

地震動の最大加速度の推定*

勝 又 護**

550. 340

Note on Maximum Amplitude of Acceleration of Earthquake Motion

Mamoru Katsumata

Seismological Division, Japan Meteorological Agency

The relation of earthquake magnitude and epicentral distance to maximum amplitude of acceleration of seismic waves was studied and the nomogram showing this relation was prepared, where maximum amplitude of acceleration means the ground acceleration for the average ground condition in Japan.

(1) With reference to accelerogram and reports on damage due to strong earthquakes, there is a tendency that areas of strong ground motion increases remarkably with an increase of earthquake magnitude, but the maximum ground acceleration itself in an epicentral region does not increase significantly with an increase of earthquake magnitude.

In this paper, it is assumed that the source region is taken as a sphere of radius r (km). The following experimental formula on the relation between magnitude M and radius r is introduced; $\log r = 0.5M - 2.25$. It is also assumed that the maximum acceleration a_0 (gal) of seismic waves radiated from an edge of source region is 400 gal independently of the magnitude M , though this a_0 does not necessarily mean the maximum value of acceleration of earthquake motion in source region. It may be difficult to estimate the exact value of maximum acceleration of earthquake motion in source region only from the information of elastic waves.

(3) In the case of great earthquakes, an unexpectedly large acceleration has sometimes been observed in rather distant regions. To explain this fact, it is necessary to consider relative positions of sites to source of energy (or effective distance from source of energy) and dissipation mechanism of amplitude of acceleration due to the path of seismic waves. Effective distance $R' = R - r$ is used instead of real hypocentral distance R (km).

(3) It is assumed that the amplitude of acceleration decreases in proportion to $R^{-\beta}$. Since predominant periods increase with magnitude of earthquake, it seems reasonable to assume that the above coefficient β depends on magnitude M . The relation between β and M is expressed by $\beta = -0.125M + 2.4$.

On the basis of the above discussions, the variation of maximum acceleration a in relation to magnitude M and effective hypocentral distance R' is expressed by $\log a = \log a_0 - \beta \log R'$.

The estimated value of maximum ground acceleration obtained by this method fits fairly well the data and facts found in field studies.

I はじめに

大きな地震の、震央地域における地震動の諸要素を明らかにすることは、地震の発生機構を解明する上にも興

味ある問題である。このことはまた、地震工学にとっても重要な課題の一つである。

大きな地震を、比較的震央に近い地点で観測する機会はごくまれである。さらに、従来の地震観測網に配置されている測器は、強い地震動を測定するには適当でないものが大部分であるので、上記の目的のために有効な

* Received August 9, 1972

** 気象庁地震課

資料は非常に少ない。幸いなことに、近年、強震観測を目的とした加速度計が全国各地に多数設置され、大きな地震の加速度記録が得られるようになって来た。しかし、これら強震計の設置の歴史も浅く、観測網もまだ完全とはいえないので、それらを整理、解析するために十分な量の資料があるわけではない。

ここでは、ある実用的目的のために、最大加速度と地震の規模、震央距離等との関係を推定した結果、およびその考え方について述べる。しかし、それらは豊富な観測値に裏づけされた関係式ではなく、多くの部分が仮定と推定値によって補なわれている。したがって、ここで述べることは今後の資料の蓄積をまって修正していかなければならない多くの問題点を含んだものであることを最初におことわりしておく。

II 震央付近の最大加速度と地震の規模

(a) 最近、多数の加速度計が全国各地に配置された結果、震央のごく近傍で地震をとらえる機会もふえて来た。Table 1 にそれらの地震の最大加速度の観測値を示

Table 1. Maximum Acceleration in Epicentral Region

1968 III 30	Near Wakayama M ; 5.0 h ; 0 km	405 gal (Wakayama-ko)
1966 VIII 8	Near Matsushiro M ; 5.1 h ; 0 km	390 gal (Hoshina, B)
1966 IV 5	Near Matsushiro M ; 5.4 h ; 0 km	420 gal (Hoshin, A)
1966 VI 28	Parkfield, Calif., U.S.A. M ; 5.4	490 gal (Cholame-Shandon Array No. 2)

h ; Focal depth

す*1。Table 1 から、 M 5 程度の地震でも、震源がごく浅い場合には、震央付近では大きな加速度となることがわかる。しかし、距離による減衰は著しく早く、このように大きな加速度が観測されるのは震央のごく近傍(数 km 以内)にかぎられている。なお、Table 1 にあげた地震では、いずれも目立った震害は報告されていない。構造物の破壊は、最大加速度だけでなく、他の要素*2—主要動の継続時間、卓越周期、変位あるいは速度振幅等にも密接に関係するものと思われる。

(b) M 6 以上の地震の、震央地域における加速度の観測値はあまり多くない。Table 2 にそれらの観測例

*1 本論文では地盤上;あるいはそれに準ずる場所に設置された加速度計の資料のみを用いた。

*2 付録参照

Table 2. Maximum Acceleration in Epicentral Region

1968 VIII 6	W Coast of Ehime Pref. M ; 6.6 h ; 40 km	440 gal (Itajima-bashi)
1967 XII 11	S-W India m ; 6.0*1, 6~6 $\frac{1}{2}$ *2	630 gal (Koyna Dam)
1940 V 18	Imperial Valley, Calif., U.S.A. M ; 6.7*3, 7.1*4	330 gal (El Centro)

*1; CGS (m), *2; Pasadena, *3; CGS (M), *4; Richter.

を示す。

また、重大な地震を生じた地震の震災地を踏査して、墓石その他の転倒、被害の状況等から地震動の最大加速度を推定したものが多数報告されている。それらを総合した結果(調査した場所や対象物により、また報告者により種々の値が出されている)を Table 3 に示す。

Table 3. Maximum Acceleration in Epicentral Region (Estimated value)

1962 N Miyagi Pref.	M ; 6.5	0.45 G
1961 Kitamino	M ; 7.0	0.4 G
1948 Fukui	M ; 7.3	0.5~0.6 G

G; 980 gal

Table 2, 3 から、 M 6~7 程度の地震の震央地域の最大加速度も、Table 1 とくらべ、大きく相違していないことがわかる。 M 7 前後の地震で、震害の著しい地域は、直径 20~30 km の範囲(必ずしも震央を中心としない)に限られている場合が多い[たとえば、本四報告書(1972)]。

(c) 大規模な地震の震央地域における加速度記録はまだ得られていない。2, 3 の大地震の、実地踏査によって推定された最大加速度を Table 4 に示す。 M 8 前後の地震では、震動の強烈な地域の広がり、Table 3 のものにくらべ著しく大きくなっている。しかし、極端に大きな最大加速度の推定値は報告されていない。

Table 4. Maximum Acceleration in Epicentral Region (Estimated value)

1923 Kanto	M ; 7.9	0.4~0.5 G (Odawara)
1891 Nobi	M ; 8.0	0.3 G (Ogaki)
1906 San Francisco, Calif., U.S.A.	M ; 8 $\frac{1}{4}$	0.25 G (Downtown, San Francisco)

(d) 上記の例から、強震地域の広がり地震 M の増大に従って急増するが、震央地域における最大加速

度は M と共に増大するものではないことがわかる。

いわゆる“地震体積”(Tsuboi, 1956) という観点に立てば、地震の際に放出されるエネルギーの量は、歪の大きさに比例するのではなく、地震体積の大小によることになる。一方、単位体積の物質が破壊直前に蓄え得る歪エネルギーには限界がある(地殻を構成する物質の変形の限界は $1 \sim 2 \times 10^{-4}$ 程度と考えられている)。また、大規模な地震の生成の過程(たとえば長宗, 1969)を考慮すれば、エネルギー放出の時間的、空間的な配分についても考える必要がある。これらのことから、震源付近の地震動の最大加速度は、 M により大きく変化するとは考えられない。

(e) Gutenberg, Richter (1956) は、南カルフォルニア地方の地震(震源の深さ 15 km 程度)の M と震央付近の最大加速度(a_0 , gal)との関係を

$$\log a_0 = -2.1 + 0.81M - 0.027M^2 \quad (1)$$

であらわしている。(1)式によれば、 M 6 で $a_0 = 64$ gal, M 7 で 180 gal, M 8 で 450 gal となる。ただし、これらは岩盤上における値で、沖積層からなる都市部の平均的地盤では(1)式から求められる値の約 2.5 倍— M 6 で $a_0 = 150$ gal, M 7 で 500 gal, M 8 で 800 gal 程度と推定している。これらと Table 1~4 のものとをくらべると、 M 7 付近ではほぼ一致しているが、 M がそれ以上の場合には Gutenberg・Richter の推定値の方が大きく、 M がそれ以下では小さくなっている。

Housner (1965) は、震央付近の最大加速度は M により大幅に変わるものではないことを指摘し、 M 8.5 でも a_0 は 500 gal 程度であろうと推定している(M 7 で $a_0 = 350 \sim 400$ gal, M 6 で 250~300 gal, M 5 で 150~200 gal 程度、いずれも大き目に見積った場合)。これらは沖積層上(firm deep Alluvium)における値である。これらは Table 1~4 のものとくらべて大きな相違はない。

Cloud (1970) は、最大加速度(a/G)と震央距離(D , mile 近距離では断層からの距離を用いる)との関係を平均的に

$$\log(a/G) = 3.0 - 2 \log(D+43) \quad (2)$$

であらわしている。大きく見積った場合には

$$\log(a/G) = 3.5 - 2 \log(D+80) \quad (2)'$$

で近似されるとしている。(2)式あるいは(2)'式によれば、地震波の Source における最大加速度は M にかかわらず(M 5.5~8.3 の地震の資料による) 0.5~0.6 G ということになる。このことは(a)~(d)で述べたことと矛盾しない。

筆者は、Table 1~4, および前記のこと等から、 $a_0 = 400$ gal (M 5 以上の地震に対して、日本の平均的地盤における値)として以下の議論をすすめる。これは震源域〔III, (a) 参照〕のエッジから地震波として送り出される際の最大加速度の値であって、震源域の内部での最大値を意味するものではない。震源域—破壊域の内部の状態を弾性波の情報のみから推定することは困難であろう。

III 最大加速度の推定

(a) Tsuboi (1956) は、津津・関 (1955) の求めた本震の M とその余震発生域の面積 (S_a , km²) との関係式

$$\log S_a = M - 4 \quad (3)$$

が、彼の主張する地震体積の平面的広がりとはほぼ一致することに注目した。檀原 (1966) は、地震により地殻変動を生じた地域—地震前に歪を蓄えていた地域のひろがりが、(3)式とほぼ同様な関係式であらわせることを示した。また、村松 (1969) は震VI度以上の地域の面積 (S_{VI} , km²) と M との関係を

$$\log S_{VI} = 1.4M - 6.7 \quad (4)$$

であらわしている。地震動の強烈な地域の面積を示す S_{VI} も、上記のものとはほぼ一致したオーダーとなる。

筆者はIIで述べた震災地域の広がりとは M との関係、および上記のこと等を参照して、震源域の半径 (r , km) と M との関係を

$$\log r = 0.5M - 2.25 \quad (5)$$

と置く。(5)式によれば M 6 で $r = 6$ km, M 7 で 18 km, M 8 で 56 km となる。ここでは球状の震源域を仮定しているのだから、 M 6 程度以下の地震では、震源がごく浅い場合を除いて、震源域—破壊域は地表に達しないことになる。

(b) 大規模な地震の際かなり遠方で、一般に予想されるより大きな加速度が観測あるいは推定された例が少なくない(たとえば 1944 年東南海地震の静岡地方、1946年南海道地震の高知地方等)。これらを説明するためには、まず地盤の振動特性による効果を考慮しなければならないが、地震波の Source からの“実効距離”や径路での減衰の機構等にも注意する必要がある。たとえば、Table 5 の十勝沖地震の場合、“主要破壊の中心”(長宗, 1969)からの距離を採用すると、実効距離は著しく近くなり、大きな加速度の説明が容易になる。また、Peru の地震の場合は、“Zone of energy release”としての断層からの距離を用いれば実効距離は著しく減

Table 5. Maximum Acceleration in Distant Region

1968 Tokachi-oki	$M; 7.9$	Hachinohe; 235 gal (Δ ; 178 km, *1; 55 km) Aomori; 213 gal (Δ ; 234 km, *1; 135 km)
1966 Peru	$M; 7.5$	Lima; 400 gal (Δ ; 230 km, *2; 50 km)

Δ ; Epicentral distance, *1; Distance from center of main energy source,
*2; Distance from causative fault

少する (Lee et al. 1968).

点震源の仮定の下に定められた震源—破壊の出発点は、必ずしも震源域の中心に位置するものではない。最近米国等では、地震エネルギーの Source からの距離として、断層からの距離を採用している人が多い。また、主要破壊の中心からの距離は、破壊の出発点からの距離より、実効距離として有意に思われる。しかし、断層や震源域の空間的形状、震源過程等は地震によりそれぞれ異なり、予測することが困難である。ここでは一般論を導くための第一近似として (a) で述べたような、半径 r の球状の震源域を想定し、そのエッジを地震波の Source と考えることにする。すなわち、震源距離 (R , km) のかわりに実効距離 (R' , km) として

$$R' = R - r \quad (6)$$

を用いる。

(c) 変位、速度、加振振幅と地震の M 、震央距離 (あるいは震源距離) との関係は多くの人々によって調べられているが、地震波の距離に対する減衰の見積りはそれぞれ異っている。一般に大規模な地震は、小規模な地震にくらべ、卓越周期が長く、したがって地震波の減衰がおそいと考えられている。また、Source region の大きさも見かけ上の減衰に影響する。しかし、卓越周期と地震の M およびその距離による変化*3、地震波の周期と減衰定数との関係等はあまり詳しくわかっていない。

坪井 (1954) は、変位振幅 (A , μ) から M を定めるための式 (D は震央距離, km)

$$M = \alpha \log A + \beta \log D + \gamma \quad (7)$$

において $\beta = 1.73$ としている。渡辺 (1971) は、速度振幅についても同様な β が適当であると述べている。

Cloud・Cárder (1969) は、大型の地下核実験による地震波の変位、加速度等が $D^{-1/3}$ に比例して減衰すると述べている。Gutenberg・Richfer (1956) は、南カルフォルニア地方の地震の加速度の減衰状態を図示しているが、その図から推定すると $D^{-1.6}$ 程度となる (震央から

少しはなれたところで)。Murphy・Lahoud (1969) は、多数の地下核実験の資料を統計的に処理し、地盤別に、変位、速度、加速度等と爆破の大きさ、距離による減衰の状態等を調べている。それによれば、加速度については $D^{-(1.4 \sim 1.7)}$ の範囲となっている。

筆者 (1970)*4 は、日本における最大加速度の観測値を M 別に分け (さらに地盤の種類別に分けて整理するにはまだ資料が十分でなかったので)、それらと震源距離との関係を調べた。結果は、地盤による影響が大きく、両者の関係を明らかにするにはいたらなかった。しかし、一般に R^{-2} では減衰が大すぎることに、および、広い範囲の M について同一の減衰定数を使用することは困難であること等が判明した。

このほか、多くの人々が最大加速度と震央距離 (あるいは震源距離) との関係調べているが、 D^{-2} (あるいは R^{-2}) よりゆるやかな減衰を推定しているものが多い。また、 M により、距離により減衰定数を変化させているものも多い (IV参照)。

上記の結果および筆者 (1970) の資料等を参照して、ここでは最大加速度の距離による減衰定数を

$$\beta = -0.125M + 2.4 \quad (8)$$

とした。(8)式によれば $M 6$ で $\beta = 1.65$, $M 7$ で 1.5 , $M 8$ で 1.4 となる。

(d) 以上のような考え方にもとづいて、

$$\log a = \log a_0 - \beta \log R' \quad (9)$$

により最大加速度 (a , gal) を推定した。その結果を Fig. 1 に示す。Fig. 1 の上の図は $a \sim (M, R)$ 曲線 [震源の深さ 0 のときの $a \sim (M, D)$ 曲線ということになる]、Fig. 1 の下の図は震源の深さ 20 km および 40 km の場合の $a \sim (M, D)$ 曲線を示す。

IV 結果の比較と検討

(a) 前にも述べたように、地震動の最大加速度と地震の規模、距離との関係は、すでに多くの人々によって研究されている。使用した資料、整理の方法、適用範囲等はそれぞれ異なっているが、参考のためそれらと筆者のものとの比較を試みる。

*3 付録 (a) 参照

*4 本論文の主な資料が記載されている。

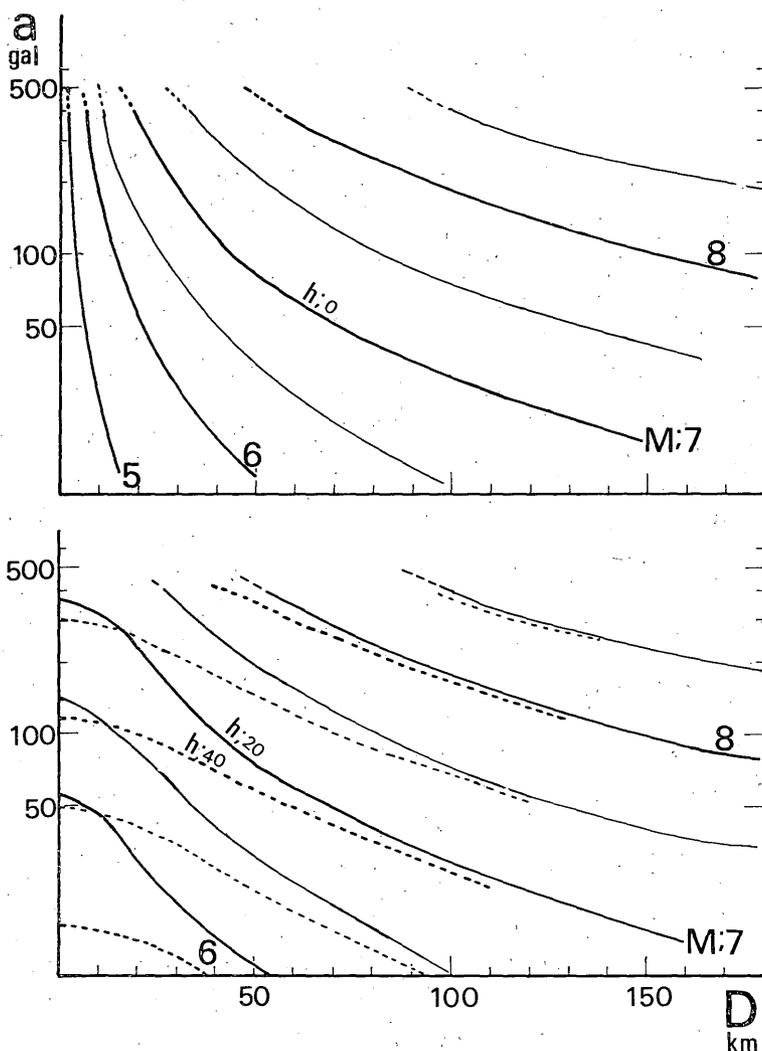


Fig. 1 Variation of Maximum Acceleration with Earthquake Magnitude and Epicentral Distance.

a ; Maximum acceleration in gal
 D ; Epicentral distance in kilometer
 h ; Focal depth in kilometer

Top; $a \sim D$ curves for $h=0$, or $a \sim$ hypocentral distance curves

Bottom; solid curves, $a \sim D$ for $h=20$, dashed curves, $a \sim D$ for $h=40$

Kawasumi (1951) は、震度 (I , 気象庁震度階) と震央距離との関係から、河角のマグニチュード (M_k) を定めている。この関係式の I を a に*5, M_k を M に変換すると

震央距離 100 km 以下について

*5 $a=0.45 \times 10^{0.5I}$ (10) による。

$$\log a = M - 5.20 + \log(R_0/R) + 0.00834(R_0 - R) \quad (11)$$

R_0 ; 震央距離 100 km における震源距離
 震央距離 100 km 以上について

$$\log a = M - 0.000915 D - 2.30 \log D - 0.51 \quad (11)'$$

(11), (11)' 式は、使用したデータの性格からみて、日本の平均的地盤に適用されるものと思われる。これら

の式は、 M が1ふえれば a が10倍となることを示しているが、Fig. 2の上の図からわかるように、 M 7以下では他の推定値とくらべ著しく小さい。

Gutenberg・Richter (1956)による(1)式から求めた a_0 と、原論文の $a\sim D$ 曲線とから作製した $a\sim(M, D)$ の関係をFig. 2に記載してある。これは岩盤上における最大加速度をあらわしているが、都市部の平均的地盤に対してはこの約2.5倍となる。

Esteva・Rosenblueth (1963)は

$$a = \frac{2000 e^{0.8M}}{R^2} \quad (12)$$

$$[\log a = 3.30 + 0.35M - 2 \log R] \quad (12)'$$

により“hard ground”における最大加速度をあらわしている。(12)'式によれば、 M が1ふえれば a が約2倍となることになるが、(12)、(12)'式から求められる a は全般に他のものと比べ著しく大きくなる。Seed et al. (1968)は(12)式を改訂し、岩盤に対しては

$$a = \frac{110 e^{0.8M}}{R^{1.6}} \quad (13)$$

が適当であると述べている。

Housner (1965)は沖積層(firm deep alluvium)における最大加速度を推定している。原論文の図(観測値

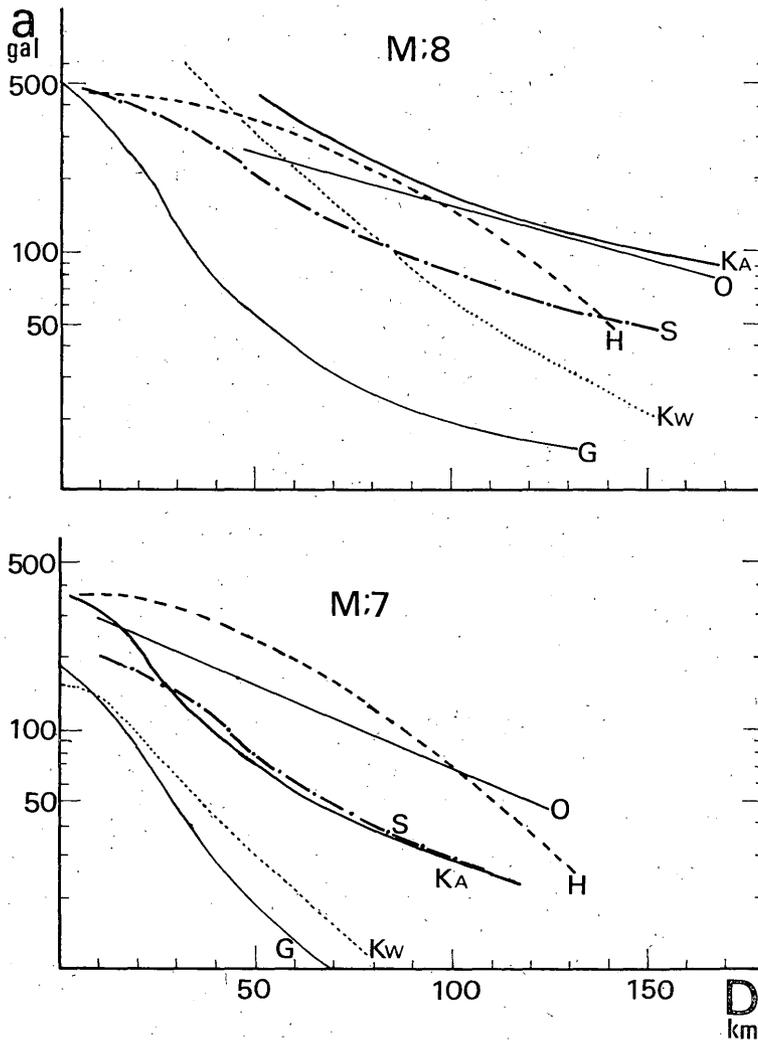


Fig. 2 Comparison of Maximum Acceleration Estimated by Several Authors. G; Gutenberg・Richter, H; Housner, Ka; Katsumata ($h=20$), Kw; Kawasumi ($h=20$), O; Okamoto et al., S; Seed et al.

の上限が用いられている)にもとずいて作成した $a \sim (M, D)^{*6}$ の関係を Fig. 2 に示す。

Kanai・Suzuki (1968) は、基盤 (bed rock) における速度振幅 (V , kine) を

$$\log V = 0.61 M - \left(1.66 + \frac{3.60}{r}\right) \\ \log r - \left(0.631 + \frac{1.83}{r}\right) \quad (14)$$

であらわしている。速度スペクトルは広い帯域の周期 (T , sec)^{*7} についてほぼ一定であるとして (14) 式から周期 T の波の加速度を

$$\log a = \left\{0.61 M - \left(1.66 + \frac{3.60}{r}\right) \right. \\ \left. \log r + \left(0.167 - \frac{1.83}{r}\right)\right\} - \log T \quad (14)'$$

であらわしている。(14)' 式は M が 1 ませば a は約 4 倍となることを示している。

Seed et al. (1968) は Gutenberg・Richter (1956), Seed et al. [1968, (13) 式], Kanai・Suzuki [1968, (14)' 式] 等を総合して、岩盤における最大加速度を推定している。原論文の図にもとずいて作製した $a \sim (M, D)^{*8}$ の関係が Fig. 2 に記載されている。

岡本, ほか (1971) は、地下 (67m) の岩盤上での観測値から

$$\log \frac{a}{640} = (-0.1036 M^2 + 1.7244 M - 7.604) \\ \times (0.4 + D) \quad (15)$$

を得ている。これは地下の岩盤に対する値であるが、Fig. 2 に示すように、震央からはなれた地域で他のものに比べ大きくなっている。

(b) 本論文では、震央付近の最大加速度 (a_0) を 400 gal と仮定しているが、この値は Table 1, 2 の M 5~7 程度の地震の観測値に対してさえも、やや控え目に見える。一方、陸上の最大級ともいえる 1891 年濃尾地震 (大森, 1897), 1906 年 San Francisco 地震 (Byerly, 1956, Housner, 1965) 等では、断層のごく近傍でさえも、あまり大きな最大加速度は推定されておらず、 a_0 400 gal はむしろ大に過ぎる観もある。しかし、多くの経験的事実を総合して、 M 5 程度以上の地震の震源域のエッジにおける最大加速度が、本論文で仮定した値を

±50% 以上こえる可能性は少ないものと思われる。

なお、ここでは震源域—破壊域そのものの内部での最大加速度については言及していないが、その推定には弾性波以外の要素を考慮する必要がある。したがって、1971 年 San Fernando 地震 (Pacoima Dam で 1250 gal) のような例の出現により、直ちに上記の仮定が否定されるものとは思われない。

次に、地震波エネルギーの Source の構造、エネルギー放出の過程等に関する問題がある。一般に、震源域の空間的広がり、あるいは断層の延長等は、破壊の出発点としての震源を中心とするものではない。したがって、平均的意味の実効距離 R' は、震源域の延長方向に対してはなお大きすぎ、逆方向に対しては小さすぎることになる。このことによる最大加速度の推定値の誤差 (とくに、近距離で影響が大きい) は当然見込まれなくてはならない。

また、エネルギー放出の時間的過程も、最大加速度や主要動の継続時間等に大きく影響するものと思われる。

地震動のスペクトルは地震の規模、震源の深さ、震源からの距離等のほか、地盤条件によって著しく変化する [たとえば、Kuribayashi・Iwasaki (1969), Hayashi et al. (1970)]。一般に、軟弱な地盤では相対的に大きな加速度が予想されるが、短周期の波はむしろかたい地盤で強調される傾向が認められる。したがって、瞬間的な (あるいは弧立的な) 最大波のみに着目して、加速度と地震の M , 震源距離による減衰の状態等を詳しく議論することはむずかしい。実用的な意味からも、ある範囲の平均的な (あるいは実郊値的な意味の) 加速度を用いる方が有利であろう。

V おわりに

地震動の最大加速度を推定するための基礎的な考えを述べ、それにもとずいて地震の規模、震央距離等と最大加速度との関係を求めた。日本の平均的な地盤における地震動の最大加速度は、たとえば、 M 7, 震源の深さ 20 km の地震の震央付近で約 0.35 G; M 8, 震央距離 70 km の浅い地震の場合には 0.25~0.3 G 程度と推定される。これらは最大加速度の観測値、あるいは震害等からの推定値とかなりよく一致する。

はじめにも書いたように、本論文はかなり大胆なくつかの仮定を出発点としている。現在それらの仮定をチェックするに十分な資料は得られていない。資料の蓄積をまってそれらを検討、修正していきたいと思っている。

今回は震源域内の最大加速度については言及しなかつ

*6 原論文では震央距離のかわりに、断層からの距離を使用している。

*7 $(0.05 \sim 0.2 \text{ sec}) < T < T_m$ の範囲で。 T_m : 変位スペクトルの最大となる T (M 7 で約 10 sec)。

*8 *6 と同じ。

たが、加速度の上限値を知ることは地震対策上重要である。今後は破壊論、ソース・パラメータに関する情報等を取りいれ、震源域内の状態を推定することを考えていきたい。

御助言、御助力を戴いた気象研究所山川宜男、気象庁地震課柏原静男の両氏に御礼申し上げます。

地震動の加速度に関連した2,3の参考事項を付録に記した。

付 録

最大加速度の周期および主要動の継続時間

(a) 地震動による構造物の応答を考える際、入力波の周期特性を知る必要がある。最大加速度を与える波の周期と地震の規模、震央距離との関係、およびその地盤条件による変化等に関してはまだ十分わかっているとはいえない。また、金井(たとえば1969)のように、ある規模以上の地震では、地震動の卓越周期は各場所の地盤の固有周期となるという主張もある。

地震動を単振動と仮定すれば、地震波の周期(T)、振幅(A)、速度(V)、加速度(a)の関係は

$$V=2\pi\frac{A}{T}, \quad a=4\pi^2\frac{A}{T^2} \quad (16)$$

となる。ある地点で観測された2つの地震(あるいは、2地点で同一地震を観測した場合)の M, T, A, V, a の関係はそれぞれ

$$\left. \begin{aligned} M_1 - M_2 &= \log A_1 - \log A_2 \\ \log V_1 - \log V_2 &= \log A_1 - \log A_2 + \log(T_2/T_1) \\ \log a_1 - \log a_2 &= \log V_1 - \log V_2 + \log(T_2/T_1) \\ &= \log A_1 - \log A_2 + 2 \log(T_2/T_1) \end{aligned} \right\} (17)$$

となる。しかし、実際の地震記録は単純ではなく、 A, V, a の最大となる波は通常それぞれ異なる。したがって、特別な場合を除いて A, T は各要素に共通なものではなく、(17)式は各要素の最大値相互間の関係には適用出来ない(たとえば、最大振幅とその周期を用いて加速度を計算した場合、一般に最大加速度より著しく小さくなる)。

Gutenberg・Richter (1956)は、震央付近の最大振幅の周期(T_0 , 短周期地震計による)を

$$\log T_0 = -1.1 + 0.1M \quad (18)$$

$M < 7$ について、 $M > 7$ では急増

としている(Fig. 3-a)。周期の距離による変化は $-M$; 5.5~6.5の地震の平均値として、震央距離; 0~50 kmで $T=0.25$ sec, 50~100 kmで0.3 sec, 100~200 km

で0.4 sec程度と見積もっている。彼等はこれらと(16), (17)式とから、本文で述べたようないろいろな関係式を導いている。

Seed et al. (1968)は上記のGutenberg・Richterの研究, Figueroa (1960)のもの等を参照して、 $T \sim (M, D)$ の関を推定している(D , 震央距離)。Fig. 3-bは原論文にもとずいて作製したものである。

渡辺(1971)は速度地震計(周期; 0.25 sec)の資料(M ; 3~5 $\frac{1}{2}$ の地震)から、最大速度を与える波の周期 T と M との関係を

$$\log T = 0.20M - 1.50 \quad (19)$$

震央距離200 km以下についてと求めている(Fig. 3-a)。

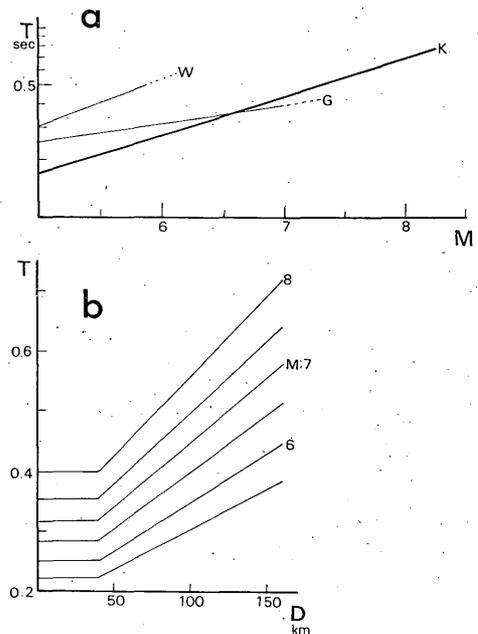


Fig. 3 Predominant Periods for Maximum Acceleration.

T ; Periods in second
a; Predominant Periods in Epicentral Region
G; Gutenberg・Richter (1956),
K; Katsumata (1972),
W; Watanabe (1971, for Maximum velocity, $D < 200$ km)
b; $T \sim (M, D)$, after Seed et al. (1968)

以上は主として岩盤あるいはそれに準ずる地盤に対する値であるが、より軟弱な地盤では一般にそれらより大きな値となるものと思われる。筆者は暫定的ではあるが、日本の平均的な地盤における加速度振巾に対して

$$\log T_0 = 0.17M - 1.5 \quad (20)$$

が適当と考えている (Fig. 3-a). 震央距離による T の変化は、現在までの資料では明らかでない。

(b) 地震動の最大加速度の大小は勿論破壊の発生に無関係ではない。しかし、全体としての破壊現象には、強い震動の継続時間がより大きく関与するものと思われる。

Gutenberg・Richter (1956) は、震央付近の強い震動の継続時間 (t_0 , sec) と M との関係を

$$\log t_0 = -1.4 + 0.32M \quad (21)$$

であらわしている。

Housner (1965) は、 M 6 で $t_0=15$ sec, M 7 で 25 sec, 8 で 35~40 sec 程度 (いずれも上限値で) と見積っているが、これは(21)式のものよりかなり長い。

Ambraseys・Sarma (1967) は、震央に近い地域で、0.03 G 以上の加速度が継続する時間 ($t_{0.03G}$) と M との関係を

$$t_{0.03G} = 11.5M - 53.0 \quad (22)$$

と求めている。

小林 (1971) は、震央からあまり遠くない地域で、 α gal 以上の加速度が継続する時間 (t_α) と M との間に $\log t_\alpha = -0.0088\alpha + 0.50M - 1.82$ (23) が成り立つとしている。

主要動の継続時間は震央距離によって変化するが、地盤条件による変化はより顕著である。一般に軟弱な地盤では上記のものよりかなり長くなることが見込まれる。

参 考 文 献

- Ambraseys, N. N. & S. K. Sarma (1967): The response of earth dams to strong earthquakes, *Geotechnique*, **17**, 181-213.
- Byerly, P. (1956): Seismicity of western United States, Proc. 1st World Conf. Earthquake Engineering.
- Cloud, W. K. (1970): Comments on earthquake records and analysis, Proc. 1st U. S.-Japan panel on wind and seismic effects.
- Cloud, W. K. & D. S. Carder (1969): Groud effects from the BOXCAR and BENHAM nuclear explosions, *Bull. Seism. Soc. Am.* **59**, 2371-2381.
- 檀原 毅 (1966): 松代地震に関連した地殻の上下変動, *測地学会誌*, **12**, 18~45.
- Esteve, L. & E. Rosenblueth (1963): Espectros de temblores a distancias moderadas y grandes, Proc. Chilean Conf. Seismology and Earthquake Engineering.
- Figuroa, J. J. (1960): Some considerations about the effect of Mexican earthquake, Proc. 2nd World Conf. Earthquake Engineering.
- Gutenberg, B. & C. F. Richter (1956): Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration (second paper), *Bull. Seism. Soc. Am.*, **46**, 105-146.
- Hayashi, S., H. Tsuchida & E. Kujata (1970): Acceleration response spectra on various site conditions, Proc. 3rd Japan Earthquake Engineering Symposium.
- 本州四国連絡橋耐震に関する調査研究報告書 (1972).
- Housner, G. W. (1965): Intensity of earthquake ground shaking near the causative fault, Proc. 3rd World Conf. Earthquake Engineering.
- 金井 清 (1969): 「地震工学」, 共立出版.
- Kanai, K. & T. Suzuki (1968): Expectancy of the maximum velocity amplitude of earthquake motions at bed rock, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **46**, 663-666.
- 勝又 護 (1970): “本州四国連絡橋耐震合同研究会” 打合せ資料, 2-1.
- Kawasumi, H. (1951): Measures of earthquake danger and expectancy of maximum intensity throughout Japan as inferred from the seismic activity, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **29**, 469-482.
- 小林芳正 (1971): 地盤震害の諸現象とその機構, 鉄道技術研究報告 No. 744.
- Kuribayashi, E. & T. Iwasaki (1969): Observed earthquake responses of bridges, Proc. 4th World Conf. Earthquake Engineering.
- Lee, K. L. & E. J. Monge (1968): Effect of soil conditions on damage in the Peru earthquake of October 17, 1966. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **58**, 937-962.
- 村松郁栄 (1969): 震度分布と地震のマグニチュードとの関係, 岐阜大学教育学部研究報告—自然科学—, **4**, 168~176.
- Murphy, J. R. & J. A. Lahoud (1969): Analysis of seismic peak amplitudes from underground nuclear explosions. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **59**, 2325-2341.
- 長宗留男 (1969): 大地震生成の過程, *地震*, **22**, 104-114.
- 岡本舜三・田村重四郎・加藤勝行・小野公一郎 (1971): 岩盤地帯における地震動, 第11回地震工学研究発表会 講演概要, 53~56.
- 大森房吉 (1899): 明治24年10月28日濃尾大地震に関する調査, 震災予防調査会報告, **28**, 79-95.
- Seed, H. B., I. M. Idriss & F. K. Kiefer (1968): Characteristics of rock motions during earthquakes, EERC, 68-5, College of Engineering, University of California.
- 坪井忠二 (1954): 地震動の最大振幅から地震の規模 M を定めることについて, *地震*, **7**, 185~193.
- Tsuboi, C. (1956): Earthquake energy, earthquake volume, aftershock area, and strength of the earth's crust, *J. Phys. Earth.* **4**, 63-66.
- 宇津徳治・関彰 (1955): 余震区域の面積と本震のエネルギーとの関係, *地震*, **7**, 233~240.
- 渡辺 晃 (1971): 近地地震のマグニチュード, *地震*, **24**, 189~200.