

耐震設計用の地震波形に関する一考察

東京大学地震研究所 正員 金井 清

地震動のどういう量が、構造物の破壊にもっとも大きな関係をもつかということは、耐震設計の根本問題である。したがって、これを究明しようとする研究は、多年にわたって、いろいろな角度から、数多くの研究者によって行なわれてきた。いづれにしても、この問題は、地震動の振巾、周期、継続時間に対する構造物の固有周期、減衰定数の関係に要約できるものであろうが、地震動の性質が非常に複雑多岐であるのに、構造物もまた非常に厄介な性質をもっているので、両者の性質の最小公倍数的なものを簡単な函数としてあらわす試みも、いくつか行なわれてきた。本文は、その試みの一つについて述べるものである。

アメリカの強震記録から求めた最大加速度 (gal 単位)、 a_{\max} 、とそれらに相当する修正メルカリ震度階、 I_{MM} 、との関係を整理して、次の実験式が得られた (文献 1)。

$$a_{\max} = 1.6 \times T_0^{-1.3} \times 10^{0.18 I_{MM}} \quad (1)$$

ここで、 T_0 は地盤の固有周期 (sec 単位) である。 $T_0 = 0.3 \text{ sec} \sim 1.0 \text{ sec}$ ぐらいの範囲では、(1)式は近似的に次のように書きなおすことができる。

$$v_{\max} (\text{cm/sec}) = 0.31 \times 10^{0.18 I_{MM}} \quad (2)$$

ところが、強震以上の震度階は、主として、構造物の破壊程度で推定されるものであるから、(2)式は、地震動の構造物に対する破壊作用が、地震動の速度振巾に支配されるということを示すものである。

日立鉾山の地下 300 m における十数年間の地震観測から、基盤における地震動の速度振巾は、統計的には、相当に広い範囲の周期、 T 、にわたって、 $(\frac{1}{20} \text{ sec} < T < T_m)$ 、周期に無関係に一定であるという結果が得られた。すなわち、基盤における地震動では、エネルギーの等分配の法則が成り立っているわけである。〔周期範囲の上限 T_m とマグニチュードの間には $\log_{10} T_m = 0.39M - 1.65$ の関係があり、 $M = 6$ で $T_m = 5 \text{ sec}$ 、 $M = 7$ で $T_m = 12 \text{ sec}$ であり、その下限の $\frac{1}{20} \text{ sec}$ は日立鉾山の非常に数多くの普通地震、松代地震群の強震 (文献 2) で確かめられた。したがって、少なくとも、構造物に破壊をおよぼす地震動の基盤における速度振巾は周期に無関係に一定であると言える。〕

日立鉾山における普通地震、松代地震群の強震の観測結果から、次の実験式が得られた (文献 3)。
すなわち、基盤における速度振巾 v_0 は

$$v_0 = \frac{1}{2\pi} \times 10^{0.61M - P \log_{10} x + Q} \quad (3)$$

ただし、 M はマグニチュード、 x は震源距離 (km 単位)、 P 、 Q は

$$P = 1.66 + \frac{8.60}{x}, \quad Q = 0.167 - \frac{1.83}{x} \quad (4)$$

[この実験式による数値計算結果は、日本およびアメリカの強震記録と非常によく合う。]

過去の地震資料の M 、 x の値を(8)式に代入すれば、各場所について、基盤における過去の地震動の速度振巾の頻度スペクトルを求めることができる。その1例として、山陰地方の1地区の場合を示すと図-1になる。

各地域についての地震史料の使える期間を Y 年とし、構造物の耐久命数を y 年とすると、 y 年間に1回、基盤における地震動の速度振巾が \bar{v} 以上になる条件は

$$\frac{y}{Y} \sum_{\bar{v}}^{\infty} N(v) = 1 \quad (5)$$

であらわされる。いま、 y をかりに100年とすると、山陰地方の Y は1,084年であるから、図-1の縦軸の値が $Y/y = 10.8$ に相当する横軸の v の値は3.7であり、 $\bar{v} = 3.7 \text{ cm/sec}$ ということになる。

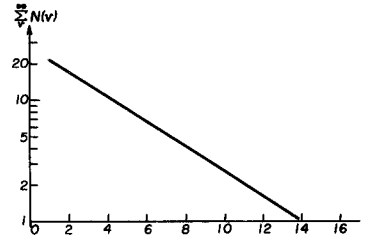


図-1

このようにして、あらゆる地区の基盤における地震動の速度振巾の y 年間の期待値分布図を作ることができる。

地表面における速度振巾の期待値は、基盤のものにその場所の地盤の振動特性を加味して求める。地盤の振動特性、 $G(T)$ 、をあらわす実験式には次のものがある(文献4)。

$$G(T) = 1 + \frac{1}{\sqrt{\left\{ \left(\frac{1+\alpha}{1-\alpha} \right) \left\{ 1 - \left(\frac{T}{T_c} \right)^2 \right\}^2 + \left\{ \frac{0.3}{T_c} \left(\frac{T}{T_c} \right) \right\}^2}} \quad (6)$$

ここで、 T_c は地盤の固有周期、 α は地盤と基盤のインピーダンス(8波速度×密度)の比である。また、地盤の最大増巾度附近だけの振動特性をあらわす実用的な半実験式としては次のものがある(文献5)。

$$G(T) = \frac{1}{\sqrt{\left\{ 1 - \left(\frac{T}{T_c} \right)^2 \right\}^2 + \left\{ \frac{0.2}{\sqrt{T_c}} \left(\frac{T}{T_c} \right) \right\}^2}} \quad (7)$$

構造物の地震応答を求めるときに使う地震波形についても、いろいろな立場がとられている。そのうちのいくつかの立場で利用される実際の強震記録は、現在までのところ、地表面あるいは構造物底部に設置された地震計で観測したものである。

ところが、重要構造物の基礎は、一般に、地表層下のいわゆる基礎基盤と呼ばれたりするところにおかれる。しかも、ほとんどの構造物は埋めもどしされるから、構造物に影響する地震動は、基礎基盤から地表面までにおよぶものである。この問題は非常に複雑であるが、近似的に解くにしても、地表面の地震波形だけではどうにもならない。

地表第1層と第2層の境界面における地震波形は、地震波が地表層の中で重複反射の現象をおこし

ている場合には、地表面の地震波形から、次の理論式で容易に求められる。

$$U_{z=H_1}(t_2) + U_{z=H_1}(t_2 - \frac{2H_1}{V_1}) = 2U_{z=0}(t_1 - \frac{H_1}{V_1}) \quad (8)$$

ここで、 t_1, t_2 は地震波が表面第1層下面、地表面に到達したときから始まる時間軸、 H_1, V_1 は表面第1層の厚さ、速度（主要部分についてはS波）である。すなわち、地表面の観測波形に、これと同じものを $2H_1/V_1$ だけづらしたものを重ね合わせると、表面第1層の下面における波形の2倍が得られる。地表、地下における地震動の同時観測の結果は、この理論式が実際の地震動に非常によく合うことを裏書きしている（文献6）。その1例が図-2に示してある。

したがって、地表第1層下面における強震動波形も、(8)

式を使って、地表面の強震記録から求めることが可能なのである。ここでは、Imperial Valley地震(1940)

のEl Centroの記録から地表第1層下面の波形を求めたものを図-3の第3行目、第4行目に示す。第3行目は

$2H_1/V_1$ として、強震記録の卓越周期の $1/2$ の0.2 secをとったものであり、第4行目は

$H_1=30m, V_1=159m/sec$

という実験値（文献7）から求めた0.38 secをとったものである。〔両者の地層吟味は今後に残されている。〕

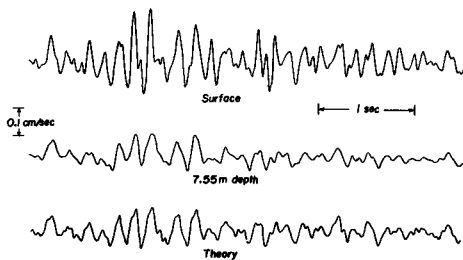


図-2

といる場合には、地表面の地震波形から、次の理論式で容易に求められる。

地表面における地震波形から地表第1層への入射波の波形は、次の理論式で求められる。

$$U_{z=H_1}(t_2) + \left(\frac{1-\alpha_1}{1+\alpha_1}\right) U_{z=H_1}(t_2 - \frac{2H_1}{V_1}) = \left(\frac{4}{1+\alpha_1}\right) F(t_1 - \frac{H_1}{V_1}) \quad (9)$$

ただし、 α_1 は地表第1層と第2層のインピーダンス比である。(8)式の場合に必要な量は $2H_1/V_1$ だけであり、この量は、地表面の地震記録の卓越周期を読みとり、その $1/2$ をとることによって比較的誤差の小さいものが得られる。ところが、(9)式では $2H_1/V_1$ のほかに α_1 の値が必要であるから、表面第1層と第2層の速度と密度を求めておかねばならない。文献7の値を(9)式に代入して求めた表面第1層への入射波の波形が図-3の第2行目である。

多層地盤の場合に、各層の厚さ、速度、密度が求められておれば、地表面の記録波形から各層の境界面での波形あるいは各層への入射波の波形は理論的に求められる。図-3の第5, 6, 7行目は第1行目の地表面での記録波形と理論式とから求めた表面第2層、第3層、第4層下面での計算波形である。

なお、地震波形の絶対値は、前節で述べた地震動の強さについての結果などをとり入れてきめられる。

以上の議論は、マグニチュードが7.5ぐらいよりも大きいものについては、さらに検討を加える必要があるかもしれない。

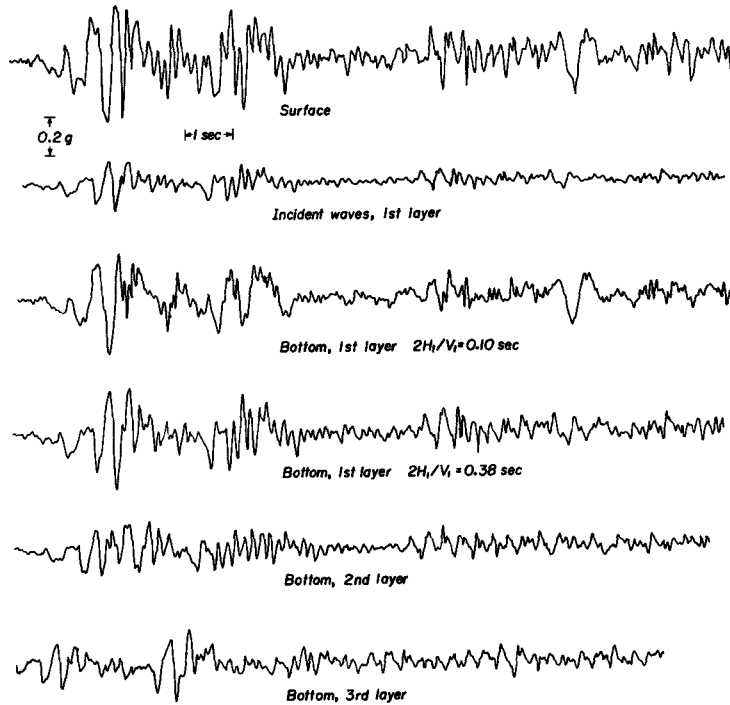


図 - 3

文 献

- 1 K. Kanai, "A short note on seismic intensity and seismic intensity scale," Bull. Earthq. Res. Inst., 45(1967), in press.
- 2 佐藤寿芳ほか, "松代地震の高域振動数特性について", 生産研究 第18巻第10号(1966) 18~20.
金井清ほか, "北信地方の地震の強震計記録について、第1報"昭和41年4月26日 地震研
談話会発表
- 3 K. Kanai et al., "Observation of strong earthquake motions in Matsushiro area. part 1", Bull. Earthq. Res. Inst., 44(1966), 1269~1296.
- 4 K. Kanai, "An empirical formula for the spectrum of strong earthquake motions", Bull. Earthq. Res. Inst., 39(1961), 87.
- 5 K. Kanai, "Semi-empirical formula for the seismic characteristics of the ground", Bull. Earthq. Res. Inst., 35(1957), 309~325.
- 6 K. Kanai et al., "Comparative studies of earthquake motions on the ground and underground. II", Bull. Earthq. Res. Inst., 44(1966), 609~643.
- 7 B.B. Matthiesen et al., "Site characteristics of southern California strong-motion earthquake stations. II", Rep. No. 64-15, Univ. Calif. Los Angeles, (1964).