

南海トラフ地震の地震ハザード評価における等価震源距離の適用方法

岐阜大学大学院 学生会員 ○焦 禹禹

岐阜大学工学部 正会員 能島暢呂

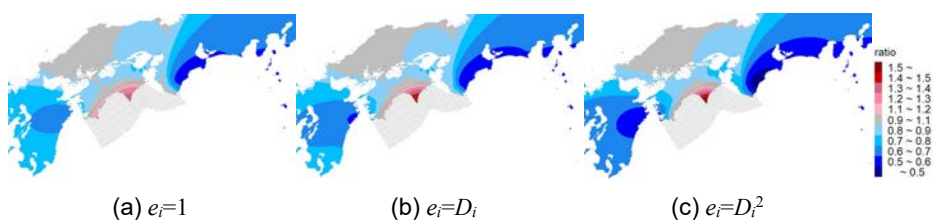
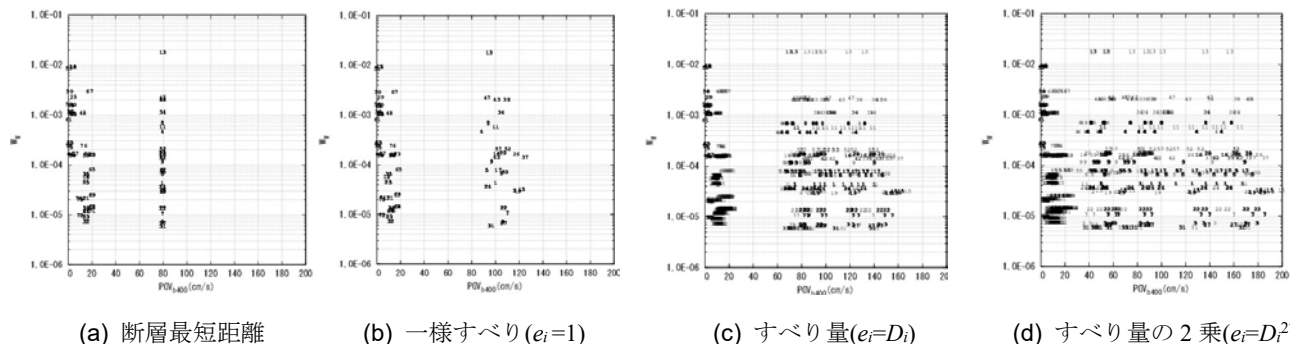
1. はじめに

地震本部は、最大水位上昇量の 30 年超過確率に関する確率論的津波ハザード評価と、 PGV_{b400} ($V_s=400\text{m/s}$ 相当の工学的基盤面における最大速度) の 30 年超過確率に関する地震ハザード評価を行った¹⁾。津波ハザード評価では、不均質すべりを考慮して大すべり域を設定した波源断層モデルを用いて津波計算が行われている。一方、地震動ハザード評価では、一様すべりを仮定した震源域モデルを用いて断層最短距離に基づく地震動予測式²⁾による地震動評価が行われている。地震・津波のマルチハザード評価を行う場合は、分析条件を揃えることが望ましい。本研究では、地震ハザード評価において不均質すべりの影響を考慮するため、津波ハザード評価の波源断層モデルのすべり量分布に基づいて等価震源距離³⁾を算出し、地震動評価を行うことを提案するものである。

2. 波源断層モデルの大すべり域を考慮した等価震源距離による地震動評価

不均質すべりの多様性を考慮するため、 $X_{eq}^{-2} = \sum_i e_i X_i^{-2} / \sum_i e_i$ で求められる等価震源距離³⁾ X_{eq} をパラメータとする地震動予測式²⁾を適用する。ここに、 X_i は要素断層 i から対象地点までの距離、 e_i は重み係数であり、要素断層の地震モーメント M_{0i} の 2 乗で定義されている。しかし波源断層モデルでは M_{0i} は与えられていないため、すべり量分布 (大すべり域および背景領域) に基づいて X_{eq} を算出する必要がある。プレート境界地震への等価震源距離の適用性の検証^{4),5)}においては、すべり量の 2 乗 ($e_i = D_i^2$) が用いられている。一方、等価震源距離を採用した地震動予測式²⁾は一様すべり分布を仮定して構築されている (すべり量分布の不確実性が高いためと考えられる)。重み係数が評価結果に及ぼす影響について考察するため、震源域 ABm (昭和南海地震に相当) に設定された 12 の波源断層モデルを用いて予備検討を行った。重み係数を一様すべり ($e_i = D_i^0 = 1$)、すべり量 ($e_i = D_i$)、すべり量の 2 乗 ($e_i = D_i^2$) として算出した PGV_{b400} と、断層最短距離による PGV_{b400} との比率を図-1 に示す。すべり量の冪指数が大きいほど断層最短距離を用いた結果との差異が強調される。さらに 79 の震源域に設定された 2720 の波源断層モデルの相対確率と PGV_{b400} との関係を表す地震ハザードプロファイルを図-2 に示す (対象: 土佐清水市)。一様すべりを仮定すると震源域の広がりやの影響は反映されるものの PGV_{b400} のレンジは狭い。重み係数をすべり量とすると不均質すべりの影響が反映され

レンジが広がっており、さらにすべり量の 2 乗とすると極端にばらつきが大きくなり、過大な PGV_{b400} も現れている。

図-1 等価震源距離と断層最短距離による PGV_{b400} の比率図-2 断層最短距離(a)と等価震源距離(b)~(d)を用いた場合の地震ハザードプロファイル (2720 の波源断層モデルの相対確率と PGV_{b400} との関係を表し、数字は各波源断層モデルが属する 79 の震源域番号に対応する。)

キーワード 南海トラフ地震, 地震ハザード評価, 等価震源距離, 波源断層モデル, 大すべり域

連絡先 〒501-1193 岐阜県岐阜市柳戸 1-1 岐阜大学工学部地震工学研究室 TEL058-293-2466

3. 等価震源距離を算出するための重み係数の設定方法

断層パラメータのスケーリング則に従って、等価震源距離の重み係数の設定方法に関する考察を行う。震源断層モデルと波源断層モデルを対比させた概念図とパラメータを図-3に示す。なお、断層全体を構成する要素断層の面積をすべて同一とし、剛性率も同一の値とする。

震源断層全体をアスペリティと背景領域に分けると、地震モーメント $M_0 = \mu DS$ は次のように分割される。

$$M_{0a} = \mu D_a S_a = \xi_a r_a M_0, \quad M_{0b} = (1 - \xi_a r_a) M_0$$

要素断層あたりの地震モーメントは

$$M_{0a}' = \frac{M_{0a}}{r_a S}, \quad M_{0b}' = \frac{M_{0b}}{(1-r_a)S}$$

となり、それらの比 $\theta_{a/b}$ は次式となる。

$$\theta_{a/b} = \frac{M_{0a}'}{M_{0b}'} = \frac{\xi_a}{S} M_0 / \frac{1-\xi_a r_a}{(1-r_a)S} M_0 = \frac{\xi_a(1-r_a)}{1-\xi_a r_a} = \frac{D_a}{D_b}$$

等価震源距離の重み係数の比は、

$$\frac{e_a}{e_b} = \left(\frac{M_{0a}'}{M_{0b}'} \right)^2 = \theta_{a/b}^2 = \left(\frac{D_a}{D_b} \right)^2$$

となり、面積比を考慮すると重み係数の総量の配分比は、

$$\frac{E_a}{E_b} = \frac{r_a}{1-r_a} \cdot \frac{e_a}{e_b} = \frac{r_a}{1-r_a} \theta_{a/b}^2$$

以上よりアスペリティ全体の重み係数の分担率は、

$$R_a = \frac{E_a}{E_a + E_b} = \frac{r_a \theta_{a/b}^2}{r_a \theta_{a/b}^2 + (1-r_a)}$$

アスペリティの面積比率 r_a については、 $r_a = 10 \sim 30\%$ が妥当であるとされている⁶⁾。 r_a の関数としての R_a を図-4の青線で図示する($\xi_a = 2$)。なお、 r_a を小さく設定するほど、 $\Delta\sigma_a$ は反比例して大きくなる。

同様に、波源断層全体を大すべり域と背景領域に分けると、要素断層あたりの地震モーメントの比は、

$$\theta_{L/B} = \frac{\xi_L(1-r_L)}{1-\xi_L r_L} = \frac{D_L}{D_B}$$

応力降下量が多いアスペリティは一般に大すべり域の一部の領域と考えられ⁷⁾、 $r_a < r_L$ である。従って、すべり量に基づく等価震源距離では、大すべり域の影響が過大評価される可能性がある。過大評価を適度に緩和するため、大すべり域の内部に仮想的なアスペリティが存在すると仮定し、本来のケース($n = 2$)から一様すべりを仮定したケース($n = 0$)の範囲で $\theta_{L/B}^n$ ($0 \leq n \leq 2$)を設定し、重み係数の総量の分担率 R_L と R_a が整合する冪指数 n を求める。

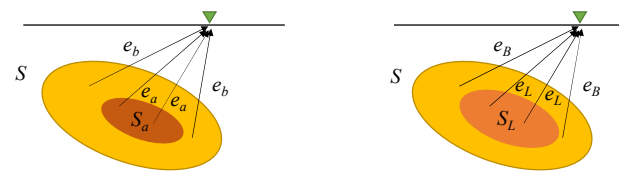
$$\frac{e_L}{e_B} = \left(\frac{M_{0L}'}{M_{0B}'} \right)^n = \theta_{L/B}^n = \left(\frac{D_L}{D_B} \right)^n, \quad R_L = \frac{E_L}{E_L + E_B} = \frac{r_L \theta_{L/B}^n}{r_L \theta_{L/B}^n + (1-r_L)}$$

n の関数としての R_L を図-4の橙線で図示する($r_L = 30\%$ ⁸⁾、 $\xi_L = \xi_a = 2$)。特に、 $n = 0, 1, 2$ については、

$$R_L(n=0) = R_a(r_a = 8.2\%) = 30\%, \quad R_L(n=1) = R_a(r_a = 18.4\%) = 60\%, \quad R_L(n=2) = R_a(r_a = 30\%) = 84\%$$

となる。内陸地震における $r_a = 22\%$ ⁸⁾に相当する $R_a(r_a = 22\%) = R_L(n = 1.3) = 68.6\%$ に近いのは、冪指数 n を整数とするならば、 $n = 1$ とした場合である。以上より、等価震源距離の算出にあたって、 $n = 1$ とした重み係数($e_i = D_i$)を採用することが妥当といえる。この場合、図-2(c)に示すように不均質すべりの影響を適切に考慮できる。

参考文献 1) (国研)防災科学技術研究所：南海トラフ沿いの地震に対する確率論的津波ハザード評価，防災科学技術研究所研究資料，一第一部 付録編一，第439号，2020.4。2) 司宏俊，翠川三郎：断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式，日本建築学会構造系論文集，No.523，pp.63-70，1999。3) Ohno, S., Ohta, T., Ikeura, T. and Takeumura, M.: Revision of attenuation formula considering the effect of fault size to evaluate strong motion spectra in near field, Tectonophysics, Vol.218, pp.69-81, 1993。4) 大野晋：東北太平洋沖地震の強震記録と距離減衰式と地震動評価式の適用，日本地震工学会論文集，Vol.16, No.4, pp.2-11, 2016。5) 司宏俊，額綱一起，三宅弘恵：プレート境界巨大地震の地震動距離減衰特性－伝播特性に着目した検討－，日本地震工学会論文集，Vol.16, No.1, pp.96-105, 2016。6) 壇一男，渡辺基史，佐藤俊明，石井透：断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化，日本建築学会構造系論文集，第545号，pp.51-62，2001。7) 壇一男：強震動予測に用いられる学術用語としての「アスペリティ」について，日本建築学会構造系論文集，第88巻，第778号，pp.1533-1543，2020。8) 地震調査研究推進本部地震調査委員会：波源断層を特性化した津波の予測手法（津波レシピ），2017.1。



$$S_a = r_a S$$

$$R_a = \frac{E_a}{E_a + E_b} = \frac{\sum e_a}{\sum e_a + \sum e_b}$$

(a) 震源断層モデル

M_0 ：地震モーメント， S ：断層全体の面積

D ：平均すべり量， μ ：剛性率， $\Delta\sigma$ ：平均応力降下量

r ：断層全体の面積 S に対する比率

ξ ：平均すべり量 D に対する比率

e ：重み係数

E ：断層全体の重み係数の総量

R ：重み係数の総量の分担率

a ：アスペリティ (asperity) を表す添字

b ：アスペリティの背景領域 (background) を表す添字

L ：大すべり域 (Large) を表す添字

B ：大すべり域の背景領域 (Background) を表す添字

$$S_L = r_L S$$

$$R_L = \frac{E_L}{E_L + E_B} = \frac{\sum e_L}{\sum e_L + \sum e_B}$$

(b) 波源断層モデル

図-3 等価震源距離の重み係数決定のための条件設定

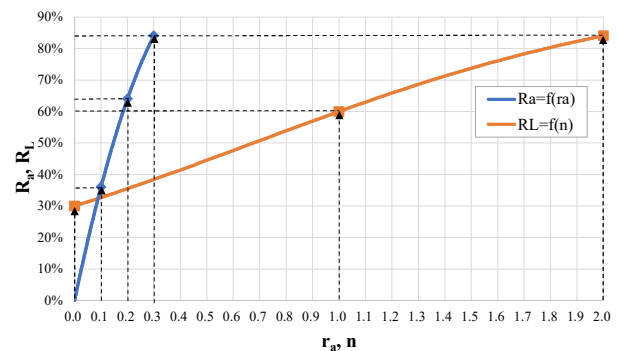


図-4 r_a の関数 R_a と n の関数 R_L の比較