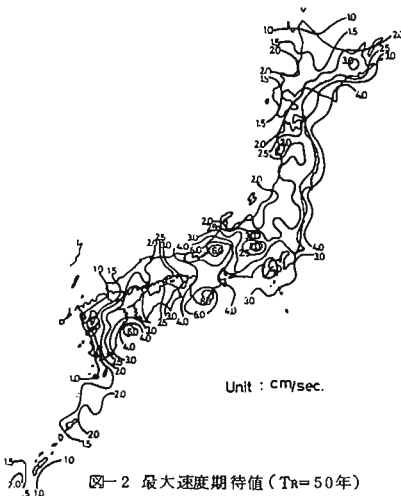


図-2 最大速度期待値 (Tr=50年)

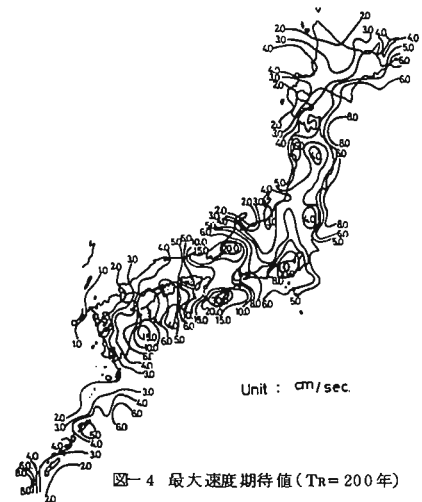


図-4 最大速度期待値 (Tr=200年)

一 4 は、図一 2 ~ 4 の地震基盤の速度期待値に対応する各種固有周期の地盤の地表面における最大加速度，速度，変位の期待値を示している。

表一 3 各種固有周期 ( T<sub>g</sub> ) の地盤表面上の最大地震動期待値 ( 東京 )

Return Period Tr (year)	MaxVel at Base Rock (cm/sec)	Predominant Period of Ground T <sub>g</sub> (sec)											
		0.30			0.50			0.75			1.00		
		MaxAcc (gal)	MaxVel (cm/sec)	MaxDis (cm)	MaxAcc (gal)	MaxVel (cm/sec)	MaxDis (cm)	MaxAcc (gal)	MaxVel (cm/sec)	MaxDis (cm)	MaxAcc (gal)	MaxVel (cm/sec)	MaxDis (cm)
50	6.79	200.2	9.6	0.45	155.1	12.4	0.98	126.6	15.1	1.81	109.6	17.5	2.76
100	4.88	279.9	13.4	0.63	216.8	17.3	1.37	177.7	21.1	2.54	153.3	24.4	3.86
200	6.79	389.5	18.6	0.88	301.7	24.0	1.90	246.3	29.4	3.53	213.3	34.0	5.36

表一 4 地震基盤での速度値と地盤表面上の最大地震動の対応表

Velocity at Base Rock (cm/sec)		1.0	2.0	3.0	4.0	5.0	6.0	7.0	8.0	9.0	10.0	
On Surface of Ground	Velocity Acceleration (gal)	T <sub>g</sub> =0.3	57.4	114.7	172.1	229.4	286.8	344.1	401.5	458.9	516.2	573.6
		0.5	44.4	88.8	133.3	177.7	222.1	266.6	311.0	355.4	399.9	444.3
		0.75	36.3	72.5	108.8	145.1	181.4	217.6	253.9	290.2	326.4	362.7
		1.0	31.4	62.8	94.2	125.6	157.1	188.5	219.9	251.3	282.7	314.1
	Velocity (cm/sec)	T <sub>g</sub> =0.3	2.7	5.4	8.2	11.0	13.7	16.4	19.2	21.9	24.6	27.4
		0.5	3.5	7.1	10.6	14.1	17.7	21.2	24.7	28.3	31.8	35.4
		0.75	4.3	8.7	13.0	17.3	21.7	26.0	30.3	34.7	39.0	43.3
		1.0	5.0	10.0	15.0	20.0	25.0	30	35.0	40.0	45.0	50.1
	Displacement (cm)	T <sub>g</sub> =0.3	0.1	0.3	0.4	0.5	0.7	0.8	0.9	1.0	1.2	1.3
		0.5	0.3	0.6	0.8	1.1	1.4	1.7	2.0	2.3	2.5	2.8
		0.75	0.5	1.0	1.5	2.1	2.6	3.1	3.6	4.2	4.6	5.2
		1.0	0.8	1.6	2.4	3.2	4.0	4.8	5.6	6.4	7.2	7.9

参考文献

- 1) H. Kawasumi: Measures of Earthquake Danger and Expectancy of Maximum Intensity throughout Japan as Inferred from the Seismic Activity in Historical Times, Bull. of Earthq. Res. Inst., Vol. 21, 1951
- 2) K. Kanai and T. Suzuki: Expectancy of the Maximum Velocity Amplitude of Earthquake Motions at Bed Rock, Bull. of Earthq. Res. Inst., Vol. 46, 1968
- 3) Y. Kitagawa and S. Hattori: On the Regional Distribution of the Earthquake Danger and the Maximum Amplitude in Japan, Proc. of Japan Earthquake Engineering Symposium, 1975
- 4) 長橋純男: 地震基盤における地震動強さの期待値の分布 (Regional Distribution of Earthquake Intensity at the Base Rock), Proc. of Architectural Inst. of Japan, 1976
- 5) E. J. Gumbel: Statistics of Extremes, Columbia Univ. Press, New York, 1958
- 6) 理科年表 (Science Calender), Tokyo Astronomical Observatory, Maruzen, 1976
- 7) 日本付近の主要地震の表 (Catalogues of Major Earthquakes which Occurred in and near Japan), the Seism. Bull. of the Japan Meteorological Agency, 1957~1973
- 8) M. Ozaki, Y. Kitagawa and S. Hattori: Study on Regional Distribution of Maximum Earthquake Motions in Japan, 9th Joint Meeting U. S. Japan Panel on Wind and Seismic Effects (UJNR), May, 1977
- 9) M. St. Denis and M. Ozaki: Application of the Prediction of Extreme Values, Transactions of A. I. J., No. 228, Feb., 1975

地震危険度予測への展望  
— 地震学と地震工学の接点 —

建築研究所国際地震工学部

大塚道男

## § 1 プロローグ

「先日の〇〇地震では震央距離が〇〇kmもあったにもかかわらず、〇〇町が大きな被害を受けたのは専門家の検討の結果、地盤の悪さと宅地開発が大きく影響しているようです。それに急傾斜地の多かったことも被害を増した原因と思われます。」

一つの地震がおこると、このような見解がまとめられるのが普通である。

これに対して、私は地震工学の将来を夢みて、この見解は次のようであるべきだと思う。

「先日の〇〇地震では、過去の地震学測地学的資料から判断して〇〇町附近に大きな被災が予想されたため、建築物に補強がなされそのため建造物に対する被害は僅少。それに地震の直前に出された予報のため人命に対する被害は皆無でした。次は〇月上旬の〇〇の地震です。」

## § 2 中国の地震予知

この状況が夢でなく実現可能であることを如実に示したのは、1975年2月4日19時36分中国遼寧省海城を襲ったマグニチュード7.3の地震のときであったろう。

中国の地震予知について興味深い著者（NHKブックス333）をあらわされた尾池和夫さんの文章から、その部分を抜き書きさせていたところ。

「（この日）中国の東北地方を襲ったマグニチュード7.3の海城大地震の直前、遼寧省の海城や営口を中心に、予報をもとに十分の防災の準備がおこなわれていた。救急活動のための要員配置、避難小屋の建設、老人や病人の安全な場所への避難、その他さまざまな対策をとって、真冬の広場では夕方から映画を上映して人々を集めた。石崗峪地震大隊は四本の映画を用意した。その二本目を上映している最中午後7時36分06秒大地震が発生した。マグニチュード7.3の破壊的大地震だった。石崗峪では90%の家屋が倒壊し、3名の死者を出した。いったん避難したが予報を信じず夜になってまた子どもを連れて家に帰ってしまった老人と子供だった。」

この地震の翌年1966年中国は4個の大地震に見舞われたが、そのうち3個の予知に成功している。失敗したのは7月28日の唐山地震であるが、この地震の発生についても、中国の地震予知の専門家や関係部門の幹部たちは半年以上前から知っていたという。たゞ直前予報に失敗したというのが実情らしい。

直前予知の失敗が、どの様な結果をもたらすか、わが国の社会機構のことなど考え併わせて複雑な気持ちにならざるをえない。

## § 3 震源は空間の一点であるという仮説

近代地震学を正しい軌道にのせたのは、「地震の震源は点である」という大胆な考えであったろう。事実、この考えは、地震動の動きはじめに関する限り適切であり、これにより、地震計の測定する複雑な情報が、どれ程簡単になったかは測り知れないものがある。この仮定によると、地震は震央の緯度、経度、震源の深さ、発震時刻の四つの量で完全に記述されることになったからである。地震の震源は一点であるとの仮定に立脚した地球の内部構造論は1910年頃にほぼ完成している。

## § 4 マグニチュード

第1図は昭和18年に発行された本多弘吉著の地震概要に載せられた浅発地震の震央分布図である。この図の中には昭和2年の北丹後地震も、昭和5年の北伊豆烈震も、昭和8年の三陸沖地震も、その他の小規模の地震と

何ら区別なく、その震央の位置を示す黒丸として示されている。しかし、深く考える迄もなく、このプロットの仕方は不合理である。地震にはそれぞれに固有の大きさがある筈であり、それに関する情報が欠除しているからである。

このことを考慮して、カリフォルニア工科大学の Richter 教授はマグニチュードという概念を導入した。1930年である。これは任意の距離で観測する地震波の最大振巾を基準とし、それにその観測点が震央から、へだたっている距離の分を補正した量で、地震の規模を適切にあらわすことを意図したものである。このことにより、地震の特性を表示するのに必要なパラメーターが一つふえ、緯度・経度・深さ・発震時、それにマグニチュードになった。

しかし、ここで記憶すべきことは、マグニチュードという尺度もまだ「震源は空間の一点である」という仮定に立っていることである。なぜならば観測された地震動を補正するために、震央という点までの距離を使うからである。



### 8 5 地震体積

それに異論をとなく、震源はある体積をもっていなければならぬことを主張したのは、東京大学名誉教授の坪井忠二氏である。マグニチュード8の地震は $10^{24}$  エルグくらいのエネルギーを放出する。そんなに多量のエネルギーが幾何学的に大きさをもたない点震源から出て来る筈がないというのが、その出発点である。氏は、地殻の岩石は $1 \text{ cm}^3$ あたり $10^4$  エルグくらいのエネルギーをたくわえたらこわれる（逆に言えば、たくわえるまではこわれない）ことからマグニチュード8の地震のエネルギーは $10^{20} \text{ cm}^3 (=60 \text{ km}^3)$ くらいの体積をしめるはずだと主張し、この種の体積に地震体積という名をつけた。

こう言う考え方から考えられる地域ひろがり、余震のおこる場所や地震の前後に地殻変動の見られる地域の大きさがうまく調和することは興味深い。云われてしまえば、当り前のことのようにだけれども、当時カリフォルニア工科大学のベニオフ教授などは、あくまで地震は一点でおこりそこから出るエネルギーに大小があるのだと考えていた。

### 8 6 地震断層とマグニチュード

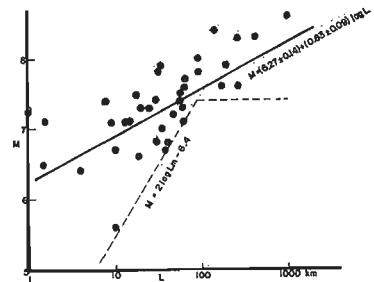
私は1965年に短い論文を一つ書いて、その中で、世の中によく云われる、ある地震に伴ない地表にあらわれる断層の長さ $L$ とマグニチュード $M$ の関係を説明しようと試みている。第2図はその論文の中の図である。この中に示された点を平均的に満足するように点を引くと、実線のようになり、断層の長さは、ほぼ地震のエネルギーに比例するという結論に導く。しかし私は「地表にあらわれる断層という代物は、地下の断層の一部が地表に顔を出した線にちがいない」という偏見から地表の断層線の最大 $L_m$ を示す境界として点線のような線を引き、この線が

$$M = 2 \log L_m - 6.4$$

で示されることを示した。一方、マグニチュードをエネルギーに変換すると結局

$$E = 1.5 \times 10^{17} L_m^3$$

という関係を示すことになり地震体積説にとって都合の良い結果が出ることを結論している。



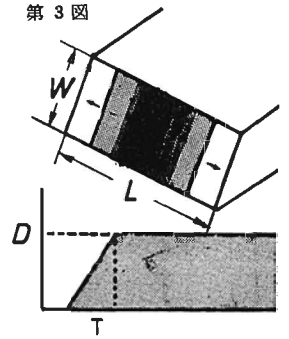
第2図

§ 7 断層の発生こそ地震である

1960年代の後半には、地震は空間の一点から発するというのではなく、断層という二次元的な面におこるくいちがいによりそれをとりまく三次元的な地域の歪エネルギーが開放されることによるということをやがう人は少なくなった。

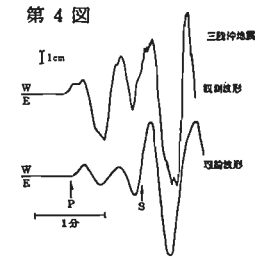
このことを簡単な幾何学的モデルで表わしたHaskell(1964)のモデルは今日でも生きている。

このモデルで、地震の性質を表現するには上記の震源の情報に加えて、断層の長さL、巾W、破壊の伝播速度V、くい違いの量Dが完了するに要する時間Tが必要であった(図3)。



Haskellの1964年のモデルでは、断層から遠方での波のエネルギーのスペクトルして求められなかったのが、1969年に出した論文では、遠近にかゝらず、任意の場所における地震動の波形が求めるようになった。

第4図は、金森(1971)がこの方法を用いて計算した、三陸における東京の記象と実際の記象を比較したものを示している。両者のあいだには可成りよい一致がえられていることに注目されたい。その後、この種の研究によっていろいろなことがわかりつゝある。たとえば、断層の縦横の長さの比率はいつも大体1:2である



ことや、くい違いの量Dをそれが完了する迄にかゝる時間Tで割った量即ち地動速度が、どの地震についても、ほぼ100cm/sec(kine)であることなどがあきらかになりつつある。こう云う成果は、震源を一点と考えていた時期にはえられなかったものであることに注意したい。

地震名	死者	マグニチュード
鳥取	1083	7.4
新潟	26	7.5
根室半島沖	26	7.4

(第1表)

§ 8 マグニチュードというもののさしの狂い

理科年表に第1表のような数字があげられている。マグニチュードはいずれも似かよっているから、これらはよく似た大きさの地震だと思ふのが、常識であろう。しかし、上のように詳しい研究をして、例えば断層の面積を比較してみると第2表のようになる。即ち1:5:1.4と段ちがいにスケールに狂いのあることが判る。なぜ、こんな大きな違いがマグニチュードにはあらわれないのだろうか。その原因の一つはマグニチュードというスケールの定義そのものに依存している。

地震名	断層の大きさ	比率
鳥取	33 Km × 13 Km	1
新潟	100 " × 20 "	4.6
根室半島沖	100 " × 60 "	1.40

(第2表)

マグニチュードのきめ方について詳細にわたることは避けるが、ごく簡単にのべると、表面波マグニチュードは周期10~30秒の地震計の記録する地動の最大振巾、実体波マグニチュードは周期1秒くらいの地震計の記録を基準にしている。ところで地震計の倍率というものは、自己周期より周期の長い地動に対しては急激に減衰していることを注意していただきたい。例えば、長さ100kmもある断層から発せられる周期数100秒というような地動は記録されないのが普通である。マグニチュードと断層の長さに関係があるのは、マグニチュード6くらいまでどまりで、それ以上になるとマグニチュードというスケールは、'地震の實力'をあらわさなくなってしまふのである。これは、重さの制限100kgの秤りで体重をはかり120kgの人と150kgの人が体重の大小を論ずるのに似ている。

地震工学で問題になる地震のマグニチュードは通常6をこえる。このことは大問題ではあるまいか。

§ 9 M<sub>100</sub> と M<sub>0</sub>

M<sub>100</sub>というのは、上の事情にかんがみて、周期100秒の表面波の振巾をもとにしてマグニチュードを決めよう



という立場である。従来のマグニチュードのきめ方によれば、アラスカ地震、チリ地震、三陸沖地震のマグニチュードは、それぞれ 8.5, 8.3, 8.3 である。これに対して  $M_{100}$  は 8.9, 8.8, 8.4 でありこの数字は断層の大きさの比をよく表わしているのが判る。また、地震モーメント  $M_0$  と呼ばれる量がある。第 5 図で  $\epsilon$  を断層の厚みとする。この両側の壁にモーメントが作用することにより、くい違いが生じて地震が発生する。発生するくい違いの量を  $D$  とすると断層をまたぐ歪は  $D/\epsilon$  となる。震源の附近の岩石の剛性率を  $\mu$  とし、断層の面積を  $S$  とすると、断層の壁にあらわれる力  $F$  は

$$F = \mu S D / \epsilon$$

となる。地震をおこすモーメント  $M_0$  はこの力に腕の長さ（つまり  $\epsilon$ ）を掛けたものだから

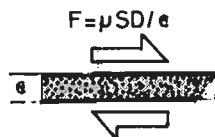
$$M_0 = F \times \epsilon = \mu S D$$

$M_0$  はその物理的イメージがきわめて明瞭であり、地震の大きさをあらわすのにもっとも適しているといえよう。

### § 1 0 地震動の強さと地震の大きさ

かなり調子のいゝ話ばかりを続けて来たが、この辺で一寸反省する必要があるそうである。上に述べた私の話では 'いかにすれば、地震の強度を正しく見積れるか' であるべき主題が、いつのまにか 'いかにすれば地震の大きさが正しく見積れるか' ということに移ってしまっているからである。自然科学的な観点から、ある現象の自然像をしっかりと把握すべきことはいふまでもない。しかし、地震工学の立場から云えば、地震動の強さをこそ論ずべきなのであって、極端に云えば地震の大きさそのものを論ずる必要はない様な気がする。 $M_{100}$  や  $M_0$  が地震の大きさを正しく表現することが判ってもこれをたゞちに地震工学に適用する気になれない。

地震工学に関係の深い周期は何と言っても数秒以下であろうから。そこでもう一度、第 4 図を見直して見よう。まず時間の尺度に着目して大きなりねりが、いかにゆるやかなものであるかを見てほしい。地震工学に関心もたれるのは、むしろ、この上に乗っている 'さゝなみ' の方であり、理論波形の方にはまったくそれが見られない。この欠点は Haskell モデルのなめらかな破壊の進行という仮定に発している。



第 5 図

### § 1 1 バリヤモデル

安芸を中心にした MIT グループ、それに京大の三賀・宮武らは、Haskell のなめらかな断層の上にいろいろな障害物を並べることでこの問題を解決しようとしている。障害物というのは断層面に予めかゝっている初期応力に不均一性のあることと同義である。障害物を置くことで長週期地震波にさゝ波が乗って来ることが理解出来るような気配である。とすれば、地震工学にとって大切なのは、地震の大きさよりもむしろ、震源附近の初期応力のちらばり方なのではあるまいか。一昨年の宮城県沖地震の震源過程を検討した瀬野・須藤らは破壊がスムーズに断層を走らずに一回大きな障害につき当り、それをのりこえて大きくなったことをあきらかにしている。このことは強震計のデータからもすぐになぜけるものである。こうしたことを予め研究するには、どうすればいゝのだろう。

### § 1 2 強震観測

強震計の記録に P 波初動と絶対時刻が記録されないことに対する不満が主に地震学者の側から主張されて久しい。しかし、この辺の事情がどうも地震工学者によく理解して貰えないらしい。

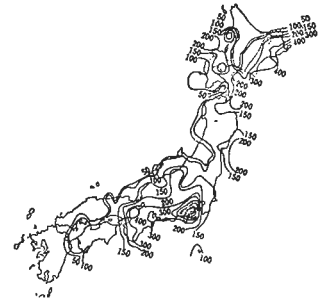
この見解の差は「建造物に目を向けている」か「地震に目を向けている」かの違いに起因しているようである。

ある地震で、ある建造物にどんな力が加わったのかを見積もりたいという目的に対して、どうせ大した力を及ぼさないP波や、ましてそれが何時何分何秒に到着したかというような情報がなぜ必要なのか、という疑問はよく理解できる。しかし上にのべて来たように、今迄に思って来た程、われわれは地震を知らないことが判って来た、殊に断層で何事がおこるのかということの自然科学的な理解が今もっとも必要とされているという地震学の現状を理解していたらきたいと思う。

1966年のParkfield地震のとき、断層から80メートルという至近距離でえられた記録が、縦横に駆使されて、Haskellのモデルの実用性が証明されたことを思うと、強震計の記録が、地震を研究する側から、どれ程望まれているか御理解いたされる等である。 (地震学的な)

### § 1 3 地震危険度

大地震の発生を人間の寿命や電球の寿命と同じ種類の統計手段で料理しようという考え方がある。地震危険度というのは大部分がこの立場に立っている。しかし、地震危険度のマップと現実に発生した地震の位置を見くらべる時、この種の手法の限界を感じざるをえない。たとえば第6図は1951年河角によって発表された100年間に期待される最大加速度の図であるが1964年の新潟地震で被害を受けた所の大部分は最大加速度の特に低い所に当たっていた。この原因は大地震の発生を予見するには、手もちの資料が不足していること、地震の発生は純粹の統計的の事象でないことなどが複雑にからみあっていることによるらしい。以下、そうした側面のいくつかを見てみよう。



第6図 100年間に期待される最大加速度。cm/s<sup>2</sup>単位(河角)

### § 1 4 活断層

松田(1975)により活動の激しさに応じて活断層が4つの階級に分類されている。この分類表を見るとA級断層にもっとも深い関心が払われるのは当然である。しかし次のような事実があることにも注意しておきたい。

明治以降、日本の内陸に発生した地震のうち地表に明瞭な断層変位を伴ったものは8例ある。濃尾、陸羽、北伊豆、伊豆半島沖、丹後、鳥取、三河および松代地震である。ところが、これらのうち前四つの地震は、地形から判定出来る断層、すなわちA・B級断層に伴っておこっている。それに引きかえ後の四者は、くり返し周期がもっと長く不活発と判断されている断層に伴っている。

このことは、地質学的な意味での活発・不活発で断層を区別することと地震工学的判断のあいだには、まだ距離が必要であることを物語っている。

### § 1 5 空白域 (15, 16, 17は主に茂木の論文から紹介する)

ある長い期間の巨大地震の余震がおこった所をプロットしてみると、それらの地域が、お互いに重ならず、しかもすきまを作らないことを最初に独立に見つけたのは茂木とソビエトのフェドトフであろう。茂木とフェドトフは、このことから、長い期間の余震域をプロットした場合に空白域が見られたら、それは次におこる大地震の場所であろうというきわめて大切な定理を見出している。この定理が見事に証明されたものとして1973年におこった根室半島沖地震を挙げることが出来る。これは、地震という現象が統計的にのみおこっているのではないことの証拠と言えよう。ここで、もう一度第1図を見ていたらきたい。昭和18年に発行された地震概要の中で、本多弘吉氏は四国から南海にかけての静穏さを指摘し、地震活動を短期間で云々することがいかにむづかしいかについての注意をしている。そしてその本が出版された翌年の昭和19年に東南海地震が、そしてその2年後の昭和21年に南海地震がおこっている。本多氏は、茂木やフェドトフよりも早く空白域の現象に気づいていたのだ。

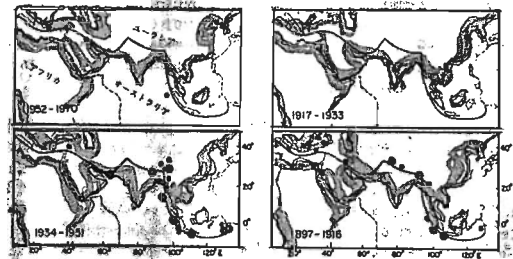
## § 16 震源の移動

一つの巨大な地震がおこるとその隣接地帯の巨大地震を誘発し、さらにそれが次の巨大地震を誘発するということが考えられる。事実歴史資料によると南関東沖→東海沖→南海沖と逐次西へ震源が移動したことが明瞭にみられるし、三陸沖でも、1931年八戸沖→1933年三陸沖→1936年金華山沖→1938年福島県沖と2年毎に次々と南下している。トルコのアナトリア断層に沿っても、1938, 1942, 1943, 1953年と地震が次々と西へ移動している。

## § 17 地震の活動期と静穏期

第7図はスンダ列島からビルマ、ヒマラヤ、イラン、トルコに至るアルプス造山帯沿いの地震活動を示したものである。この地帯はユーラシアプレートとオーストラリアプレートの境界に相当し15,000 Kmに及ぶ長大な地震活動帯である。過去70年間あまりにおこったマグニチュード7.7以上の大地震を20年ごとに分けてプロットすると第7図がえられる。あきらかに巨大地震の活動には活動期と静穏期があることが認められる。これはユーラシアプレートとオーストラリアプレートがともに剛体として間欠的に運動していることに起因しているものであろう。

第7図



これらの事実は地震現象の物理的な理解が統計手段より前にいかに必要かを数えている。こうした地震の特性をみまもりこんだ危険度マップを作るのがわれわれの仕事である。

## § 18 エピローグ

私は、かなり云いたい放題云わせていたゞいた本稿をしめくりたいと思い、何をこの文の結論とすべきかを考えた。そして思いついたのが、「地震学者と地震工学者の協力こそ必要なのだ」という一言。この結論はあまりにも月並に思える。しかし、ここで私の意味する所は、「地震を向いた地震学者」と「建物を向いた地震工学者」の通り一遍の協力ではない。

$M_{ww}$  や  $M_0$  が、よく地震の大きさを表現するからと言っても、これを地震工学に押しつけ、また強震計は建物にかゝる地震力を評価するための道具だという考えに固執することは共に愚かである。

中国には、我が国にない「抗震」という言葉がある。地震学も地震工学も、既存の知識にこだわることなく、地震と闘うための新しい地震工学を樹立する心構えこそ必要な時ではあるまいか。

## 地震危険度“雑感”

正会員 伯野元彦

地震の発生から、地震動の性質まで地震危険度に関して色々お教を乞いたいことがあるので、それを羅列しました。

## 1 発生に関する事柄

## 震度期待値

現在考え方が二つあるようである。一つは、ある地域に強い地震が起こると将来その地域に期待される震度は若干あがるという考え方、つまり、その地域にはその強さの地震が近い将来起こっても不思議はないとする考え方である。もう一方は強い地震が起こってしまったのだから、その地域の地殻に蓄えられていた歪エネルギーは放出されてしまったので、もう当分は地震はないと考え、震度期待値は下げたよという考え方である。そして、最近では活断層を調べ上げ、何年に一回地震を発生するかを推定し、さらに何百年前に発生したかを推定してあと何百年は大丈夫であると言おうというもののである。

後の考え方は、新しくかつ合理的である。しかし、その場合あらゆる活断層を海底まで知らなければならぬし、人が多く住んでいる沖積平野では活断層が見付けにくいということもあるであろうし、構造物の寿命との兼ね合いで物事を進めていかなければならぬのではなからうか。また、太平洋側では地震を起す断層が、海底のものと同陸のものに分かれていて、それぞれ地震を起すので更に複雑であろう。

## 2 震源モデル

地震の原因は断層がすべることによるという考え方が一般になってきて、地震の原因となった断層のすべた範囲その他が多くの既往の地震について定められ、現在では長周期の表面波について計算波形が得られるようになって来つつある。

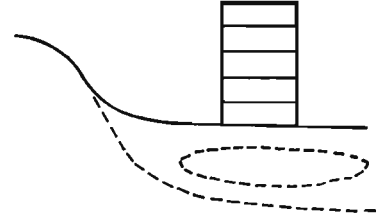
一方、短周期の加速度波形については震源においてどのように断層がすべるかがわからねばならず、なかなか難しいものと思われていた。ところが、最近では断層の平均応力とか様々の統計量を仮定して、各地の最大加速度を予測しようという試みがなされている。そして、過去の地震について実測値と良く一致した結果も得られている。さて、この場合震源における統計量を仮定して、計算された各地の加速度であるから、当然計算された加速度も統計量であると思われる。

今流行なわれています、マグニチュード、震央距離、地盤種別による加速度決定法もまた統計量を求めているものです。マグニチュードという値そのものが非常に大ざっぱな統計量といえましょう。さて、このように二つの最大加速度推定法があった場合、合理的なのは最近のものでしょう。しかし、将来の地震加速度を推定しようとする場合には、震源モデルによる方法は多くの仮定をたて統計量を推定しなければなりません。たとえば、地震の起る位置、マグニチュードだけでなくすべる断層の大きさ、傾き、応力レベル等々さらには、どこから破壊がスタートするかという震源位置の決定も重要なものの一つでしょう。このように推定しなければならないパラメーターが、多ければ多し程推定結果の加速度の精度を下げることになるのではないのでしょうか。

ただ、方向としては今後このような方向へ進んで行くのでしょうが震源パラメーターからの各地の加速度推定値が実測値と比較的よい一致を見たということは、我々から見ると大変なことのように思えるわけです。何故あうのかを研究する値うちがあるのではないかとさえ思います。というのは、短周期の加速度のピーク値などというものは断層がすべるときの一寸したガタつきなどによって決定されるような気がしていたからです。また、別の見方としては、変位波形を2回微分したものが加速度という感じ方を持っていると思うのです。かなり、厳密な数値微分をしても、最大加速度値なんか怪しいもんだという偏見を持っているものからは、かなり大ざっぱな統計量から、推定された各地の最大加速度が実測とよく一致したということが驚きなわけです。

### 3. 二地点の地震動の違い

地震動に地表層、地形、重層ビルの存在などが影響することは確かであり、各種地震動観測から確かめられつつあります。実際の地表層地形は層が完全に水平でもなく、かなり複雑なものですから比較的接近した二地点における地震動もかなり異った波形を示すこともありましよう。地中構造物に加わる地震力を考える場合、従来地震波が表面波のように地表に沿って伝播すると仮定していた。だが、実際の地震



観測の結果からは、近接した二地点に顕著な位相差が生じるようなこと(図-1) 地表層・地形を一体として考えることとはないという結論が得られている。一方、実際の強い地震の際には道路が蛇行のようにのたったりしたと報告があるしこの現象は実際に起これば高速走行車両にとって脅威であるし地中埋設管にとっても問題である。現在は、水平方向に波動が伝播するのではないと仮定すれば、鉛直に上昇して来た波動が二地点の地盤の物理常数の違いのため異なった動きをしそれが蛇行のように見えるのだろうと推定しているが、どんなものでしょうか。

### 4. 人工地震波

或る地点にビルを建設するための動的解析をする場合、過去の適当な強震を利用することが多いが、将来起こる地震動が過去の強震と同じ筈はないというわけで電子計算機中で作製された地震波を用いようとする場合もある。その場合、長周期の表面波については震源モデルから計算し、短周期成分については正波としその周波数成分等は地表面層の影響が強いものとして、基盤層に来るスペクトルは過去の研究結果にもとづき速度スペクトル一定とか適当なものをとって地震波形を作り、それを到達時間の遅れを考慮した震源モデルからの平面波と重ね合わせて作るという人工地震波は如何なものでしょうか。

### 5. 土の非線形性の考慮

地震動は、地盤中を伝わって来ますので、当然その力学的性質が影響を及ぼします。大地震の際には、地表付近の地盤中に $10^2$ に、近いような歪が生じていると思われます。当然、地震波動は非線形媒質中を伝わっているわけです。ただ、この問題を取扱う場合土の非線形性をどのように仮定するかは大問題です。仮定した通りの非線形性を示すかどうか疑問だからです。

そこで、図-2に示すように、土の動的試験機と計算機とをオンラインで結びつけたものを考えた例もあります。計算機は試験機からの出力である土中応力を使って波動方程式を解き、変位を計算します。その変位を使って試験機を動かすわけです。計算機としてはアナログ計算機を用い、図-3に示したようなモデルを地盤とみなして、1自由系振動を解析したものを図-4に示すが、地盤の非線形化が進んだ後半は何か長周期成分が卓越して、新給地震の記録に似ているとお思いになりませんか。

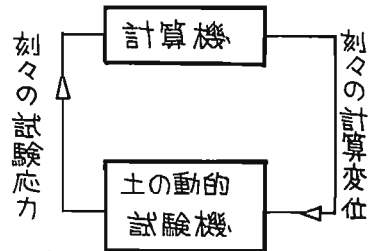


図-2.

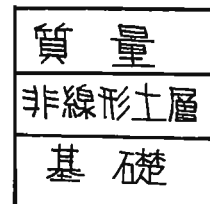


図-3.

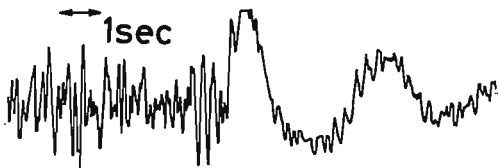


図 4

地震危険度

—最近の国際会議等からみた米国の現状—

§1 まえがき

1978年11月27日から12月1日にかけて、サンフランシスコにおいて第2回国際マイクロゾーンセッション会議が開催された。この会議には米国を初め、日本から約20名、その他約10ヶ国から1~2名の参加者があり、総数119編の論文発表が7つのセッションに分かれてなされた。各々のセッションは次の通りである。

1. States-of-the Art, 2. Microzonation, 3. Geology, Seismicity, Geophysics and Site Effects, 4. Soil Dynamics, Soil-Structure Interaction and Ground Effects,
5. Engineering Mechanics and Structure Design, 6. Off-shore Microzonation, 7. Urban Planning, Socio-Economics and Government Responsibility.

以上のうち2. Microzonation Session における "Progress on Seismic Zonation in the San Francisco Bay Region" の合計9編からなる論文は極めて広範囲にわたる問題を検討した、充実したもので、今後のマイクロゾーンセッションに関する研究の方向を示す例として参考になる。これらは本シンポジウムで紹介するに最適の内容であり、Introduction and Summaryを除く8編の概要を以下に示す。

またマイクロゾーンセッションや地震工学に大きく寄与する米国西海岸の強震観測の現状等についてもふれる。

結果的に San Francisco Bay Region (SFBR) や南カリフォルニアの話題が中心となるが、理解を早めるために参考となる米国西海岸のプレートテクトニクス及び断層のずれに関する資料を予め示しておく。

米国西海岸では San Andreas 断層その他、地上で断層のずれが確認され、また地質学的にも多くの場所でずれが確かめられている。その例が図1で、地質時代からの太平洋プレートの移動が確認され、現在もずれの進行があり、それに伴い地震が発生している。写真1は1906年のサンフランシスコ地震における断層の形跡で、ずれは約7mで現在も保存されている。写真2は断層の上に建てられている建物が断層のクリープによりわん曲した状況を示す。地震の発生原因がこの様なものであるため、

太田 外 気 晴

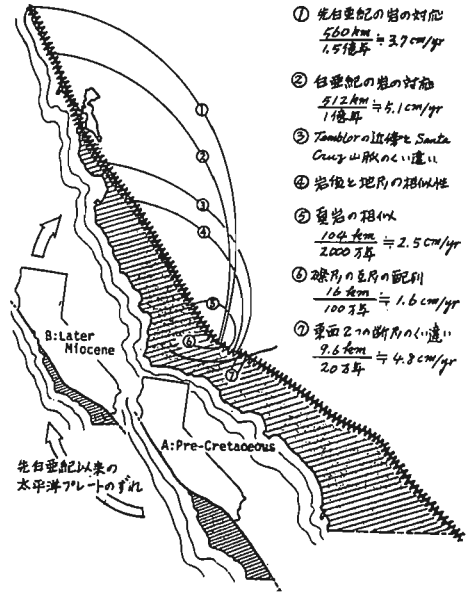


図1 米国西海岸におけるプレートの移動 (Eq. Countryより)



写真1 1906年地震の断層跡、柵のずれは7m (Point Rays)

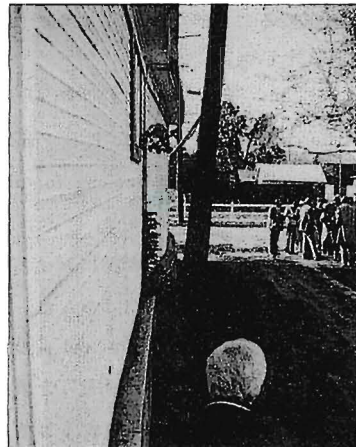


写真2 断層上住宅の布基礎などのずれ (Hollister)



それに応じた研究対策がとられている。

§ 2 第 2 回国際マイクロゾーンネーション会議のうち  
サンフランシスコ湾岸地域のマイクロゾーンネーション  
2.1 D. G. Herd ; Neotectonic Framework of Central  
Coastal California and its Implication of the San Francisco Bay Region

この報告では当該地域の第四紀(180万年以降)に活動した活断層の分布と断層の長さ、形態、ずれの割合(相対変位量/年, slip rate)について評価し、期待し得る大地震のマグニチュードMと頻度について考察している。S F B Rにおける主活断層と歴史地震のずれの位置及び洪積世以降のずれの割合の範囲を示したのが図2で、3,000年以降を平均すると3.7 cm/yr以下である。またこれとは別に、クリープによる変位量も複数の研究者による調査結果が示されている。これらの資料その他から下式により地震の再現期間 $R_w$ が求められる。

$$R_w = D/S \quad \dots \dots \dots (1)$$

ここにDはMによって定まる断層変位量で、次の関係式による。またSはlog-term strain rateである。

$$M = 6.717 + 1.214 \log_{10} D \quad \dots \dots \dots (2)$$

(1), (2)式を5つの断層にあてはめて再現期間とMの関係を求めた結果を図3に示す。被害地震を $M \geq 6.5$ とすると、San Andreas断層の最も再現期間の短い場合で20年、最も長い場合は100年となる。更に最も確実視されるMは、現在知られている各断層の長さLの1/2が1回の地震に寄与すると仮定し、次式より求められる。

$$M = a + b \log_{10} L \quad \dots \dots \dots (3)$$

a, bは横ずれ、正、逆の各断層により異なる定数で、これよりMを求めることができる。結果的にMは6から7.8が算定されている。

2.2 R. D. Borcherdt, J. F. Gibbs, T. E. Fumal ;  
Progress on Ground Motion Predictions for the San Francisco Bay Region, California

1906年のサンフランシスコ地震における多くの被害は地盤の地質特性に依存するものであった。地盤特性を求めるために59地点における深さ30mのボーリング孔において、板叩き法によるS波速度 $V_s$ を求め、これらと13種類の地盤種類(堆積層; 組成, N値, 深さ, 岩; 破砕度, 硬さにより分類)との相関の高いことを求

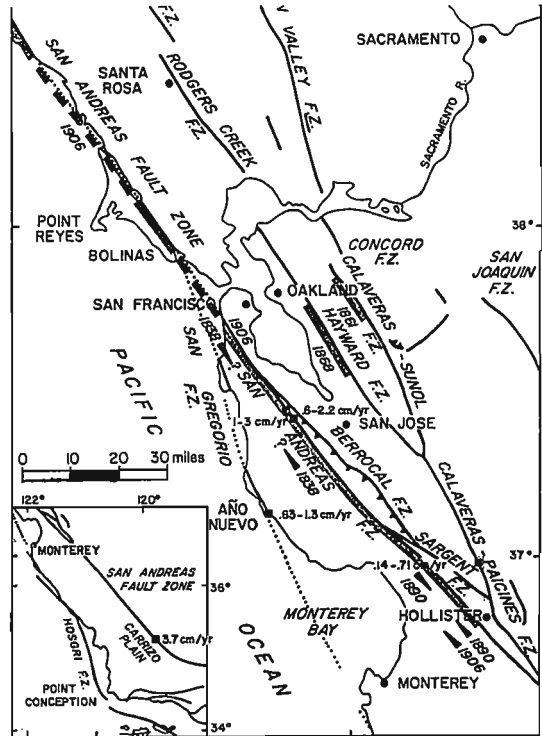


図2 S F B Rにおける主たる活断層等

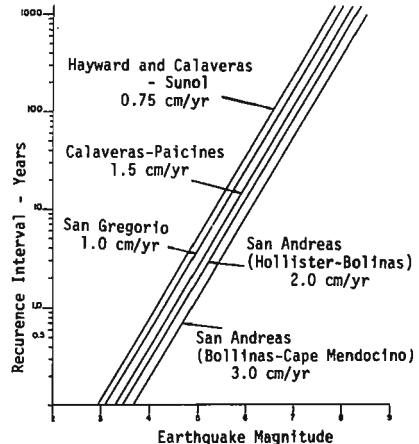


図3 地震再現期間, 各地の断層毎に異なる

めている。また過去の研究から地盤の応答を量的に明らかにする方法を採用している。

岩盤から上の $V_s$ と増巾率Amp, 及び1906年地震の震度の増分 $\delta I$ との関係を次の如く求めている。

$$Amp = -11.4 \log(V_s, m/S) + 33.6 \quad \dots \dots \dots (4)$$

$$\delta I = -0.0027(V_s, m/S) + 2.25 \quad \dots \dots \dots (5)$$

これらAmpと $\delta I$ は各々19と15のデータより求め、大略の傾向を(4), (5)式の如く定めたものである。

(4)式に関するグラフを図4に示す。(4), (5)式を上述の

地盤種別毎に求めて各地点に適用できるように準備されている。

2.3 R. J. Archuleta, W. B. Joyner, D. M. Boors ;  
A Methodology for Predicting Ground Motion at Specific Sites.

従来とは若干異なった断層モデルを用いて理論地震現象を求める方法を示し、マイクロゾーンেশョンの目的に資することを述べている。

具体的には地震波の周波数範囲を1~2Hz以下とそれ以上に分けて検討している。低振動数範囲は3次元のF. E. M.モデルを用いて変位、速度を求め、1966年のPark Field地震についてシミュレートしている。一方加速度波の計算には上記の3次元F. E. M.モデルでは短周期を求めるのに不経済であるため、確率的転位モデルを用い、10Hzに及ぶ成分を含む結果を求めている。

地震モデルは鉛直の断層における長さ3.2km、深さ8kmで、ずれ面における応力分布は一様又は不均一の2ケース考えている。応力分布一様の場合における速度最大値の平面的な分布を求めた結果を図5に示す。地震モデルの諸元は図5に併記してある。断層から若干離れた地表における加速度波形の解析例を図6に示す。

2.4 T. L. Yound, J. C. Tinsley, D. M. Perkins, E. J. King ;  
Liquification Potential Map of San Fernando Valley, California

この報告はSan Fernando Valleyについて作成したものについて述べているが、その方法はT. L. Young他が以前にSFB Areaに適用した方法によっている。

Liquification Potential Mapは土の堆積年代とタイプ、地下水の深さ、及び期待される地震活動等を含めて作成されている。最近の液状化による被害例では1971年のSan Fernando地震におけるJuvenile Hall、工事中のJensen Water Filtration Plantをあげており、これらの調査研究に関連して本報告は作成されたようである。

作図の作業は1) 堆積層の年代とタイプ、N値、宙水を含む地下水の深さの資料を用いて作成されるLiquification Susceptibility Mapと2) 地震の再来期間、位置とサイト等の関係を示したLiquification Opportunity Mapの作成を行い、これらを重ねてLiquification Potential Mapを完成する手順になっている。

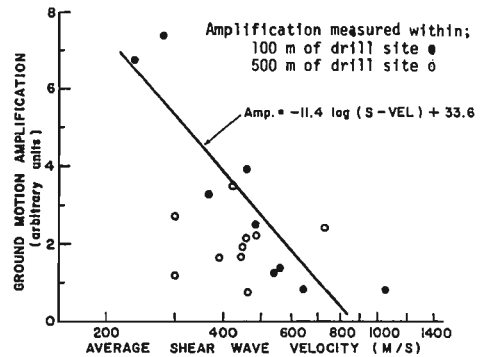


図4 岩盤以上の平均的V<sub>s</sub>と増巾率Amp

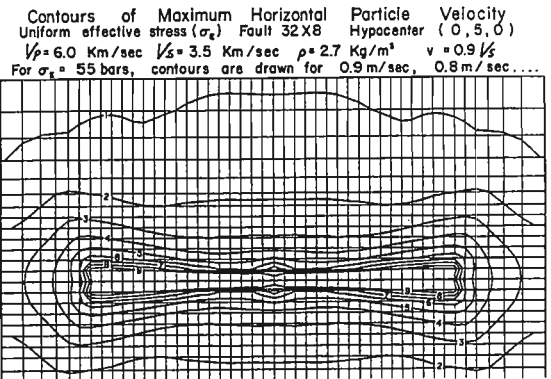


図5 断層モデルによる最大速度分布計算値

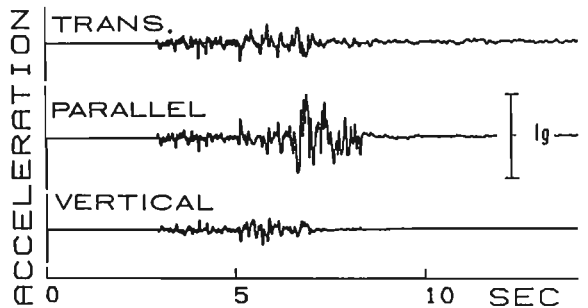


図6 断層モデルによる地表加速度計算波

1)のSusceptibility Map作成に当っては多くの地質資料と地盤調査資料によって、第4紀の分布を明示した図及び地下水の深さ分布を示す図を作り、これを重ね合わせる。同時に、粘土質を含まない表層について各地質毎に地下水の深さを9.1m以下、9.1~15.2m、15.2m以上の3分類し、粒状体地層の液状化発生の可能性を4段階(High, Moderate, Low, Very Low)に分けている。その結果として作成されたSusceptibility Mapを図7に示す。

2)のOpportunity Mapは地震の再現期間、M、予想

震源位置、震源特性とサイト迄の距離等を含めて作成される。当該場所におけるこの図は図8に示すもので、 $M \leq 7.9$ 、地震の再来期間46年と算定されている。

2.5 D. K. Keefer, G. F. Wiczork, E. L. Harp, D. H. Tuel; Preliminary Assesment of Seismically Induced Landslide Susceptibility

ここでいう地震による地すべりはM6級の地震で発生する崖くずれに近いものから、1970年にペルーで発生した $M = 7.7$ の地震におけるほう大な岩石の600mにわたる地すべりまで含んでいる。

地すべりの分類に際しては $M = 5.7 \sim 8.6$ にわたる世界の15地震について、地盤の性質、地形、地すべりの性質等13種類にわたりその関係を調べている。13種類の地すべりのタイプは岩、未固結層又は若干固結した層、人工的な削さく斜面又は埋土の3種類に大別される。これらの評価は地すべりの規模、数等によって大、中、小の3種類に区分して行っている。

地すべりの著しいものは岩の落下と浅い崩壊すべり、土の地くずれ、落下、浅い崩壊すべりや、水平方向のすべり、削さく斜面の崩壊等々である。

これらの整理結果に基づいて Landslide Susceptibility を定義し、サンフランシスコ南方40kmにあるサンタクロス山脈中の La Honda において Susceptibility Map を作成している。図9はその結果で、斜面の角度35°以上の地域、現世代の飽和砂とシルトの地域、現在の地すべり地域の3区分がなされている。この図は予備的な用途に供すると考えられており、個別のサイトについては詳細な調査を行う必要を述べている。

2.6 S. T. Algermissen, K. V. Steinbrugge; Earthquake Losses to Buildings in the San Francisco Bay Area

建物の損害は完全な修理に要する費用の建物評価額に対するパーセンテージで示される。このための住居の資産目録は国勢調査から、一般建物の評価額は資産台帖から求めている。

建物の分類は5段階で、各段階は更に小分類がなされている。この分類法は米国の損害保険で50年来用いられ、地震後に評価の妥当性をテストされたものと同様の方法である。

地震動の評価はMM震度階で行っているが、その震度

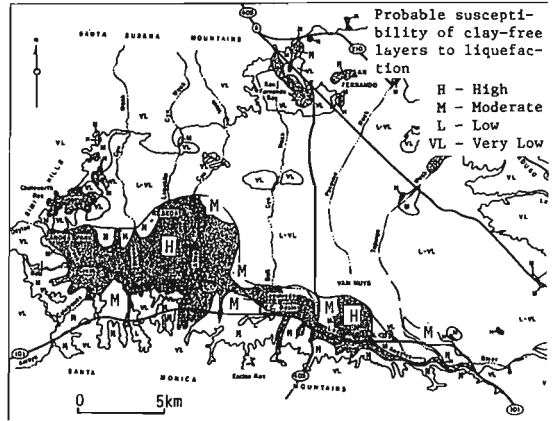


図7 液状化の Susceptibility Map (San Fernando V.)

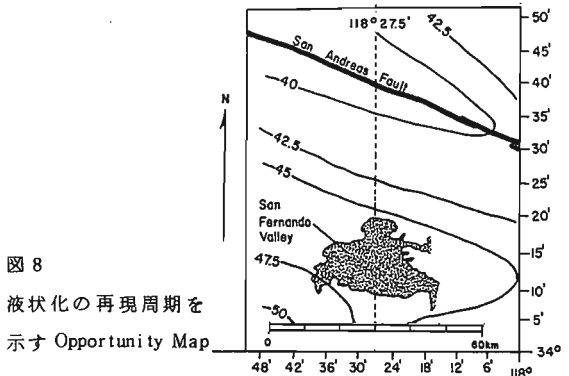
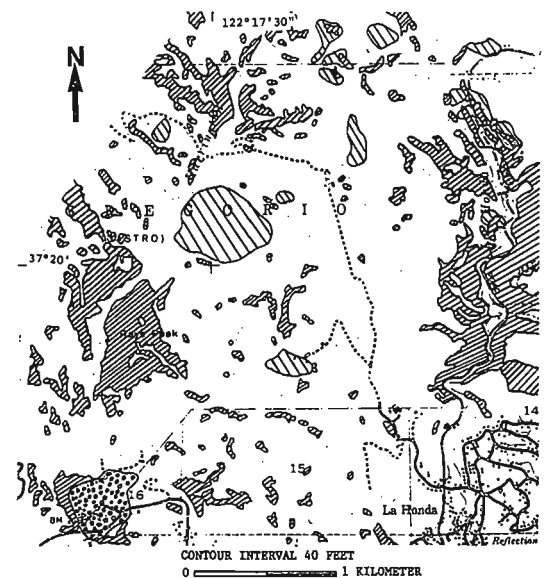


図8 液状化の再現周期を示す Opportunity Map



SYMBOL	POSSIBLE LANDSLIDE TYPES	MAPPING CRITERIA
	SOIL AVALANCHES; FALLS, SLUMPS, BLOCK SLIDES AND SHALLOW DISINTEGRATING SLIDES IN SOIL AND/OR ROCK	SLOPES STEEPER THAN 35°
	LATERAL SPREADS AND WET FLOWS	UNDERLAIN BY SATURATED SANDY AND SILTY HOLOCENE ALLUVIUM
	SLUMPS AND BLOCK SLIDES IN SOIL AND/OR ROCK	ACTIVE AND RECENTLY ACTIVE LANDSLIDES

図9 地震による Landslide Susceptibility Map

を $I_0$ とすると $I_0$ の範囲は $W < I_0 < W$ である。 $I_0$ の決定は $M$ 及び断層長さ $L$ より次式から求められる。

$$M = 1 + 2/3 I_0 \quad \dots \dots \dots (6)$$

$$L = -0.39 + 0.34M \quad \dots \dots \dots (7)$$

断層近傍の等震度図は図10に示す如きものである。震度 $I$ 以上を示す面積 $A_I$ と震度 $I$ 以上となる地域の中 $W$ の関係が $L$ を含めて次式で与えられている(=図10)。

$$A_I = 2W \cdot L + \pi W^2 \quad \dots \dots \dots (8)$$

$M$ 震度階と被害率の関係が各建物種別毎に求められ、これらが図表にまとめられている。被害地震は再現期間175年, 100年, 75年, 68年の4種が採用され、これらに対する被害率が算定されている。

2.7 W. J. Kockelman, E. E. Brabb ; Examples of Seismic Zonation in the San Francisco Bay Region

S F B R の都市又は郡部についての地震危険度地図が6例にわたり示されている。これらは想定地震について、地質材料の物理的性質, 地質的被害の予想, 複合された地質的な効果等を含めてゾーニングが行われたもので、種類や縮尺も様々でありそれぞれの目的に応じて利用できる様に作成されている。例示された地図は次の如き内容のものである。

- 1) Investigation Zoning Map  
地球科学的情報を含む一般的なもの
- 2) Building Damage Level Map  
市内を街区毎にみて、建物の予想危険度を表示
- 3) Earthquake Risk Zones Map  
震動被害のほか、地割れ、地すべりなども含む
- 4) Seismic Safety Zones Map  
ダム の 破 損, 地 殻 構 造 的 な ク リ ー プ, 提 防 の 破 損, 津 波, 湖 沼 の 水 面 振 動, 地 す べ り 等
- 5) Geotechnical Hazard Synthesis Map  
13の地質区分と7つの地質災害を総合
- 6) Resource Management Zoning District Map  
11の土地区分より地震学, 地質学的にみて開発が望ましくない6地区を選んで表示

これらのうち2)について示したのが図11であり、想定した激震に対する被害を Severe, Heavy, Moderate Slightの4段階で表示してある。

これら多数の地図は学術的な利用は勿論のこと、土地利用計画者, 方針決定をする人々や一般の市民も広く利

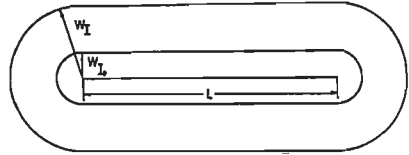


図10 断層近傍の等震度面積計算の模式図

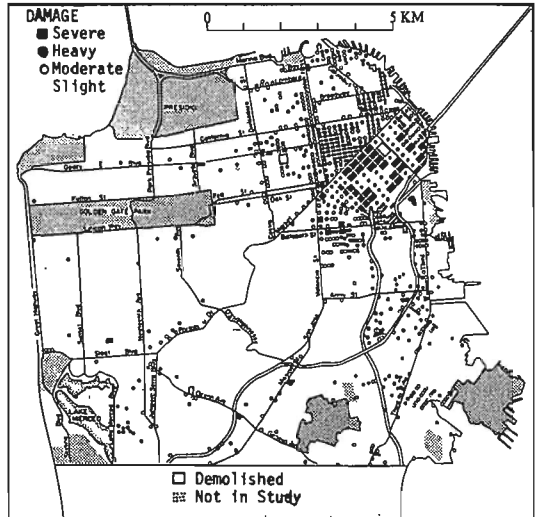


図11 予想した激震に対する建物の想定被害図

用することができる。

2.8 J. B. Perkins ; The Use of Earthquake and Related Information in Regional Planning — What We've Done and Where We're Going

S F B Area では、多数の行政区にわたって発生する地震災害に対処するため、Association of Bay Area Government (ABAG) なる調査研究機関を有している(1961年発足)。

ABAG において開発した地震とその他の地球科学に関する地図を組合せるための2つの方法が示されている。その1つは地震の最大震度と累積的経済危険度に関するものである。図12は最大震度分布図であり、震度の算定には流砂現象, 地すべり, 断層ずれ, 地表高さの変化等の要因を考慮して作成されたものである。累積的経済危険率図は地震の震度に関する情報と共に、各種タイプの建物について、期待しうる被害情報をまとめている。その1例を図13に示す。

他の1つの方法は Land Capability Analysis と称す

るものである。マイクロゾネーション図は地震に関する問題は表現出来るが、地質学的な制約による問題は表現出来ず、また環境問題や社会的・経済的制約も克服できず放置されている。ABAGではこれらの要因を取り入れて作図も含めてコンピューター処理を行う方法を開発し Santa Clara County の例を示している。図12も同様にコンピューターで作図されたものである。利用者は目的に応じて必要な Overlaid Map を入手、活用することが出来る。

マイクロゾネーション会議に先立つ約1週間の間に米国西海岸数箇所における地震観測・研究機関の調査と意見交換を行った。その際マイクロゾネーションに関する資料と、強震観測の現状や将来計画の情報を得たので、これらについて以下に報告する。

### § 3 USGSによるマイクロゾネーションの資料

前章で8編にわたって示した各研究には大学、公的機関、民間が関与している。USGS (United States Geological Survey) もその主要機関の一つであるが、数枚つづりの SFBR の Seismic Microzonation Map を入手したので、そのうちの1枚を、部分的に図14に示す。この図は San Andreas Fault 又は Hayward Fault における想定大地震における予想震度(サンフランシスコスケール)である。これらはネバダにおける核爆発の振動測定から求められている。数字の4~0は図12のA~Eに対応するものである。

図14を含めてセットになった地図には図中に詳細な説明分及び関連する多数の図表や参考文献を併記したのもあり、更に全体説明のための10頁程度の説明資料が含まれている。

### § 4 米国西海岸における強震観測と地震危険度

地震危険度という面から米国西海岸における強震観測の現状を報告することにした。

カリフォルニア内では過去においてかなり複雑な強震観測に関する経緯を経ているが、1971年より強震計の保守管理を初めとする推進役をUSGSが果たしており、多くの組織の協力体勢がとられている。

一方カリフォルニア州では State of California Strong Motion Instrumentation Program (CSMIP)

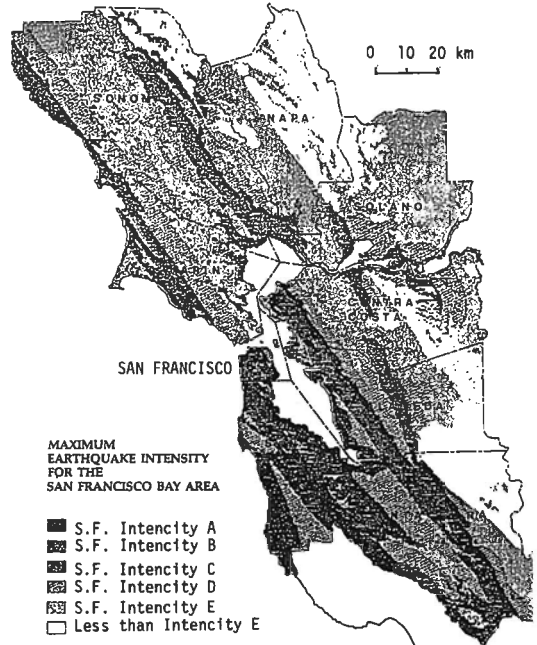


図12 最大震度分布のコンピューターによる作図例

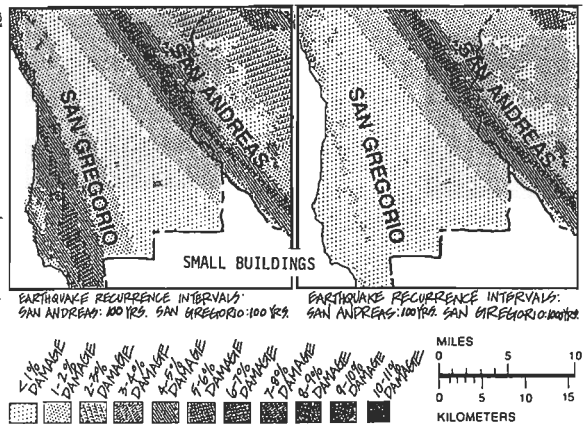


図13 震度と被害程度を組合せた経済危険率図

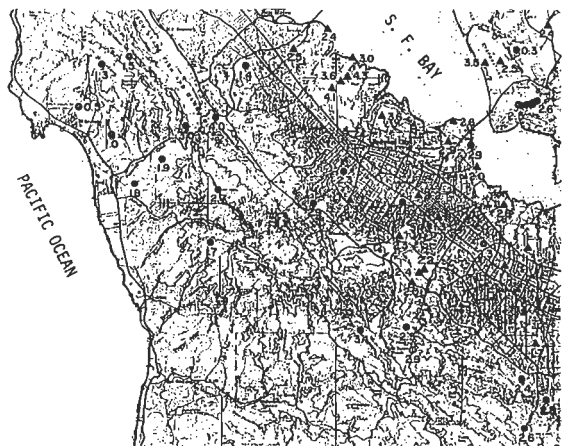


図14 想定大地震の予想震度図の一部。調査点は92で、数字はS.F.スケールで示した震度

と称する強震計設置計画を有し、断層近くの地表、地中や特徴的な建物、ダム、橋梁などへの設置を実施している。この CSMIP 計画は非常に大規模で、最終的には A.C.2035 年迄に地表、建物、ダム、橋梁、タンク、水利、電力供給施設等に合計 1864 台を設置しようとするものである。この計画はすでに 1971 年から開始され、1978 年 6 月末の段階では合計 303 サイト、1367 チャンネルが設置されている。

CSMIP の運用資金は州税によっており、建設工費の 0.007% を徴集するもので、1971 年～76 年の 3 年 9 ヶ月で約 160 万ドル (4 億円、\$ = 250 円で換算) の資金を得ており、その間 215 台の強震計の設置されてきた。既設分と計画分を併せて図 15 に、予算の年次計画を図 16 に、運営組織を図 17 に示す。強震観測記録の利用は研究面は勿論、最終的には設計基準や Seismic Zoning にも活用しようとしている。

これらの強震計配置に際しては地震危険度の高い地域及び大都市周辺が重点的に選定されている。地震危険度の高い地域における計画は例えば図 15 の長方形枠に示される Array 観測がそれであり SFB Area の APEEL Array, Bear Valley, Park Field, 及び 1979 年 10 月に貴重な記録を得ている El Centro Array 等がある。なお APEEL Array は地中地震観測も含むものである。米国の強震観測における他の特徴的な点は、電波による絶対時刻を同時に記録する方法が確立していることである。強震計は WWVB と称するタイムコードが受信できる。WWVB はほぼ全米がカバーされる長波による放送と、より広い範囲をカバーする極超短波による人工衛星からの放送である。人工衛星は GOES とよばれる 2 基からなる赤道上の静止衛星である (図 18 参照)。このタイムコードの存在により全強震計の記録が同一時刻軸上にペーストアップできるため、工学的な利用のみならず地震学的な種々の活用が可能で、有用性は高い。

1979 年 10 月 15 日の Imperial Valley 地震において El Centro Array 及びその周辺の強震計が見事に加速度記録を得た。その関係資料を震研大沢教授が CIT の Howsner 教授より入手された。ここには大沢教授の御好意でその 1 部を引用させて頂く。この地震は  $M = 6.4$  で、震源は 1940 年の地震より若干南寄りである。加速度の距離減衰を図 19 に示す。水平方向の最大加速度は震央距離 6 km における約 0.8 g である。この地震で 6

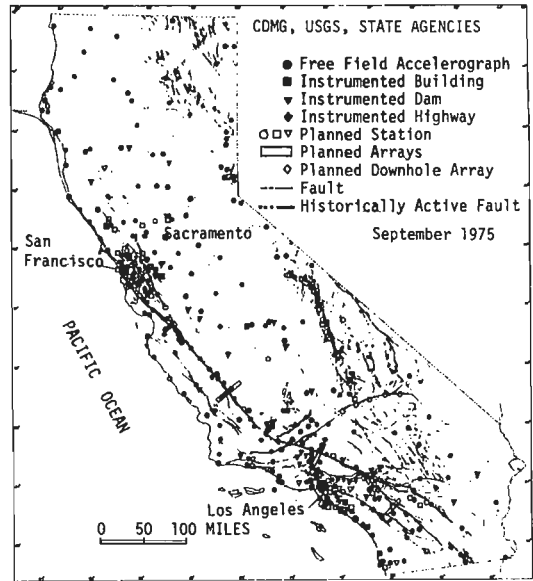


図 15 米国西岸の強震観測点と計画位置

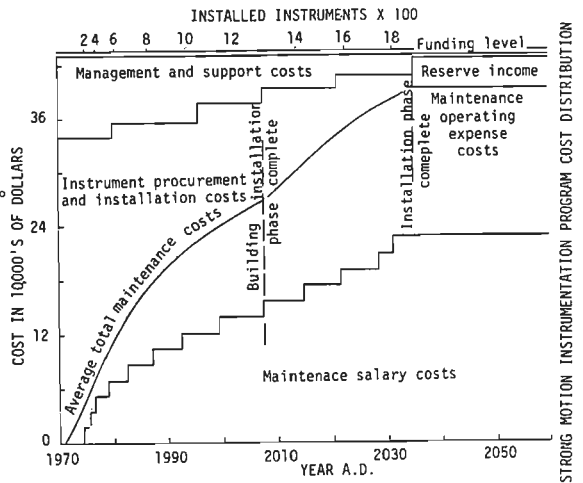


図 16 米国強震観測 (CSMIP) の年次計画

階建ての RC 造建物の 1 階柱等が大破したものの、他に大規模建物がないせいもあり小被害に止まった。現在の新聞は、観測された加速度の大きさと被害が必ずしも結びつかなかったことに対する問題点を学者の意見として伝えている。

地震の再来期間として以上の結果を図 3 で検討してみると、 $M = 6.4$  で約 40 年の場合、図中に示す 5 地域の例の平均的な slip rate であることが逆にわかる。



§ 5 むすび

第1回国際マイクロゾーン会議におけるSFB Rの Seismic Zonation の現状、及び米国の強震観測などを通じて、米国西海岸の地震危険度について述べてきた。

全体を通じて伝えることは、米国における地震対策の広範囲にわたる検討、各組織の有機的な協力体勢の下に大計画が推進され又は成果をあげつつあることである。

Seismic Zonation は今後更にロスアンゼルス周辺その他でも引続き実施されるであろう。SFB Rの例はその意味で今後の実施に際する1つの典型といえる。

強震観測については、計画実施を裏付ける資金的裏付け、運営組織及び観測機器・データ処理システムの完備等は日本でも参考にし得る面が多々ある。

米国西海岸の場合、中程度の地震ではあるが比較的大都市の近傍で頻度高く発生する点が日本とかなり相異なる点であり、断層近くの岩盤上の記録と同時に周辺の多数の記録を得る確率が高いため、発震機構、波動伝播機構解明のための観測がかなり意図的になされている。更に地震学的な研究を目的とした微小地震観測が上述のものとは別個に行われているが、紙面の都合で割愛した。

本報告作成にあたっては北大太田裕教授の第2回国際マイクロゾーン会議における物理探査を主題にした報告文(巻末参照)を参考にさせて頂き、また展研大沢 教授から El Centroの新しい観測値を使用させて頂いた。末筆ながら共に感謝の意を表させていただきます。

参 考 文 献

- 1) Proceedings of the 2nd International Conference on MICROZONATION, Vol. I, 1978
- 2) Second Report on the Strong-Motion Program 1976, Calif. Div. of Mines and Geology, Special Publication 48
- 3) Preliminary Summary of the USGS Strong-Motion Record from the October 15, 1979 Imperial Valley Earthquake, Open-Field Report 79-1654., October 1979
- 4) 太田 裕; 地震工学と物理探査—第2回 Microzonation 国際会議から—物理探査, 第32巻, 第4号, 昭和54年8月

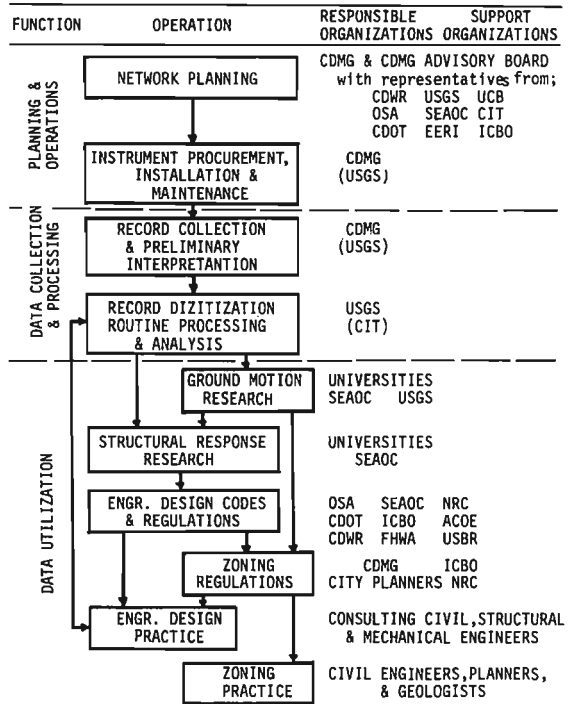


図 17 CSMIP 計画の実施組織図

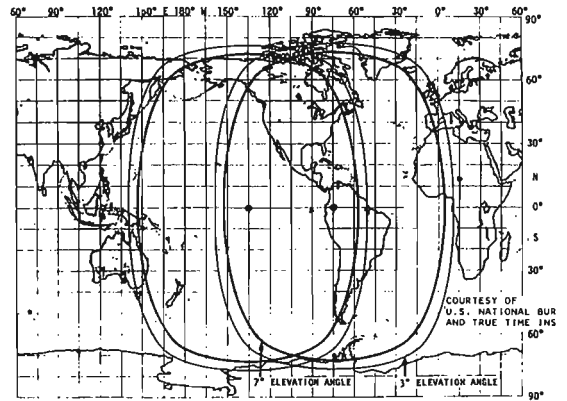


図 18 人工衛星GOESによるWWVB受信範囲

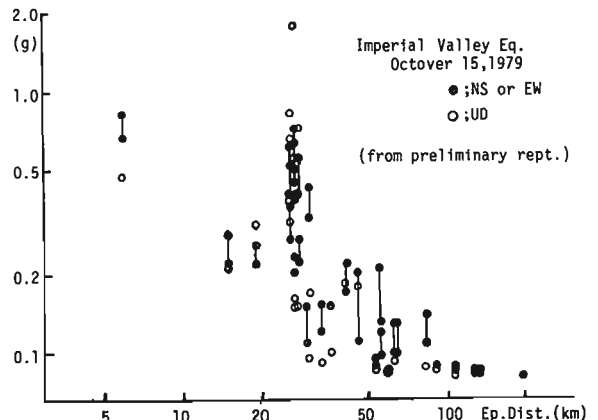


図 19 '79年インペリアルV.地震の最大加速度分布

## 地域地震危険度の評価

## —— 仙台の場合 ——

正会員 和泉正哲

## Summary

On the basis of disaster investigation of the Miyagioki Earthquake, 1978, an expansion of earthquake-engineering is described. A method to apply seismological information to aseismic design of structures is explained, problems concerning the estimation of the ground motions are discussed and mathematical models for analyzing resistability of a city against seismic disasters are proposed.

要約 宮城県沖地震（1978年）の被害調査結果を基に、耐震工学の対象領域の拡大について述べている。地震学で得られる情報を耐震設計に応用する手法を説明し、地震地動の推定に関する問題点を検討し、都市防災力解析のための数学モデルを提案している。

## §1 耐震工学における目標の変化

工学は、通常人間の要求を叶える方向に指向し、要求の変化に伴いその目標も変わる。耐震工学も、従来は構造本体を耐震的に設計し、以て、地震時の人命と財産の保全を図ることを目的としていたが、社会は更に非構造部材が人間に危害を与えないことと、都市における生活機能を保全することをも、合せて要求するようになり変って来た。宮城県沖地震は、当にこの社会の新しい要求が、耐震工学者に突きつけられたものであると受け取っている。屋内での負傷者数は、屋外のそれの3.5倍にも達し、屋外の者の中でも住宅の敷地内での負傷が多く<sup>1)</sup>、非構造材や家具等に対する考慮が不充分であったことを示している。水道、埋設管の損傷は、川や井戸を埋めて水道に頼っている大規模都市において、飲料水、消火水、自家発電用冷却水等々の供給停止を齎らし、都市生活機能の損害が新しい型の2次災害を発生せしめる可能性を示唆した。此の2つの新しい要求は、一方では構造物を耐力のみで設計することの不充分さを咎め、他方では単に個体のみでなく、都市全体の規模に立った防災計画の必要性を示したもので、耐震工学の責任領域の急激な拡大を意味する。

## §2 領域拡大への対応

責任領域の急激な拡大に対しその対応策は、分担者、手法の両面において未整備である。非構造体等の耐震問題は、従来より構造本体の耐力の検討を受け持っていた構造工学者が引き受けることになる。現在でも、少数の構造物については、強震時の応答が検討され、変位・加速度等が推定され、これを基に非構造部材・機器・家具類などに対する設計がなされている。ただし、この解析とともに入力として用いる地動は極めて曖昧でむしろ、設計用の震度係数と同じく、耐震設計のための一つの便法であって、実状との関連は薄いと考えられる。

これを、安全性の検討に利用出来るようにするためには、入力地震動の推定に、地震学の研究成果を応用することが必要であろう。強地震動発生頻度が低い場合、経済的考慮より材料の塑性域をも利用する現在の耐震設計法においては、地震動の非定常性が構造物の挙動に与える影響が大きく、地震動の振幅特性のみならず位相特性にも注目せざるを得ない。地盤と震害との関係が深いことも、宮城県沖地震に明確に表われているが、此の分野でも資料の不足が目立つ。同一地点での異地層の動きは、地盤の数学的モデルの検討のため是非欲しいものである。また、強震計も異種地盤上にばらまき度いが、仙台の場合は、地盤が良好で被害も軽微であった旧市街地に集中して設置されていた。

地盤の資料は、もう一つの拡大領域、すなわち都市生活機能の確保の分野でも基本的な量の一つである。ボーリングの結果は、仙台市及びその周辺で200本近く得られている。

都市生活機能の場合、この解析や対策を引き受ける分野も未定であり、今後 人文・社会・自然科学の共同作

業という形で進められるものと思われる。此の分野での将来の予想も含めて、宮城県沖地震（1978）を例に引きつつ、人間・構造物・都市の安全性の検討について述べて見る。

### § 3 発震機構と地震動

地震学では、記録された地動から震源の機構、すなわち断層モデルを推定する。工学では、逆に、将来起りそうな断層の位置・大きさ・型などを地震学者に推定して貰い、これを用いて、設計する構造物の地震時の応答やその敷地地盤の振動などを求める事を期待している<sup>2)</sup>。現在では、未だこの間がうまく結ばれてはいない。例えば地震学では従来余り興味の対象とならずに雑音として処理されていた短周期成分は、構造物にとっては最も重要な部分である。断層モデルを用いて短周期成分を計算機を介して発生させるためには、破壊が一様ではなくぎくしゃくと進行すると仮定すればよい。コンクリートの破壊実験などを見ていると、このような現象の方がむしろ一般的とも思われるが、これは、材料の性質や応力状態によって定まることであり、壊れ方について迄予想をする事は、将来共 困難と考えられる。Fig.3・1 は、宮城県沖地震のモデルの一例<sup>3)</sup>を用いて、破壊はぎくしゃくと進行するとして求めた人工波であるが、破壊の進行を唯一の断層のみと見るか、2つの断層の合成と見るかによっても性質が異なる。断層の大きさも、発生波の性質を変える（Fig.3・2）。波の性質は、振幅および位相に関するフーリエスペクトルをとることにより、直観的に把え易くなる。位相に関する情報は、人工波作成時に無視されて来たが、近年これについての研究が進みつつあり、殊に波の非定常性と位相との関係が明らかになりつつある（Fig.3・3）<sup>4),5)</sup>。

断層モデルから得られた人工波は、均質の無限体（或は半無限体）を伝わる波として得られているので、波の伝播途中で変換を受ける。通常これは、振幅の伝達関数として表現されるが、位相に関しても同じような形で伝達関数として表現することが出来る（Fig.3・4）<sup>5)</sup>。

波の特性を大きく変換するのは、表層地盤と考えられて居り、地盤が仮りに弾性的な振動を行うとすれば、これを伝達関数の形で表現しておくのが便利である。ボーリング結果を利用して、仙台市の代表的な地盤の伝達関数を示したのが Fig.3・5 である。此れと建物の伝達関数とを組み合わせることにより、地震時の建物の挙動を概括的に把えることが出来、また宮城県沖地震の場合の被害分布状況を説明することが可能である。しかし、地盤の伝達関数は、それを求めるために用いる資料、例えば、地層内での減衰や 波の速度  $V_s$  に鋭敏である。 $V_s$  は、実測資料が充分あるわけでないので、 $N$  値等から推定することになるが、この推定の相異が 伝達関数に可成の違いを齎らす結果となる（Fig.3・6）。

断層モデルからの人工波作成と構造物の応答計算、さらにこれに基く動的設計において更に問題となることは、精度の違いである。断層モデルの段階では、断層の大きさや破壊速度の推定などの違いで理論波の大きさに違いが出る。構造物にとっては、入力の違いが コストに大きく響く。従って現在便宜的にこれを避けるため、むしろ、地震学に位置と  $M$  値の推定を依頼し、基盤での振動振幅を震源距離から推定する方法が多用されている。

### § 4 構造体の震動

構造物の挙動は、現在多くの場合は平面的な構造物として解析を行っているが、此のために 振れなど 立体的な振動が無視され、あたかもこのような振動が存在しないかの如き錯覚を設計者が持つ。2月20日の地震は此の盲点をつき、壁の偏在する建物や円形平面を有する建物のうち、はめ殺して硬化したパテを使用した窓ガラスを多用したものでは、ガラスが雨の如くに舞った。立体振動問題は、線形範囲ならば、現在の手法を多少拡大するだけで、考慮することが出来る<sup>6)</sup>。非線形問題では、多軸応力下での部材や構造物の挙動に関しては 実験結果も少なく、現状では「適切」に推定してモデル化を行わねばならぬことが多過ぎる。これも、緊急に進めねばならない研究課題であろう。ただ、現在は入力精度も低く、モデルの精度の低さは、余り問題とはならない。

## § 5 都市生活の安全性

都市生活の機能が高度化し、災害に対しては弱体化して来たために、強震時にこれを如何に保全するかという問題が生じて来た。都市生活機能の特徴は、多種の要素が相互に依存しつつ作動していることで、丁度生物的な体系を組んでいることである。このため、或る要素の被災は 一見無関係に見えるものに迄影響を与えると同時に、またその被災した要素の機能を補う作用も 他の要素から生じて来る。更にこれを複雑にするのが、このような要素に人間が関与することである。そして人間は相当気まぐれであり、同じ入力に対して異った反応を示すのが普通である。例えば、被災第一日目は、給水車に感謝しても、それが何日か続けば、水道の復旧の遅さに不満を抱く。都市生活機能の充足度の計器である人間は、このように 時間の関数でもある。

そこで、都市生活機能のモデルは、数量として扱えられる物量や人数の動きを、情報でコントロールする系と考え、その状態を「人間」に入力して充足度や不安感などという形に出力し、機能の低下度や回復度を判断する形でまとめて見る。つまり通常のSD ( System Dynamics ) の手法に人間を加えるわけであり、その要点を、Fig.5・1 に示して見た。ただし、要素間の関係が定量的に得られず、定性的関連より推定せざるを得ない。

## § 6 結び

宮城県沖地震(1978)に関しては、夥しい調査や解析の報告がなされている。本論文は、今後 これらの情報を如何に利用して 将来の災害に備えるかに重点をおいて述べたつもりである。なお この論文は、野村・勝倉・小原の諸氏(東北大助手および大学院生)の協力の下に作成した。

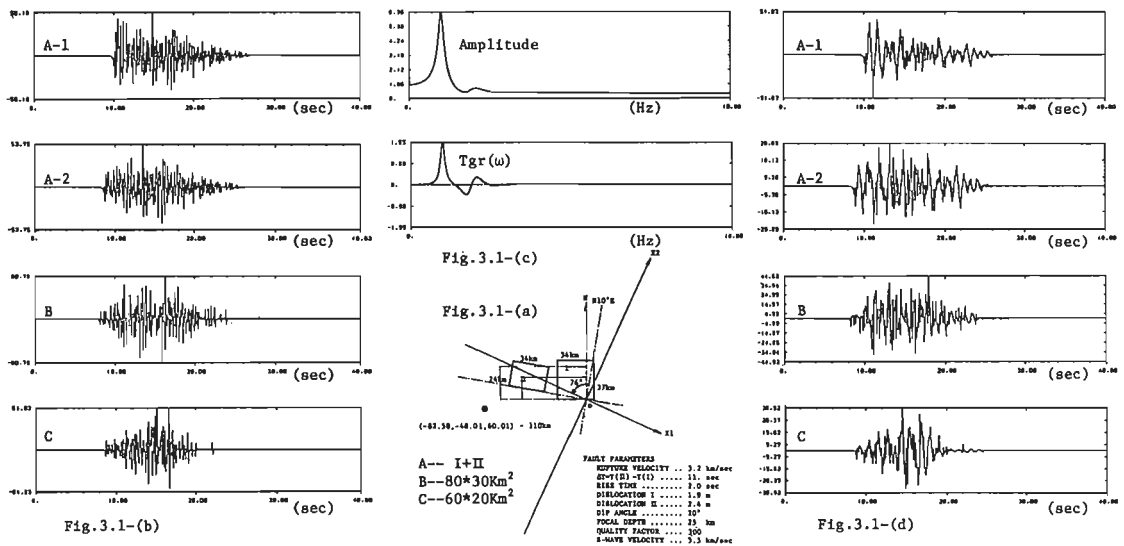


Fig.3.1 Simulated Waves of the Miyagioki Earthquake, June,12,1978

- (a) Models A: Model A consists of two blocks of faults(I,II). In A-1, the rise time is assumed small at the initial stage so that the produced waves may resemble to ones recorded in Sendai. In A-2, the average values of fault parameters are assumed to be unchanged over the whole area of the fault.  
 B and C: Only one fault block(I) is used. In each model, rupture starts at point o .  
 (b) Simulated Waves In all the waves, the average value of phase inclination  $t_{gr}(\omega)$  is set to be 15sec.. Not the values of amplitude, but the shapes of the waves are significant. In Model A, especially in A-1, large amplitudes suddenly appear at the initial part like the recorded waves, while no such phenomena are observed in B and C.  
 (c) Amplitude and Phase Inclination of System Functions to Input (Simulated Waves obtained in (b)).  
 (d) Out-put of the System Function The response to A-1 explains the observed waves (in time domain) fairly well.

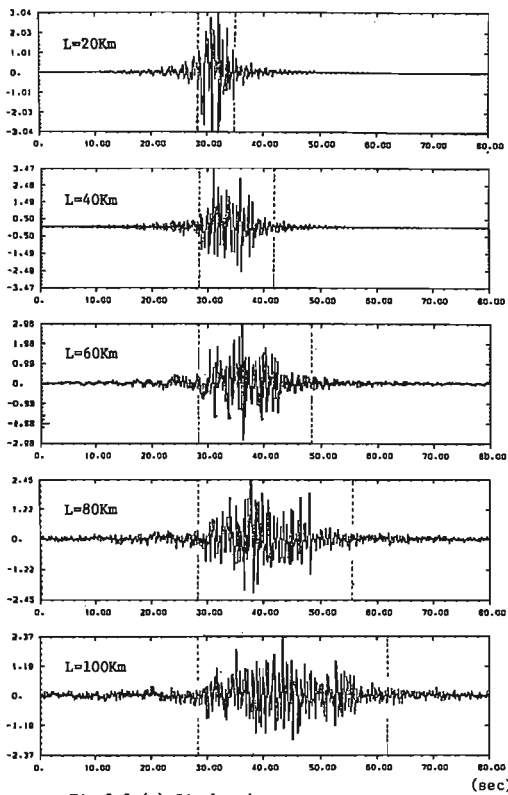


Fig.3.2-(c) Simulated waves

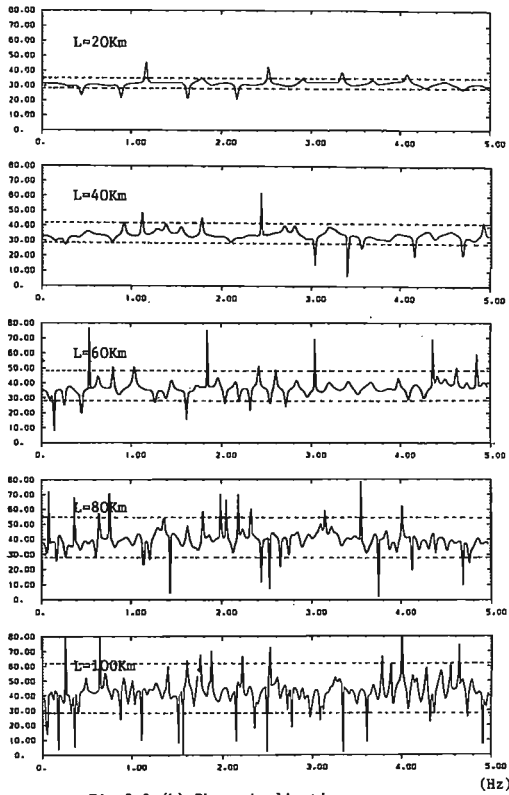


Fig.3.2-(b) Phase inclinations

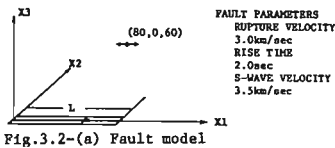


Fig.3.2-(a) Fault model

Fig.3.2 Simulated Waves for Various Fault Lengths

(a) A simple fault model used for analysis where the length  $L$  is adopted as a parameter.

(b) The phase inclination  $t_{gr}(\omega)$  obtained from the model.

(c) Simulated waves produced under the condition of a flat amplitude spectra and  $t_{gr}(\omega)$  distribution mentioned in b).

Dotted lines of the each figure show 1) initially excited time and 1i) the time such as "1) + rupture time". It is clear that both  $t_{gr}(\omega)$  and simulated waves vary within the range of 1) and 1i).

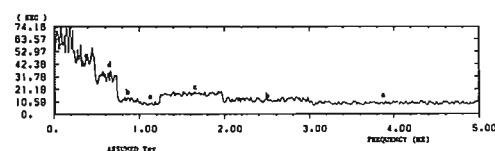
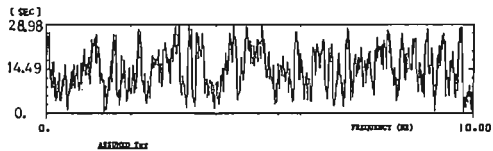
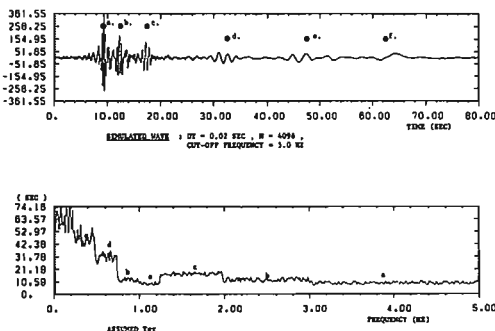
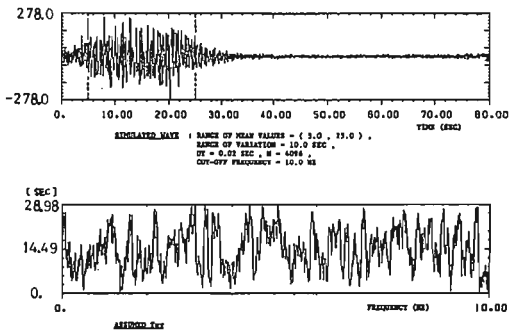


Fig.3.3 Relation of Phase Inclination  $t_{gr}(\omega)$  to Non-Stationarity of Waves

Waves simulated from given  $t_{gr}(\omega)$  illustrate high correlations between fluctuations of  $t_{gr}(\omega)$  and times when the waves are strongly excited. It shows that the variation of  $t_{gr}(\omega)$  is a powerful tool to catch the non-stationary characteristics of waves.

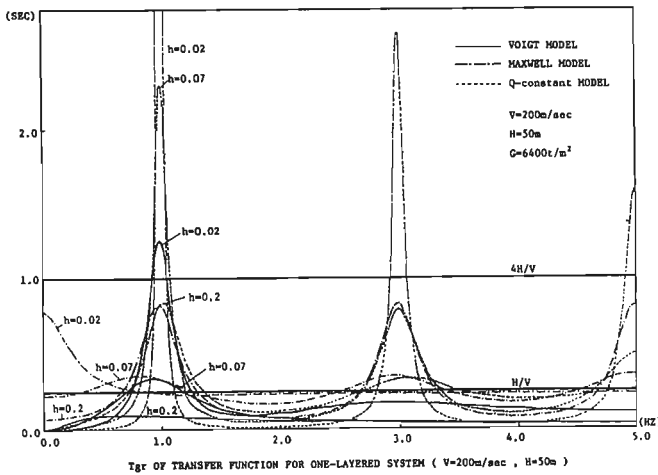
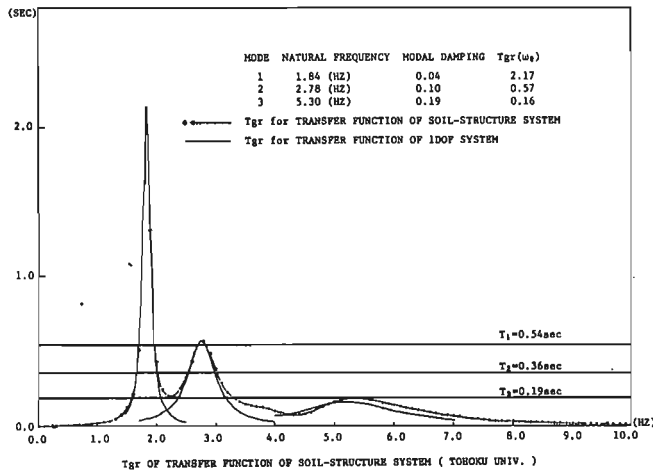


Fig. 3.4 Transfer Function of Phase

Transfer function of "phase" is defined and obtained when phase inclinations are introduced. The shapes of the functions are similar to that of "amplitude"; a smooth curve with peaks at the natural frequencies of a system. The transfer functions of phase maintain informations of transformation of non-stationarity, the values rely also on damping ratios, and they are in the order corresponding to the natural periods of the system.

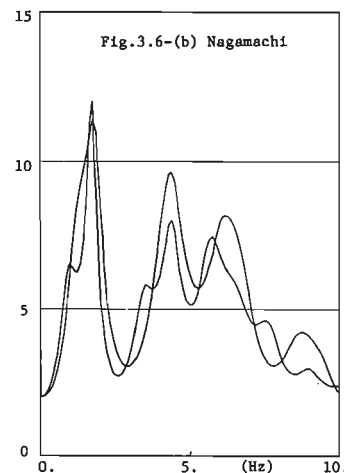
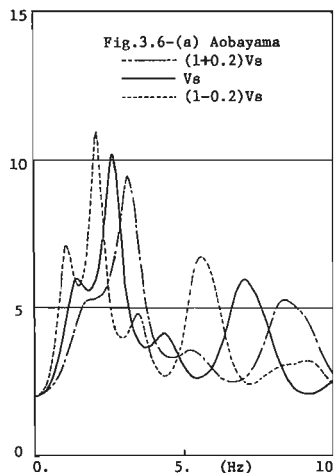
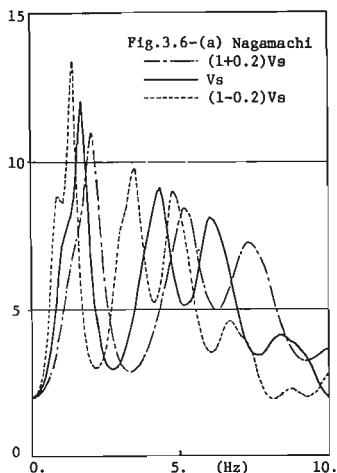


Fig. 3.6 Variations of Transfer Functions Caused by Difference in Estimated Values of  $S_v$

Even when a boring datum is used in the calculation of the transfer function of the ground, the difference of  $S_v$  values estimated from  $N$  values and so on gives a powerful effect to the calculated natural frequencies of the model.

(a)  $S_v$  value in each layer is changed within a reasonable range.

(b)  $S_v$  is changed in only one layer.

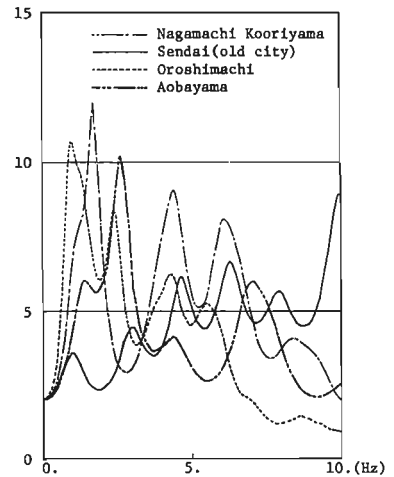
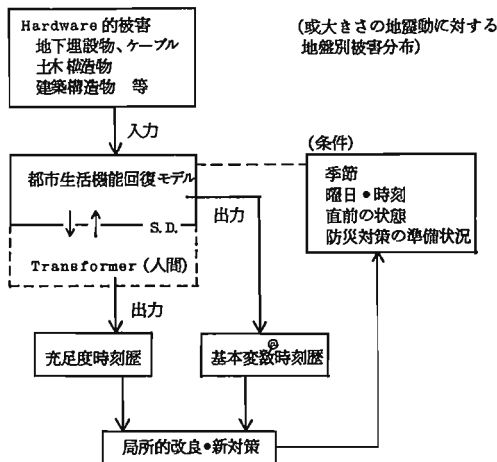


Fig. 3.5 Characteristics of Amplification of the Ground in Sendai.

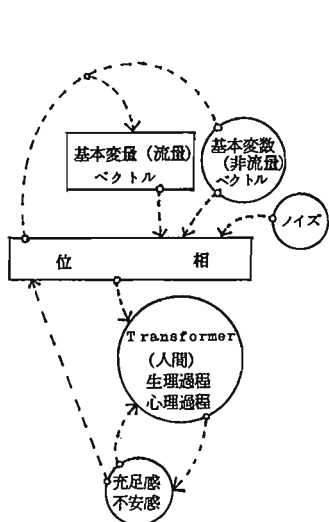
The wave components of low frequencies are small in the old city, where the ground is good, while they are big in Nagamachi and Oroshimachi areas, where many buildings were damaged by the earthquake. The high frequency components are sensitive to the values of damping, and are beyond discussions in detail.



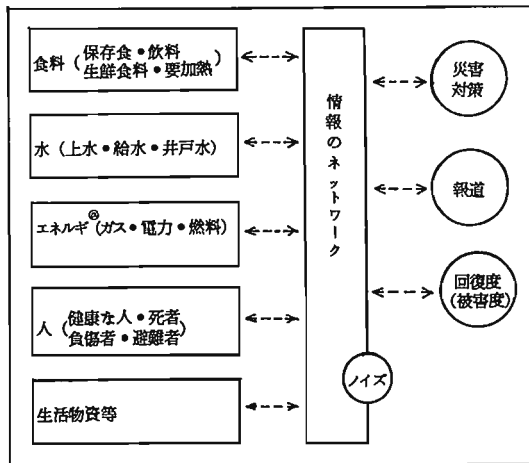


◎ シミュレーションの概要 ◎

◎ 基本変数  
基本変量 (流量-レベル)  
基本変数 (非流量-補助変数)

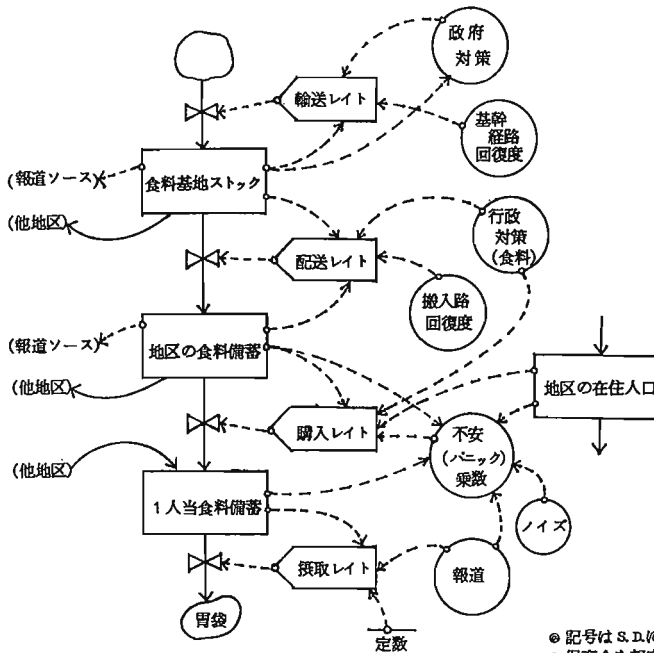


◎ Transformer の概念 ◎



基本変数のカテゴリ (流量) ◎非流量のものもある  
位相とノイズ (確率現象) 二次災害  
基本変数のカテゴリ (非流量)

◎ 都市生活機能回復モデルの構造 ◎



◎ 記号は S.D.による  
◎ 保存食を想定

◎ 基本変数 (変数) の例 — 或地区の食料フローの概要 — ◎

Fig.5.1

参考文献

- 1) 例えば、藤咲 迅「1978年宮城沖地震と医療体制」 宮城県医師会報 405号 1979.10.
- 2) 例えば、和泉正哲・浜好迪「築館合同庁舎の震害」 建築学会 (未印刷)
- 3) Seno, T., K. Shimazaki, P. Somerville, K. Sudo and T. Eguchi, "Rupture Process of the Miyagi-oki, Japan, Earthquake of June 12, 1978", Phys. Earth Plant. Inter., 1979
- 4) 和泉正哲・勝倉裕「地震動の位相特性について」 第16回自然災害科学シンポジウム 1979.9.
- 5) 勝倉裕「地震動と地震応答の位相特性に関する研究」 東北大学学位請求論文 1980.1.
- 6) 和泉正哲・勝倉裕・近藤晃「3次元FEMによる地盤-建物系の振動解析」 第2回電子計算機利用シンポジウム 1980.

## 地域地震危険度の評価 —川崎の場合—

九州産業大学

正会員 表 俊一郎

## 1. 緒言

地域地震危険度とは何か、地域地震危険度を評価するとはどのようなことであるか、そのためにはどのような要素を網羅すればよいのか、などということを正しく表現しようとするには必ずしも容易なことではない。従って多くの場合、必要に応じて地震危険度という言葉に目的を限定して定義を与え、その範囲内で評価を行うということが行われている。

地震危険度という言葉も、地震動による震度、加速度などの物理量の期待値のマップで表現されると考えられた頃から比べれば、特定の地域に大規模地震災害の発生が懸られるようになった最近の数年の間にその言葉の内容とするものが格段に複雑多岐に亘るようになってきた。これに伴って、様々な形で定義される地震危険度を表現するために如何なるfactorを用いればよいか、更にはそれらをどうやって時間空間的に数量を以て表現し評価を与えることができるかが問われるようになり、これに答えるための手法の開拓が国内ばかりでなく国際的にも目覚ましいばかりの発展進歩をとりあげてきたことは誠に眼を見張らせるものがある。

このような時の流れの中で振り返ってみると川崎市の地震専門部会が設置され発展してきた時期は正に地震危険度に対する大方の考え方が昔の考え方から新しい考え方へと変換してきた時期に合致しているのが筆者に与えられた課題に答えるため川崎市地震専門部会の歴史を省み、その中のいくつかのトピックスを紹介することとした。

## 2. 川崎市防災会議地震専門部会略史

「川崎市防災会議地震専門部会は、昭和41年以来8年間に亘り、川崎市を防災的に強化するための施策立案ならびに防災計画に役立てようという目的で調査、研究を行って来た。その前半は、川崎市の震災を考えるにあたっての基礎的調査を主に川崎市内の地盤振動性状、土層の流動化現象、地震基礎の設定等について、僅かも名の理・工学者が中心となり、関係者及び市当局の協力を得て実施して来た。後半は、従来の理・工学者からなる専門委員を若干増強し、行政側を含む多

方面からの専門委員の参加を得て、前半の基礎的調査の結果の活用を検討するとともに補足的な調査を進めて来た。

地震対策は、他の災害対策と異なり、ひとたび大地震に襲われた場合には、都市の機能は完全に麻痺し、情報不足による心理的パニック、二次火災等による人的大災害につはかる恐れが多分にある。

しかし、過去の大地震に際して、一般市民の冷静沈着な行動や行政当局者の優れた判断、指導によってパニックを不発に終らせたり、初期消火を成功させたりして大災害に至らさなかった例も決して少くはない事も忘れてはならない。大地震の際、二次災害を予防軽減し、人命を守る事は行政にその責を負うところ大であるが、初期における市民一人一人の行動が災害拡大の防止に非常に大きな効力があることを特に強調しておきたい。そのためには、緊急の事前措置として防災の関心を呼び起し、地震時の心得の普及徹底を一層はかる必要がある。その意味では、昨年12月に報道された京浜地区の直下で起こることが予想された地震の警鐘は、即刻開かれた市当局の地震説明会などによって、市民が地震を正しく怖れる受け止め方をする上でも相当の効果があったものと言えよう。

今年度の補足調査、研究の成果は、各章にわたって記述するところであるが、川崎市の直下で起こる地震の可能性が発表されたとしても、地震の起る場所は点でなく、ある広がりをもっているものであるから、従来部会で進めて来た主として遠距離に起る大地震を想定した調査研究結果とにらみ合わせながら都市防災化のための行政上の施策の立案が積極果敢に行われることが望まれる。特に緊急事前措置としては、前述のように市民一人一人の防災思想の啓もうは勿論のこと避難救護対策に重点を置き、避難路、避難場所の確保に万全を期すべきであり、一避難路、一避難場所という固定的概念は危険であり流動的対応が必要である。緊急事後措置としては、防火活動、迅速かつ的確な情報の伝達、傷病者の救護、救護物資の受入、配給、交通通信確保、円滑な応復旧処置の具体的な検討もさることながら公共下水道の整備が進

んでいる川崎区、幸区の排泄物の処理対策は特に見逃がすことは出来ない。

恒久事前措置としては、都市の防災化が終局の目的ではあるが、そのためには、緑地の拡大とその配置、道路の拡大と強化、地下埋設物の耐震化、上下水道の耐震化、都市交通の合理化等の推進を図るべきであるが、特に全国有数の臨海工業地帯を有する本市においてはコンビナート地区の耐震化を急務としながらも将来あるべきコンビナートの姿を考慮し、公害を稀薄化する上からも、地震防災の見地からも出来るだけ市街地を隔離されていることが望ましい。恒久事後措置としては、震災後直ちに復旧事業が始められると考えられるが、その際の復旧事業は単に旧態を復元するというのではなく、最初から都市づくりを計画的に進め、同じ災害を繰返さないよう予め都市計画のビジョンをもって応急復旧にあたるべきと考えられる。

緊急措置と恒久措置とは独立的なものではなく相補的性格があると考えられ、何れも大切でそのいづれを欠いても災害を大きくする方向に傾くと思われる。災害は何時起きるか判らばい、起らばいからといって安心して準備を怠れば、その怠ったために災害を大きくする可能性がある。

終りに、川崎市全体が耐震的に強化され、何時でも災害を迎える体制が早急に整備されるよう念願すると共に今後も継続的に調査、研究に取り組んでいきたい。』

これは川崎市防災会議地震専門部会の部会長である金井清博士が昭和50年の「川崎市の震災予防に関する調査研究報告書」の中で、川崎市地震対策への提言として書いておられるものの全文である。短い文章ではあるが、川崎市防災会議の中に地震部会が設立されて以来取り組んできた問題、今後指向すべき方向が簡明にまとめられていて、川崎市という特定の都市について地震専門部会がその自然的条件と社会的人文的条件を踏まえながら川崎市の地震危険度という問題とどのように取り組もうとしているかを端的によく表現していると考えられるのでここに引用させていただいたものである。

川崎市地震専門部会は昭和41年川崎市防災会議の中の部会として発足した。部会長官部直己(駒沢大学教授)、委員は金井清、久保慶三郎、小林啓美、石垣昂

及び筆者、昭和41年度から3ヶ年計画をもって川崎の震災予防に関する基礎調査を行うこととすると述べている。実際に行われた調査には、嶋悦三、太田裕、鏡味洋史、中島直吉等が実戦部隊として参加し、精力的に調査が行われた。しかし、調査項目は例えば、川崎市内の地上地下における常時微動(金井・田中)、弾性波(特にS波)探査法による地盤探査(金井・嶋・太田)、常時微動の観測及び解析(小林・鏡味)、自然地震の観測による川崎市地盤特性(表・中島)、土木構造物とその耐震強度(久保)、地盤沈下記録における異常現象の解析(石垣)、及び震災発生危険度に関する予備調査(官部)等であり、文字通り基礎調査の域を出るものではなかった。しかし、3年間に行われたこれらの基礎調査の結果は、川崎市という地域があまり大きな面積を占める地域ではなかったことと相俟ってこの後の地震危険度の解析を進めるに当たっては非常に有用なdataを提供するものとなった。これらの調査の内容に興味を持たれる読者は文末の川崎地震部会報告書を参照されたい。

この期間中の調査で以上述べた以外に小林・鏡味による「地盤性状に基づく震力分布と木造家屋被害率の想定」という研究が報告されている。これは、その地盤を構造している地層の特性こそ被害の大きさに大きな影響を与えるものであるのにその地震の特性を無視して例えば、沖積層の厚さだけで被害率との関係を求めようとする従来の方法はあまり有効ではないと主張して地震危険度評価に新しい面を展く第一歩と行ったものであり、注目されるべくしてはならない。これについては、後に再び触れることとする。

3年計画の基礎調査を終えたのち、調査結果を実際の行政面に活用できるものにするを目的として地震専門部会を7つの小部会(計画・地盤地質・建築・土木・消防・避難救援・臨海工業地区)に改編し、火災関係者も加えて委員も13名に増強し、3年計画を更に調査研究が行われた。これらの調査研究を行うに当たっては、専門部会の調査結果が市当局の地震災害対策立案の役に立ち、実地に活用される方を検討発展させることに意欲的な努力が払われた。

この期間中に1971年にはSan Fernando地震があり、川崎市からも調査団が派遣された。又昭和48年には官部博士が逝去され金井博士が部会長とられた。3ヶ年の調査期間を過ぎて総合的報告書を作成中の段階にあった1974年

12月には予知連による京浜地区直下に地震発生の可能性があることが発表されるという事態ともなったため、これらに対処するための調査研究が急ぎ追加実施されることとなった。

この間に地盤増幅度、マイクロゾーニング、建築物安全性、公共建築物特殊構造物、木造建築物被害予測、土木構造物歩道橋、地下埋設管線被害予測、地盤液状化予測、家屋延焼と火災拡大防止、川崎想定地震被害予測、等の問題につき計算手法の開発について、実施への応用アプローチの仕方について、地域地震危険度の定量的表現をよりよく可能にする手法の開発においていくつかの注目すべき研究調査が行われた。これらの結果は昭和49年、50年の報告書となっているがこれらの中には研究論文として学術誌に発表されている。

1975年以降は大分県中部地震、南伊豆半島沖地震、伊豆大島近海地震、宮城県沖地震と被害地震が続発し、社会的にも近代都市地震災害防止の問題が大きくとり上げられるようになってきた。川崎市地震専門部会では昭和51年度から3次の3ヶ年計画が樹てられて調査・研究が行われ、所期の目的に対し具体的成果を得るための努力がつけられた。その結果、従来から続けられてきた調査研究題目に加えて木造家屋の耐震性判断、避難場所配置、出火危険分析、液状化危険度マップ等の問題、深層地大構造に基づく漸長周期波による石油貯構スロジングの問題、予想される近海の大地震による川崎の被害予測、宮城県沖地震を教訓とする宅地造成地震害、都市供給施設被害、高層住宅人間心理人間行動の予測等につき、或る程度の結論を得てきた。

以上略述したように川崎市の防災会議地震専門部会では昭和41年部会発足以来凡そ15年の間金井部会長の下、地震工学、建築工学、土木工学、安全工学等の専門家よりなる各委員の密接な協力による絶妙なチームワークの下で、市当局とも充分な連携共同を行いつつ調査研究が進められてきた。このようにして得られた成果の蓄積は迄の時々に応じて着々と行政にも反映されてこれほどの有用性を發揮してきた。しかしながら、近代大都市における地震災害防止軽減対策の問題は極めて複雑多岐に亘る要素を含むものであるなど、その体系化は困難を極めるばかりでなく、調査研究された成果を真に有効に反映させ過去の地震災害の経験教訓を生かしてつづ将来の震災防止のため有効適切な施策を

準備して置くことは難中の難と云うべきであろう。川崎市の地震専門部会は行政当局との協力関係、連絡のよさでは珍に見るよい関係にあると考えられるのであるが、これらも尚調査研究された成果を行政にどのように生かすかの点において、一層の努力工夫を要する点が多い。更には又今迄の調査で十分な調査が進められていない大切な問題もいくつか残っている。例えば、工場・コンビナート地域防災、大規模切断帯構想、避難救援の実習等、切実な問題も多い。更に考えれば、東京、横浜との共同協力地震防災の問題、これらを含めて都市再開発による災害に強い都市づくりの問題等、あきらめることなく取り組まねばならない問題は多く、これら全てとは云はなくても過去の調査研究を行政により強く結ぶ方途を具体化するために52年度から新しい計画を立てて事を進めている。

川崎市が現実の恐怖として抱えている地震災害の防止軽減のため必要な調査を息長く続けておられることに対し、歴代市長始め関係部局、特に防災対策室等関係者各位が震災防止に対して示された熱意に深甚の敬意を表したい。

以下にいくつかのトピックスを紹介することとする。

### 3. 地域地震危険度に関する川崎地震専門部会の調査研究事項

#### 3-1. 地震動期待値

1) 川崎の場合には立地条件の特殊性あって、川崎における最大地震力を推定するに当たっては1つには相模湾地域に発生するM8.5の関東地震級の地震、もう1つは東京湾附近に発生するM6級の地震による影響を考慮するという考え方が支配的であった。一般的に過去の地震歴に基づいて川崎の基盤に期待される最大速度振幅を求め耐震設計用地震動を推定するため金井は次のような値を与えている。

表-1. 設計用地震動地盤最大速度期待値(金井による)

期待年	75年間	100年間	200年間
最大速度振幅期待値(%)	5.3	6.1	8.1

地震の起こる場所と地震の大きさを定めて川崎における地震力の期待値を求める方法として2つの方法が試みられた。小林は基盤への地震入力を求め地盤の増幅を計算して被害分布を推定する手法を開発した。これについては後に3-2に詳述する。

太田は市内の地盤の相連による震度分布の相連を求め

推定される地震による川崎の平均震度にこれを重畳させるという手法を開発した。市の全域につき震度分布の microzoning を求めるためには、新たに精密なアンケート調査票を作成しいくつかの地震についてテストを行って夫々の調査票から求まる震度が震度と対応するように解析を進めた。

予想する地震としては(A)大型地震(関東地震級),市の平均震度  $I_m = 5.0, 5.5, 6.0$ 、(B)中型地震(i)東京湾北部  $M = 7.0$ , (ii)多摩川河口地震  $M = 6.5$  を想定し夫々予想震度分布を求めた。大型地震  $I_m = 6.0$  の例が図-1 に示されている。

ii) 昭和49年川崎市中心部に地盤異常隆起が認められ予知連も注意を喚起したこともあって、太田は隆起地帯の大きさから地震の起こる場所と大きさを推定し、震央至距離における震度遞減の式を提案しながら、川崎市内に予想される震度分布、加速度分布、更に鏡味の調査を参照しながら被害率分布、出火率等を求めた。その結果の1例が図-2-A-B にあげてある。

iii) 小林は断層内面の各部分で発生する地震波が観測点にまで到達する時間差を考え、観測点でこれらの地震動を合成することにより観測点における地震動最大加速度、最大速度を求めるという手法を新たに開発し、これにより川崎における地震動強さを求めることを試みた。近距離地震としては1855年安政地震( $M7.0$ )、大型地震としては1923年関東地震( $M7.8$ )、及び石橋モデルによる駿河湾地震( $M8.0$ )を仮定し夫々の断層モデルを用いて川崎基盤への入射波スペクトルを計算し、夫等に地盤構造による増幅特性を乗じ地震での地震動スペクトルを求めて最大地震力を推定した。その結果の一部は表2表のようである。

### 3-2. 地盤増幅度分布

表層地盤による入射地震波の増幅を求める手法が小林・鏡味による調査研究により著しい進展をみせた。小林等は川崎市の下に広く広がっている三層層群の上層を地盤基盤面と考え、この上の地盤は各層内では夫々剛性密度とも一様な水平成層よりなると仮定して、鉛直下方から入射するS波入射波がこの層内で重複反射を行うことにより増幅が行われるとした。実際の計算には入射波として Taft California U.S.A. で観測された強震記録から観測点の地盤条件に基づいた地盤の増幅分を除去した波形を入射波として用いている。S波の

$M = 7.0$

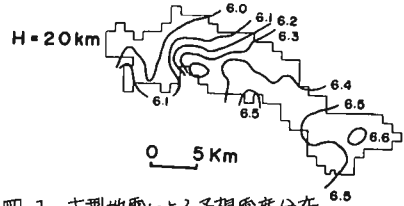


図-1. 大型地震による予想震度分布  
平均震度  $I_m = 6.0$  の場合 (太田による)

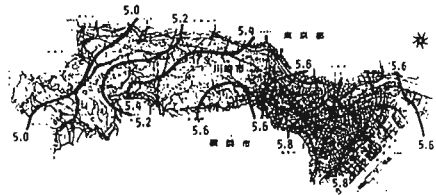


図-2-A. 直下地震による予想震度分布  
 $M = 6.5, H = 10 \text{ km}$  の場合 (太田による)

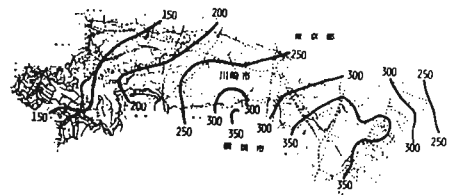


図-2-B. 直下地震による予想加速度分布  
 $M = 6.5, H = 10 \text{ km}$  の場合 (太田による)

表-2. 断層モデルから推定した川崎市南加瀬の最大地震動 (小林による)

Earthq.	Fault Model	Peak Acceleration	Peak Velocity	JMA Intensity
Kanto	Ando	390 gal	50 kine	VI
Ansei	Ishibashi	490	50	VI
Surugawan		190	31	V

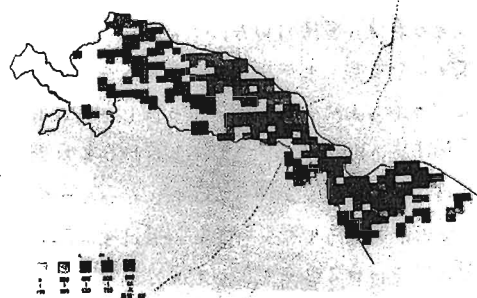


図-3. 関東地震と同程度の地震を考えた場合の各メッシュ毎の地表最大加速度 (小林・鏡味による)

速度としては嶋・太田等が沼島・等々力・南加瀬を専門部会の調査として測定を行って得た値及び地震探査結果等を参照して基礎650%及び地盤各層の速度を推定している。

市の全域についての増幅を求めるため、緯度経度500mのメッシュに切り、各メッシュ毎に充分な深さのある信頼できるボーリング柱状図を用いて代震させている。このようにして基礎入射波の振幅として1923年関東地震と同じ強さにするものを用いて各メッシュ毎の加速度を求めた結果は図3のようになる。地表面加速度最大応答値を入射波最大振幅で除したものを加速度増幅率と呼べばこの分布は図4のようになる。これら地盤増幅の問題を構造物の震害に結びつけるため、各周期毎の増幅率について0.2秒より1.0秒まで0.1秒毎の増幅率を計算している。その例が図5に示されている。一般に軟弱層の厚さと震害との関係がなわけているが、小林等の周期別増幅度の相違を詳しく調べると、長周期の波については層の厚さとの関係が見られることから被害の大きさを単に軟弱層の厚さにだけ関係づけようとする従来の考え方について新しい見方を指し示している。

増幅度の計算については嶋は東京都の地盤について23区を500m×500mのメッシュに切り、各格子点毎に水平成層の地盤構造を仮定し、適当なS波速度を与えて鉛直下方から0.05サイクル～1.0サイクルの周期をもつS波が入射した場合の地盤内での重複反射を計算し、地表における地震動レスポンスを求めた各地点の地盤卓越周期と地盤増幅度を求めているものがある。表中島は川崎の全市域にわたりこれと同じ方法で地盤の増幅度と卓越周期とを求めた。これらの結果を常時微動測定から求められている結果と対比し、可なりよく一致した結果を得ている。(図-6)

### 3-3. 建築物被害予測

建築物の被害予測については小林・鏡味等により精力的に調査研究が行われている。建築物はその種類により性能を異にするため次の3種類に分類して考察している。A. 木造、B. 鉄骨系(軽量鉄骨・パイプ構造を含む)、C. 鉄筋コンクリート系(ブロック造・鉄骨鉄筋コンクリート造・プレハブ造等を含む)。これらの資料は各階層別に建築物棟数延面積について市内各500m×500mのメッシュ毎に集計値を求めた。

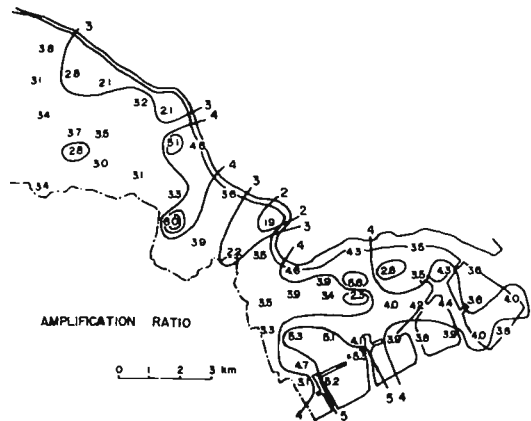


図-4. 加速度増幅率の分布 (小林・鏡味による)

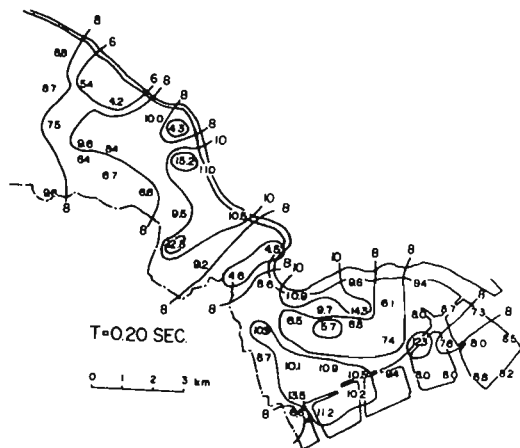


図 5-A 修正Toft. USA 1952 入射による各地表加速度応答スペクトルの振幅増幅を各周期毎に求めたもの。T=0.2秒の場合 (小林・鏡味による)

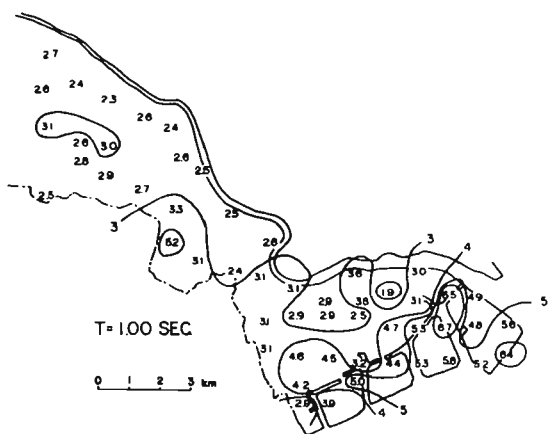


図-5-B 修正Toft. USA 1952 入射による各地表加速度応答スペクトルの振幅増幅を各周期毎に求めたもの。T=1.0秒の場合 (小林・鏡味による)

これらの建築物について、3-1及び3-2で述べたメッシュ毎の加速度又は速度の値が求められているので、それに応じて被害を計算した。

i) 木造家屋については、平屋建周期は0.2秒を平均周期として分布しているとし、2階建周期は0.3秒を平均周期として分布していると仮定した。木造建物の復元力特性は、Tri-linear型と考へて、オ2分岐は大被害、完全塑性領域は半潰、許容限界を越したものは全潰と定義して、平均周期の構造物を中心に周期で0.6倍の建物から1.4倍の建物の数がか Gauss分布をすとして、夫々の周期の構造物の弾塑性応答から全潰・半潰の出る割合を算定し、被害率(全潰+1/2半潰)をメッシュ毎に求めた。

これをもとに、夫々メッシュの中の木造建物の戸数のデータに基づき平屋建・2階建建物の被害戸数を算出した。入力地震として関東地震相当の地震に対する被害率、又関東地震の強さの80%、90%、及び110%の場合に応じて平屋建建物の被害率、2階建建物の被害率等を夫々メッシュ毎に表示した図が示されている。ここには1例として関東地震と同じ大きさの地震の強さの場合の木造平屋建建物の被害分布図が図-7に示されている。これらを表にまとめると表-3のようになる。この表に示されている数は震災直後の応急住宅の必要数と考えることができるであろう。

尚、木造家屋の居住人口を直ちに推定すればこのような方法により罹災予測人口を求めることができる。木造住家についての罹災人口は表-4のようになる。

ii) 木造非住家・鉄筋コンクリート系鉄骨系の建物の被害予測。

夫々の場合につき建物周期・強度及び許容変形量を与えれば予想される地震力に対し被害を予測できる。木造非住家被害戸数は関東地震相当の強さの地震に対し全市について平屋建7,300万、2階建1,400万と作る。鉄筋コンクリート系建物については住家と非住家とに分け、終了強度は震度で0.4を有するとして塑性率が2を超える建物の数を被害戸数として算定し、関東地震相当の強さの地震に対する被害戸数を各階毎にメッシュ別に表示する膨大な図がつけられている。鉄骨系建物については終了強度は震度で0.3を有するとして塑性率が3を超える建物の数を被害戸数として図が示されている。被害戸数は全市で鉄筋コンクリート系住家

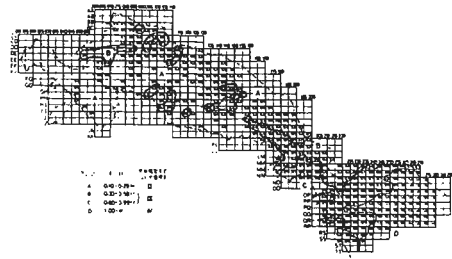


図-6. 振幅1のホワイトノイズを射させた場合の地表における増幅度極大を与えた周期を瞬時微動より求められる卓越周期と対比したもの。(表・中島による)

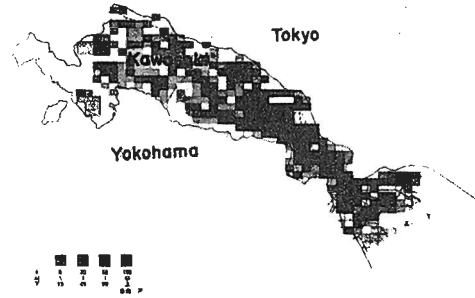


図-7. 関東地震相当の地震動による川崎市平屋建家屋の被害戸数予測(小林・鏡味による)

表-3. 関東地震を基準とする川崎における木造家屋被害戸数強さの欄の100%は関東地震と同程度を意味する。

強さ (%)	木造平屋	木造2階屋	合計
80	8	13	21
90	12	19	31
100	17	27	44
110	23	34	57

表-4. 関東地震を基準とする川崎における住家被害に基づく罹災人口予測強さの欄の100%は関東地震と同程度を意味する。

地震強さ (%)	罹災人口
80	14
90	22
100	30
110	39

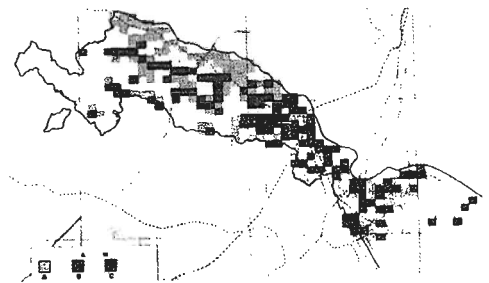


図-8. 関東地震相当の地震動による公営A・C型鉄筋コンクリート建物の耐震性(小林・鏡味による)  
A: 完全塑性型とした場合の塑性率 $\mu$ の値が許容値以下のもの。  
B: A, C の中間にあるもの  
C:  $\mu$ の値がゆるい許容値以上のもの。

建物1,727棟、事務所1,953棟、鉄骨系建物7,606とほつて  
いる。

### iii) 中高層建築物の耐震性

官庁アパート型鉄筋コンクリート造4~15階建のもの、一般RC造建物3~11階建のもの、鉄骨造3~10階建のものにつき関東地震相当の地震力を受けた場合の弾塑性変形について検討した結果が建物種類別、階別に図に示されている。図-8にその一例が示されている。

iv) 建築物の危険度については上記の他、公共建築物について消防署望楼について、屋上に塔を有する建物について、未々詳しい検討が行われている。更に石油貯槽の耐震性の検討も小林・瀬尾等により進められている。

### 3-4. 地盤液状化の問題

大地震の場合、砂層地盤に生じる液状化現象は危険度を考えるにあたって重要な要素となる。久保・片山により大地震の時に多摩川の河原に生じるであろう液状化の問題について詳しい調査が行われた。太田・鏡味はボーリング資料、N値、物質の時代区分、土質区分などを組合せ予想される地震動に対し液状化危険度を簡易に判定する方を提案しこれに基づいて川崎全市の液状化危険度の分布図を与えている。(図-9)

### 3-5. 土木構造物の耐震性と被害予測

土木構造物の耐震性の問題については久保・片山により詳しい調査が進められてきた。特に橋梁、歩道橋、上水道、下水道、ガス管を始めとする地下埋設管につき、他の大地震の場合などと比較しながら被害予測が進められている。

### 3-6. 火災被害予測

地震火災による被害予測は関連する条件が極めて複雑であるので結論を得ることは至難の業である。矢筈野・橋は消防危険区域の中から特に問題の多い古市場地区・本町地区・日の出町地区の3つをモデルとして遙んで延焼の試算を行い、又市街地密集域である小田地区につき異なった様々な条件を設定しながら焼火率の変化を調べる等調査を進めている。このようにして、川崎市の出火危険の分布、市街地の延焼危険度を求めようとしている。

### 3-7. アンケート調査による地震時人間心理

大地震災害防止の問題を考えるとき、地震時人間心理の問題は重要な要素となる。太田が開発した震度調

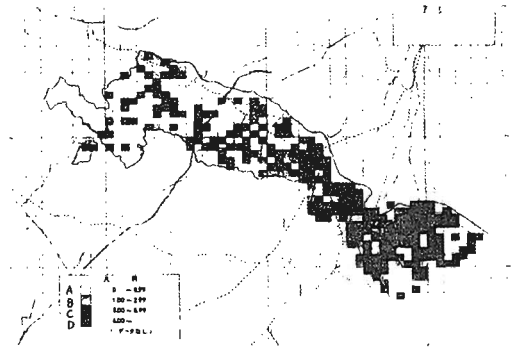


図-9 川崎市における液状化危険度分布  
Dは最も液状化危険度の高い地域(太田・鏡味による)



図-10 震度分布と用途地域からみた  
危険度分布とを合せた  
総合危険度マップ  
(太田・鏡味による)

査のためのアンケートには地震時の人間心理についての質問項目が含まれているのでこの調査票を用い最近のいくつかの大地震、1975年大分県中部地震、1978年宮城県沖地震などの場合につき表・太田等は幾つかの興味ある結果を得ている。この調査に関連して宮城県沖地震の際、川崎市川原町団地の10~15階アパートにつき各階別震度分布が調べられた。

### 3-8. 川崎における総合危険度四

鏡味・太田は震度分布からみた危険度マップと用途地域区分からみた危険度図とを組合わせて総合危険度マップを求めている。図-10にこれが示されている。

### 4. 終わりに

川崎地震専門部会で行われた調査研究の中地震危険度に関連の深い項目でここに紹介できなかったものも多く、御関係の方々に、お許しを願わなくてはならない。この小文を準備するために川崎市防災対策室伊藤登室長、鈴木慎一郎を査を始め、関係各位の御助言をいただいたこととお礼申し上げる。又、本文には専門部会報告書から多数引用しているので、これらの報告書の目次を参考に次に次頁にあげている。



川崎市地震専門部会は昭和41年終足以来10冊の調査報告書を出してきた。部会の活動を示す最直資料と考えられるので以下に目次を載せる。名冊巻頭に部会長による「はしがき」がついているがスペース節約のため省略してある。

川崎市の地震と震災との関連性に関する調査報告書—川崎市内における試験の結果について—  
昭和41年8月

1. 震災について。
2. 大正12年9月1日の地震に伴う被害の分布 (宮部直己)
3. 微小地震及び常時微動による地盤の震動特性 ( )
4. 試験に際して塑性化した土質について ( )
5. 軟土層の厚さと地盤の震動特性との関係 ( )
6. 地震の際に起る表層土質の流動について ( )
7. 震害危険度の予測についての留意 ( )

川崎市の震災予防に関する基礎的調査。中間報告Ⅰ

昭和42年3月

1. 川崎市内の地上地下における常時微動 (金井清・田中貞二)
2. 弾性波(特にS波)探査法による地盤調査 (金井清・嶋悦三・太田裕)
3. 常時微動の観測及び解析 (小林啓美・鏡味洋史)
4. 自然地震の観測より求められる川崎市の地盤特性 (表俊一郎・中島直吉)
5. 土木構造物との耐震強度 (久保慶三郎)
6. 地盤沈下記録における異常現象の解析 (石垣昂)
7. 震災終末の危険度に関する調査 (宮部直己)

川崎市の震災予防に関する基礎的調査。中間報告Ⅱ

昭和43年3月

1. 川崎市内における常時微動の観測結果 (金井清・長沼俊夫・森下利三)
2. 常時微動の観測資料 川崎市No.1 (小林啓美・鏡味洋史・玉松健一郎)
3. 地震防災の立場からのS波の測定 (太田裕・嶋悦三)
4. 自然地震の観測より求められる川崎市の地盤特性 (表俊一郎・中島直吉)
5. 土木構造物の耐震性一振動実験 (久保慶三郎)
6. 川崎市における表層地下水の分布について。(宮部直己・長沼俊夫)

川崎市の震災予防に関する基礎的調査。中間報告Ⅲ

昭和44年3月

1. 地盤特性に基づく震力分布と住宅被害被害率の相関。(小林啓美・鏡味洋史)
2. 川崎地域における耐震設計の地震動について。(金井清)
3. 川崎市内における地震観測計のモニタリングによる地盤特性。(表俊一郎・中島直吉)
4. Array方式による地震動の観測。(太田裕・清田謙二・野口解雄)
5. 川崎市内における表層地下水について。(宮部直己・長沼俊夫)
6. 土木構造物との耐震強度。(久保慶三郎)

川崎市の震災予防に関する調査報告書。中間報告Ⅰ

昭和47年3月

- 第1章 川崎市内の具体的な地盤動向による震度分布の解析調査
1. 昭和46年度における地盤、地盤小部会の調査について。(表俊一郎)
  2. 地震に関する調査 (太田裕)
  3. 簡易地震計 (嶋悦三)
  4. 各地の地震観測 (嶋悦三・太田裕)
  5. 仮設調査
- 第2章 歩道橋の耐震強度の調査 (久保慶三郎)
- 第3章 消防署署舎の振動特性に関する調査 (橋本浩二・橋本謙二) (小林啓美)
- 第4章 屋上にある建物の振動特性に関する調査 (小林啓美)
- 第5章 土の流動化の予測に関する調査 (久保慶三郎)

川崎市の震災予防に関する調査報告書。中間報告Ⅱ

昭和48年3月

- 第1章 川崎市内の震度分布および地盤特性調査 (表俊一郎)
1. 昭和47年度における地盤地震小部会調査事項 (表俊一郎)
  2. 地震アンケート調査による川崎市内震度分布の調査 (太田裕)
  3. 簡易地震計による地震観測 (嶋悦三)
  4. 既存試験資料による川崎市地震危険度調査および耐震強度の推定 (表俊一郎・中島直吉)
  5. アンケート調査に際しての地震対策に関する市民の意見 (防災対策室)
- 第2章 建築物の耐震調査および地盤特性に基づく被害想定 (小林啓美・鏡味洋史)
1. 人口、建築物の分布状況 2. 火気使用状況の調査
- 第3章 モデル地区の震害に関する調査 (表俊一郎)
1. モデル地区の選定 (三地区) 2. 選定に際しての試験 (三地区) 3. 予備試験
- 第4章 歩道橋の耐震性についての研究 (久保慶三郎・山田恒雄)
1. 予備試験 2. 振動実験結果 3. 階段状方向の振動についての考察
  4. 階段状方向の振動についての考察 5. 旭町歩道橋の地震応答解析と批判

川崎市の震災予防に関する調査報告書

昭和49年3月

1. 計画小部会  
川崎市における地震対策の在り方と今後の課題 (金井清)
2. 地盤地震小部会  
1. 地盤地震小部会の調査について (表俊一郎)  
2. 通信調査による川崎市の地震危険度の作成 (太田裕)  
3. 簡易地震計による調査 (嶋悦三)  
4. 川崎市内地盤変動時期および増幅率分布に関する調査研究 (表俊一郎・中島直吉)  
5. 各地の調査結果および今後の課題 (表俊一郎)
3. 建築小部会  
地震による建築物被害の予測と中高層建築物の耐震性について (小林啓美・鏡味洋史)
4. 土木小部会  
土木構造物の耐震性について。(久保慶三郎・山田恒雄)
5. 消防小部会  
地震時における家屋の延焼性と火災防止策についての提案 (菅野義郎)
6. 避難救済小部会  
1. 情報伝達と避難 (石垣昂)  
2. 避難経路と道路 (小林啓美)
7. 臨海工業地区小部会  
臨海工業地区各施設の耐震性調査結果および地震時における被害想定に関する考察と防災体制の整備について。(菅野義郎)

川崎市の震災予防に関する調査研究報告書

昭和50年8月

1. 川崎市地震対策への提言 (金井清)
2. 川崎市地盤増幅係数分布に関する調査研究 (表俊一郎・嶋悦三)
3. 川崎市における観測された長周期地震波の解析 (嶋悦三・Bigosiladilo・清田)
4. 川崎型地盤の被害予測について。(太田裕)
- 5-1. 地震予知される地震動のスペクトルと建築物の安全性 (小林・長橋・瀧見)
- 5-2. 公共建築物の耐震性の調査 (小林啓美)
- 5-3. 地盤特性における地盤増幅係数と地震動 (小林啓美・長橋純男)
6. 土木建築物の耐震性と地震動の最大加速度との関係 (鏡味洋史)
7. 地下埋設パイプの被害予測 (久保慶三郎・山田恒雄)
8. 道路の有無による震度分布変化の計算例—小田地区の場合— (菅野義郎・橋本)

昭和51年度調査中間報告概要

昭和52年3月

1. 川崎市における木造家屋の固有周期の測定 (金井清・山田恒雄)
2. 大地震時における人間の心理・行動予測 (表俊一郎・中島直吉)
3. 標準設計構造歩道橋の模型振動実験 (久保慶三郎・山田恒雄)
4. 市街地の延焼危険度 (橋本浩二)
5. 卑の根的地震対策のすすめ (太田裕)
6. 石油油槽の耐震安全性と東海沖地震 (小林啓美)
7. 東海沖地震 (嶋悦三)

川崎市の震災予防に関する調査報告書Ⅱ

昭和54年3月

1. 首都圏の基礎構造 (嶋悦三・加藤忠生・菅間信作)
2. 地盤増幅係数ニングマアの作成と地下構造の把握 (表俊一郎・中島直吉)
3. 川崎における地震危険度マップの作成 (鏡味洋史・太田裕)
4. 川崎における泥状化危険度の簡易判定 ( )
5. 宮城東沖地震による地盤沈下地における被害について。(石垣昂)
6. 石油貯槽の耐震安全性に関する基礎的調査  
—石油貯槽のスロッシングに影響を与える深層地帯構造の調査と地震動の特性— (小林啓美・瀧見和夫・小林良二・粟川三郎)
7. 宮城東沖地震による省庁施設施設被害の復旧 (久保慶三郎・山田恒雄)
8. 南関東の地盤活動帯から見た建築物震害予測 (小林啓美・粟川三郎)
9. 木造家屋の耐震性調査 (金井清)
10. 川崎市における火災危険度の分析 (橋本浩二・関野愛)
11. 市街地の延焼危険度に関する調査計画 (橋本浩二・菅野義郎)
12. 川崎における避難場所の位置の定量的検討 (太田裕・鏡味洋史)
13. 地震に対する関心度調査 (表俊一郎・船津洋行)
14. アンケート調査より求めた1978年宮城東沖地震による川崎市河原田町地帯高層アパートの付属別震度分布 (表俊一郎・中島直吉)
15. 地震時の人間行動実験調査  
—地震防災対策のための基礎資料の[1]として— (太田裕・大橋ひとみ)

地域地震危険度の評価—震害予測のための地震力推定

東京大学地震研究所 嶋 悦 三

1. はじめに

地震予知計画がナショナル・プロジェクトとして発足して以来、国民の地震に関する関心も今までにない高まりを見せている。また、最近成立した、大地震対策特別措置法にもとづく、大きな震害が予測される地域の指定はこの気運をさらに助長している感がある。このような国民の期待にこたえて、国はもとより、地方自治体でも合理的な地震対策の立案が急がれている。

地震予知を成功させることが震災軽減のための有力な方策の一つであることに異論をとらえるものはない。予知が成功するならば、すくなくとも人命の損失は大幅に減ずることが出来るにちがいないからである。しかし、一たん大地震が発生するならば、人命の損失はまぬがれても、栄々ときずかれてきた国民の財産の損失およびそれに伴うであろう諸々の困難ははかり知ることができない。推定される地震力にも十分耐え得る国土を建設するための地震工学的手法の確立をはかることも極めて重要な施策なのである。予知技術と地震工学のつりあいのとれた推進は震災対策の目的のためには車の両輪であることをここに強調しておきたい。

さて、合理的な震災対策は、その場所が将来遭遇するであろう地震力の的確な見通しの上にはじめて達成されるものである。いままでのこの種の研究は、河角マップに代表される、過去の地震活動のデータを統計的な手法であつかうことにより得られるあるきめられた期間内の地震力の期待値をもとにしたものが大勢をしめていたと思われる。この手法の流れを図1に示してある。河角(1952)<sup>1)</sup>の先駆的研究以来、この流れの各ステップについての改善がなされていったことはもちろんである。これらの文献については、服部の研究(1977)<sup>2)</sup>に詳しい。

図1の流れの中に示した、サイズミック・マイクロ・ゾーニングの手法については、必ずしも確立されているわけではない。定性的な議論はともかく、定量的に地盤の良し悪しを論ずることが出来るようになったのはごく最近のことだからである。たとえば、河角は標準的な地盤上での地震力の期待値を得たとしているが、標準的な地盤とは具体的にどのような地盤なのかは議論されていないのである。当然のことながら、図1に示す手法では、研究がなされた時期の地震学の立場から地震予知に関するデータはくみこみ得ないと考えていた。

1960年代後半以降における地震学の発展にはまことにめざましいものがある。今では、地震動が断層生成に伴うものであること、同じ場所に繰り返し地震が発生することが確実視されるようになった。断層生成の大きな把握が可能となり、このことは、断層を簡単な幾何学的モデルにおきかえて、その運動に伴う地震動を断層から任意にはなれた地点で計算する試みもなされるようになった。最初は無限媒質内に想定した断層からの計算が行なわれ、これは現実とかけはなれていたにもかかわらず長周期地震計によって記録された地震のはじまりの部分を説明出来ることが知られ、この種のアプローチによる将来の発展を示唆した。その後、理論計算は半無限媒質の場合、さらにその上に成層構造を考えた場合へと発展していった。しかしながら、これ等の計算では、いわ

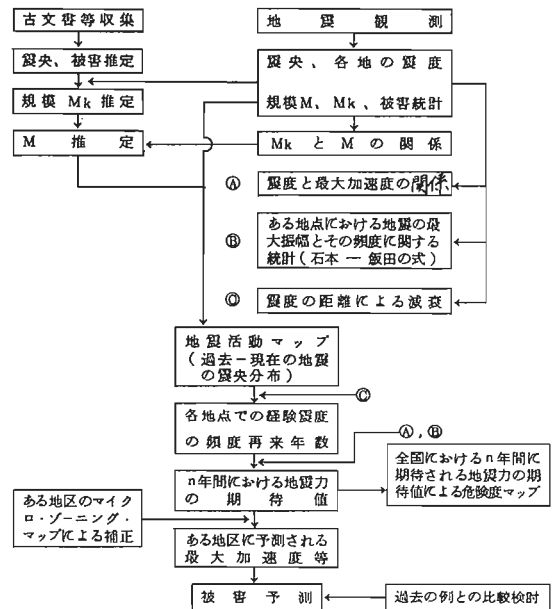


図1 被害予測の手法の流れ

ゆるハイ・カットの理論地震記録を得るにとどまっている。断層の生成 機構が概略的にしか解明されていない現在、断層モデルをこれ以上複雑にすることは無意味であり、むしろ断層における短周期の地震波の発生機構を理論および観測の両面から徹底的に科明することが望まれる。一方、やや長期的な意味ではあるが、ある地域をとりあげた場合、そこに震害を及ぼすであろうきたるべき地震の震源域を予測することがかなりな程度出来るようになった。

このような背景のもとに、東京都23区を例としてあらためて震害予測の方法論を考えなおそうというのが本報告の目的である。

## 2. 断層モデルから出発する被害予測の手法

ここでの上よりとする手法の流れを図2に示す。以下、東京都23区の場合を例として簡単にこの手法について述べる。

将来東京都23区にもっとも大きな震害をあたえるのは衆知の如く相模トラフ沿いに発生する巨大地震であると考えられる。過去をふりかえてみると、まず1605年の慶長の地震をあげることができる。この地震は河角により被害分布からM7.9と定められているが、実際にはもっと大きな規模であったと思われる。相模トラフの断層を動かしたのみでなく、東海・南海道にも波及した大地震であった。

次におこったのは、1703年元禄の地震(M8.2)で、相模トラフ全域が震源域になったものと推定されている。1923年の関東地震(M7.9)では、相模トラフの西側のみが破壊したと考えられている。相模トラフと日本海溝の交点の付近では1953年房総沖地震(M7.5)がすでに発生している。1923年関東地震の震源域は発生してから

まだ間がないので近い将来ここに巨大地震が発生するとは考えがたい。したがって、相模トラフ沿いでは現在地震の空白域になっている房総半島東方に地震が発生する可能性がもっとも高いと考えられている。このような考えにもとずき、金森(1974)<sup>3)</sup>は、将来おこるであろう地震の断層モデルを図3のように設定した。

また最近話題になっている仮想東海地震については、同様に過去の地震活動から見て現在空白域になっている駿河湾を中心として、たとえば石橋・佐藤(1977)<sup>4)</sup>の断層モデル(図4)が提案されている。

太平洋岸に発生する巨大地震については、上記のようにある程度震源域の予想、そして断層モデルの設定が可能である。しかしながら、内陸に発生する地震については繰り返しの年月が1000年にも及ぶといわれ、次に発生する地震の震源域を予想するのは大変困難であるといわざるを得ない。内陸に発生する地震は規模はそれ程大きくないが、(大きくてもM7程度、M7.5になることはきわめてまれである)都市の直下に発生する場合は局所的に大被害を生ずるおそれがある。東京の場合、人工地震の観測からも確認された東京都と埼玉県境の荒川断層を例としてとり上げた。もしここに地震が発生すれば、1855年安政江戸地震(M6.9)のように、東京の下町には相模トラフの大地震におとらず大きな震害をあたえることと予想されるからである。仮想荒川地震の断層モデル設定には任意性が多いため、例として垂直横ずれの断層でM7クラスのもの考えた。

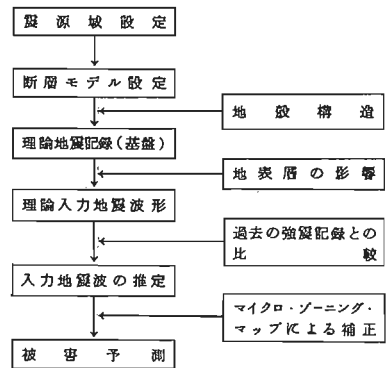


図2 断層モデルから出発した被害予測の手法の流れ

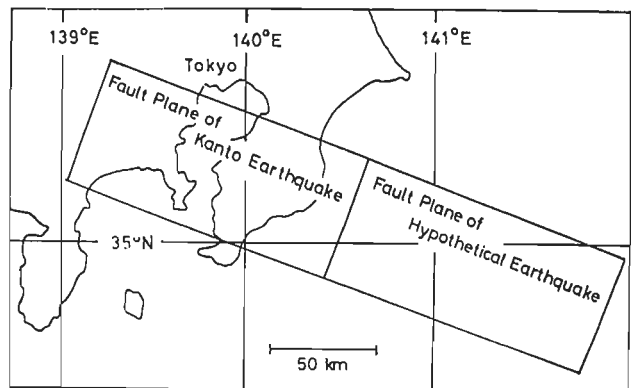


図3 Kanamori (1974) による仮想関東地震の断層位置

次に、地震基盤に入射する理論地震記録を計算するのであるが、ここでいう地震基盤とは、P波、S波の伝ば速度がそれぞれ  $V_p = 5.5 \text{ km/sec}$ ,  $V_s = 3 \text{ km/sec}$  程度の地層である。地震学でいう地殻の最上層に相当する。一般に理論地震記録を計算する時には半無限の媒質中に発生する断層運動の結果生ずる地動を計算するので、地震の発生する場所での弾性波速度とそれほど違わないことが望ましいのである。最近の研究によれば、内陸の地震の発生するのは  $V_p = 6 \text{ km/sec}$  の層であるといわれている。なお、地殻構造を考慮した計算法については Sato (1978)<sup>5)</sup> の報告がある。実際の計算にあたっては断層の形状の他、断層の最終変動量 (Dislocation), 立

上り時間 (rise time), 破壊速度 (rupture velocity) が必要である。いろいろの規模の地震についての上記諸量 (断層パラメータ) の平均像については、たとえば Sato et al. (1979)<sup>6)</sup> の論文の Table 3 が参考になる。また断層のどこから、どういう風に破壊が進行するかを知る必要がある。これについてはさき程の諸量より更に任意性があるので、今考えている地域にとって最悪な破壊様式を仮定するのも一方法であろう。

夢の島における人工地震の観測から首都圏の三次元的基盤構造は図5のように推定された (嶋、柳沢 1979)<sup>7)</sup>。

東京直下の平均的構造は、第一層 ( $V_p = 1.8 \text{ km/sec}$ ,  $V_s = 0.7 \text{ km/sec}$ ) の厚さ  $1.4 \sim 1.5 \text{ km}$ 、中間層 ( $V_p = 2.8 \text{ km/sec}$ ,  $V_s = 1.5 \text{ km/sec}$ ) のそれは  $0.8 \sim 1.0 \text{ km}$ 、基盤の  $V_p = 5.6 \text{ km/sec}$ ,  $V_s = 3 \text{ km/sec}$ 、夢の島での基盤の深さは約  $2.4 \text{ km}$  と得られている。このようなデータをもとにして表層の影響も入れた理論入力地震波形がもたまることになる。

このようにして得られた波形から予測される地動加速度の値は現実をはるかに下まわるものである。これは最初にもふれたように現在の断層モデルでは破壊が一様に進行すると仮定している点に問題がありそうである。実際の断層運動には極めて複雑な短

周期成分が放出されることが予想され、これが加速度に大きな影響をもつ筈である。加速度を強調するため震源での時間関数を複雑な形にして短周期成分を出すことは理論上不可能ではないが、震源での短周期成分の挙動が解明されていない現在このような計算に意義を見出すことはできない。

Sato et al. (1979)<sup>9)</sup> は、今までのべてきたいわばハイカット・ソース・モデルともいえる断層モデルから出発して、得られた長周期の加速度から、多くの実測強震記録を解析することにより得られた長周期加速度と短周期加速度との関係式を援用して、短周期加速度を推定する手法を開発した。それによれば、最大加速度  $\ddot{u}_m$  (gal), 最大速度  $\dot{u}_m$  (kine), 最大変位  $u_m$  (cm) は、

$$\log [\ddot{u}_m(T)/\ddot{u}_m(T_0)] = [0.388 \log(T_0 T) + 1.286] \log(T_0/T)$$

$$\log [\dot{u}_m(T)/\dot{u}_m(T_0)] = [0.226 \log(T_0 T) + 0.478] \log(T_0/T)$$

$$\log [u_m(T)/u_m(T_0)] = 0.0686 \log(T_0/T)$$

より知ることが出来る。ここに  $\ddot{u}_m(T)$  は、記録を解析する時に用いた、ハイカット・フィルターのカット・オフ周期  $T$  における最大加速度を意味する。  $\dot{u}_m(T)$ ,  $u_m(T)$  も同様である。また  $\ddot{u}_m(T_0)$  は比較的長いカット・オフ周期

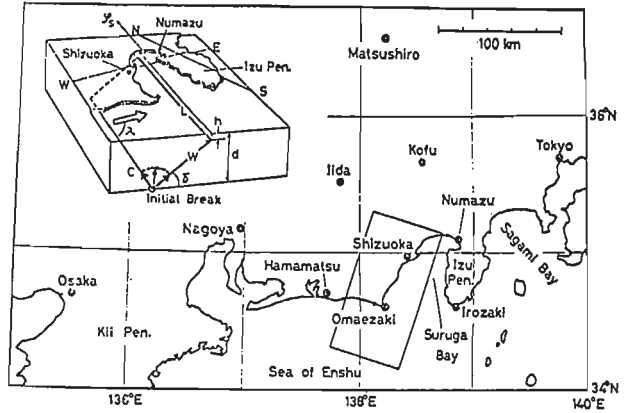


図4 石橋・佐藤 (1977) による仮想東海地震の断層モデル

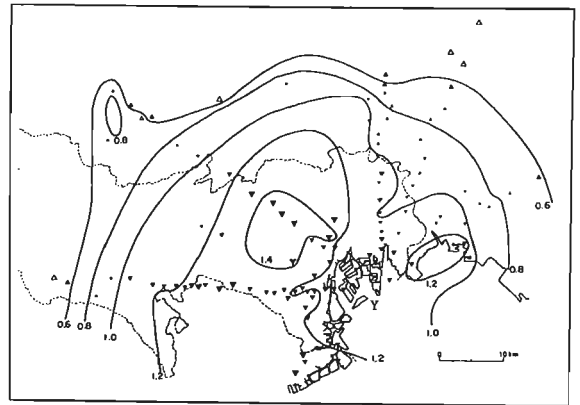


図5 首都圏のタイム・ターム・マップ 基盤までの深さは  $2.4 \text{ km} \times (\text{タイム} \cdot \text{ターム})$  により計算される

のそれであり、これは理論地震記録にこのフィルターをかけることにより知ることが出来る。

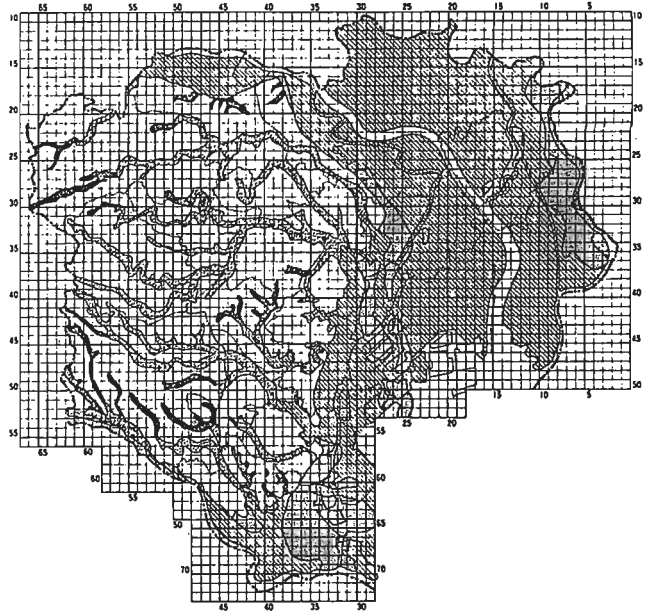
東京都23区におけるサイズミック・マイクロ・ゾーニング・マップを図6に示す(Shima, 1978)<sup>9)</sup>。これは、ローム層地盤を標準として他の地盤での増幅比を求めたものであり、すでに報告されたものであるが(嶋, 1974)<sup>9)</sup>、各地盤における増幅比に若干の変更がなされている。すなわち前に報告した際には、816地点における重複反射の計算を行なった結果、10Hz以下のレスポンスの最大値が地表及び基盤のS波速度比に比例することを見出し、この性質を利用し増幅比をもとめたのである。この場合、スペクトル密度の最大値の比がわかるのであって、卓越周期は無視されている。したがって、ピークがたくさんあるような場所では、必ずしも基盤面および地表の記録での振幅比をあたえないおそれがある。そこでその点を考慮して、10Hz以下のパワーの平方根と速度比との関係を調べた結果図7に示すように良い直線関係が得られたので、この結果から新たに増幅比をきめなおした。前よりやや小さくなっている。

佐藤・鈴木(1979)<sup>10)</sup>は、さきにも述べた方法により、カット・オフ周期0.3秒とした場合1923年、関東地震による本郷での最大加速度として410 galを得た。森岡(1976)<sup>11)</sup>は、震災当時本郷の地震学教室で旧式のユース型地震計が完全とはいえないまでも、2分間にわたって地動が円盤に記録されていたのに注目し、地動をより正確に再現することに成功した。これによれば、本郷における最大加速度は392 galである。また山原(1976)<sup>12)</sup>は380 galという値を得ている。一方、嶋(1977)<sup>13)</sup>は、過去の大地震10個について、地震の規模を考慮して、震源域の中心からの距離 $4$ を震源域の半径 $r$ で割って得た $R(=4/r)$ と震度 $I$ との関係を調べ、標準地盤での震度を与える実用公式を提案した。これにより計算される最大加速度は360 galとなる。これ等の結果は大変よく一致しているといえる。実測された本郷の地盤はローム層であり、23区の場合標準地盤とされている。したがって、実用公式による値、ならびに理論的に予測した値は、標準地盤での地動をあたえるものと考えた。このようにして、23区の任意の地点での地動は図6を参照して知ることが出来ることとなった。

以下将来東京をおそうであろう2, 3の地震について、その地震力の予測例をあげる。

#### a) 仮想東海地震

図4に示した断層モデルを仮定する。破壊は断層の南西端の下隅から拡がるとする。この場合の震源距離は、最も近い断層の隅から約110 km、最も遠い隅から約240 kmある。平均食い違い量を4 mと仮定すると、東京での最大加速度(水平)は170 galとなる<sup>10)</sup>。この地震の場合には、東京までの距離に較べて、23区の広がり小さいから、図6の増幅比をそのままこの値にかけることにより他地点での地動が予測出来る。最も震動のはげしいと



Geology	Indication	S-Velocity m/sec	Relative Ampl.
Peat		80	1.6
Humus Soil		90	1.4
Clay A, B		100	1.3
Kanto Loam		150	1.0
Sand		170	0.9

図6 東京都23区のサイズミック・マイクロ・ゾーニング・マップ

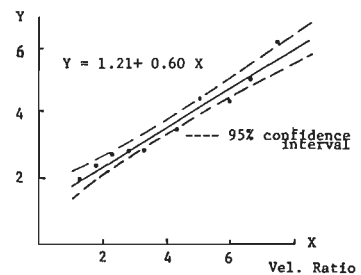


図7 パワーの平方根とS波速度比

ころでは震度Ⅷになるところが出るかも知れない。

#### b) 仮想関東地震

断層位置は図3に示すように、かつてKanamori(1974)<sup>9)</sup>が提出したものを採用する。破壊は断層の南東端に始まり東北(東京の方向)に進むと仮定する。すなわち、東京にとっては最悪の場合を想定している。佐藤・鈴木(1979)<sup>10)</sup>は本郷での最大加速度を370 galと推定した。この場合喰い違い量は2.8 mと仮定しているが、破壊が東京の方に進んでくると仮定したため、予想より大きな加速度が推定されたのである。前例と同じく仮定した断層までの距離がかなりあるので、図6をそのまま使えばよい。

#### c) 仮想荒川地震

この仮想地震は、東京都と埼玉県境地下にあると推定される荒川断層沿いに、東京湾から内陸に向けて破壊が進む垂直横ずれ断層によるものと仮定して計算したものである。図8は、佐藤・鈴木(1979)<sup>10)</sup>による水平最大加速度の分布である。この地震の規模はほぼM7に相当する。このような東京直下地震の場合には、距離が近いため、23区の広さが問題となり、得られた等最大加速度線と図6との積から地動を推定することになる。下町ではかなりの被害が予想されるが、東京南部のローム台地では、100~150 gal(震度Ⅴ程度)で被害はそれ程でないと予想される。1855年の安政江戸地震(M6.9)の震源は、今回の仮想地震の震源と近いと思われるが、当時の震害分布図と今回の最大加速度分布のパターンとが非常によく似ているのは興味深い。

### 3. おわりに

以上、断層モデルから出発して、東京都23区を例として、将来予想される地震の被害予測のための地震力分布を推定する方法をのべた。このような手法は、震災対策立案上、有力な手がかりを与えるものと思われるが、手順の中にはまだまだ任意性の残された点が多々ある。断層面附近における短周期地震源の挙動、伝ば途中における地震波の減衰に関連してのQ値等は特に解明が急がれる。今後このような点を改良しつつよりよい手法に改めていきたい。

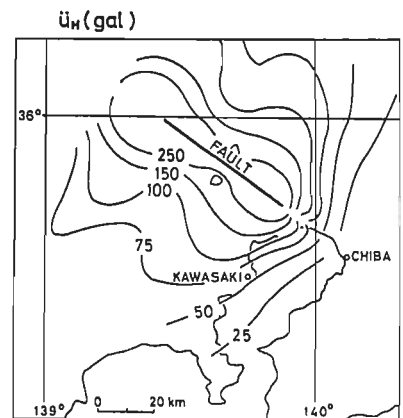
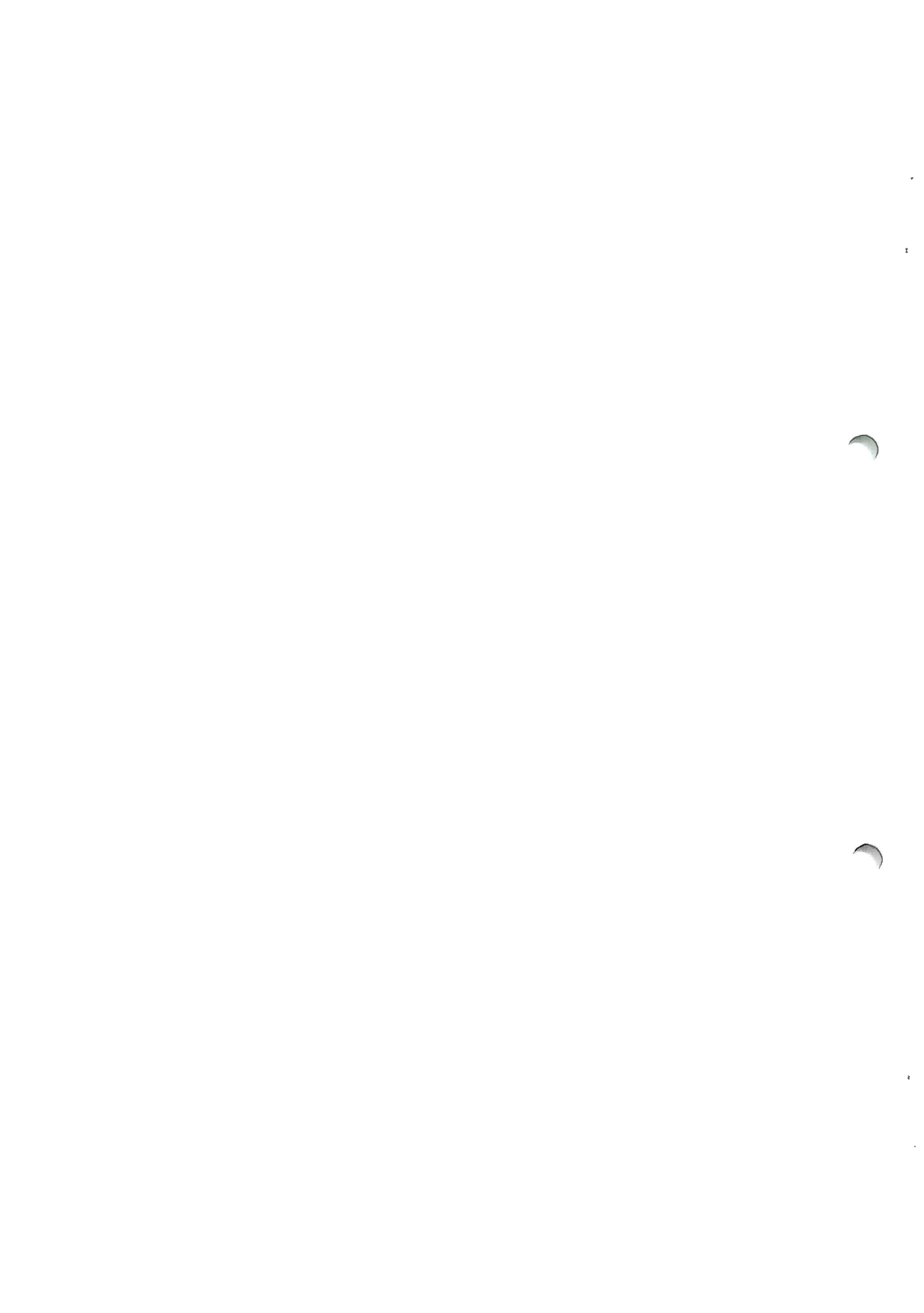


図8 仮想荒川地震の断層モデルによる最大水平加速度(cutoff 周期0.3 secに相当)

### 文 献

- 1) 河角 廣：我が国における地震危険度の分布、資源データブック第6号、災害編その2 1952, PP.1-14.
- 2) 服部定育：日本付近の地震危険度に関する考察 建築研究報告No.81, 1977, PP.1-63.
- 3) Kanamori, H.: Long-Period Ground Motion in the Epicentral Area of a Major Earthquakes, Tectonophysics, 21, 1974, PP.341-356.
- 4) 石橋克彦・佐藤良輔：Long-Period Displacements Due to a Hypothetical Tokai Earthquake. 地震学会予稿集, 1977, No.1, 131.
- 5) Sato, R.: Long-Period Surface Velocities and Accelerations Due to a Dislocation source Model in a Medium with Superficial Multi-Layers, 地球物理学誌, J. Phys. Earth, 26, 1978, PP.17-37.
- 6) Sato, R. et al.: Estimations of Short-Period Accelerations, Velocities and Displacements Due to a Fault Model, J. Phys. Earth, 27, 1979, PP.255-278.
- 7) 嶋 悦三・柳沢馬住：首都圏の地震基礎, 自然災害特別研究・研究成果, No.A-54-3, 1979, PP.13-18.
- 8) Shima, E.: Seismic Micro-zoning Map of Tokyo, Proc. 2nd Int. Conf. on Micro-zonation, 1978, PP.433-443
- 9) 嶋 悦三：東京の地盤 予防時報, 99, 1974, PP.62-68.
- 10) 佐藤良輔・鈴木保典：断層モデルによって生じる最大加速度、速度、変位, 自然災害特別研究・研究成果, No.A-54-3, 1979, PP.25-35.
- 11) 森岡敏樹：1923年関東大地震の地動, 第4回地盤震動シンポジウム, 1976, PP.39-48.
- 12) 山原 浩：関東地震の記録, 第4回地盤震動シンポジウム, 1976, PP.35-38.
- 13) 嶋 悦三：地震時における地盤の振動、計測と制御, 16, 1977, PP.685-693.



### 地震被害に及ぼす地盤の寄与

○望月 利男  
宮野 道雄

1. はじめに      ここで地震被害としてとりあげているのは木造住家が主体である。この構造物は我が国の地震における被災地にはほぼ普遍的に分布しているために、その被害程度から気象庁の震度階に基づく震度が、また礫石の転倒調査結果などと関係付けられて激震地の各種地形(地盤)で生じたであろう震度の推定に用いられてきた。すなわち、一種の地震計の役割を果たして来たということもできる。しかし、最近の地震における木造住家の震動被害と地形(地盤)の関係は、ミクロにみた場合、比較的古い地震におけるほど明瞭ではなくなっている。それは恐らく1964年新潟地震以降であろう。それで筆者らは1968年十勝沖地震、1978年宮城県沖地震(仙台市付近)で木造住家の建築年代と被害の関係などを調査した。その結果、最近の木造住家の耐震性は既往のそれには比べ著しく向上していることがある程度定量化できた。したがって、新旧建物の混在の度合に片寄りがある場合、その震動被害と地形(地盤)の関係を明確に説明することはかなり困難であり、その例も仙台市の被害分布で紹介する。それ故、激震地における強震観測が極めて限られている現状では、地震で生じた種々の現象から総合的に激震地の震度を推定する必要性がさらに高まって来たといえる。このことはまた、最近生じた地震の被害分布を既存の地域の Seismic Microzoning の参考に供する場合、相当詳細なための細い調査が必要であることを意味する。このためもあって、ここに紹介する仙台市の資料では、地形別人的被害、ブロック単の被害についても検討している。さらに地盤災害の典型である液状化による人的被害と震動によるその発生のメカニズムの差異を知るため、新潟地震の調査(液状化危険地域の参考資料とする目的もある)を行い比較検討を加えた。

### 2. 既往の大地震における木造住家被害と地形(地盤)の関係など

(1) 1923年関東大地震      筆者らは既にこの地震の測地学モデル<sup>1)</sup>の fault trace からの距離(正確には断層の長さLを長軸、幅Wを短軸とする楕円を考へ、その焦点内で trace からの垂線で距離の計測できる範囲の地帯は trace からの最短距離、焦点外の地帯は焦点からの最短距離)・地形と平均的な住家全壊率の関係と表わした<sup>2)</sup>(図-1)。また、佐藤<sup>3)</sup>の方法により、地震学モデルから生成伝播する変位波の振幅分布を計算した<sup>4)</sup>(図-2)。図-3は、1)と同様の関係(形式)を地震学モデルに対して示したものである。また、図-4は上記振幅分布を考慮して( trace の中心点からの垂直距離を基準にして、等振幅を等距離とみなす)、同様の関係を示したものである(いずれも断層の上盤側についてのみ)。図-1, 3, 4を比較すれば、明らかに図-1が最も断層からの距離・地形-全壊率の関係をよく表現しているように思われる。ここで行った断層からの距離のとりかた、地震波の計算方法には多くの問題点があると思われるが、少なくともここで示した試みの範囲内であれば、地震学モデルより測地学モデルの方が、また、破壊進行方向の効果(doppler効果)はあまり考えない方が、地形と実際に生じた被害の関係をよく説明できるといえるようである。現在多く用いられている Haskell 型モデルなどによれば、地震波の radiation には変位より速度が、さらに加速度に対し上記の効果が著しく現われ、

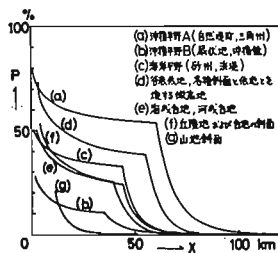


図-1 測地学モデルによる断層からの距離X・地形と住家全壊率Pの関係

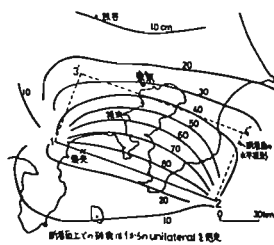


図-2 地震学モデルによる理論地震波の最大変位分布

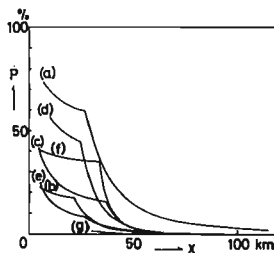


図-3 地震学モデルによる断層からの距離X・地形と住家全壊率Pの関係

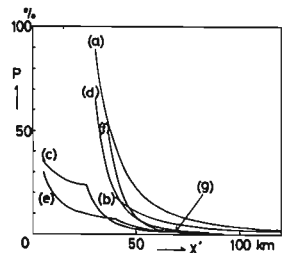


図-4 地震学モデルによる理論地震波の最大変位分布を考慮した距離X・地形と住家全壊率Pの関係



そのような計算結果も幾つかの断層モデルに対し報告されている。一方、Das-Aki<sup>5)</sup> 及び Boucharon<sup>6)</sup> の barrier モデルで、barrier の存在が断層面上にあまり片寄らずに分布していると仮定すれば、短周期波の著しい phase は、破壊 front が barrier に遭遇したとき、あるいはそれを破壊しないのり越えた時に生じ、破壊進行方向の著しい効果はむしろ相殺されるであろう。また、平野の確率モデル(断層は等価円形モデルを仮定)も基本的には、このような考え方に論拠をおくものと考えている。

このような考え方に立って、守政東海地震の震度分布<sup>9)</sup>を眺めてみれば、山梨県甲府市近辺の高震度地域の存在は富士山の面をかき延びているとする富士川断層<sup>4),10)</sup>で説明付けられるし、伊豆大島近海地震における東伊豆町、河津町等の被害と墓石による高震度は、長宗<sup>11)</sup>の第2震源(内陸部)とそれから北面に延びる断層(地表でも少なからず確認されている)によるものとして説明が付く。これらの研究結果、あるいは現象から類推してみれば筆者らの分析、図-1がかなり良く現象を表わしていることは考えられるところである。ただ、地震学モデルより測地学モデルの方が現象とよく調和していることについては、今後なお検討を続ける必要があり、また断層理論の面からの説明付けが不可欠と考え、現在その方法を検討中である。

ところで、墓石などの転倒による震度と木造住家全壊率がある程度一般性をもって関係付けられれば、豊富な資料の残されている木造住家の全壊率分布(断層からの距離・地形との関係は図-1で与えられる)から地震動の強さの地域分布をかなり工学的な活用性をもたせて推測することが可能になる。この関係を関数化したのは物部<sup>12)</sup>である。それは次式で表わされる。

$$P = \frac{100}{\sqrt{\pi}} \int_{-\infty}^{ky} e^{-ky^2} d(ky) \quad P: \text{住家全壊率}(\%)$$

$$y = k - k_0, \quad k: \text{震度}, \quad k_0: \text{木造住家(建物)の標準耐震力(震度)}, \quad \lambda: \text{建物の耐震性の一様(ばらつき)の度合}, \quad \text{物部によれば、この地震での } k_0 \text{ は } 0.45 \sim 0.5, \lambda \text{ は } 7 \sim 10 \text{ と推定している。}$$

筆者らは、物部の墓石資料<sup>12)</sup>に中村の資料<sup>13)</sup>を加え、上式で誤差の和を最小にするという条件で、 $k_0$  と  $\lambda$  を決定した。図-5にその結果を示す。物部は  $k, k_0$  を合震度と考えているが、筆者らは理論検討の結果、<sup>4),10),15)</sup> いずれも水平震度とみなすのが実状に近いと考えている。かくして、図-1と図-5から断層からの距離・地形-震度の関係がある程度推定可能となる。なお、直接墓石による震度と距離・地形の関係を求めるには資料数が少な過ぎる。

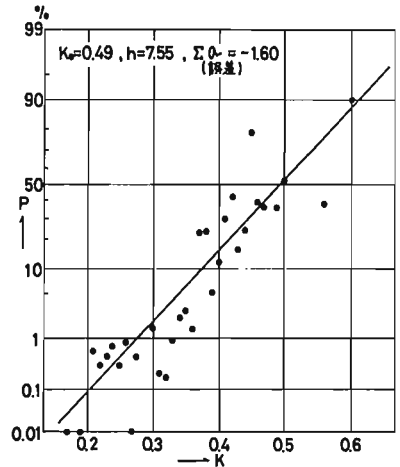


図-5 関東大地震による住家全壊率 P と震度 K の関係

(2) その他の幾つかの地震について 大型の内陸地震の事例として、1891年濃尾地震<sup>16),17)</sup>と1948年福井地震に関する(1)と同様な分析結果の図を以下に示す。濃尾地震の地震断層は図-6に示すように、推定されるものまで含めれば極めて複雑である。三雲ほか<sup>18)</sup>は最近、根尾谷・梅原断層から分岐する一宮断層の活動を地震学的に明らかにした。しかし、被害からみれば、住家全壊率が最大を示す地区が一宮線のさらに面外に分布しており(図-6でもわかるが、地形などを考慮して一宮線からの距離と全壊率の関係をプロットすれば、さらに明白である)、平野に伏在する他の2本の推定断層の活動を考えざると得ない(これらの推定断層の活動を推測した報告はある)。筆者らは、この地震における被害の距離減衰(地形別)などを明らかにするために、平野部については、被災地を座標上の点とみなし、全壊率を重みとして重心を求める方法で被害の中心線を

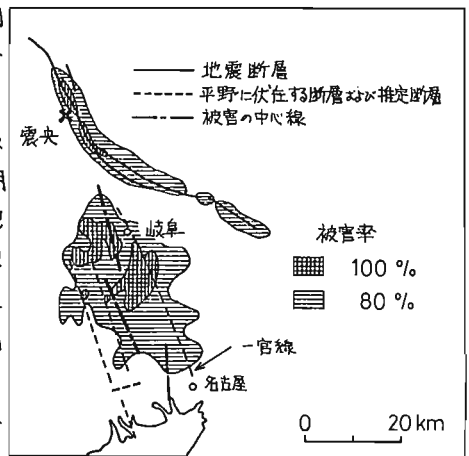


図-6 濃尾地震による主な被災地と推定断層

決定した(図-6における一実鎖線)。かくすれば、各断層(推定も含む)の被害への寄与の程度も明らかとなる。得られた被害の中心線は比部では一宮線に近く、南部では、面方の2本の推定断層線寄りの2本となる。いずれにしても、一宮線以外の2本の推定断層の寄与は明らかに無視できない結果となった。図-7は、山地における根尾谷・梅原断層からの距離と全壊率(山地はこれらの断層沿い以外では、全壊は生じていない)の関係を、他の地形については、前記被害の中心線からの距離と全壊率の関係を示したものである。関東大地震ほどではないにしても被害とその距離減衰に及ぼす地形(地盤)の寄与は明白である。このように大型の地震でも山地では実算上20 km程度以遠では全壊率はゼロに近い。他の地形でも被害の中心線から50 kmが問題になるに過ぎない(dip angleが90°に近いことによる)。図-8は、福井地震に対する同様な関係を示したものである。この地震における地震断層は、かなり正確に追跡されている。したがって、いずれの地形についても断層線からの距離を採用した。図によれば、この規模程度の地震でも断層近傍を除けば被害に及ぼした地形(地盤)の寄与は明瞭である。総じて砂礫質が主祖となる(b)における距離減衰が(f), (e)を上まわるといった特徴を示している(ただし、図-7, 8は被害の広がり比較的小さいため図-1等とは異なった表現としている)。その他、1944年東南海地震についても同様な分析を行っているが、全壊率がプロットできるのはfault traceから距離80~150 km内外であり、地形毎の全壊率と距離減衰は関東大地震のそれとよく似ているが、全体的に被害はやや遠方に及んでいる(ただし、断層面からの最短距離で考えれば、ほぼ同程度になる)。

地震規模が小さくなるにつれ、被害に及ぼす地形(地盤)の寄与は明瞭ではなくなる(大地震でも震央至近傍では同様である)。しかし、極めて詳細な調査を行えば、その効果は浮きあってくる。例えば1974年伊豆半島沖地震では、表土の薄い(3 m程度以下)石廊崎地区の住家被害の大きい範囲が断層の両側、各々20~30 mの範囲に止ったのに対し、同じく断層が穿落直下で運動した人間地区の盛土(厚い砂質土)上ではそれが200 m内外と広がり、断層から約7 kmの距離にある田牛地区の谷底低地などでも大きな被害を生じている(全壊率7.4%)<sup>20)</sup>。

図-9は福井地震における全壊率と震度の関係を関東大地震と同様にして求めたものである(資料17, 21による)。図上には、濃尾地震における同様な関係(大森による<sup>22)</sup>)を併記したが、筆者らは濃尾地震の震度は過少評価であると考えている(例えば、同程度の全壊率に対する死者の数は福井地震と同程度などの理由から<sup>23)</sup>)。しかし、それをチェックしようとする墓石調査資料は見出すことができなかった。

### 3. 1978年宮城県沖地震における主として仙台市の被害調査から

この地震の被害については、既に多数報告されている。ここでは被害と地形(地盤)の関係をヤマミクロにかつ幾つかの面から追跡してみる。図-10は仙台市の地形の大略的な区分表示である。図中には墓石の転倒調査による幾つかの地形に対する推定加速度も示してある。図-11は、図-10の幾つかの地形内をさらに細分化した場合の、各微地形における木造住家(建物)の被害率、ブロック塀の倒壊率(サンプリング調査による)、負傷者

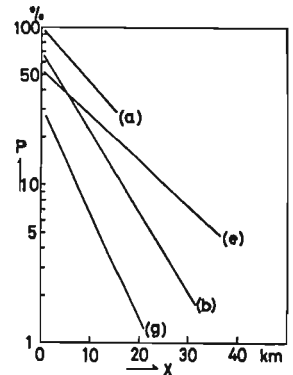


図-7 濃尾地震における住家全壊率P、地形と断層からの距離Xの関係

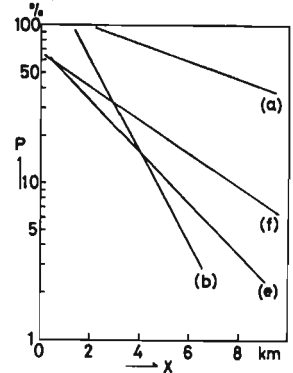


図-8 福井地震における住家全壊率P、地形と断層からの距離Xの関係

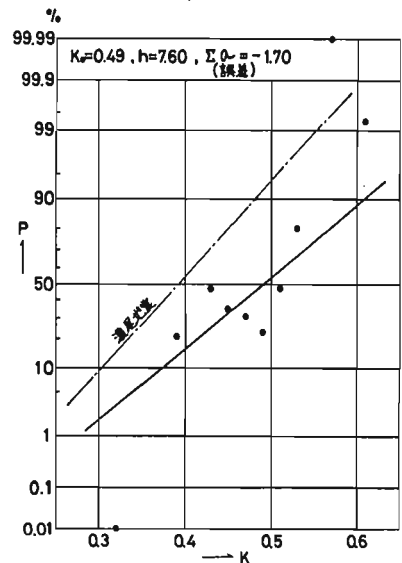


図-9 福井地震における住家全壊率Pと震度Kの関係

の人口に対する発生率（負傷者数は仙台市が行ったアンケート調査による）を示したものである。なほ、表-1で各地形の表層地盤の大略を説明している。既に述べてきたように比較的古い地盤の場合、木造住家の被害は地形（地盤）と密接に関係付けられた。さらに震央距離が大体同程度のある地域に限定すれば、同一地形でも軟弱層の厚さ、土質、N値などといった及なりクワロな視界からの分析も可能であり、幾つかの地震、地域に対して実施されてきた。しかし、図-11をみれば、丘陵地や台地で住家被害率が低く、低地で高いといった程度のことはわかるが、低地の微地形の間の被害率の差異は混沌としているようにみえる。その大きな理由として、新旧建物の耐震性の差異とその地域的偏在があげられるであろう。

図-12は、図-10,11のD2,C5の比較的名取川寄り、及びC2の名取川左岸下流部の被害の大きい幾つかの集落で行った木造建物の諸性状と被害の関係の調査結果の一部である。図でいう大被害は、全壊に、中被害は半壊に大体相当する。また図は上記集落におけるしつ皆調査（棟数2491棟）の結果である。調査建物の建築年代別内訳は、昭

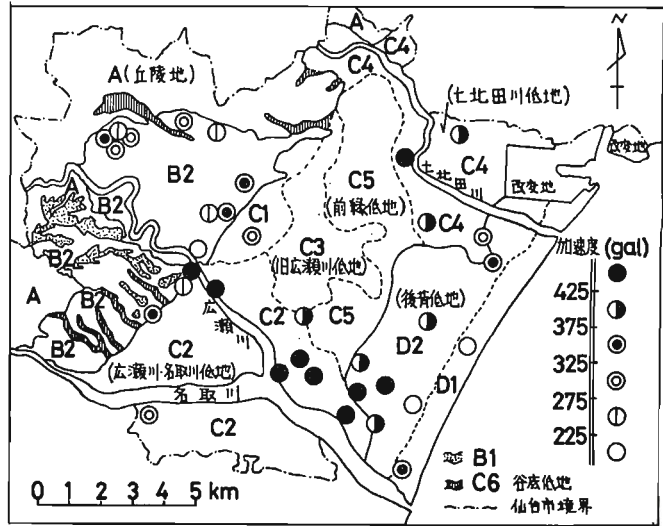


図-10 仙台市の地形および基石転倒調査による加速度分布

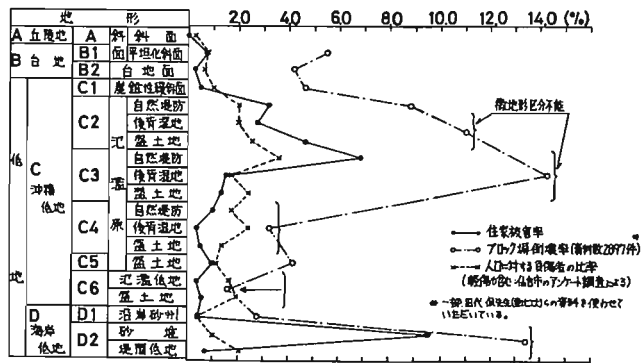


図-11 仙台市の地形と住家・プロフ堀・人的被害の関係

表-1 各地形の地盤概要説明

A	第三紀層が露出、表土があっても薄い。部分的にローム層厚が数mのところもある。
B1	AとBの人工改変地、部分的に盛土(N<10)が10mを越えるところもある。
B2	薄いローム層(N≦5)をもつ部分もあるが、主相はよく締った砂礫質土である。
C1	砂礫層が主相(B2より多い)、層厚は薄い。泥層(N≦4)をもつ部分も少なくない。
C2	地表付近でもN値10内外と比較的締った自然堤防が広く発達している。後背湿地も長町近辺(10~20m厚の泥層)を除けば、泥質な軟弱層厚はほぼ数mである。盛土地がかなり広い。
C3	自然堤防の発達が悪く(締りも一般に低い)、大部分は後背湿地でN値10未満(地表付近では1~3)の泥層が15m内外厚の地域もかなり広く分布する。盛土地が極めて広い。
C4	自然堤防の発達は中位であり、締りも大体C2,C3の中間といえる。後背湿地の泥層厚は仙台市最北部付近(部分的に層厚20m以上)を除けば数m程度であり、N値は全般的にC3よりやや高い。盛土地の規模は小さい。
C5	ほぼ全域が地表付近N値1~2の泥質層(層厚>10mの部分もかなりある)。工業団地の大部分
C6	部分的には泥層が10mを越えるが、一般には数m。そのN値も地表付近で5程度以上ある。
D1	よく締った砂層(平均N値20~30内外)にそれ以上)が20m以上の厚さで分布する。
D2	砂堆(地表付近のN≦10)が突出、大部分は薄い泥質層(3~4m厚、N≦4)で覆われている。

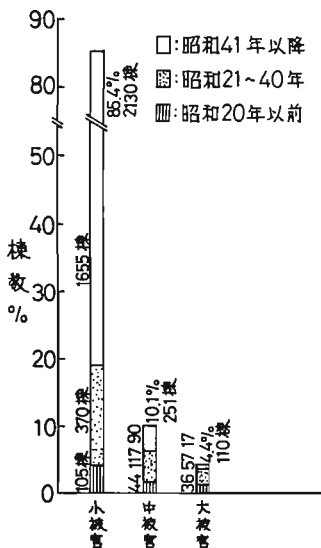


図-12 調査木造建物(被害年代別)被害区分

和20年以前のもの185棟、昭和21~40年544棟、残り1762棟は昭和41年以降に建てられたものである。建築年代による被害比率の差異は著しい。すなわち、大被害についていえばそれぞれ19.5%、10.5%、1.0%である。なほ、用途別でいえば、大被害の比率は専用住宅1.8%、農家9.8%、商店7.5%となる。さらに、これを昭和41年以降の建物について述べれば、それぞれ0.2%、3.4%、4.8%になり、最近の都市型専用住宅の耐震性の向上は極めて著しいといえる。ところで、調査棟数の年代別内訳が示すように、対象地域(台地)は従来、農家などの小集落が点在する厚みは、ほとんど田畑であったところである。しかし、最近十数年来の仙台市の市街地の拡大に伴い、むしろ新興住宅地と化した地域ということになる。このような結果を考慮すれば、詳細な市街地状況調査(現在実施中)を行い、そのうえで住家被害を分析しない限り、地形(地盤)との関係を明確に把握することは困難と思われる。それ故、ここでは現段階までに実施しえたブロック調、人的被害の調査・分析結果を図-11で表わし、被害(震度)に及ぼした地形(地盤)の寄与を考察しようとした。図-11を若干まとめてみれば、(i)自然地形の場合、丘陵地は台地よりもさらに被害が小さい、これは基石調査結果(丘陵地200gal程度以下)とも調和する。(ii)平坦化斜面はいずれの被害も上記より高い。(iii)低地ではC2、C3、D2の被害がほぼ全般的に高い。これも基石調査結果と調和する(ただし、C3内に墓地はない)。ただし、ミクロにみれば自然堤防、D2の砂堆の被害が高いなど問題点は残る(D2については、古くから集落のある砂堆上で住家被害が高いのは理解できる。人的被害でみれば、地盤のより悪い堤間低地(新しい住家が多くとどめるため住家被害率は低い)の割合も高くなっている。自然堤防にも古くから集落がある)。C2の盛土地には長町など比較的古い市街地があり、そこで被害が多くでている。(iv)砂州はいずれの被害も低い(台地以下)。この点も基石調査結果と良く合う。以上、十分説明しきれない部分も少なからず残るが(例えばC4、C5の被害が地盤条件などからみて意外に低いなど、E区にC5の工業団地ではS造、RC造の被害がかなり生じている)、それらについては、現在もなほ検討を続けている。

#### 4. 人的被害について—主として新潟地震・宮城県沖地震の調査から—

震動による人的被害もまた地震動の強みや特性を知る手懸になるであろうし、実際、震度階決定の目安にも用いられてきた。いうまでもなく、この被害は地震発生時刻、家屋構造とも密接に関係する。筆者らは最近、既往の地震における人的被害について追跡調査を行っているが、その一つである1945年三河地震M7.1は深夜(午前3時30分)に起こった。そのためもあって、住家全壊数3.1戸に対し死者1名(被災地全壊)と、異常ともいえる死者率を生じている。今回の調査は、被害の中心である現在の胆尾市(大部分は沖積低地)で地元の消防団員の献身的な協力により実施されたが、調査しえた総数3295名のうち、785名が震死、重傷381名、軽傷228名に達している。しかも、震死者の大部分は寝室で生じており、現在生存している人も、その多くは、震動は一瞬(家屋倒壊も同様)であり、迷げる余裕はほとんどなかったと証言している。

表-2は、1964年新潟地震、1978年宮城県沖地震の事例である。特に新潟市の負傷者については、新潟市医師会の尽力により判明したものである(当時の報告、重傷16名、軽傷109名とあるから大部分追跡しえた)。また、それ以外の地域も地元警察・消防防災課などの多大な協力が得られた。仙台市の負傷者は、泉警によるものである。

表-2 新潟地震・宮城県沖地震の人的被害(負傷者は判明のみ)

被害原因	被害原因										合計
	建物倒壊(崩)	家具や地盤の転倒	落下物	塀・門柱の倒壊	転倒転落	ガラス	火・熱傷	その他	地震後2週間の避難		
新潟市	死者	4 (25.0)	0 (0)	0 (0)	0 (0)	0 (0)	0 (0)	0 (0)	4 (25.0)	8 (50.0)	16 (100)
	負傷者	2 (2.0)	6 (6.1)	4 (4.0)	0 (0)	49 (49.5)	2 (2.0)	3 (3.0)	2 (2.0)	31 (31.4)	99 (100)
主として山形・秋田県	死者	4 (23.5)	1 (5.9)	1 (5.9)	3 (17.6)	1 (5.9)	0 (0)	0 (0)	5 (29.4)	2 (11.8)	17 (100)
	負傷者	18 (26.6)	3 (4.4)	8 (11.8)	4 (5.9)	29 (42.6)	2 (2.9)	2 (2.9)	2 (2.9)	0 (0)	68 (100)
宮城県	死者	4 (16.7)	1 (4.1)	0 (0)	15 (62.5)	0 (0)	0 (0)	0 (0)	4 (16.7)	0 (0)	24 (100)
仙台市	負傷者	23 (2.1)	190 (17.0)	274 (24.5)	3 (3.6)	40 (24.8)	278 (19.7)	221 (4.3)	48 (4.0)	45 (—)	1119 (100)

新潟市については、地盤液状化が大規模に発生した新潟市(液状化地区とそれ以外の地区を厳密に区別することはできない)とそれ以外の地区(主として被害は震動による)に分けた。

以下、主として表-2に基づき若干の解説を行う。新潟市の死者中建物倒壊による4名のうち、3名は大

1) ようやく動物等にぶつかったものも含む、2) 新潟市死者8名のうち、3名は泥水・津波におび溺死、山形県で溺死2名、3) 負傷者に限れば155名(総数172名中原因判明者数)中、24名(15.5%)を占める。

規模源状化<sup>25)かど</sup>地区外で生じている。また、転倒、転落による負傷者が49名と極めて多いが、このうちの半数は、地震後の避難時<sup>\*</sup>(種々の原因による)に生じていると推測される(判明分のみ\*へ已分した)。新潟市の源状化地区は、地下水の噴出のため、地震直後泥水の海と化し、さらに津波(新潟港最高2.34m、地震後約1時間23分経過時)により9146棟が床上浸水の被害をうけた。また、類焼火災も発生している。このため、地震後の避難時などに高い比率の死傷者も生じているのが特徴である(ただし、絶対数は少ない)。それ以外の地区(表-2)の負傷者はほとんど山形県、秋田県(地震後の報告はそれぞれ65名、24名)で判明したものである。建物倒壊(損)壊による死者4名のうち3名は、鶴岡市の幼稚園(園児)の倒壊で生じ、そのみで14名の重傷者(重傷10名)がでている。そのような集中死傷を除けば、仙台市の人的被害の原因別内訳とよく似ており、いわば古典的地震とはかなり人的被害の発生機構が異なっている(地震動の特性などもあろうが、最も大きな理由は一般の木造建物の耐震性の向上にあると思われる)。ところで、宮城県沖地震において一部損壊住宅も考慮すれば(全・半壊のない地域、地形でも人的被害は生じている)、被害と地形(地盤)の関係はより説明しやすくなる傾向があり、震害率 $X = \text{住家}(全壊数 + 0.5 \times \text{半壊数} + \alpha \times \text{一部損壊数})$ と表わせば、重傷者 $Y$ については $\alpha = 0.03$ としたとき、軽傷者 $\bar{Y}$ では $\alpha = 0.05$ としたとき、それぞれ $Y = 0.07X - 0.815$ ,  $\bar{Y} = 1.43X + 11.6$ の関係で最適に表現できる(仙台市のアンケート調査による重傷者300名、軽傷者9000名とした場合、相関係数はそれぞれ0.976, 0.985)。また、仙台市を除く宮城県全域では、 $\alpha = 0.04$ として、 $Y' = 0.047X^{1.248}$ ( $Y'$ は重傷者 $Y$ を分しない負傷者数、相関係数0.93)の関係が得られる。

#### 引用文献

- 1). 金森・安藤: 関東大地震の断層モデル, 関東大地震50周年記念文集, 東京大学地震研究所, 1973.
- 2). 望月官野他: 1923年関東大地震における木造家屋の被害の検討 - 震央距離・地形と全壊率の関係 -, 建築学会論文集 270号, 1978.
- 3). R. Sato: Fast Computation of Theoretical Seismograms for an Infinite Medium (Part. I Rectangular Fault), J. Phys. Earth, Vol. 23, 1975
- 4). 望月官野・小島: 関東大地震の断層モデルによる実体波の Radiation Pattern と被害分布の対応性, 建築学会大会, 1979
- 5). Das, S. - K. Aki: Fault Plane with Barriers; a Versatile Earthquake Model, J. Geophys. Res. 82
- 6). H. Bouchon: A Dynamic Source Model for the San Fernando Earthquake, B.S.S.A., Vol. 68, No. 6, 1978.
- 7). 平沢朋郎: 確率モデルによる最大加速度の予測, 災害科学総合研究, 1979.
- 8). 宇佐美雅夫: 中東海地震の震度分布, 地震予知連絡会会報, 22巻, 1979
- 9), 10). 恒石・盧坂: 中東海地震(1854)を起した断層の発見, 富士川断層の証明, 地震学会1978年秋季, 1979年春季大会講演予稿集
- 11). 長宗留男: 1978年伊豆大島近海地震の震源について, 地震学会1979年秋季大会講演予稿集
- 12), 13). 震害予防調査会報告: 関東大震災調査報告, 210号, J, 甲
- 14). 望月小林: 単体の運動から地震加速度を推定するための研究 - 単体の動的挙動の解析 -, 建築学会論文集, 248号, 1976.
- 15). 望月他: サイミックマクロゾーニングにおける震度分布の評価方法について, 総合都市研究, 2号, 都立大学都市研究センター, 1978.
- 16). 飯田滋事: 明治24年(1891年)10月28日 濃尾地震の震害と震度分布, 愛知県防災会誌, 1979
- 17). 地震震害調査特別委員会: 昭和23年福井地震震害調査報告, 1950.
- 18). 三宅・安藤: 濃尾地震の解析的再現, 74号, Vol. 45.
- 19). 望月・官野他: 既往の地震における木造家屋の震害分布 - 地震の規模・断層型・震央距離・地形と全壊率の関係 -, <sup>宮城県沖地震</sup> 270号, 1978
- 20). 望月他: 最近の内陸直下型地震の調査報告, 都立大学地震研究グループ, 1976.
- 21). F. Kishinouye: Field Investigations of Earthquake Phenomena, The Fukui Earthquake of June 28, 1948, <sup>Report of the Special Committee for the Study of the Fukui Earthquake, 1950</sup>
- 22). 物部長穂: 土木研震害, 常備書房
- 23). 望月・官野: 震害・墓石調査による地震動の推測について, 5回地盤震動シンポジウム, 建築学会, 1977.
- 24). 望月・官野: 木造建物の耐性状と地震被害の関係について - 1968年大隅沖地震・1978年宮城県沖地震の調査から -, 総合都市研究 28号 <sup>都立大学都市研究センター</sup>, 1979.
- 25). 望月・官野: 建物の被害に対する地盤源状化の検討 - 1964年新潟地震による新潟市の建物の被害と復旧調査から -, 建築学会論文集 275号, 1977

東京大学工学部

強震動の短周期成分と長周期成分の予測

村松郁栄

強震動という概念は人間の感覚を基準にしているのど、本来は大加速を意味しているが、構造物を基準にした場合には破壊力の大きさを意味することになり、その場合には加速度のさほど大きくない長周期成分が注目されるべきである。ここでは強震動という言葉と構造物の破壊に関係のある地震動という意味で用いた。ここではさらに具体的に構造物から分離して、地震動に含まれている短周期成分と長周期成分(0.1秒から10秒または記録にあればそれ以上の周期まで)との割合もこれまでの記録に基づいて調べ直すことにする。

まず、これまでに行われた大地震の記録について、そこに含まれている目立った振動を拾い出してプロットしてみると図1のようになる。14の地震動記録から拾い出した振動を同じ印で示し、X軸が地動速度からこれを以下では $\dot{u}_j$ と記すことにする。なお、図1は今までに記録された最大級の地震動を集めたものであるが、これを今までの記録の上限と称した。図1は、関東地震の東京における記録を除いてはすべて加速度計の記録によるものであるが、短周期成分については精度がよいが、周期5秒以上の地震動については不明であるが、存在しないということではない。関東地震の10秒前後から20秒に至る周期成分はユニオン式地震計(森岡:才4回地盤振動シンポジウム, 1976)の記録から求めたものである。図2は円盤記録を普通の形に直したものであるが、これを地震計の特性( $T_0=6$ 秒, 固有マサツキ $\beta=0.045$ ; 那須(1971)による)を補正した値を図1にプロットした。

大森式地震計(固有周期約40秒,  $\beta \neq 0$ , 振幅幅±約10cm)はすぐれた特性をもった地震計であり、関東地震は才2動で振り切れたが、その後現在に至るまで東京大学において観測が続けられ、北伊豆地震、西埼玉地震等いくつかの大きな地震の完全な記録をとっている。なお、今村式地震計、気象庁1倍増感計もいくつかの大きな地震の完全な記録をとっており、これらの東京における震度はIV~IIIであるが、最近、大沢・田中・吉沢(1979)がこれらの記録を整理・解析した。以下にこれらの資料を利用して頂く。

図3は北伊豆地震の、計器特性を補正した変位記録 $u(t)$ およびそれを微分した $\dot{u}(t)$ を示した。これらの記録から目立った振動を読みとったのが図4の①印であり、その上限値(または包絡線)を $\dot{u}_j$ とする。ここには大沢らによる計算された速度レスポンススペクトル $S_v$ を示した。 $S_v(\beta=0.001)$ は加速度 $\dot{u}(t)$ のフーリエスペクトル $\ddot{U}$ にはほとんど一致している。なお、 $S_v(\beta=0.2 \sim 0.5)$ は $\dot{u}_j$ に近い値と与えるが、ここでは省略する。 $S_v(\beta=0)$ (=U)は共振振幅であるから $\dot{u}_j$ の10倍から100倍の値を示すのは不思議ではない。 $S_v(\beta=0)$ は大きく言って $\dot{u}_j$ にその周期( $T_j$ )の振動のみかすをかけたものに相当するのど $S_v(\beta=0)$ の形は $\dot{u}_j$ と異なるところはないのであるが、優勢に含まれている周期成分の範囲とは両者ともほぼ一致する傾向が認められる。図5にはその他の地震の記録も含めて $\dot{u}_j$ を示し、それらから $S_v(\beta=0.001)$ は個々の種類を避けて北伊豆地震と西埼玉地震だけを示した。図5の地震動は平均して長周期成分を優勢に含んでおり、これは図1に示された関東地震のユニオン式地震計記録に現れた長周期大変位の存在を支援する材料となる。しかし、大森式その他の長周期低感度地震計記録から周期1秒以下の短周期成分を求めることは困難である。

それら著者は図1に示された地震動を完全に記録することを目的として速度計型の強震計を開発した。これは東京芝浦において伊豆大島近海地震や宮城県沖地震を記録した(横田, 1979)のど、その記録を図6に示し、その $\dot{u}_j$ と $\ddot{U}$ とも図7に示す。ともに0.4秒~10秒の振動を優勢に含み、その範囲では $\dot{u}_j$ と $\ddot{U}$ の形はそれぞれよく似ている。図1, 5, 7に得られた $\dot{u}_j$ をとりまとめて図8に示し、速度階度というものを設定して記入した。この階度は芝浦でこれに10%ほどの有感地震に相当すると、一応小さい所まで有効である。

VS(速度型強震計の略称)はダイナミクスレンジを広く設計したもののど高感度観測も可能であり、その観測網を現在静岡県に設けてある。その記録の1例を図9に示す。この榎ヶ谷のX成分(S70°W)から同様にして



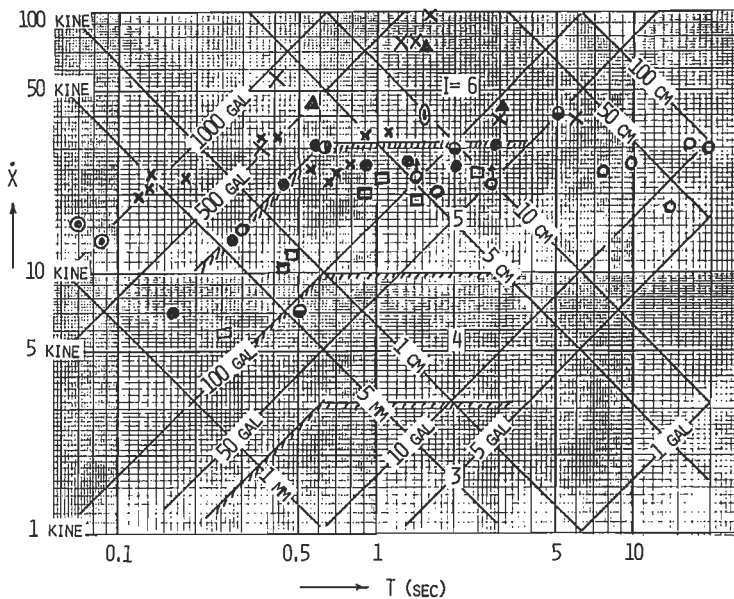


図1 今までに記録された強震動の上限。

○	Nagoya	(1891, 10, 28)	I=6, M=8.0
○	Tokyo	(1923, 9, 1)	6, 7.9
●	Niigata	(1964, 6, 16)	5, 7.5
○	Matsushiro	(1965, 5, 28)	5, 4.9
□	Hachinohe	(1968, 5, 16)	5, 7.9
●	El Centro	(1940, 5, 18)	(6), 6.9
▲	Parkfield	(1966, 6, 27)	(6), 5.6
X	Pacoima Dam	(1971, 2, 9)	6, 6.6
x	Gazli, USSR	(1976, 5, 17)	6, 7.3
○	Bucharest	(1977, 3, 5)	6, 7.2

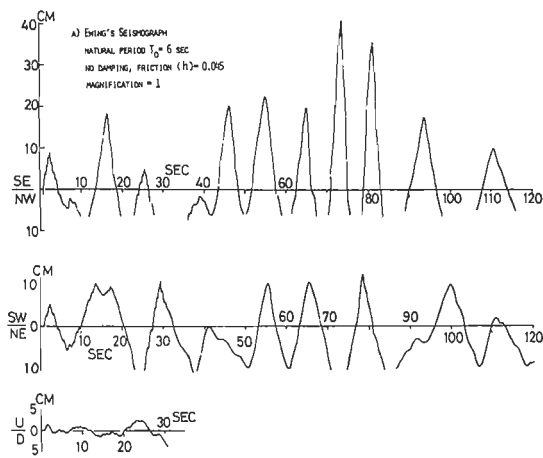


図2 関東地震のユーイング地震計記録(那須1971の資料に基いて円盤記録を普通の形に直したものの)

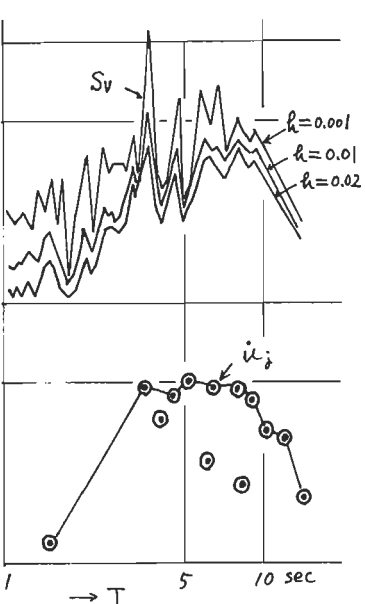
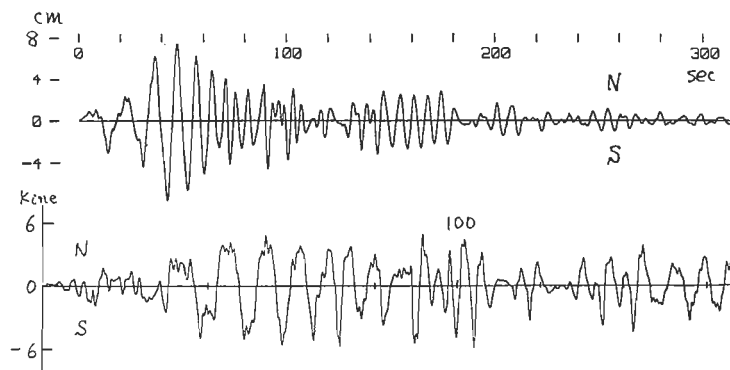
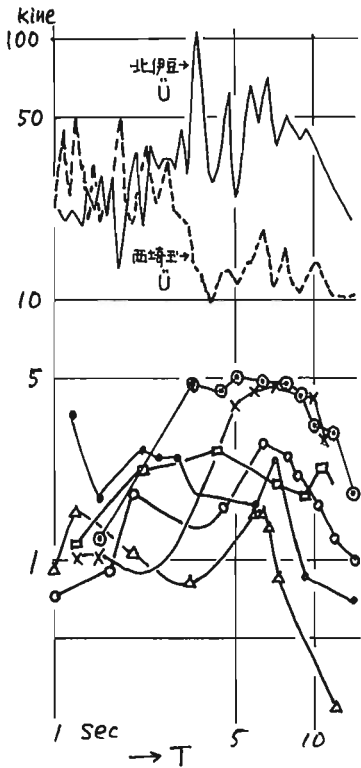
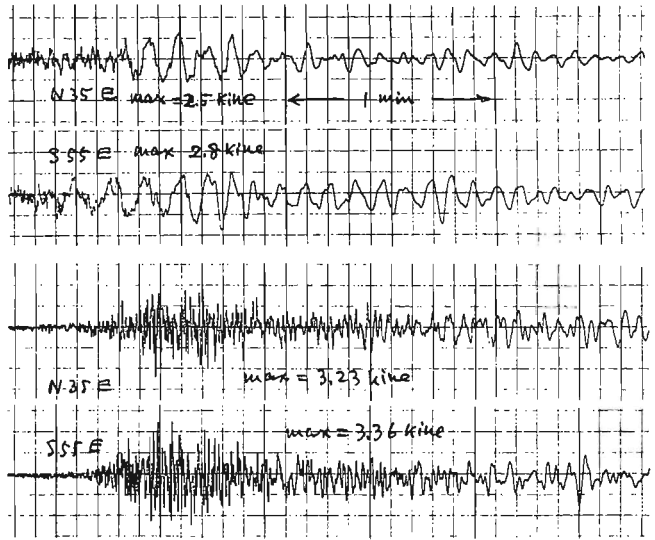


図4. 北伊豆地震の東京の記録(図3)の  $u_i$  と  $S_v$ .

図3. 北伊豆地震の東京の記録(大森式地震計) 上: 原記録, 下: それを微分したものである。



← 図5. 長周期低感度地震計記録のスペクトル  $\ddot{u}_j$  および  $\ddot{U}$ .  
 ○ 北伊豆地震 (東京の震度IV)  
 ● 西埼玉(IV), 房総沖(IV), △ 今市(III), 新潟(III), 伊豆半島沖(III)



↑ 図6. 速度型強度計 (VS) の記録  
 上: 伊豆大島近海地震, 下: 宮城県沖地震. 東京芝浦に  
 2. 上: 震度III, 下: 震度IV

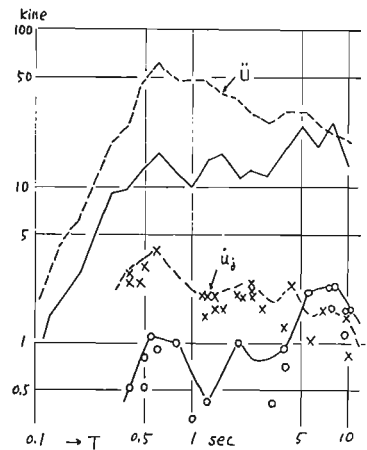
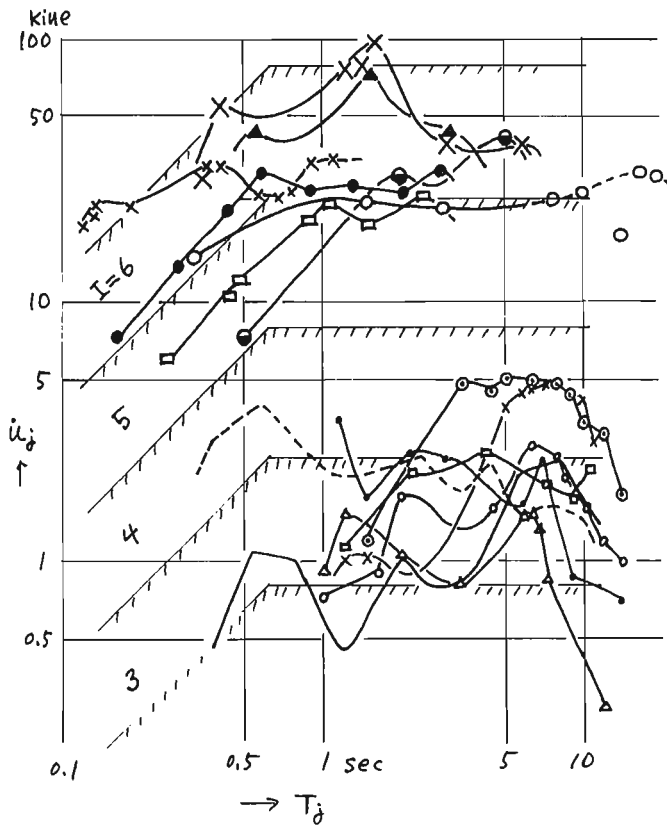


図7. 東京芝浦に於けるVS記録のスペクトル ( $\ddot{u}_j$  および  $\ddot{U}$ ) —○— 伊豆大島近海, —X—X— 宮城県沖地震

← 図8. 大地震に含まれる地震動  $\ddot{u}_j$ .  
 ○ 北伊豆地震 (東京の震度IV), ● 西埼玉(IV), 房総沖(IV), △ 今市(III), X 新潟(III), ○ 伊豆半島沖(III), — 伊豆大島近海(III), --- 宮城県沖(IV).



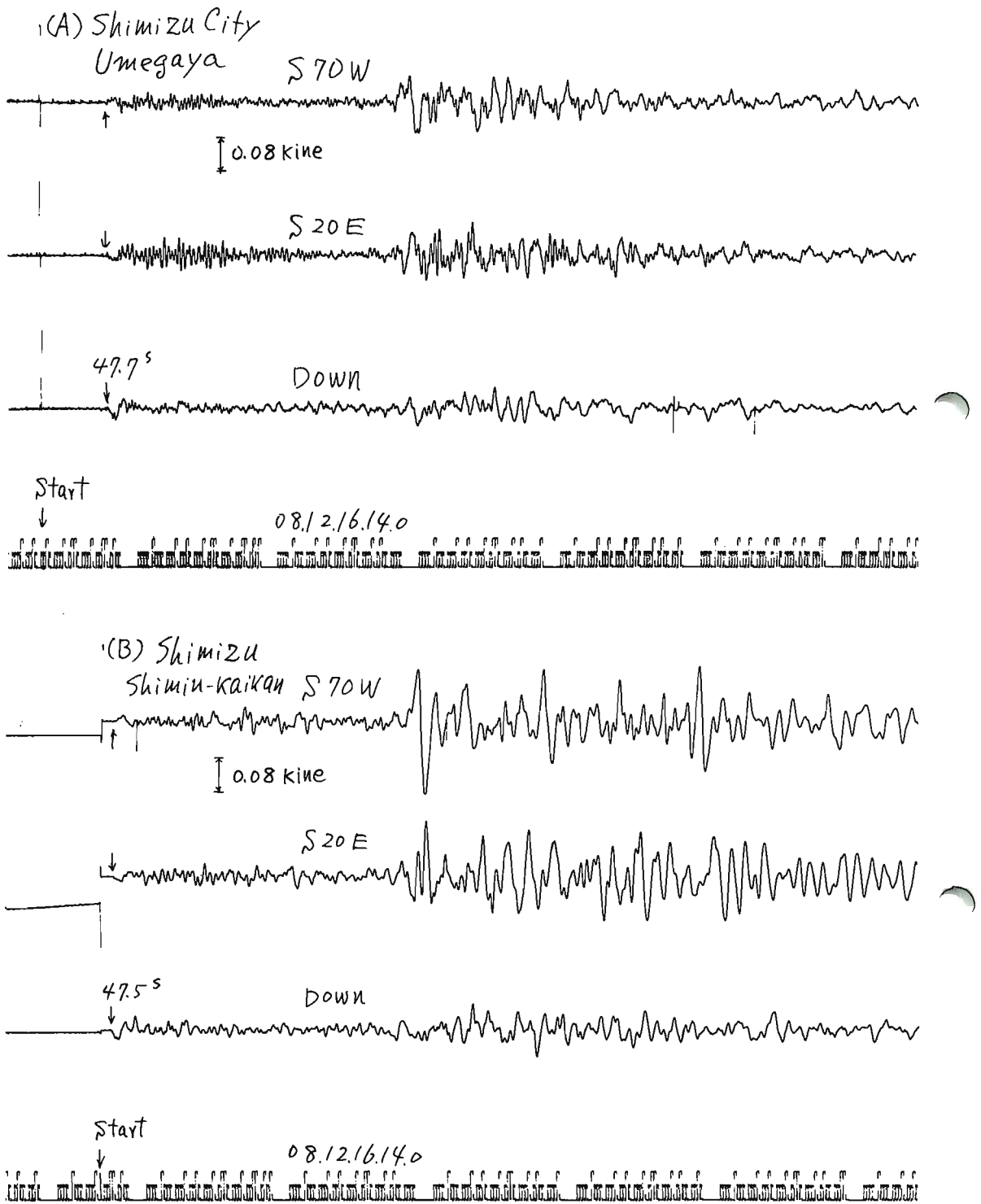


図9. 速度型強震計観測網の記録例, 1979年8月12日千葉県南東沖,  $M=5.7$ ,  $H=50$  km.

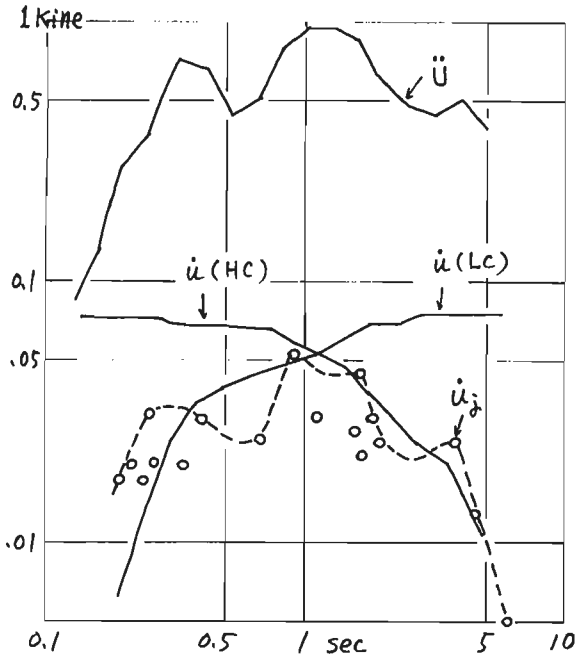


図10. 千葉県沖地震 ( $M=5.7, H=50\text{km}$ ) の  
清水市梅ヶ谷 ( $\Delta=184\text{km}$ ) における地震  
動のスペクトル (VS, X成分).

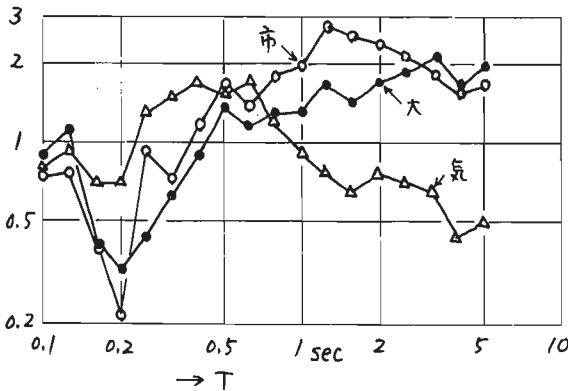


図11. 清水市梅ヶ谷に対する清水市市民会館, 静岡大  
学および静岡気象台のフリースペクトル比.  
千葉県南東沖地震 (1979.8.12,  $M=5.7, \Delta=180\text{km}$ )



図12 VS観測網, 1. 静岡地方気象台,  
2. 静岡大学, 3. 清水市市民会館, 4.  
清水市梅ヶ谷真珠院.

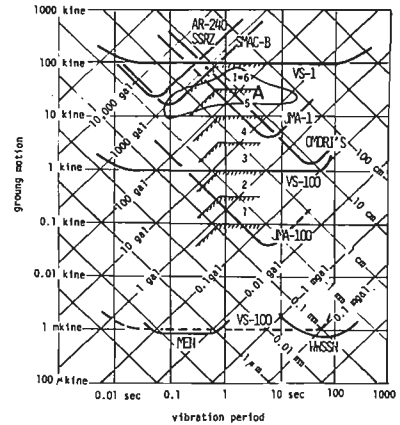


図13 こゝに用いられた記録をとった  
地震計の特性 (記録しうる地動の  
上限の値を示してある).

$\dot{u}_j$  と  $\ddot{U}$  とを求めてみると図10のようになり、まことによく似た形となった。 $\dot{u}(t)$  のテーパ記録がある場合には、これを  $d(\log \omega) = \text{一定}$  の Band Pass Filter に通じ、その出力の最大値に Band 中  $d(\log \omega)$  と地震計の感度  $S$  とで決まる定数  $[2\pi/d(\log \omega) \cdot S]$  を掛ければ Band 中で平滑された  $\ddot{U}$  が得られ、 $\dot{u}_j$  を求める場合には、読みにくい長周期成分は Low Pass Filter をかければ読み易くなるので、 $\ddot{U}$  も  $\dot{u}_j$  も簡単に求められる。こゝでは  $\alpha = -42 \text{ dB/oct}$ ,  $d \log \omega = 0.1$  幅帯の Filter を用いた。なお、佐藤・田中・鈴木(1979)の方法にならうと  $\dot{u}_m(\text{HC})$  ( $\dot{u}(t)$  を High Cut したときの  $\dot{u}$  の最大振幅) と Cut off 周期との関係と求めたものを同図に示した。ついでに  $\dot{u}_m(\text{LC})$  を示した。 $\dot{u}_m(\text{HC})$  と  $\dot{u}_m(\text{LC})$  の相乗平均は  $\dot{u}_j$  に似たものとなる。

図5に示した  $\dot{u}_j$  および  $\ddot{U}$  はオウケた地震計で長年月かつつとれた記録であるが、オウケ東京における記録であり、こゝに見られる長周期成分と短周期成分の割合を他の地域に当てはめることはできない。そこには地下構造による増幅特性が大きく反映されるからである。とくに東京付近の地下構造は深い軟弱な堆積層を持ち、周期10秒付近の表面波を大きく発生させる。このことは気象庁観測網の記録の paste up を作つてみればよく分る。

他の地域でも東京のような記録が得られるまじには長年月を要し、かつそのような記録が得られる度に相当な被害を蒙るのであるから、被害を少なくするためには強震動の絶対値および周期特性についてこの妥当な予測が行なわれることが望ましい。このような目的を持つて VS を配置しあるのこゝ、今 1979.8.12 千葉県南東沖地震  $M = 5.7$ ,  $H = 50 \text{ km}$  の 4 観測点(静岡気象台、静岡大学、清水市市民会館、清水市梅ヶ谷)の記録について、その  $X$  成分のスペクトル比を作つてみると図11のようになる。市民会館は1~2秒付近で梅ヶ谷の約3倍中々、静岡大学は2~5秒付近で梅ヶ谷の約2倍中々。これに対し、気象台は0.5秒付近の短周期成分は最も中々が大きい。1秒を越えた周期ではかえつて中々は小さい。梅ヶ谷は新第三紀の山腰に近く、市民会館は清水市の中心部で軟弱な沖積層が厚く(約100m)堆積しており、静岡大学の観測点は日本平の山腰(深さ20mの観測井の底)にあるが軟弱な新第三紀堆積層が約400m堆積しており、静岡気象台は軟弱な沖積層が30mとその下は堅い第三紀の砂岩となつてゐる。図11のスペクトル比はこのような表層構造の反映と考えられる。

なお、この4点とも絶対時刻が入つており(水晶時計をNHKの時報で校正)、気象庁観測網の初動時刻と比較してみることによつてより深い構造の影響を調べることもできようであるが検討中であるが省く。

次の話(鈴木保典氏)では東京における強震動の予測が述べられると思うが、観測資料により各種地盤における地震動の周期成分の割合が求められるならば、これらの結果を地下構造および震源理論の知識と合わせることによつて強震動の予測に役立てることができようであろう。

(図12に静岡・清水地区におけるVS観測網の観測点位置を、図13にこゝで用いた記録をとつた地震計の特性を示した)。

## 文 献

森岡敏樹(1976), 1923年関東大地震の記録, オウケ回地盤振動シンポジウム資料集。

那須信治(1971), 強烈震の地動(2), 建築技術 No. 237。

大沢胖, 田中貞二, 吉沢静代(1979), 長周期低倍率地震計記録のデジタル・テーパ, 東京大学地震研究所。

横田治彦(1979), 東京新横浜芝浦における地中地震観測(1978年伊豆大島近海地震, 1978年宮城県沖地震)の記録, オウケ回地盤振動シンポジウム。

佐藤良輔, 田中貞二, 鈴木保典(1979), Estimation of Short-Period Accelerations, Velocities and Displacements Due to a Fault Model, Jour. Phys. Earth. 27 4。

## 断層モデルによる短周期加速度・速度の推定

鈴木保典\* 佐藤良輔\*\*

1. はじめに、現在地震学で震源モデルとして用いられている断層モデルは、次の諸量により規定されている。

- 断層形状 : 断層の走向, 伏角, 長さ, 幅, 上端の深さ
- シリ量 : 断層両面の相対的くい違い量と向き, くい違いの時間函数(震源時間函数)
- 破壊様式 : 破壊開始点(または線), 破壊伝播様式(Circular, Bi-directional, Unilateral, Bilateral), 破壊伝播速度

およそ周期5乃至10秒以上の突体波・表面波の観測波形は、上述の断層モデルから発生する理論波形により説明可能であるが、それより短い周期成分については、殊に加速度・速度については、説明が困難である。この原因は採用している断層モデルの単純さに依る所が大きいと考えられる。例えばくい違いの時間函数は階段函数又はランプ函数を仮定するのが普通であるが実際の破壊がこういう単純な函数で表現出来るとは思われない。また破壊伝播にしても、一様な速度で円状又は線状に伝わるという仮定も単純すぎよう。このように実際の地震現象の短周期挙動を捨象したモデルという意味で、我々は通常の断層モデル“high-cut”モデルと呼んでいる。

短周期の地震波を発生させようとするれば、くい違い時間函数として空間・時間的に複雑なものを採用し、破壊伝播にも一様な速度でなく空間・時間的に変動する速度を仮定するしかないわけであるが、これに要する計算時間は多大なものとなろうし、設けた種々の仮定が物理的に意味あるかどうかとも全く不明である。

そこで我々は“high-cut”モデルによる計算を用いて、短周期成分までも含んだ加速度・速度の最大値を推定する手法として次に述べる方法を採用した。

2. 短周期加速度・速度推定の手法 観測された強震加速度計記録を、0~1 Hzのlow pass filterに通して、その時の最大振幅とcut-off周期 $T(=1/f)$ との関係を調べた。図-1は最大加速度 $\ddot{u}_m(\text{gal})$ と $T$ との関係を示す。図中の点線で表わしたグラフから、 $T=T_0$ における $\ddot{u}_m(T_0)$ を用いて次の(1)式が得られた。

$$\log \frac{\ddot{u}_m(T)}{\ddot{u}_m(T_0)} = [0.338 \log(T_0 T) + 1.286] \log \frac{T_0}{T} \quad (1)$$

最大速度 $\dot{u}_m$ 、最大変位 $u_m$ についても同様にして次の(2)、(3)を得た。

$$\log \frac{\dot{u}_m(T)}{\dot{u}_m(T_0)} = [0.226 \log(T_0 T) + 0.478] \log \frac{T_0}{T} \quad (2)$$

$$\log \frac{u_m(T)}{u_m(T_0)} = 0.0686 \log \frac{T}{T_0} \quad (3)$$

以上の3式を用いて、cut-off周期 $T_0$ の時の最大加速度・速度・変位の値から、より短周期成分までを考慮した時の最大加速度・速度・変位の値を推定することが可能である。

図-2には、(1)式で $T_0=1$ 秒で $\ddot{u}_m=10, 20, 30, 50, 100$  galとした時の $\ddot{u}_m(T)$ 曲線が描かれている。

3. マグニチュード5~8の地震 上述の手法の妥当性をM5~8の地震に対して表1に挙げたモデルを用いて調べた。震央距離 $\Delta(\text{km})$ での期待される最大加速度の値は最下段にある。破壊は図-3のA点(断層下端角)から始まり一定の伝播速度(2 km/秒)で円状に広がるとする。縦ずれ( $\lambda=90^\circ$ )断層では伏角 $\delta=30^\circ$ 、横ずれ( $\lambda=0^\circ$ )断層では伏角 $\delta=60^\circ$ とした。S波エネルギーが等震源距離球面上で平均値に近い値と取る方向として、縦ずれ断層では $\Phi=45^\circ$ 、横ずれ断層では $\Phi=60^\circ$ とした。これらのモデルによる無限媒質中の変位等を計算し、適当なlow-pass filterをかけて、フーリエ・スペクトルの値からcut-off周期 $T_0$ 、その時の最大加速度 $\ddot{u}_m(T_0)$ 、更に(1)により $T=0.1$ 秒とした時の $\ddot{u}_m(T)$ とまとめたのが表2である。無限媒質での加速度の値は、地震基準上の値と見做され、表層構造がある場合の地表加速度の大体 $\frac{1}{3} \sim \frac{1}{2}$ 位である。表2中の $\ddot{u}_m(0.1)$

を3~5倍した値は表1中の期待される加速度値とほぼ同程度の値となる。

4. 仮想駿河湾地震 図-4に示した仮想駿河湾地震断層モデルによる水平加速度・速度の相対値コンターを図-5~8に示す。前2図は、破壊開始点が断層南西端であり、後2図は、断層東南端でありどちらも断層面上を破壊が円状に伝播すると仮定している。前にも述べた様に局所的構造の影響は考慮されていない分布であるが、北の方向にコンターが伸びているのが、安政東海地震の震度分布と類似して注目される。

5. 関東地震 1923年9月1日の関東地震の断層モデルを図9に破線で示した。破壊開始点(震源)は同図中のX印である。東京の地表層構造として用いた構造を表3に示す。東京本郷での理論記象より、

$$T_0 = 6.25 \text{ 秒} \quad \text{水平成分; } \ddot{u}_H(T_0) = 19 \text{ kine}, \quad \ddot{u}_H(T_0) = 6.0 \text{ gal}$$

$$\text{垂直成分; } \ddot{u}_Z(T_0) = 2.8 \text{ kine}, \quad \ddot{u}_Z(T_0) = 1.1 \text{ gal}$$

が得られた。Cut-off 周期  $T = 0.3$  秒とすれば、(1)、(2)を用いて

$$\text{水平成分; } \ddot{u}_H(T) = 95 \text{ kine}, \quad \ddot{u}_H(T) = 410 \text{ gal}$$

$$\text{垂直成分; } \ddot{u}_Z(T) = 14 \text{ kine}, \quad \ddot{u}_Z(T) = 74 \text{ gal}$$

と推定出来る。

6. 結論 以上の如く求められた最大値の個々に、余り重要な意味付けをする事は勿論危険である。特に加速度は、極めて局所的な構造の影響を受ける場合が多いと思われる。しかし現在の断層モデルから期待され、局所構造に支配されない加速度或いは速度の最大値推定としては充分適用可能と思われる。

表-1

$D_0$ (平均くい違い量),  $t_0$ (起ち上り時間),  
 $S$ (断層面積),  $L$ (断層長さ),  $w$ (断層巾),  
 $\Delta$ (震央距離),  $\ddot{u}_m$ (最大加速度)

M	5	6	7	8
$D_0(\text{cm})^1$	12	40	120	400
$t_0(\text{sec})^2$	0.25	0.8	2.5	8.0
$S(\text{km}^2)^3$	20	200	2,000	20,000
$L \times w^4$	5 x 4	16 x 12.5	50 x 40	160 x 125
$r(\text{km})^5$	2.52	7.98	25.2	79.8
$\Delta(\text{km})^6$	10	25	75	200
R	3.96	3.13	2.97	2.51
$I^7$	4.26	4.63	4.71	4.98
$\ddot{u}_m(\text{gal})^8$	60.5	93.2	101.5	139.7

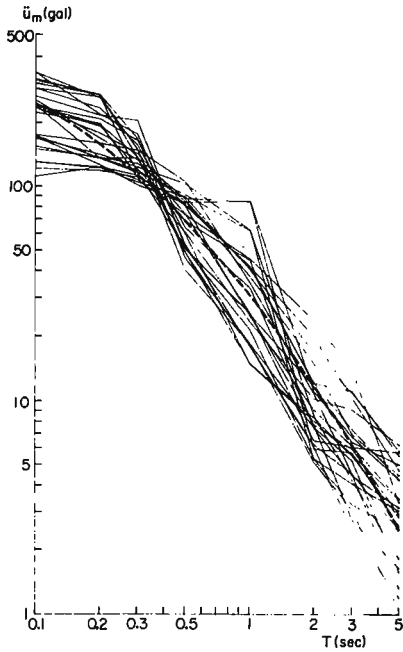
表-2

	M	5	6	7	8
縦 ず れ	$T_0$	0.313	1.01	3.14	5.00
	$\ddot{u}_m(T_0)$	8.29	4.50	1.76	0.765
	$\ddot{u}_m(0.1)$	18.5	35.9	75.5	74.2
横 ず れ	$T_0$	0.315	1.01	3.14	10.2
	$\ddot{u}_m(T_0)$	6.81	2.24	0.676	0.252
	$\ddot{u}_m(0.1)$	15.3	17.8	29.0	97.2

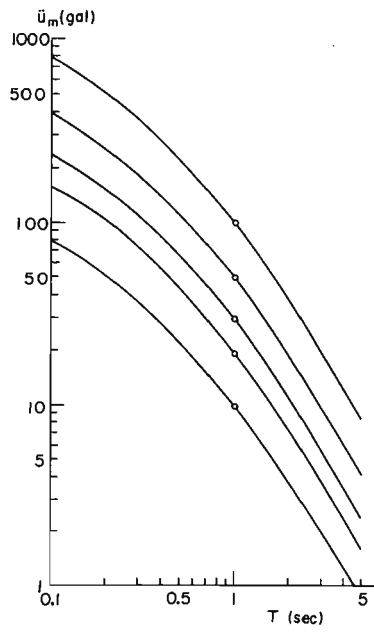
表-3

東京の地表層構造(嶋他 1976)

H(km)	Vp(km/sec)	Vs(km/sec)	( $\text{gr}/\text{cm}^3$ )
1.5	1.80	0.68	2.0
0.8	2.80	1.50	2.3
	5.60	3.00	2.7

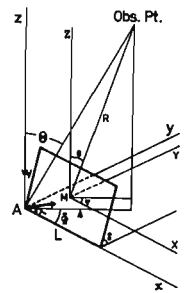


☒ - 1

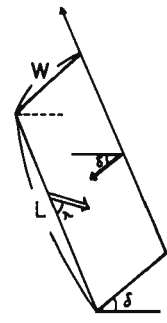


☒ - 2

GEOMETRY OF FAULT



☒ - 3

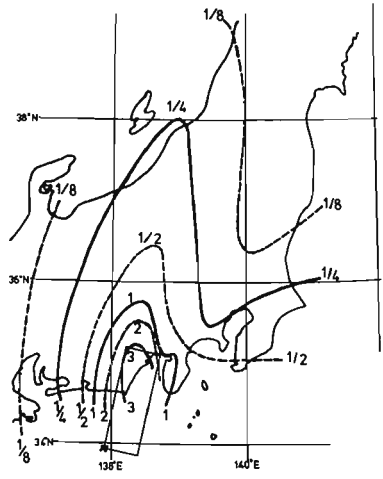


FAULT PARAMETERS

- Length L 140 km
- Width W 50 km
- Dip direction N77°W
- Dip angle  $\delta$  20°
- Slip angle  $\lambda$  60°
- Average dislocation 3m
- Rupture velocity 3 km/sec
- Rise time 5 sec

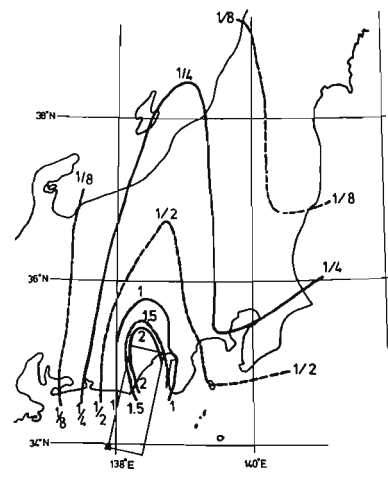
☒ - 4

NORMALIZED MAXIMUM HORIZONTAL VELOCITY



☒ - 5

NORMALIZED MAXIMUM HORIZONTAL ACCELERATION



☒ - 6

NORMALIZED MAXIMUM HORIZONTAL ACCELERATION

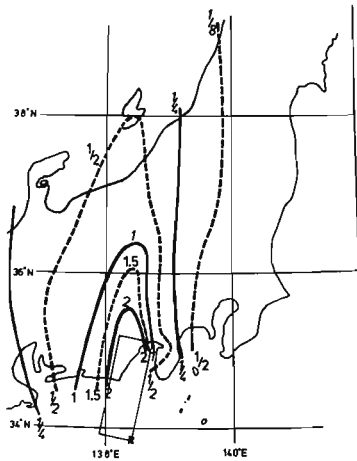


図-7

NORMALIZED MAXIMUM HORIZONTAL VELOCITY

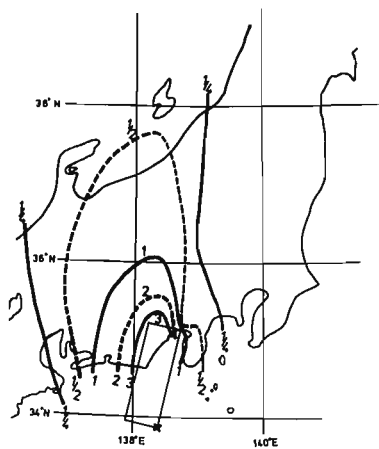


図-8

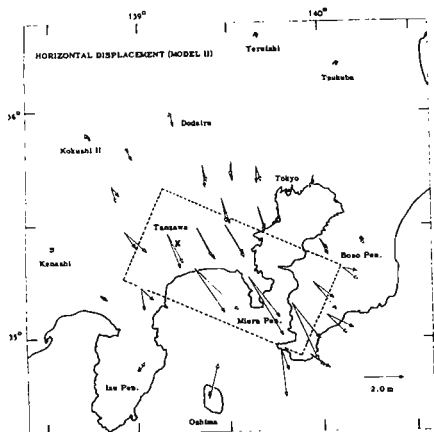


図-9

\* 東京大学理学部助手    \* 東京大学理学部助教授

地震断層と地盤条件を考慮した地表面最大加速度・最大速度分布の推定

翠川 三郎

1. はじめに

ある地震を想定し、各地点での地震動の強さをあらかじめ予期しておく事は、地震動被害を予測する上で重要なことであろう。特に破壊的な地震動が期待される震源域での地震動の強さを把握する事は地震工学上の1つの大きな課題である。過去の震害調査から地震動の強さ及びこれによって生ずる構造物の被害と地盤条件との間には密接な関係がある事が指摘されている。一方、震源域における震度分布から震源域での地震動の強さが震源の破壊パターンに支配されている事が指摘されている。したがって、震源域での地震動の強さを推定する場合、地震波の増幅特性に及ぼす地盤の影響と地震基盤から地盤へ入射する地震波の強さに及ぼす震源のメカニズムの影響の両者を考慮する必要がある。

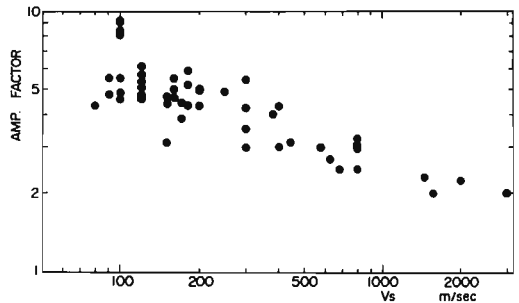
筆者らは既に地震断層を考慮した地震基盤から地盤への入射波の速度応答スペクトルを求める方法を提案した<sup>1)</sup>すなわち、地震動の時刻歴の包絡線が断層面の小領域からのインパルスの重ね合わせで表現できるものと仮定し、インパルスの型状を実験式から決定し、これらの重ね合わせから各周期の1値点系の応答包絡線を計算し、その最大値から入射波速度応答スペクトルを求める方法を示した。さらに、このスペクトルに深い地盤構造を反映したSH波の増幅率を乗じて、震源域での地表の地震動の応答スペクトルを精度よく推定できる事を示した<sup>1)</sup>。しかし、深い地盤構造の知られている地点はわずかであるために、この方法であるばかりもった地域での地震動の強さの分布を求める事は実際には非常に困難であり、地盤の増幅率を知るためのより簡便な方法が必要である。

本稿では、地盤条件を示す簡便な指標と地盤の増幅率との関係を定め、簡便な指標から推定された地盤の増幅率に前述の半実験式的方法で得られた入射波の強さを乗じて、地表面最大加速度・最大速度分布を計算し、実際に観測された震度分布・被害分布との比較検討を行った。

2. 地盤の増幅率を求める簡略法

過去の多くの震害調査から震害分布と地質条件、沖積層厚等の地盤条件との相関が指摘されている。ここでは、地盤条件をあらわす簡便な指標から地盤の増幅率を推定する事を試みた。

まず、ある入射波速度応答スペクトルを設定し、応答スペクトルと地震動最大振幅との相関関係<sup>2)</sup>を用いて、この入射波スペクトルに対応する入射波の最大加速度  $A_i$  を求める。この入射波スペクトルに地盤構造に基づくSH波の増幅率を乗じて地表の地震動の応答スペクトルを求め、このスペクトルに対応する地表の地震動の最大加速度  $A_s$  を求め、 $A_s/A_i$  をもって最大加速度に対する地盤の増幅率と定義した。53地点に対して地盤をモデル化し、最大加速度に対する地盤の増幅率を計算した。ただし、地震基盤のS波速度は3km/sec程度とし、地盤の粘性減衰値Qについては実験資料が乏しいため、ここではこの層のS波速度(m/sec)の1/10程度の値に設定した。この様にして得られた最大加速度に対する地盤の増幅率と表層のS波速度との相関をとるとFig. 1に示す如



RELATION BETWEEN SHEAR WAVE VELOCITY OF SURFACE LAYER AND AMPLIFICATION FACTOR OF GROUND

Fig.1

Table 1

GEOLOGICAL CONDITION	AMPLIFICATION FACTOR OF GROUND FOR PEAK ACCELERATION
QUATERNARY	5.5
NEOGENE TO QUATERNARY	5.0
QUATERNARY EXTRUSIVES	4.0
NEOGENE	3.5
PRE-NEOGENE	2.5



くとなる。地盤構成によらず、表層のS波速度の低下とともに、この増幅率は増大する傾向がみられるが、表層のS波速度が200~300 m/sec以下になると、この増幅率の増加はとまり、ほとんどが4~6の値をとる。地質条件とそれに対応するS波速度との関係<sup>3)</sup>を用いて、Fig. 1に示した関係から地質条件と最大加速度に対する地盤の増幅率との関係をTable 1に示すように定めた。

同様の検討を最大速度に対する地盤の増幅率についても行った。前述の手順と同様にして、最大速度に対する地盤の増幅率を計算し、この増幅率と表層のS波速度との関係をFig. 2の小さな黒丸で示す。両者の相関は悪く、この事は最大速度に対する地盤の増幅率が表層のS波速度のみに大きく支配されておらず、より深い地盤構造を反映するものである事を示唆している。そこで深さ10m, 30m, 50mまでの平均S波速度(層厚で重み平均したもの)とこの増幅率との相関をとると、Fig. 2の大きな丸印で示した深さ30mまでの平均S波速度の場合が一番相関がよい。図から知れるように、この増幅率は平均S波速度の低下とともに増大する傾向がみられ、最大加速度に対する地盤の増幅率にみられたS波速度がある程度以下になると増幅率がほぼ一定の値をとるような傾向はここではみられない。この事は、この地盤の増幅率が最大加速度に対するそれと比べて長い周期のSH波の増幅率を反映しているため、地盤の粘性減衰による増幅率の低下の影響が小さく、地盤と地震基盤のインピーダンス比にほぼ比例して増大するためと考えられる。最大速度に対する地盤の増幅率 $A_v$ と深さ30mまでの平均S波速度 $\bar{V}_s$  (m/sec.)との関係を定めると

$$A_v = 170 \times \bar{V}_s^{-0.6} \quad (\bar{V}_s \leq 1100 \text{ m/sec}) \quad \dots (1)$$

$$= 2.5 \quad (\bar{V}_s > 1100 \text{ m/sec})$$

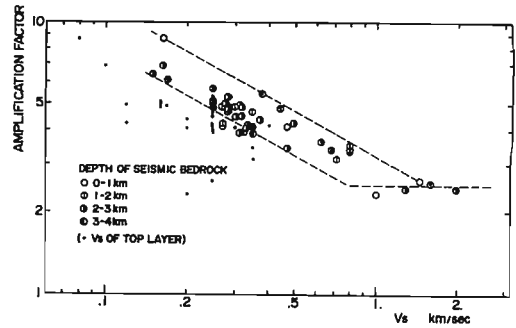
が得られ、地盤構成にかかわらず、最大速度に対する増幅率を求める事ができる。

### 3. 地表面最大加速度・最大速度分布の推定

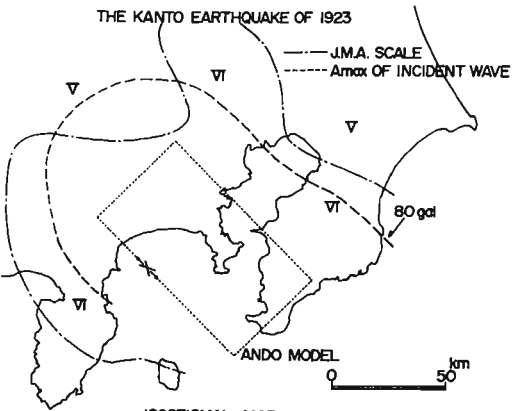
地震断層を考慮して地震基盤から地盤への入射波の強さを計算し<sup>1)</sup>、これに前述の方法で得られた地盤の増幅率を乗じて震源域及びその近傍での地表面最大加速度・最大速度分布を計算する事ができる。ここでは、いくつかの被害地震に対して計算を行い、実際の震度分布・被害分布と比較検討した。

#### α 1923年関東地震の場合

断層面の型状はAndoによるもの<sup>4)</sup>を、他のパラメータはkanamoriによるもの<sup>5)</sup>を用い、 $M=7.8$ として計算された



CORRELATION BETWEEN AMPLIFICATION FACTOR FOR PEAK VELOCITY AND MEAN SHEAR WAVE VELOCITY FROM SURFACE TO 30M DEPTH  
Fig.2



ISOSEISMAL MAP  
Fig.3

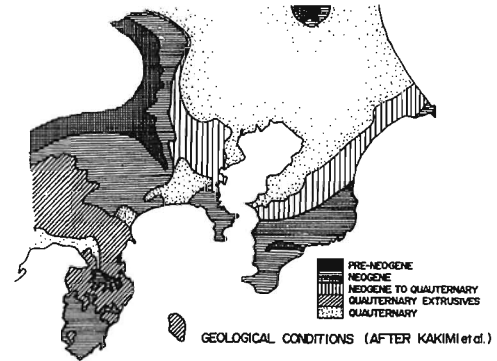
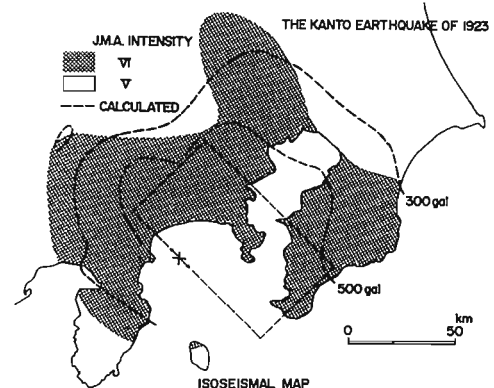


Fig.4



ISOSEISMAL MAP  
Fig.5

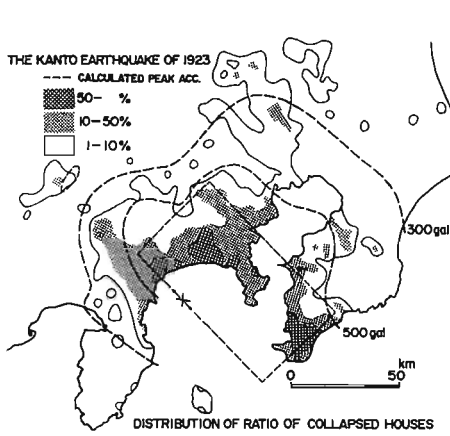


Fig.6

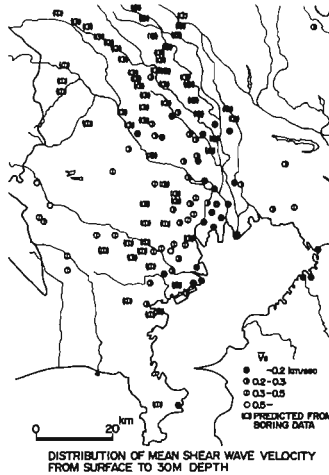


Fig.7

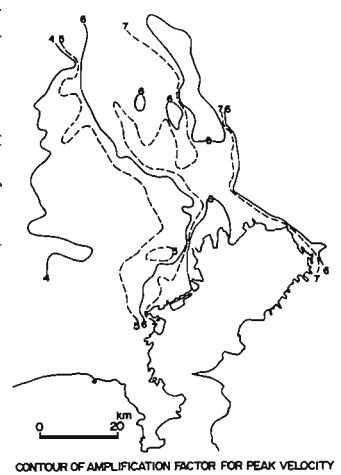


Fig.8

入射波の最大加速度分布をFig.3に示す。Fig.4に示す南関東の地盤条件からTable1の結果を用いて、この地域での最大加速度に対する地盤の増幅率の分布を求める事ができる。この増幅率の分布に入射波の最大加速度分布を乗じて、地表面最大加速度分布を計算し、実際の震度分布と比較するとFig.5に示す如くなる。計算値300galと震度ⅤとⅥの境界がよく対応している。Fig.6に木造家屋の全壊率分布を示す。計算値の方が若干南東方向にずれているが計算値500gal以上の地域は全壊率10%以上のとれとよく対応しており、計算値300gal以上の地域と全壊率1%以上のとれとの対応も比較的よい。これらの対応関係は木造家屋に対する応答解析結果と調和的である。

これらの震度分布、被害分布をよくみると、埼玉県の旧荒川右いど比較的大きな震度、被害が生じているのに対して、それに隣接した千葉県北西部では震度、被害は比較的小さい。この地域に限れば、前述の計算値の分布は震度分布、被害分布をこれ程よく説明しない。この事は地盤条件のみから推定された地盤の増幅率の精度の限界を示すものとも考えられる。そこで、この地域での深さ30mまでの平均S波速度分布をS波検層、土質柱状図等の資料から計算すると、Fig.7に示す如くなる。この平均S波速度分布から(1)式を用いて最大速度に対する地盤

の増幅率の分布を計算すると、Fig.8に示す如くなる。この増幅率は、東京江東地区及び埼玉県越谷市から栗橋所にかけての旧荒川右いど大きな値を示し、千葉県西部及び武蔵野台地等では比較的小さい値を示す。この増幅率の分布に前述の断面モデルから計算された入射波の最大速度分布を乗じて、地表面最大速度分布を求め、Fig.9の实線に示す。計算値35kineのコンターラインは前述の計算値300galのとれ(1点鎖線)に比べて、震度ⅤとⅥの境界(破線)及び木造家屋の全壊率1%のコンターライン(点線)をよく説明している。したがって、前述の最大加速度分布に加えて、最大速度分布を計算する事によりさらに精度よく震度分布、被害分布を説明できるものと考えられる。

THE KANTO EARTHQUAKE OF 1923

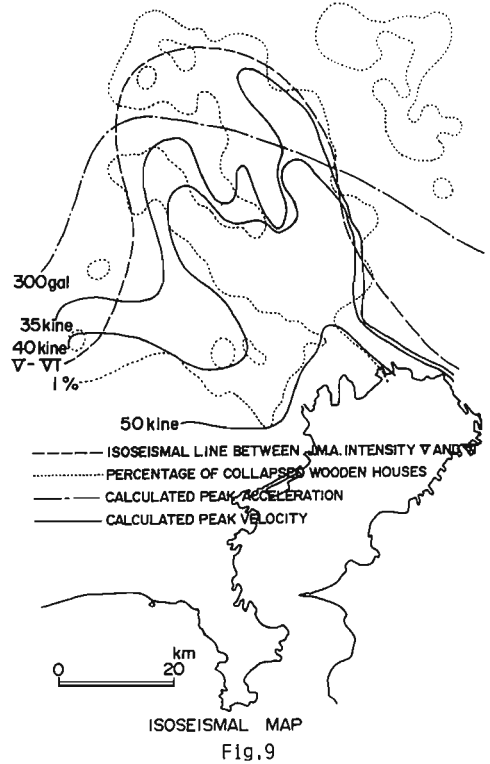


Fig.9

b) 1891年濃尾地震の場合

この地震の断層モデルについては、Mikumoriのもの<sup>7)</sup>を参考として、Fig.10の太い破線が示す福井県南部から一宮にかけての主断層面(長さ80km、幅25km)と神海から犬山にかけての副断層面(長さ40km、幅25km)の2つの鉛直断層面を仮定し、断層面上の破壊は断層の北部から発生して2方向へ伝播したものとした。前述の入射波の強さに関する計算手法<sup>1)</sup>は震源として1つの断層面を対象としているが、各断層面の小領域の大きさを一致させる事によって複数の断層面をもつ地震に対しても適用できる。ここでは主断層面を80分割、副断層面を40分割して計算を行った。この様にして計算された入射波の最大加速度分布(Fig.10参照)にFig.11に示す地質分布から推定された地盤の増幅率を乗じて得られた地表面最大加速度分布をFig.12,13に示す。Fig.12は計算値と震度分布<sup>8)</sup>との比較を示したもので、計算値300gal以上の地域と震度VI以上の地域とが非常によく対応しており、計算値700gal以上の地域も震度VIの地域と比較的よく対応している。点線は小藤による地震域を示し、計算値700gal以上の地域がこれとよく対応している。Fig.13は計算値と木造家屋の被害率分布<sup>9)</sup>を比較したものであり、両者の形状は相似しており、広い地域にわたって大きな被害を生じた事を計算値から説明できる。

c) その他の被害地震の場合

1854年安政東海地震、1927年北丹後地震、1930年北伊豆地震、1943年鳥取地震、1974年伊豆半島沖地震、1978年伊豆大島近海地震についても同様の計算を行い、計算された最大加速度分布と震度分布、被害分布等との比較をFig.14~19に示す。いずれの場合も、計算値は観測値と比較的よく説明しているものと考えられる。

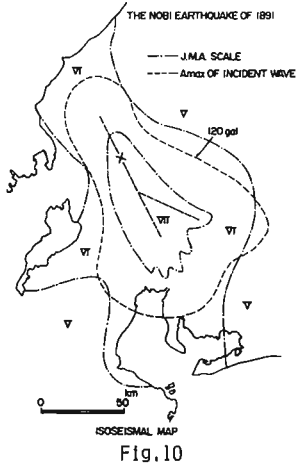


Fig.10



Fig.11

このようにして計算された最大加速度と実際に観測された震度との関係をプロットするとFig.20に示す如くなる。各震度に対応する最大加速度は広い範囲に分布しているが、震度IVとV、VとVIの境界はおおむね最大加速度100gal、300galにとれど対応している。震度VIとVIIの境界についてはあまり明瞭ではないが600~700galと対応している。これらの関係は既に指摘されている震度と最大加速度との関係<sup>10)</sup>と調和的であり、計算値の妥当性を示しているものと考えられる。

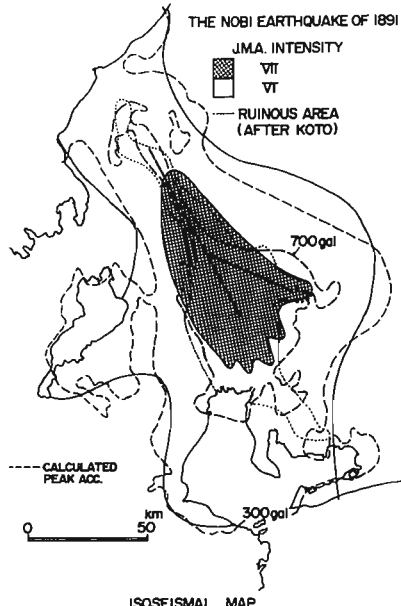


Fig.12

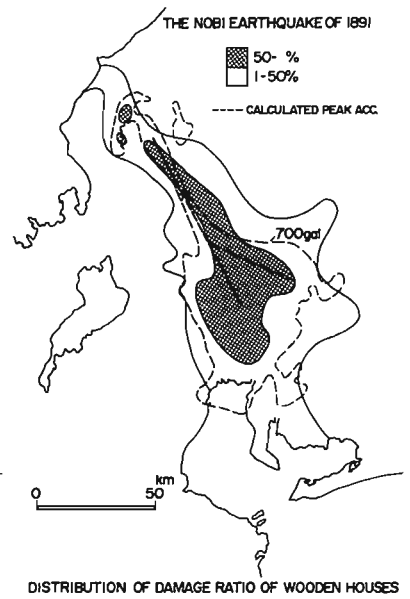


Fig.13

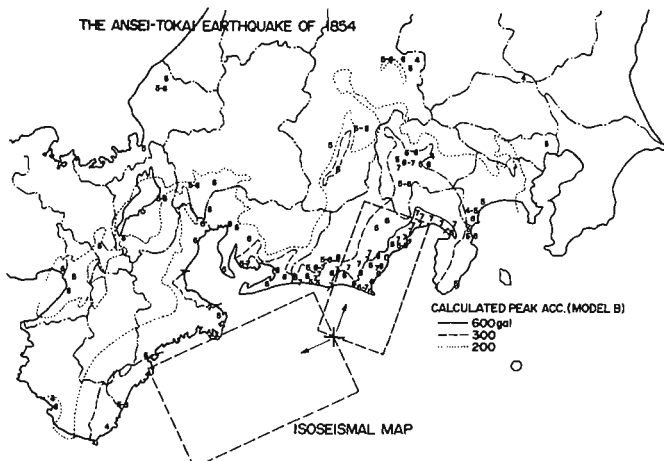
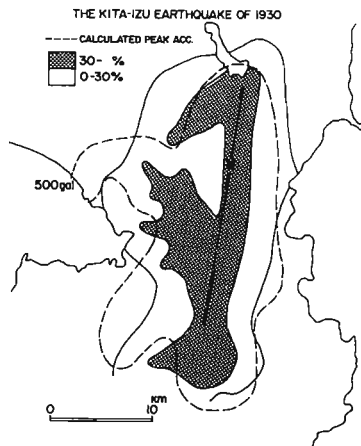


Fig.14



DISTRIBUTION OF RATIO OF COLLAPSED HOUSES  
 Fig.16

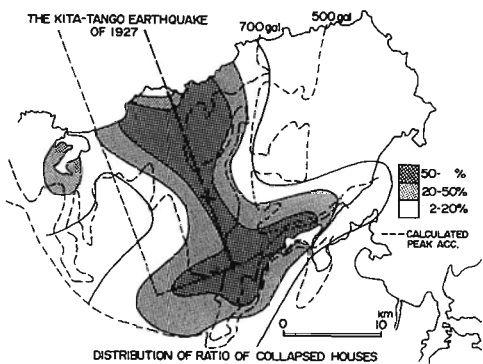
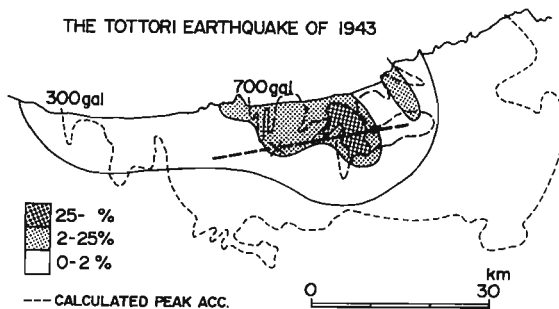
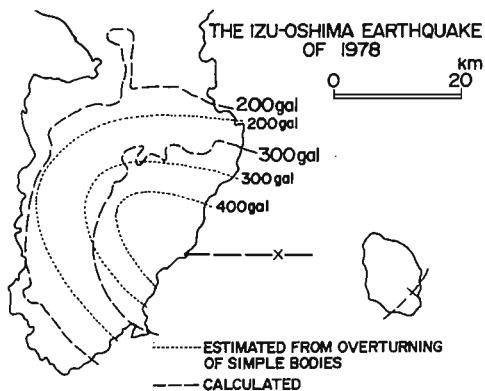


Fig.15

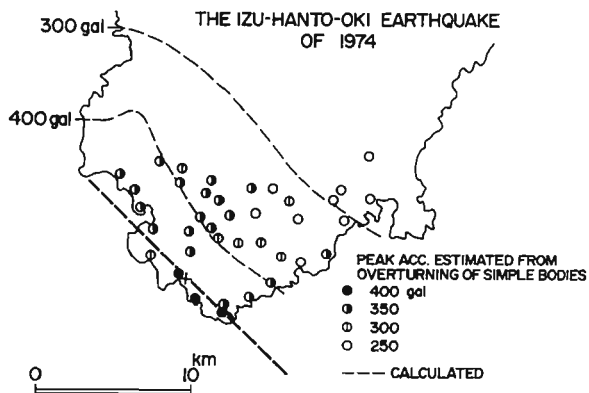


DISTRIBUTION OF RATIO OF COLLAPSED HOUSES  
 Fig.17



ISOSEISMAL MAP

Fig.18



ISOSEISMAL MAP

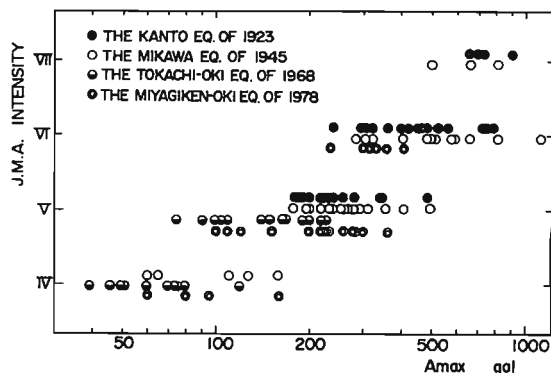
Fig.19

なお、震度分布予測の1例として、仮想東海地震の例をFig. 21に示す。断層モデルは石橋のもの<sup>11)</sup>を用いた。地盤の増幅率は1/200万の地震図から推定した。前述の検討から、計算値600 gal以上、300~600 gal、200~300 galの地域はそれぞれ震度Ⅲ、Ⅳ、Ⅴの地域におおむね相当するものと考えられる。

#### 4. 結 び

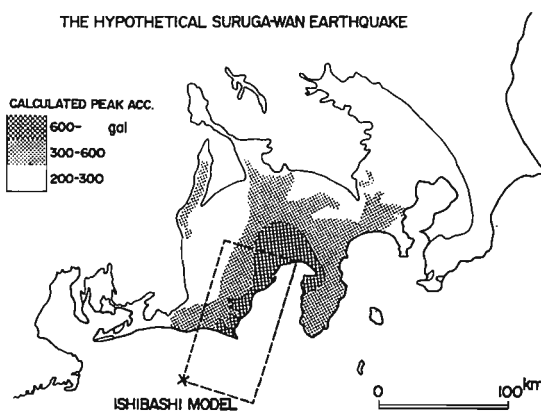
地震断層の広がりとその破壊仕様の影響を考慮して計算された地震基底から地盤への入射波の強さに、地質条件及び深さ30mまでの平均土質速度を指標として推定された地盤の増幅率を乗じて、震源域及びその近傍での地表最大加速度・最大速度分布を計算した。計算結果は実際の震度分布、被害分布を全体的によく説明し、本方法が大地震時の震度分布予測のための有効な手段となる事を確認した。ただし、本方法は略算的なものであるため、各地点に対する個々の計算値は多少高い精度をもつものではなく、計算値の全体的な分布が大きな意味をもつものと考えらるべきであろう。

ここでは、震源から構造物の被害に至る地震動災害予測のための流れの一部を示したが、今後さらに改善すべき問題点(例えば、断層のすべりの方向が地震動に及ぼす影響の考慮、地盤の非線形性の影響の定量化等)が数多く残されている事を付記しておく。



RELATION BETWEEN CALCULATED PEAK ACCELERATIONS AND OBSERVED J.M.A. INTENSITIES

Fig.20



ISOSEISMAL MAP

Fig.21

謝辞 常に御指導いただいている東京工業大学小林啓美教授に深く感謝します。ここに用いた土質柱状図の一部は日本国固有財産並びに日本道路公団の提供によるものである。これらの諸機関に謝意を表す次第である。

#### 参考文献

- 1) 翠川三郎、小林啓美：地震断層を考慮した地震動スペクトルの推定，日本建築学会論文報告集第282号，1979
- 2) 小林啓美他：震源域内での地震基底からの入射波の強さについて，建築学会昭和53年度大会論文集，1978
- 3) 末田嘉壽：弾性波動の減衰特性と地盤の地震波の増幅特性，電工中央研究所報告総合報告No.3，1976
- 4) M.Ando: Seismo-Tectonics of the 1923 Kanto Earthquake, Journal of Physics of the Earth Vol.22, 1974
- 5) H.Kanamori: Long-Period Ground Motion in the Epicentral Area of Major Earthquake, Tectonophysics Vol.21, 1974
- 6) 磯崎幸夫：木造建築物の被害率と地震動最大加速度との関係，川崎市の震災予防に関する調査研究報告書，1975
- 7) T.Mikumo and M.Ando: A Search into the Faulting Mechanism of the 1891 Great Nobi Earthquake, J.P.E. Vol.24, 1976
- 8) 節田忠事：明治24年(1891年)10月28日濃尾地震の震害と震度分布，愛知県防災会議地震部会，1979
- 9) 村松節栄：濃尾地震震源域の震度分布および地震変動，岐阜大学工学部研究報告 Vol.3，1963
- 10) 例えば 勝又謙、堀永規：震度Ⅳの震域と地震規模および震度と加速度との対応，地震時報 Vol.36，1971
- 11) 石橋友彦：東海地方に予想される大地震の再検討，地震学会論文集第1976 No.2，1976

(東京工業大学 大学院)

## 震度分布から震源モデルへ

— トルコ・チャルドラン地震(1976)の場合 —

北海道大学 工学部 佐藤一之・太田 裕

## 1. はじめに

地震被害発生の原因にかかわる研究は非常に多いが、これを震源に始まり、経路の影響、地盤効果を含めて被害に至るまでを統一的に調べた研究はまだ知られていない。この原因として一つには、関連の資料が充分にはえられにくいこと、および資料整理のための手法が開発されていないことによる。

1976 Çaldıran地震は、その大きさもさることながら、大陸のしかも浅発地震であったために地震断層の全体像が地上調査でかなり正確に把握されていること、周辺地域の被災状況の詳細調査が可能なこと、および他方 World-wide に展開された地震観測網による資料が利用しうることから、最近の地震では、上記の統一的研究の達成に最も理想的な条件を備えていると考えられる。

そこで、ここでは震源から震度の空間的分布に至るプロセスをできる限りとり入れたモデルを導入して観測との比較を行ない、さらに観測された震度分布のパターンから震源に関する情報がどの程度まで解読できるかをモデルに含まれるパラメータの感度解析によって考察してみた。

## 2. Çaldıran地震の概要

1976年11月24日14時22分(現地時間)トルコ東部、イランとの国境近くで起きたÇaldıran地震は、死者3,840、負傷者479、大破以上家屋9,000余を出したトルコ史上第2の大きな被害を伴った地震である。地震の諸元をTable-1に示す。震央はNorth AnatoliaとEast Anatolia断層線の交点より約100km東側に位置しており、歴史的にも、この地域に地震活動があったことは知られているが、今回の地震断層(走向N70°W, L~50km)に沿った地震は知られていない(Fig.1)。最大震度はIX(MSK震度階)でÇaldıranにおいて観測された。

Table-1 Çaldıran地震の概要

Origin Time	Nov. 24, 1976
Epicenter	39.12 N, 44.19 E
Depth	40 ~ 60 Km
Magnitude	$M_S=7.1$ , $M_L=7.6$ , $M_b=6.9$
Killed	3840
Injured	497
Collapse and heavy damage	9232
Slight and Moderate damage	10175

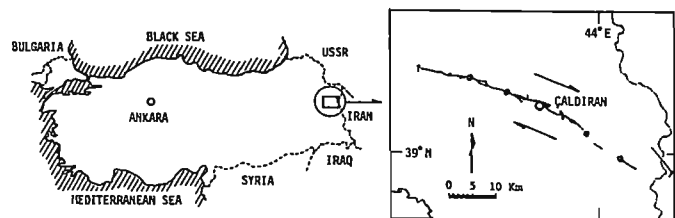


Fig. 1. Çaldıran地震の位置 (右: 拡大図)

## 3. 等震度線図

トルコ現地調査班によってえられた等震度線(Fig.2)を見ると、これは地震断層線沿いにも、また断層と直交する方向のいずれにおいても対称から非常にずれている。このことは従来の震度の距離取表にかかわるいずれの実験式も十分には適合しえないことを示唆している。ところで、現地調査を含む地震学的考察から、N70°Wの走向をもつ地震断層はその面がやや南に傾いていること、断層沿いのSlip量は北西端が大きく、南東端でト

さいこと、また北東域は南東側に比べて地質も硬いことなどが判っている。

これらの事実が等震度線の非対称性の原因となっている可能性は高い。ある地点の震度を求めるには、これらの断層長、幅、傾き、slip量および断層からの距離を考慮する必要がある。さらに、地盤効果を同時に考慮できればより一般性の高いモデルとなる可能性がある。このためには従来の方法の単なる延長では難しく新しい方法、量的データと質的データの混合問題が扱える、の導入が必要である。ここでは林(1961)による方法を発展させて解決をはかった。

#### 4. 解析モデルの提案

基本の考え方は、ある地点の震度は断層面上に分布したslip量の寄与の総和に地盤の影響を加味することによって求まるとするものである。

いまFig. 3に示すように $(x, y, z)$ 座標系および長さ $L$ 、幅 $W$ の断層面上に $(\xi, \eta)$ 座標系をとる。 $\theta$ は断層面の傾き、 $D(\xi, \eta)$ は微小面積 $d\xi d\eta$ 上の平均slip量を表わす。

$(x, y)$ 地点での地震強さ(ここでは加速度と考える)に対するこのセグメントからの寄与は次式で表わされる。

$$da(x, y) = \text{const.} \frac{D(\xi, \eta) d\xi d\eta}{r^p} \quad (1)$$

ただし  $r = \{ (x - \xi)^2 + (y - \eta \cos \theta)^2 + (\eta \sin \theta)^2 \}^{1/2}$   
したがって断層面全体からの寄与は簡単に

$$a(x, y) = \text{const.} \int_0^L d\xi \int_0^W \frac{D(\xi, \eta)}{r^p} d\eta \quad (2)$$

となり、もし $D(\xi, \eta) = D(\xi)$ ならば、

$$a(x, y) = \text{const.} \int_0^L D(\xi) d\xi \int_0^W \frac{d\eta}{r^p} \quad (3)$$

となる。ところで、野外調査から一般にえられるslip量は $D(\xi, \eta)$ ではなく $D(\xi)$ である。この場合には、(3)式が適用可能である。ここで(3)式を、

$$a(x, y) = C \cdot A(x, y; P) \quad (4)$$

とおくと、 $A(x, y; P)$ は $P$ をパラメータとして断層形状およびslip量とから決まる量である。ところで、一般に加速度—震度は対数線形の関係にあり、(4)式から

$$I(x, y) = C_1 \log A(x, y; P) + C_2 \quad (5)$$

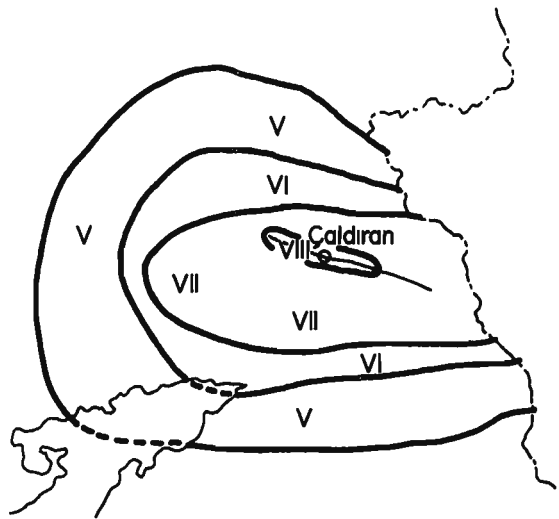


Fig. 2. Çaldıran地震の等震度線図

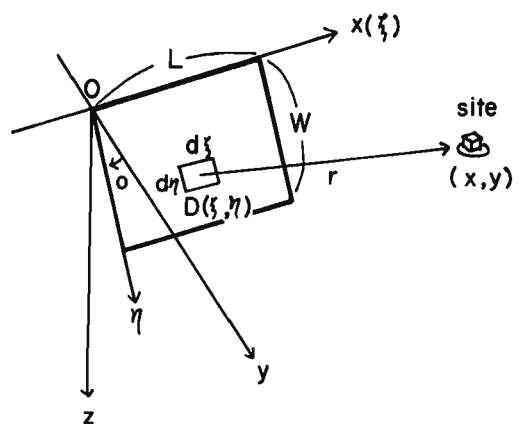


Fig. 3. 断層モデルと座標系

と書ける。ここで、地盤効果を軟一中硬岩のような  $m$  個の岩質区分によって表現できるものとして、材による数値化表現式を応用すると、次式のようになる。

$$I(x, y) = C_1 \log A(x, y; P) + \sum_{j=1}^m z_j \delta(j) \quad (6)$$

ここに  $z_j$  ( $j=1, 2, \dots, m$ ) は地盤効果を表わす係数、 $\delta(j)$  は岩質が指定のもの一致したときのみ 1.0、それ以外は 0.0 となる関数である。結局、(6) 式の未知数  $C_1, z_j$  ( $j=1, 2, \dots, m$ ) は  $P$  をパラメータとして最小 2 乗法的に決まってくる。

観測値と計算値の残差平方和 (データ総数  $n$ ) は、 $P$  の関数として表わされ、

$$R(P) = \sum_{i=1}^n \{ [I(x, y)]_{obs} - [I(x, y)]_{calc} \}^2 \quad (7)$$

$R(P) \rightarrow \min.$  の条件から  $P$  を確定することができる。

## 5. モデルの適用

以上のモデルの適用に際してまず若干のデータ整理が必要である。(i) 断層形状: Toksöz et al (1978) による波形解析結果を参照して、走向  $N70^\circ W$ ,  $L=54$  km,  $W=24$  km,  $\theta=78^\circ S$  と仮定する。

(ii) slip 量分布: 平均値は約 2 m であるが、同論文を参照して、断層に沿って 2.5 m (北西端より 10 km), 2.1 m (中央 40 km), 0.5 m (南東端より 4 km) を採用する。(iii) 震度の観測データ: トルコ調査隊による等震度線を総計 233 の小区域のセグメントに分割して用いる。(iv) 岩質区分: この地域における地表附近の  $S$  波速度の現地観定結果による 3 分類, (Fig. 4) — Quaternary sediments, Tertiary and Mesozoic rocks, Volcanic and Metamorphic rocks — を採用し、地質図によって読取った。

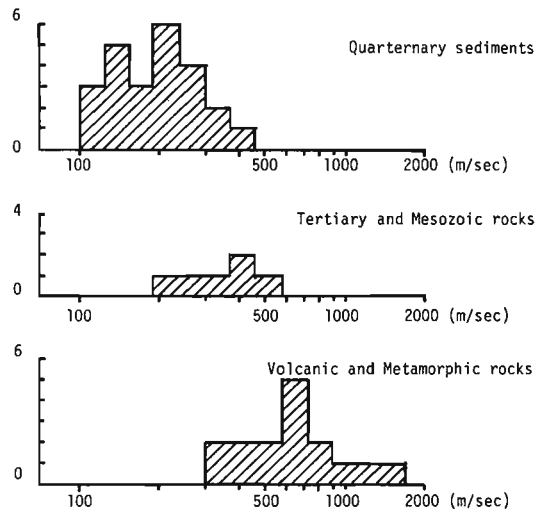


Fig. 4. 岩質別の  $S$  波速度実測値の頻度分布

計算にあたっては、座標原点を Galdiran の中心にとり、 $P=2$  を仮定した。(6) 式の積分は  $ds = d\eta = 1$  km として数値積分によって評価した。このモデルの妥当性を検討するために、点震源、線震源の場合も併せて行なった。各々の場合について実験式を示す。

(i) 点震源: Galdiran 直下の浅いところに震源を仮定する。

$$I(x, y) = 1.15 \log A(x, y) + \begin{pmatrix} 9.54 \\ 9.25 \\ 9.62 \end{pmatrix} \text{rock type} \quad (8)$$

ただし  $A(x, y) = r^{-2}$

(ii) 線震源:  $L=54$  km

$$I(x, y) = 1.73 \log A(x, y) + \begin{pmatrix} 7.44 \\ 7.46 \\ 7.64 \end{pmatrix} \text{rock type} \quad (9)$$



ただし 
$$A(x, y) = \int_{-30}^{24} \frac{D(\xi)}{r^2} d\xi = 2.5 \int_{-30}^{-20} \frac{d\xi}{r^2} + 2.1 \int_{-20}^{20} \frac{d\xi}{r^2} + 0.5 \int_{20}^{24} \frac{d\xi}{r^2}$$

(iii) 震源:  $L = 54 \text{ km}$ ,  $W = 24 \text{ km}$ ,  $\theta = 78^\circ \text{ S}$

$$I(x, y) = 2.83 \log A(x, y) + \begin{pmatrix} 4.78 \\ 4.85 \\ 4.95 \end{pmatrix} \text{ rock type} \quad (10)$$

ただし 
$$A(x, y) = \int_{-30}^{24} D(\xi) d\xi \int_0^{24} \frac{1}{r^2} d\eta$$

$$= \left\{ 2.5 \int_{-30}^{-20} d\xi + 2.1 \int_{-20}^{20} d\xi + 0.5 \int_{20}^{24} d\xi \right\} \int_0^{24} \frac{1}{r^2} d\eta$$

観測値との比較をした結果を Fig. 5 に示す。これから、他のモデルに比べ、今回提案した面震源モデルでは観測値との一致が相当によいことがわかる。これは残差の計算からも確認される。

### 6. 感度解析と考察

以上の結果、新しいモデルによって震度分布を相当程度説明できることがわかった。次に、各々のパラメータが震度に対していかに影響するかという感度解析を行う必要がある。換言すれば、震度分布を既知としたときにこれだけから震源の様子がどの程度推定できるかを考察することである。解析の流れを Fig. 6 に示す。  $0 < L \leq 100 \text{ km}$ ,

$$0 < W \leq 60 \text{ km}, \quad 0^\circ < \theta \leq 90^\circ,$$

$1.0 \leq P \leq 3.0$  の範囲でパラメータを変え、これに伴う残差の変化を調べ、残差が最小となったときの値をもって各々の最適推定値とした。各々の感度解析結果を Fig. 7 ~

Fig. 10 に示す。これから  $L$ ,  $\theta$ ,  $P$  はきわめて感度が高く一意的に決まりやすいことがわかる。断層幅  $W$  は  $W \leq 25 \text{ km}$  までは敏感であるが、それ以上になるとあまり影響しない。これは  $\text{dip angle}$  が大きいためであろう。Table-2 に最適推定値と Toksöz et al の投形解析結果との比較を示す。両者は非常によい一致を示しており、震度分布が断層形状をよく反映していることがわかる。slip 量分布については断層に沿って大きく

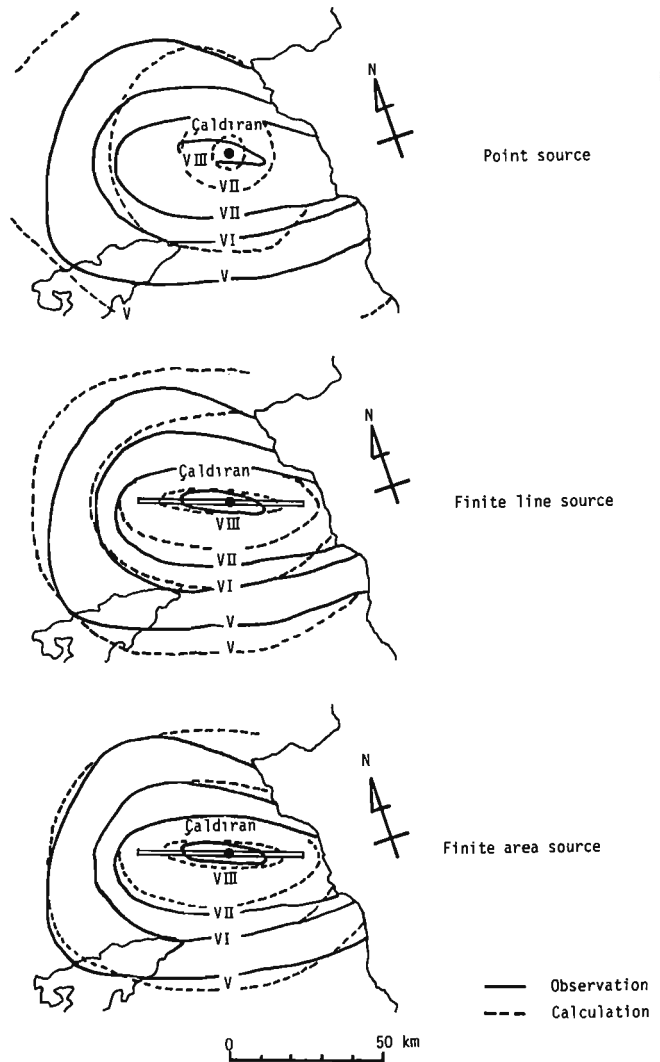


Fig. 5 等震度線 (計算値 - 実測値) の比較

変動しているならばその影響は大きいと思われるが、Çaldıran地震の場合、平均値 2.0 m からの偏差が小さいためこの効果は顕著に現れていない。

岩質区分による地盤効果については、(10)式からわかるように、MSK 震度で最大 0.2 程度の差しか生じない。これは一般に期待されている程大きくない。この原因として、まず等震度線を描く場合におこなわれる一種の平滑化によって、site by site の地盤効果が十分に表現されないことがあげられる。さらに、この地域はほとんどが Volcanic rocks から構成されていること、またこの地域の代表的住家の固有周期が非常に短かく、一見剛橋的なため、地盤効果が明らかな形で現わ

Table-2 断層パラメータの最適推定値

	Intensity Analysis		Wave Analysis
	Permissible range	Most probable value	(Toksöz et al. (1978))
L	55~70 Km	65 Km	55 Km
W	$W \geq 20$ Km	25 Km	25 Km
$\theta$	$80^\circ \geq \theta \geq 65^\circ$	$70^\circ$	$78^\circ$
p	$2.0 \geq p \geq 1.8$	1.9	

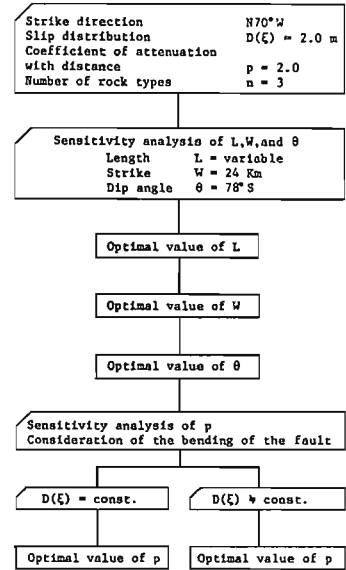


Fig. 6. 感度解析の手順

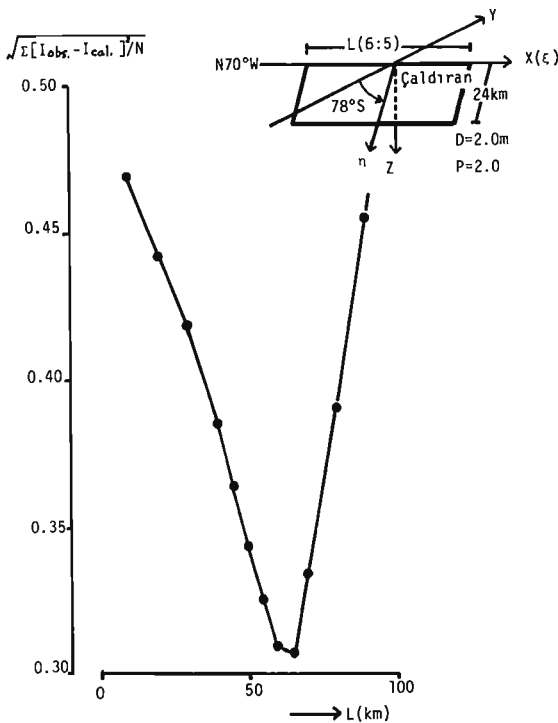


Fig. 7. 断層の長さを変えた場合の残差の変化

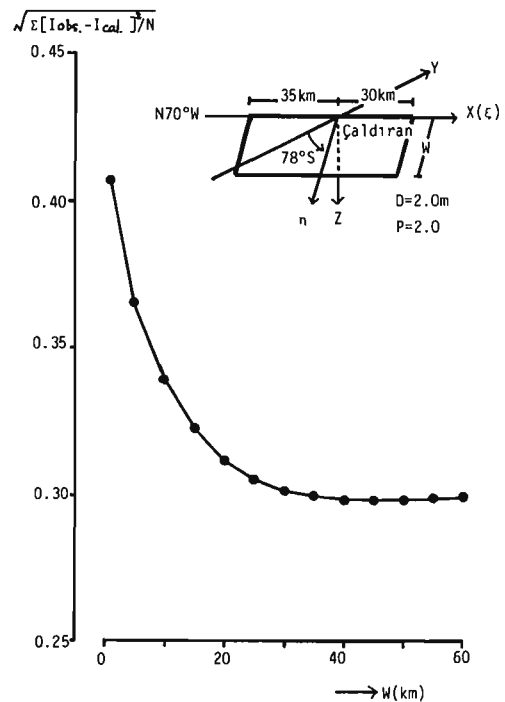


Fig. 8. 断層の幅を変えた場合の残差の変化

れていないものと思われる。しかし、この構造特性から予想される、硬い地盤の方が震度が大きくなるという傾向はみとめられる。

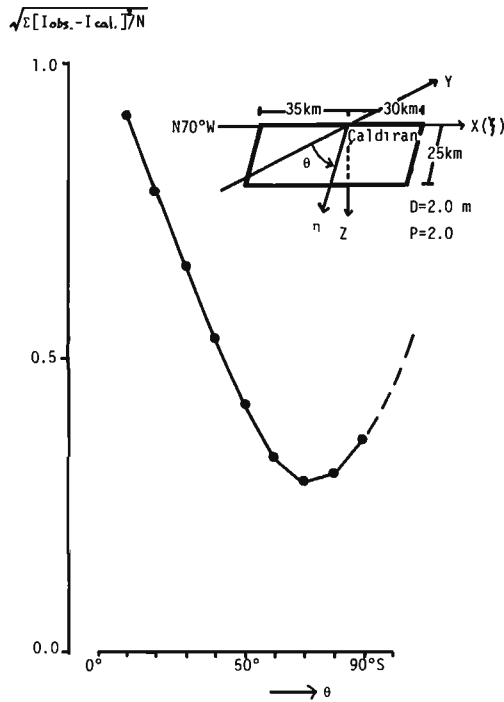


Fig. 9. 断層の傾きを変えた場合の残差の変化  
7. 結言

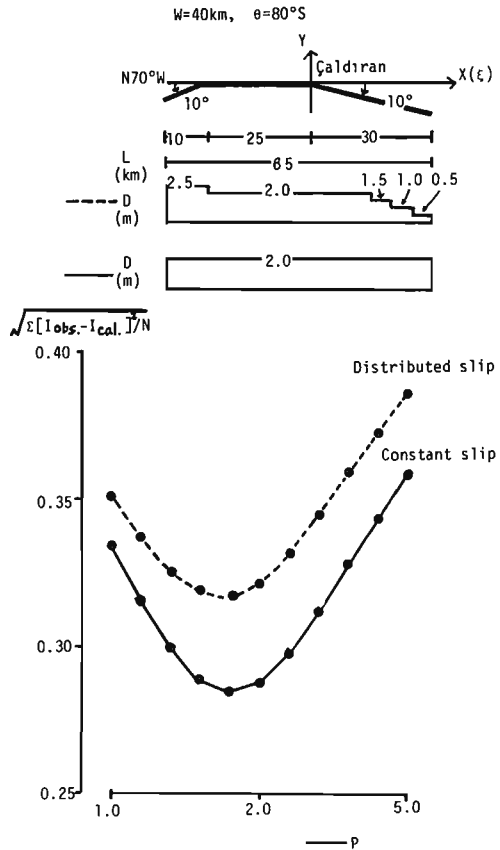


Fig. 10. Pの値を変えた場合の残差の変化

本論文は、Çaldıran地震の震度解析を通して、断層形状、slip量分布、地盤効果などの震度分布への影響について考察を試みたものである。

地震断層の形状、slip量およびその分布、距離減衰、地盤効果の全てを加味した震度分布の実験式を提案した。このモデルをÇaldıran地震に応用し、その適合性の良さが確認された。更に、実験式に関わる諸因子の感度解析を通じて震源パラメータのいくつかを推定することができた。これらはWWSSN資料を用いた波形解析からの推定値と非常によい一致を示した。

ここに得られた実験式は、今のところÇaldıran地震の震度分布に限って成立する式であるが、モデルの基本となる考え方そのものは一般性をもつものである。今後は、これをいくつかの地震に適用し、実験式の係数として現われる数値の物理的意味を明らかにすることによって、一般化を進めたい。

最後に、解析から本稿作成に至るまでの過程で、当研究室の後藤典俊氏、鏡味洋史氏にはいろいろお世話になった、記して謝意を表します。

#### REFERENCES

- Deprem Araştırma Enstitüsü (1977), Çaldıran depremi raporu, Ankara, Turkey.
- Evernden, J.F., et al (1973) Interpretation of Seismic intensity data, Bull. Seism. Soc. Amer., 63, 399-422
- Hayashi, C. (1961), Theory of quantification and its examples (V), Bull. Statist. Math. Res. Inst., 8, 149-151
- Toksöz, M.N., Nabelek, J., and Arpat, E. (1978), Source properties of the 1976 Earthquake in east Turkey; a comparison of field data and teleseismic results, Tectonophys., 49, 199-206.