

(19) 震源すべりの不均質分布を考慮した半経験的方法による地震動評価

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

断層モデルを用いて強地震動を予測・評価する手法の一つとして「半経験的地震動評価法」がある。この手法は、大地震と小地震の断層パラメタに相似則を仮定し、Haskell モデルに従って小地震記録を重ね合わせることで、大地震記録を合成する方法¹⁾で、重ね合せの要素とする小地震の震源が大地震の震源付近にあれば、伝播経路の複雑な特性や観測点近傍の特殊な地盤特性を改めて解析的に評価することなく大地震記録の推定に反映できるという大きな利点を持っている。ただし、従来この手法は長周期領域を良く説明する反面、短周期領域への適用には問題があった。これに対し、短周期領域における地震動強さが震源における破壊の不均質性の影響を強く受けていることが近年明らかにされつつあり、武村・池浦²⁾はこれを考慮して、すべり量の不均質分布を仮定した半経験的地震動評価法を提案した。

本報告ではその手法を既往の7地震10記録の地震動評価に適用した結果を示す。

2. 評価法

図1は本方法で想定する断層面上のすべり量 D_{ij} の分布を模式的に示したものである。 D_{ij} は一定領域 ΔL 毎に、断層面全体にわたる平均値 D_0 を中心に変動し、次式で表わされるものとしている。

$$D_{ij} = D_0 + \Delta D_{ij} = n D_e + \kappa_{ij} D_e \quad (1)$$

ここで n は大地震と小地震の地震モーメント M_0 の比から求められるスケールパラメタ、 D_e は小地震のすべり量、 κ_{ij} はすべり量の不均質性を表現する確率変数であり平均値0、標準偏差 SD に従う量である。(1)式に基づく大地震記録 $S_{syn}(t)$ の合成は(2)~(4)式となる。

$$S_L(t) = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \sum_{k=1}^n \frac{R_{ijk}}{R_e} S_e(t - \tau_{ijk}) \quad (2)$$

$$S_s(t) = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \kappa_{ij} \frac{R_{ij}}{R_e} S_e(t - \tau_{ijl}) \quad (3)$$

$$S_{syn}(t) = S_L(t) + S_s(t) \quad (4)$$

ここで、 $S_e(t)$ 、 R_e はそれぞれ小地震記録の波形と震源距離であり、 R_{ijk} は断層面上の各要素から観測点への距離、 τ_{ijk} は重ね合せの時間遅れである。(2)式は従来法による合成式であり長周期領域を表現できる。一方、(3)式は κ_{ij} の平均値が0であることからほとんど M_0 に寄与せず主として震源すべりの不均質性を反映した短周期成分のみの波形となる。このため(4)式で求められる最終結果は広い周期帯域で大地震の地震動を表現できるものとなる。

なお、(2)式で重ね合せの周期性により見掛け上の卓越成分を生じる問題に対してはIrikura¹⁾のスムージングの方法を用いて対処する。

また、図1の ΔL は、断層面上のすべり量の不均質な分布を考える上で単位となる領域の大きさ(不均質サイズ ΔS)を表すもので、実地震についてはIzutani³⁾、Papageorgiou and Aki⁴⁾により図2の●のように求められており、概ね大地震のマグニチュード M とともに増加する傾向を持つ。本手法ではこの結果に基づき、要素地震としてはその面積が大地震の ΔS に近い地震を選ぶこととしている。

3. 既往の大地震に対する適用

本手法を既往の大地震に適用し、実記録との比較を行った。まず、比較的地盤条件が良好な地点における地震動評価の例として、日本海中部地震(M7.7)の秋田、不老不死、1973年根室半島沖地震(M7.4)の釧路、1978年伊豆大島近海地震(M7.0)の清水三保における地震動評価結果を示す。これらの地点の地盤は、不老不死がS波速度1.3km/sの岩盤⁵⁾、他の3地点^{6),7)}はいずれも深さ m で N 値50以上の層に達する比較的条件的の良い地盤である。

a) 日本海中部地震(M7.7)の秋田、不老不死

仮定した断層面を図3に示す。断層パラメタは文献2)と同一である。R.Sato⁸⁾の式 $\log S = M - 4.07$ による面積 S がM7.7の ΔS (図2)にほぼ相当する1983年6月9日の余震(M6.1)を要素地震として用いた。この地震の M_0 は 9.6×10^{24} dyne \cdot cm⁹⁾であり本震との M_0 比から求まる n は8である。秋田および不老不

死について評価された結果を観測結果と比較し図4～7に示す。両者はいずれも良く一致している。余震、本震の相対的位置が比較的似ている秋田では細かなスペクトル形状も良く表現されている。

b) 根室半島沖地震(M7.4)の釧路

断層面、および断層パラメタ¹⁰⁾を図8、表1に示す。1974年9月20日の地震(M5.5)を要素地震に選び、その M_0 はR.Sato⁸⁾の式 $\log M_0 = 1.5M + 16.2$ から経験的に評価した。釧路における合成結果と観測結果を図9、10に示す。合成結果は波形、スペクトル形状ともに本震記録を比較的良く表現している。

c) 伊豆大島近海地震(M7.0)の清水三保

断層面、および断層パラメタ¹¹⁾を図11、表2に示す。要素地震は前記と同様にして1987年1月15日の余震(M5.1)を採用した。清水三保における合成結果と観測結果の比較を図12、13に示す。両者は非常に良く一致している。

この他、1968年十勝沖地震(M7.9)の八戸¹²⁾および1978年宮城県沖地震(M7.4)の宮古¹³⁾においても同様に良い結果が得られている。

本手法を大地震の地震動予測に用いるにはSDを適切に与えることが必要である。これまでの検討で観測波形と合成波形のスペクトルの比較から決められたSDの値を表3に示す。これを見るとSDの値はほぼ1を中心分布することがわかる。

4. 軟弱地盤上の地震動評価への適用

前節では、比較的地盤条件が良い地点における地震動評価に対し本手法が有効であることを示した。これに対し、本節では軟弱地盤における地震動評価に本手法を適用した結果を示す。地震動評価の対象としたのは、1968年十勝沖地震(M7.9)の青森、1978年宮城県沖地震(M7.4)の塩釜、1984年日向灘地震(M7.1)の細島である。これらの地点の地盤N値^{6),14)}は図14に示すとおりである。

a) 1968年十勝沖地震(M7.9)の青森

断層パラメタは八戸の合成¹²⁾に用いたものと同様である。図15、16に合成結果と観測結果を示す。波形を見ると、初めの約20秒間では両者は良く似ているが、それ以降になると観測記録は振幅が急増し合成結果を大きく上回ると共に卓越周期も伸びる。これに対応し、スペクトルの差は長周期で著しい。

b) 1978年宮城県沖地震(M7.4)の塩釜

断層パラメタは宮古の合成¹³⁾で用いたものと同様である。図17、18に合成結果と観測結果を示す。スペクトルで両者を比較すると、ピーク高さはほぼ同程度であるが、その周期は観測結果が合成結果の2倍となっている。また、観測記録を積分すると最大速度は約50cm/sとなり、これと表層地盤のせん断波速度80m/s¹⁵⁾との比より地盤の最大歪度は0.6%程度と略算される。これらのことから本震時には地盤の剛性が著しく低下した可能性が示唆される。

c) 1984年日向灘地震(M7.1)の細島

断層面および断層パラメタ¹⁶⁾を図19、表4に示す。断層パラメタは1968年の向灘地震(M7.5)¹⁷⁾を参考に仮定した。図20、21に合成結果と観測結果を示す。観測波形に見られるような主要動部分での周期の伸びは合成波形では現れず、スペクトルでも長周期側に大きな差が現れている。なお、同地点では同じ要素地震で1968年の日向灘地震(M7.5)の合成も試みたがほぼ上記と同様な結果であった。

以上より、軟弱地盤上の大地震記録の場合、卓越成分が合成結果に比べ長周期側に現れる特徴があり本手法では十分に評価できないことがわかった。このような特徴は地盤の剛性低下と整合している。ただし、このときスペクトルピークは低下せず、むしろ高くなる傾向にあることから、減衰については今後も検討する必要があると考えられる。

5. まとめ

本手法をさまざまな地盤における既往の大地震の地震動評価に適用した結果、軟弱地盤の地点では問題があったが、地盤条件の良い地点に対しては非常に良い結果を得た。このことは、震源および伝播経路の特性が本手法により適切に評価されていることを示すものである。

謝辞 観測記録については運輸省港湾技術研究所ならびに財団法人電力中央研究所に大変お世話になりました。記して感謝いたします。

参考文献 1)Irikura,BDPR(1983).2)武村・池浦,地震(1987),3)Izutani,JPE(1984).4)Papageorgiou and Aki,BSSA(1983).5)沢田他,電力中央研究所報告(1986).6)土田他,港湾技研資料(1967),7)横山・倉田,港湾技研資料(1978).8)Sato,JPE(1979).9)Dziewonski et al.,PEPI(1983).10)Shimazaki,PEPI(1974).11)Shimazaki and Somerville,BSSA(1979).12)池浦・武村,第7回日本地震工学シンポジウム(1986).13)武村・池浦,地震学会講演予稿集(1987).14)倉田・石坂,港湾技研資料(1973).15)Kobayashi et al.,The second International Conference on Microzonation(1978).16)気象庁,地震予知連絡会会報(1985).17)Shino et al.,JPE(1980).18)Sato,JPE(1985)

表1 根室半島沖地震の断層パラメタ¹⁰⁾

マグニチュード	M	7.4
地震モーメント	Mo(dyne.cm)	6.7x10 ²⁷
断層長さ	L (km)	60
断層幅	W (km)	100
走向	φ (deg)	N130° W
傾斜	δ (deg)	27° NW
ライズタイム	τ (s)	2
破壊伝播速度	VR(km/s)	3.2
n		13
SD		1.5

表2 伊豆大島近海地震の断層パラメタ¹¹⁾

M	7.0
Mo(dyne.cm)	1.1x10 ²⁸
L (km)	17
W (km)	10
φ (deg)	N90° W
δ (deg)	85° N
τ (s)	2
VR(km/s)	2.8
n	5
SD	0.7

表4 1984年日向灘地震の断層パラメタ

M	7.1
Mo(dyne.cm)	2.9x10 ²⁸
L (km)	30
W (km)	17
φ (deg)	N38° E
δ (deg)	19° NW
τ (s)	1
VR(km/s)	3.2
n	6
SD	1.4

表3 SD の値

1988年十勝沖地震(M7.9)	0.8
1973年根室半島沖地震(M7.4)	1.5
1978年伊豆大島近海地震(M7.0)	0.7
1978年宮城県沖地震(M7.4)	1.0
1983年日本海中部地震(M7.7)	1.3

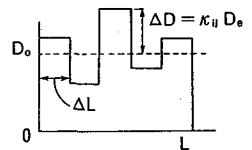


図1 すべり量の不均質分布

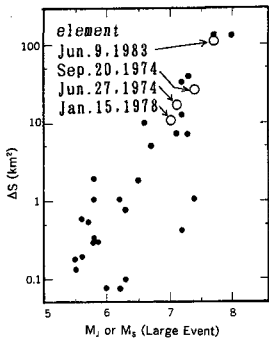


図2 不均質サイズ^{3), 4)}

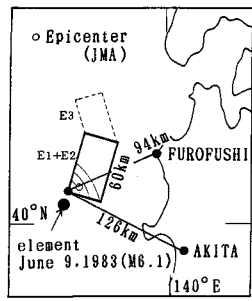


図3 日本海中部地震の断層面¹⁸⁾

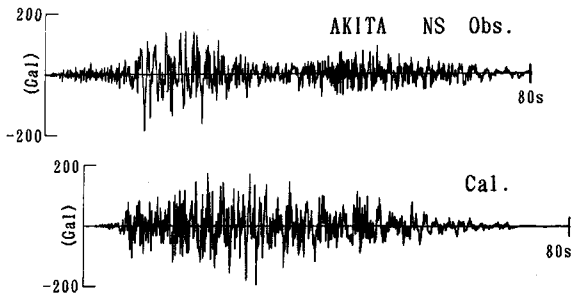


図4 日本海中部地震 秋田の波形

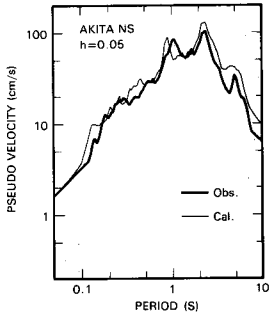


図5 日本海中部地震 秋田の応答スペクトル

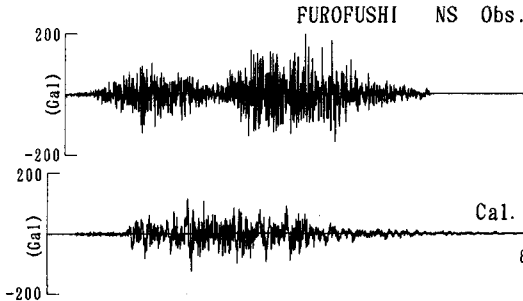


図6 日本海中部地震 不老不死の波形

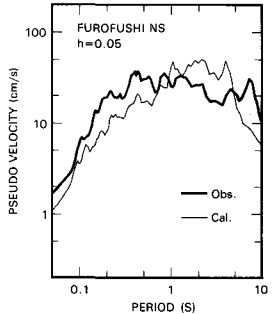


図7 日本海中部地震 不老不死の応答スペクトル

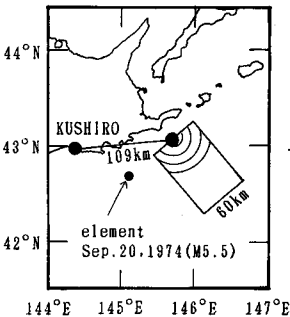


図8 根室半島沖地震の断層面¹⁰⁾

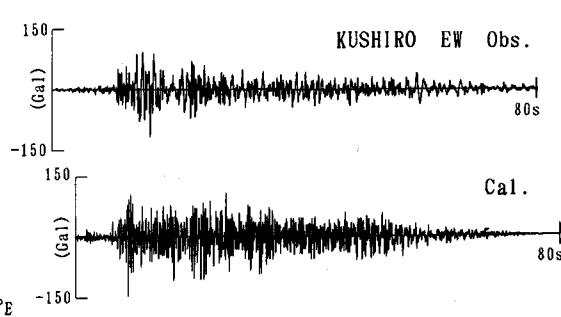


図9 根室半島沖地震 釧路の波形

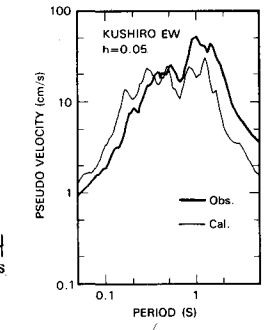


図10 根室半島沖地震 釧路の応答スペクトル

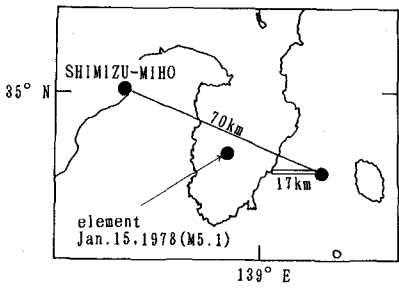


図11 伊豆大島近海地震の断層面¹¹⁾

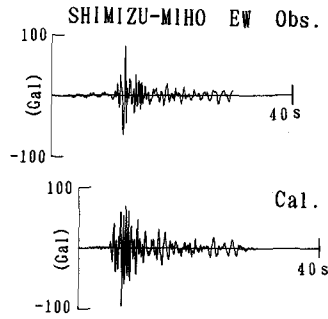


図12 伊豆大島近海地震
清水三保の波形

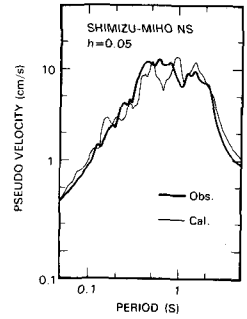


図13 伊豆大島近海地震
清水三保の応答スペクトル

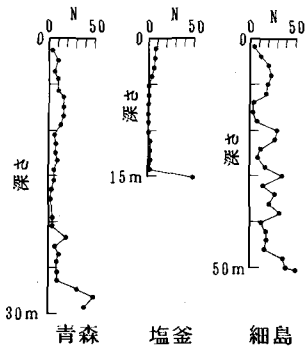


図14 軟弱地盤地点のN値^{6),14)}

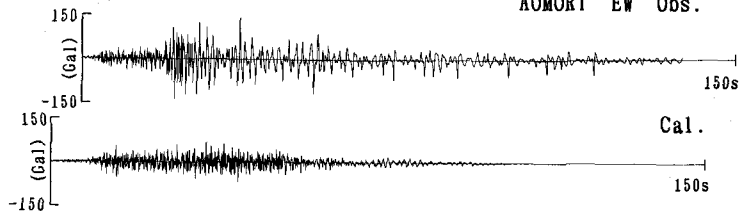


図15 十勝沖地震 青森の波形

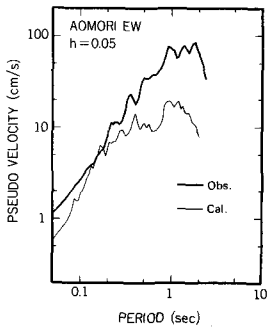


図16 十勝沖地震 青森
の応答スペクトル

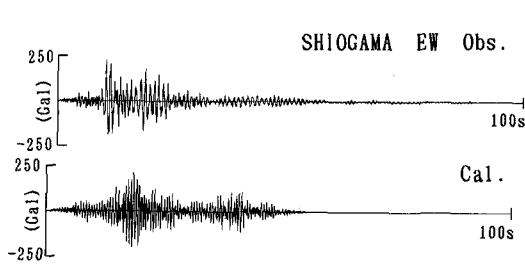


図17 宮城県沖地震 塩釜の波形

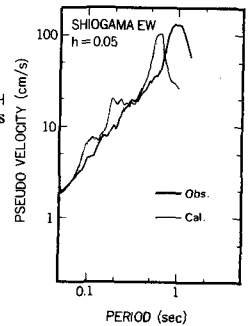


図18 宮城県沖地震 塩釜
の応答スペクトル

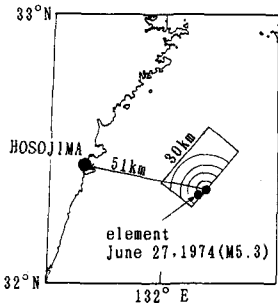


図19 1984年日向灘地震の
断層面¹⁶⁾

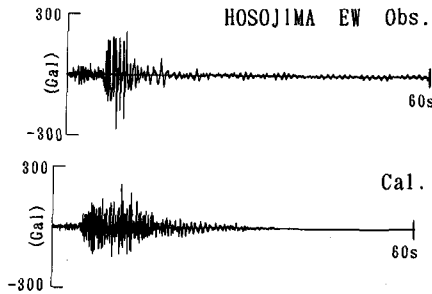


図20 1984年日向灘地震 細島の波形

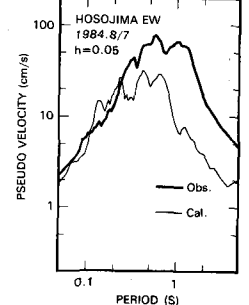


図21 1984年日向灘地震
細島の応答スペクトル