

(14) 半経験的地震動評価法における不均質震源のモデル化

鹿島建設技術研究所 池浦友則
鹿島建設小堀研究室 武村雅之

§ 1 はじめに

半経験的地震動評価法（波形合成法）では、過去に発生した小地震の観測記録を重ね合わせることによって大地震の地震動を表現する。この方法は、現実の複雑な伝播経路特性を反映した地震動評価が容易に実現できるという特徴を持ち、工学の分野でも地震動予測法として期待されている。ただし、当初工学に導入された手法は、断層面上で一様な破壊を仮定した“長周期モデル”に基づくものであり、そのままでは短周期地震動が十分に表現できないという問題があった。このため、断層運動の不均質性をモデル化した様々な手法が提案されているが、それらと地震波の励起特性との関係は、必ずしも十分には明らかにされていない。本稿では、これらの手法から想定される震源スペクトルのスケールリングを導き、半経験的评价法における不均質震源のモデル化と既往のスケールリングモデルとの対応関係を明らかにする。

§ 2 地震動評価式の基本型と変形

HARTZELL(1978)の提案に始まる半経験的地震動評価法は、KANAMORI(1979)、IRIKURA(1983)により改良が加えられ、基本的な形が整えられた。それによれば、大地震の震源を長さL×幅Wの矩形断層面で表し、その上を一定の傾斜時間関数で表されるすべりが速度Vで移動するモデルを想定する。大地震の地震動波形 $S_{SY}(t)$ は、この断層面を $n \times n$ の小領域に分割し、次式のとおり小地震の観測波形 $S_E(t)$ を重ね合わせて評価する。

$$S_{SY}(t) = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \sum_{k=1}^n \frac{r_E}{r_{ij}} S_E(t-t_{ij}-\{k-1\} \frac{T_D}{n}) \quad (1)$$

ここに、 n は大地震と小地震との地震モーメント比の3乗根で決まるスケールリング数、 r_E は小地震の震源距離、 r_{ij} は ij 小領域から観測点までの距離、 T_D は大地震の立ち上がり時間である。また、 t_{ij} は次式で表される波の重ね合わせの遅れ時間である。

$$t_{ij} = \ell_{ij} / V + r_{ij} / c \quad (2)$$

表 1 半経験的方法の地震動評価式

	評価式	特徴
A	$S_{SY}(t) = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \sum_{k=1}^n \frac{r_E}{r_{ij}} S_E(t-t_{ij}-\{k-1\} \frac{T_D}{n})$	一様な断層破壊 (基本型)
B	$S_{SY}(t) = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \frac{r_E}{r_{ij}} S_E(t-t_{ij})$	すべりの時間関数の重ね合わせを省く
C	$S_{SY}(t) = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \frac{r_E}{r_{ij}} S_E(t-t_{ij}) + \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \sum_{k=1}^{n-1} \frac{r_E}{r_{ij}} S_E(t-t_{ij}-\{k-1\} \frac{T_D}{n})$	初期のすべり速度を2倍にする
D	$S_{SY}(t) = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \sum_{k=1}^n \frac{r_E}{r_{ij}} S_E(t-t_{ij}-\{k-1\} \frac{T_D}{n} - \Delta t_{ijk})$	すべりの重ね合わせ時刻にゆらぎを与える
E	$S_{SY}(t) = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \sum_{k=1}^n \frac{r_E}{r_{ij}} S_E(t-t_{ij} - \tau_{ijk})$	立ち上がり時間内でランダムに重ね合わせる
F	$S_{SY}(t) = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \sum_{k=1}^n \frac{r_E}{r_{ij}} S_E(t - t_{ij} - \{k-1\} \frac{T_D}{n})$	破壊伝播による遅れ時間にゆらぎを与える
G	$S_{SY}(t) = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \sum_{k=1}^n \frac{r_E}{r_{ij}} S_E(t-t_{ij}-\{k-1\} \frac{T_D}{n}) + \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \kappa_{ij} \frac{r_E}{r_{ij}} S_E(t-t_{ij})$	すべり量のゆらぎの効果を加える

なお、 l_{ij} は破壊開始点から ij 小領域までの破壊伝播距離、 c は地震波の速度である。

(1) 式の評価法には、①「断面面上で一様な破壊を想定したものであるため短周期成分を過小評価する」、②「すべりの重ね合わせの繰り返しによって周期 T_D/n 秒に見掛けの卓越成分を生じ易い」、という問題がある。そこで、これらの問題を避けるようにした評価法がこれまで数多く提案されている。表1にその主な地震動評価式を示す。このうち、Aは先に述べた(1)式の基本型であり、一様な破壊に基づく評価式である。これに対して、残りのB~Gは上記の問題を避けるモデル化を試みたものであるが、いずれもAを基本として変形させたものと考えることができる。すなわち、

- B: 加速度波形の評価への適用を前提として、すべりの重ね合わせを省く [田中他(1982)] .
- C: すべりの重ね合わせにおいて、2個目以降の重ね合わせ時刻を繰り上げることによって、初期のすべり速度を2倍にする [IRIKURA(1986)]
- D: すべりの重ね合わせの遅れ時間に、平均値0、標準偏差 $\sigma_{\Delta t_c}=0.2T_D/n$ の正規分布に従うゆらぎ Δt_{ijk} を加える [吉川他(1985)] .
- E: $0 \sim T_D$ 内でランダムに選んだ n 個の遅れ時間 τ_{ijk} ですべりの重ね合わせを行う [KANAMORI(1979), MURA MATSU and OHNUMA(1988)] .
- F: 破壊フロントが、小領域内部でランダムに選んだ点を通じた時刻で、各小領域の破壊開始時刻 t_{ij} を決めることにより、破壊伝播時刻にゆらぎを与える [HADLEY and HELMBERGER(1980)] .
- G: 平均0、標準偏差 S_D の確率量 κ_{ij} によって断面面上のすべり分布にゆらぎを与え、それに起因する地震動成分を加える [TAKEMURA and IKEURA(1988)] .

§ 3 震源スペクトルの比

上記の様々なモデル化が地震波の励起特性としてどのようなものになっているかを調べる。

十分遠方における大地震と小地震の地震動スペクトル比は両者の震源スペクトルの比と一致する。したがって、表1の評価式から遠方における大地震と要素地震の地震動スペクトル比を求めれば、半経験的方法における震源スペクトルのスケージングが調

べられる。そこで、表1の評価式を $r_E = r_{ij}$ とした上でフーリエ変換し、bidirectional型式の大地震を想定して、遠方における大地震/要素地震の地震動スペクトル比(合成倍率)を誘導した。結果を表2に示す。なお、式中の T_L 、 T_w はそれぞれ断層の長さ、幅方向の見掛けの破壊継続時間である。

これらの式を用いて、具体的にM6.2の地震に対するM8.0の大地震の合成倍率を求めてみた。計算で用いるパラメータを表3に示す。これらはSATO(1979)の経験式を用いてMから求めたものである。

半経験的方法におけるM8.0/M6.2の合成倍率を図1に示す。これらの震源スペクトル比は、大地震のコーナー周波数 f_c 付近から低周波数側と周期0.1秒付近から短周期側で、それぞれ周波数によらず一定振幅となる。これら両端の帯域におけるスペクトル比を表2の式から理論的に求めると表4のとおりとなる。参考のため、表には ω^{-3} モデル[GELLER(1976)]と ω^{-2} モデル[AKI(1967)]の値も示した。

表4によれば、低周波数側の合成倍率は、Bを除くとすべて n^3 倍であり手法による差はない。しかし、高周波数側ではA・Bが1倍、Cが $\sqrt{3}=1.7$ 倍、D・Eが $n^{3/2}=23$ 倍、F・Gが $n=8$ 倍であり、手法によって20倍以上もの違いが現れる。

次に、これらの結果と比較するため、既往の震源スペクトルのスケージングモデル[AKI(1967), AKI(1972), KOYAMA et al.(1982), GUSEV(1983), HOUSTON and KANAMORI(1986), BOORE(1986)]からM8.0/M6.2のスペクトル比を求め図2に示す。これらのスペクトル比は、仮定した応力降下量によってコーナー周波数は異なるが、周期0.1秒程度から高周波数側に注目すると比較的良くまとまっており6~20倍の範囲にあることがわかる。

図1、2を比較し、半経験的方法の高周波数領域における合成倍率が、既往のスケージングモデルに対してどのように対応するかを調べると次のとおりである。①A~Cは、 ω^{-3} モデルと同様に、高周波数成分を過小評価する。②D・Eは既往のスケージングモデルのほぼ上限に位置し、やや大きめのスケージングとなっている。③破壊伝播のゆらぎを想定したF、および、すべり量のゆらぎを仮定したGは、いずれも高周波数側で ω^{-2} モデルと整合しており、概ね現実的な地震波の励起特性を備えている。

§ 4 議論

D～Gの評価法では、いずれも断層運動の不均質性を考慮して時間遅れや振幅に確率量を組み込んでいる。このため、これらの方法では、十分に短周期の領域における要素地震波形の重ね合わせがランダム位相の波の重ね合わせと近似的に等しくなり、合成波形の2乗平均スペクトルが、大まかには(要素波形のエネルギースペクトル)×(重ね合わせ数)で表現されるようになる。すなわち、確率要素を組み込んだ評価法では、波の重ね合わせ数で高周波数領域におけるスケールリングが決まっている。

これらに対して、B・Cの評価法では確率要素を含んでいない。上記の検討によれば、例えば、Bの評価法の合成倍率は全帯域で ω^{-2} モデルのスケールリングの1/nに対応し、短周期成分を過小評価することが予想される。ところが、この方法による実地震動のシミュレーション結果 [田中他(1982)] をみると、観測記録を良く説明しており、短周期成分を過

小評価する様子はない。このことは一見矛盾しているようであるが、次のように考えれば説明がつく。すなわち、これらのシミュレーションは、断層面からの波の到達時刻が見掛け上ランダムになるような比較的震源に近い位置で行われている。このため、もともとは確率要素を含んでいないにもかかわらず、結果的にはランダム位相の波の重ね合わせに近い合成となり、確率量を組み込んだ評価法と同様に重ね合わせ数の平方根でスケールリングが決まるようになる。その場合、例えば、 n^2 個の重ね合わせを行うBの評価法について考えると、高周波数側の合成倍率は、遠方では1倍であるが、断層に近づくにつれて大きくなり、 ω^{-2} モデルに対応したn倍のスケールリングが獲得されることになる。ただし、このようなランダムな波の重ね合わせがどの程度の遠距離まで期待できるかは明らかでない。今後、検討が必要である。

表2 遠方における大地震/小地震の地震動スペクトル比(合成倍率)

A	$\left \frac{F_{SY}(\omega)}{F_E(\omega)} \right = n^3 \frac{\left K(\frac{\omega T_L}{2})K(\frac{\omega T_W}{2})K(\frac{\omega T_D}{2}) \right }{\left K(\frac{\omega T_L}{2n})K(\frac{\omega T_W}{2n})K(\frac{\omega T_D}{2n}) \right } \quad \left(K(x) = \frac{\sin x}{x} \right)$
B	$\left \frac{F_{SY}(\omega)}{F_E(\omega)} \right = n^2 \frac{\left K(\frac{\omega T_L}{2})K(\frac{\omega T_W}{2}) \right }{\left K(\frac{\omega T_L}{2n})K(\frac{\omega T_W}{2n}) \right }$
C	$\left \frac{F_{SY}(\omega)}{F_E(\omega)} \right = n^2 \frac{\left K(\frac{\omega T_L}{2})K(\frac{\omega T_W}{2}) \right }{\left K(\frac{\omega T_L}{2n})K(\frac{\omega T_W}{2n}) \right } \sqrt{ \left[2+2(n-1)^2 \frac{\left K(\frac{\omega(n-1)T_D}{2n}) \right ^2}{\left K(\frac{\omega T_D}{2n}) \right ^2} - (n-2)^2 \frac{\left K(\frac{\omega(n-2)T_D}{2n}) \right ^2}{\left K(\frac{\omega T_D}{2n}) \right ^2} \right]}$
D	$E \left[\left \frac{F_{SY}(\omega)}{F_E(\omega)} \right ^2 \right] = n^6 \exp[-\omega^2 \sigma^2] \frac{\left K(\frac{\omega T_L}{2})K(\frac{\omega T_W}{2})K(\frac{\omega T_D}{2}) \right ^2}{\left K(\frac{\omega T_L}{2n})K(\frac{\omega T_W}{2n})K(\frac{\omega T_D}{2n}) \right ^2} + n^3 \left(1 - \exp[-\omega^2 \sigma^2] \right)$
E	$E \left[\left \frac{F_{SY}(\omega)}{F_E(\omega)} \right ^2 \right] = n^6 \frac{\left K(\frac{\omega T_L}{2})K(\frac{\omega T_W}{2}) \right ^2}{\left K(\frac{\omega T_L}{2n})K(\frac{\omega T_W}{2n}) \right ^2} \left K(\frac{\omega T_D}{2}) \right ^2 + n^3 \left\{ 1 - \left K(\frac{\omega T_D}{2}) \right ^2 \right\}$
F	$E \left[\left \frac{F_{SY}(\omega)}{F_E(\omega)} \right ^2 \right] = n^6 \frac{\left K(\frac{\omega T_L}{2})K(\frac{\omega T_W}{2}) \right ^2}{\left K(\frac{\omega T_L}{2n})K(\frac{\omega T_W}{2n}) \right ^2} \frac{\left K(\frac{\omega T_D}{2}) \right ^2}{\left K(\frac{\omega T_D}{2n}) \right ^2} + n^4 \left\{ 1 - \left K(\frac{\omega T_L}{2n})K(\frac{\omega T_W}{2n}) \right ^2 \right\} \frac{\left K(\frac{\omega T_D}{2}) \right ^2}{\left K(\frac{\omega T_D}{2n}) \right ^2}$
G	$E \left[\left \frac{F_{SY}(\omega)}{F_E(\omega)} \right ^2 \right] = n^6 \frac{\left K(\frac{\omega T_L}{2})K(\frac{\omega T_W}{2})K(\frac{\omega T_D}{2}) \right ^2}{\left K(\frac{\omega T_L}{2n})K(\frac{\omega T_W}{2n})K(\frac{\omega T_D}{2n}) \right ^2} + \frac{n^4 S_D^2}{n^2 - 1} \left\{ 1 - \frac{\left K(\frac{\omega T_L}{2})K(\frac{\omega T_W}{2}) \right ^2}{\left K(\frac{\omega T_L}{2n})K(\frac{\omega T_W}{2n}) \right ^2} \right\}$

文献 AKI(1967)JGR;AKI(1972)Geophys. J. R. astr. Soc.;BOORE(1986)BSSA;GELLER(1976)BSSA;GUSEV(1983)Geophys. J. R. astr. Soc.;HADLEY and HELMBERGER(1980)BSSA;HARTZELL(1978)Geophys. Res. Letters;HOUSTON and KANAMORI(1986)BSSA;IRIKURA(1983)Bull. Disas. Prev.

Res. Inst., Kyoto Univ.;IRIKURA(1986)9th-WCEE;KANAMORI(1979)BSSA;KOYAMA et al.(1982)Tectonophys.;MURAMATSU and OHNUMA(1988)Tectonophys.;TAKEMURA and IKEURA(1988)JPE;SATO(1979)JPE;田中他(1982)東大震研彙報;吉川他(1985)土質工学研究発表会

表3 断層パラメータ

LARGE EVENT		
MAGNITUDE	M	8
SEISMIC MOMENT	M_0	1.6×10^{28} dyne·cm
FAULT LENGTH	L	130 km
FAULT WIDTH	W	65 km
AVERAGE DISPLACEMENT	D_0	400 cm
SLIP VELOCITY	ν	80 cm/s
RISE TIME	T_D	5 s
RUPTURE VELOCITY	V	2.5 km/s
RUPTURE DIRECTION	θ	30 deg.
S-WAVE VELOCITY	β	3.5 km/s
SMALL EVENT		
MAGNITUDE	M	6.2
SEISMIC MOMENT	M_0	3.2×10^{25} dyne·cm
SCALING NUMBER	n	8

表4 合成倍率の理論値

評価法	合成倍率値	
	低周波数	高周波数
A	n^3	1
B	n^2	1
C	n^3	$\sqrt{3}$
D	n^3	$n^{3/2}$
E	n^3	$n^{3/2}$
F	n^3	n
G	n^3	n
ω^{-3} MODEL	n^3	1
ω^{-2} MODEL	n^3	n

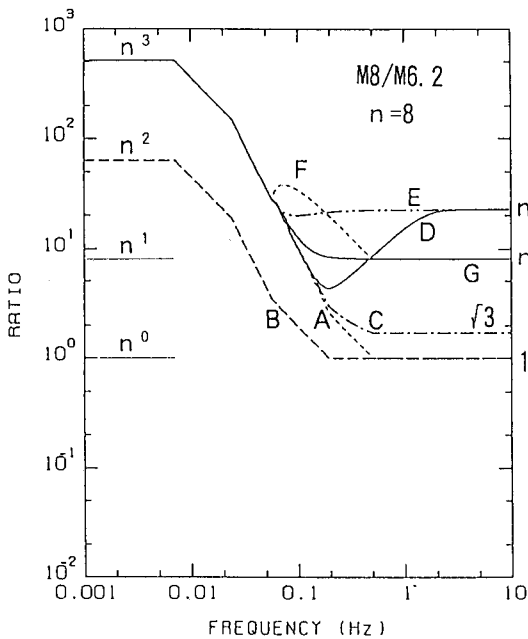


図1 半経験的方法による震源スペクトル比

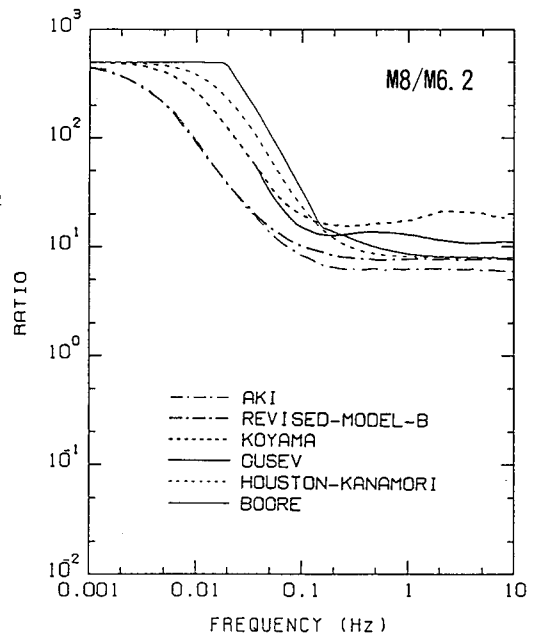


図2 スケーリングモデルによる震源スペクトル比