

鹿島建設技術研究所 正員 池浦友則
鹿島建設小堀研究室 正員 武村雅之

1) はじめに

近年、大地震の高周波地震動強さが、震源における破壊の不均質性に依存することが明らかにされつつある。これを考慮して武村・池浦¹⁾は、不均質な震源すべりを仮定し、小地震の記録から半経験的に大地震の地震動を評価する方法を提案している。

ここでは、その方法で評価される地震動の振幅スペクトル2乗平均値を導き、これを用いて震源の不均質性と地震動強さの関係について検討する。

2) 合成波の振幅スペクトル2乗平均値

武村・池浦¹⁾の合成式は周波数領域で次式となる。

$$F_L(\omega) = \sum_{i=1}^{N \times N} \sum_{k=1}^N \frac{r_E}{r_i} F_E(\omega) e^{-i\omega \tau_{ik}} \dots (1)$$

$$F_S(\omega) = \sum_{i=1}^{N \times N} \kappa_i \frac{r_E}{r_i} F_E(\omega) e^{-i\omega \tau_{i1}} \dots (2)$$

$$F_{SYN}(\omega) = F_L(\omega) + F_S(\omega) \dots (3)$$

ここで、 F_L , F_S , F_E , F_{SYN} は、それぞれ平均すべりによる合成波²⁾、偏差すべりによる合成波、小地震記録、大地震合成波であり、 N は大地震と小地震の地震モーメント比から求まる重ね合わせ数、 r_i , r_E はそれぞれ断層面 i 小領域、要素震源から観測点への距離、 τ_{ik} は要素波形の重ね合わせ時間遅れである。②式の κ_i は不均質すべりを表す確率量で、次式を満足するものとしている。

$$\sum_{i=1}^{N \times N} \kappa_i = 0 \dots (4), \quad \sum_{i=1}^{N \times N} \kappa_i^2 = N^2 S_D^2 \dots (5)$$

この条件の下で F_{SYN} の2乗スペクトルを求め、 κ_i について期待値を導くと次式が得られる。

$$E[|F_{SYN}(\omega)|^2] = |F_L(\omega)|^2 + \frac{N^4}{N^2 - 1} S_D^2 |F_E(\omega)|^2 r_E^2 \cdot \left\{ \sum_{i=1}^{N \times N} r_i^{-2} - N^{-2} \sum_{i=1}^{N \times N} \sum_{j=1}^{N \times N} \frac{\cos \omega(\tau_{i1} - \tau_{j1})}{r_i r_j} \right\} \dots (6)$$

⑥式によれば、大地震の合成波の振幅スペクトル2乗平均値は一樣破壊による合成波の2乗振幅スペクトルと不均質性による合成波の振幅スペクトル2乗平均値に分解され、後者は不均質性の程度 S_D と重ね合わせ数 N の2乗値に比例する。また、一樣破壊に相当する $S_D = 0$ の場合には F_L のみで F_{SYN} が決まることが確かめられる。

秋田における日本海中部地震の地震動評価³⁾を例に、 F_E に対する F_{SYN} , F_L , F_S の合成倍率を⑥式から求め図1に示す。 F_{SYN} の合成倍率は、約

0.1Hz を境に低周波側は F_L で、高周波側は F_S で決まる。図2に、要素記録と本震観測記録の倍率、⑥式による F_{SYN} の合成倍率、異なる $\{\kappa_i\}$ に対する実際の合成波(NS 5波, EW 5波)の平均合成倍率、の三者を示した。要素記録の低周波ノイズのため約 0.1Hz以上の帯域でしか比較できないが、この範囲ではいずれもほぼ一定であり、三者が良く一致していることがわかる。

3) 震源スペクトル

震源すべりの不均質性と地震動強さの関係を震源スペクトルで調べる。単純化のため、⑥式で $r_i = r_E$ とし、Boore and Joyner⁴⁾を参考にして破壊伝播の効果を期待値計算で近似する。このとき、震源スペクトルの2乗平均値は、bi-directionalの断層破壊形式⁵⁾を考えると次式となる。

$$E[|F_{SYN}(\omega)|^2] = |F_L(\omega)|^2 + N^2 S_D^2 |F_E(\omega)|^2 \cdot \left\{ 1 - \left(\frac{2}{\omega T_1} \sin \frac{\omega T_1}{2} \cdot \frac{2}{\omega T_2} \sin \frac{\omega T_2}{2} \right)^2 \right\} \dots (7)$$

ここに、 T_1 , T_2 は断層の長さ方向、幅方向の見掛けの破壊継続時間から求まる時間長さである。

⑦式で $\omega \rightarrow 0$ とすると $S_D \neq 0$ でも $F_{SYN} \rightarrow F_L$ となる。したがって、低周波領域では地震動強さに対する不均質すべりの効果が小さく、地震モーメントには影響を与えないことがわかる。

図3は、 F_E に ω^{-2} モデルを仮定し、様々な S_D に対する震源スペクトルを⑦式より求めたもので、条件は概ね日本海中部地震の合成の場合に合わせてある。不均質性の効果で要素地震のコーナー周波数に対応する第2コーナー周波数が形成され、定性的には鈴木・平澤⁶⁾、小山⁷⁾のモデルに類似した挙動を示すことがわかる。

4) 地震動強さの方位依存性

震源の不均質すべりを考慮して、地震動強さにどの程度の方位依存性が生じるか検討する。解析条件の単純化のため、上端が地表面に達する垂直断層面を想定し、図1と同様の断層パラメタを仮定して、断層中心からの震央距離 120km、破壊伝播方向からの角度 $\theta = 0, 45, 90, 135, 180^\circ$ での地震動合成倍率

を、⑥式から求めた。結果を図4に示す。平均すべりで決まる低周波領域の合成倍率は、ドップラー効果により破壊方向に近いほど高周波側にシフトするが、不均質すべりに支配される0.1Hz以上の高周波領域では方位によらず一定となりドップラー効果は生じないことがわかる。

さて、高周波地震動の最大振幅 A_{MAX} は波動の rms 値にほぼ比例し、 rms 値は波動の総エネルギー E_{ALL} と継続時間 T_D から次式で評価される。

$$rms = \sqrt{(E_{ALL} / T_D)} \quad \cdots \textcircled{8}$$

このうち、 E_{ALL} は上記のとおり方位に依存しないが、 T_D は、仮に最初と最終の波動到達時間差で評価すると、図4(a)のように方位により2倍程度変化する。このため、 A_{MAX} は T_D に起因した方位依存性を持つことになる。ただし、 T_D の変化は rms に対して1/2乗でしか効かないので、 A_{MAX} の方位による違いは $\sqrt{2}$ 倍程度である。これは、小山⁸⁾

の指摘にもあるように、低周波の振幅が方位によって2倍程度以上変化するのに比べるとそれ程大きいものではない。耐震工学で良く用いられる地震動強さの距離減衰式が、特に方位依存性を考慮しないにもかかわらず観測結果を比較的良く表せるのはこのような理由からであろう。

5) まとめ

武村・池浦¹⁾の半経験的地震動評価法に基づき、震源の不均質すべりが地震動強さに与える影響を明確にした。その結果、高周波地震動強さは震源の不均質すべりに支配され、低周波におけるドップラー効果のような強い方位依存性を持たないことが示された。特に方位依存性を考慮していない距離減衰式が観測結果を比較的良く説明するのは、このことが原因であると考えられる。

(参考文献) 1)武村・池浦：地震Ⅱ(1987), 2)Irikura: Bull. Disa. St. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ. (1983), 3)武村・池浦：地震Ⅱ(投稿中), 4)Boore and Joyner: Bull. Seism. Soc. Am. (1978), 5)Hirasawa and Stauder: Bull. Seism. Soc. Am. (1965), 6)鈴木・平澤：地震学会予稿集1(1983), 7)小山：地震Ⅱ(1983), 8)小山：地震Ⅱ(1987)

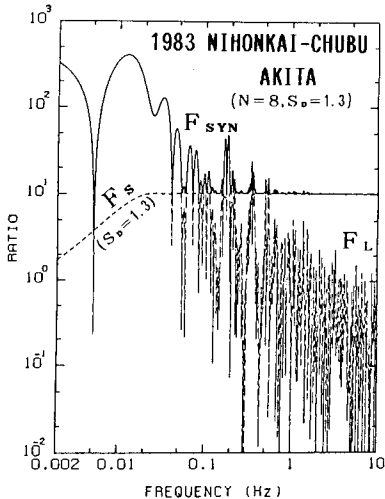


図1 日本海中部地震・秋田の合成倍率³⁾

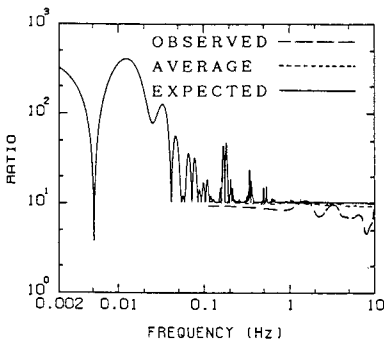


図2 日本海中部地震・秋田の合成倍率と本震／要素地震のスペクトル比

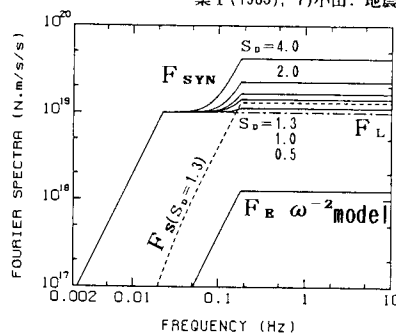
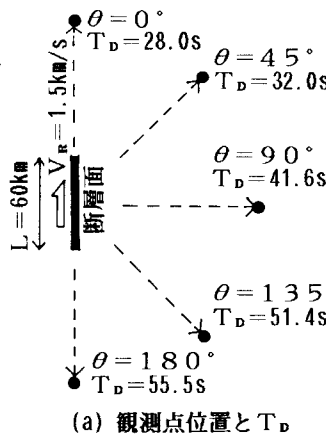


図3 ω^{-2} モデルによる震源スペクトルの合成



(a) 観測点位置と T_D

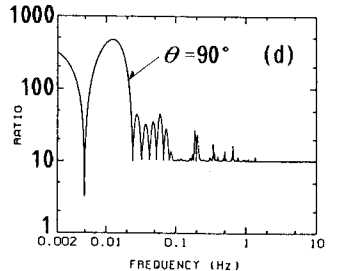
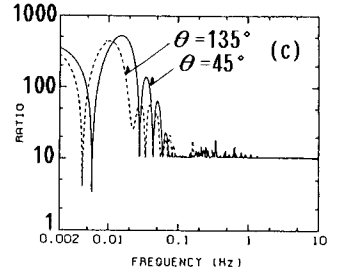
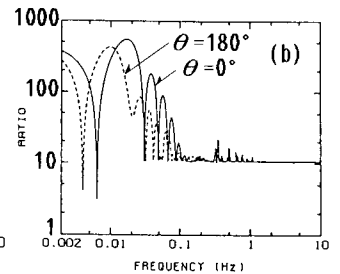


図4 合成倍率の方位依存性