

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

小地震記録の重ね合せで大地震記録を表現する従来の半経験的地震動評価手法¹⁾は、長周期成分は適切に評価できるが工学的に重要な短周期成分を説明するには不十分であった。これに対して筆者らは震源におけるすべり量の不均質性を考慮することにより短周期領域まで適用できる半経験的手法を提案した²⁾³⁾。この手法では、まず断層面上のすべり量の不均質分布を仮定し、これを断層面上の平均 D_0 と平均からの偏差 ΔD に分解する(図1)。そして前者については震源パラメタの相似則に基づく地震モーメント M_0 の比による波形合成(SL)、一方後者についてはすべり量の標準偏差SDに従う波形合成(SS)を行い、両者を合せて地震動波形(S_{syn})を評価する。ここで、要素地震としては合成しようとする大地震の不均質サイズの面積 ΔS (図2)に近い面積を持つものが選ばれるものとしている。

今回はこの手法を1968年十勝沖地震(M7.9)の八戸港および1978年宮城県沖地震(M7.4)の宮古港の地震動記録の評価に適用した結果を報告する。

2. 十勝沖地震(M7.9)八戸港への適用

十勝沖地震については既に余震記録を用いた半経験的手法によるシミュレーション例⁴⁾⁵⁾が報告されているが、規模が適切で震源域に発生した余震が見当らなかったため、ここでは1981年12月2日の地震(M6.2)を用いることとした。この地震のR.Sato⁶⁾の式による面積は本震M7.9の不均質サイズにはほぼ相当している(図2参照)。またR.Sato⁶⁾式による M_0 の比から求まるスケーリングパラメタ n は10である。仮定した断層面を図3に示す。Fukao et al.⁷⁾によれば本震の震源過程は、長周期表面波に寄与する過程とより短周期成分に寄与する過程とにわかれ、前者は後者の破壊開始の約40秒後に始まるとされる。これを参考にしてSSは図3の*から伝播速度 $V_R=2\text{km/s}$ の同心円状破壊、SLはSSの破壊開始の42秒後に南端から始まる $V_R=3.5\text{km/s}$ の一方方向破壊とした。なお、SSの合成では $SD=0.8$ とした。

八戸における観測記録と合成結果の波形および応答スペクトルの比較を図4、5に示す。観測波形にあるような非定常性は断層面全体に様な不均質性を仮定するため表現できないが、周期約1秒前後から短周期のスペクトル形状は良く一致している。

3. 宮城県沖地震(M7.4)宮古港への適用

要素地震としては1977年6月8日の地震(M5.8)を選んだ。この地震はR.Sato⁶⁾の式による震源面積が本震(M7.4)の不均質サイズにほぼ相当している(図2)。またR.Sato⁶⁾の式による要素 M_0 とSeno et al.⁸⁾による本震 M_0 の比より $n=7$ となる。仮定した断層面(Seno et al.⁸⁾の一面モデルを図6に示す。破壊過程は図中の*から $V_R=3.2\text{km/s}$ の同心円状破壊と仮定し、 $SD=1.0$ とした。

図7、8に宮古における観測記録と合成結果の波形および応答スペクトルの比較を示す。波形、スペクトル形状とも観測記録に良く一致している。

なお、十勝沖地震の青森、宮城県沖地震の塩釜において軟弱地盤上の波形合成も試みたが上記ほど満足すべき結果は得られなかった。

4. 議論およびまとめ

十勝沖地震の八戸、宮城県沖地震の宮古における波形合成に本手法を適用した結果、観測記録との地震動強さの比較により評価された両地震のSDはそれぞれ0.8, 1.0とほぼ1前後の値であった。

合成波形の短周期地震動強さを左右する性格を持つSDは断層面上のすべり量の不均質性を定義する量であり、理論的には断層面全体に対する応力降下量 $\Delta\sigma$ を介して平沢⁹⁾の確率モデルの局所的応力降下量の二乗平均値 $E[\tau^2]$ と次式の関係にある³⁾。

$$\sqrt{E[\tau^2]} = \Delta\sigma \sqrt{(1 + SD^2)} \dots\dots\dots(1)$$

この式に宮城県沖地震($\Delta\sigma=70\text{bar}$ ⁸⁾)の $SD=1.0$ を適用すると $\sqrt{E[\tau^2]}=100\text{bar}$ となり平沢⁹⁾が独立に評価した112barと良く整合していることがわかる。

今後、さらに多くの地震に本手法を適用し地震動予測の観点からSDに関する検討を行う他に、軟弱地盤上の波形合成に関して検討する必要がある。

謝辞 記録波形は港湾技研に提供していただきました。記して感謝いたします。

文献 1)Irikura,K.,BDPRI(1983), 2)池浦他,土木学会大会(1986), 3)武村他,地震(1987), 4)飯田他,土木学会論文報告集(1983), 5)赤尾他,地震工学研究発表会(1985),6)Sato,R.,JPE(1979),7)Fukao,Y. et al.,PEPI(1975),8)Seno,T. et al.,PEPI(1980), 9)平沢,建築学会地盤震動シンポジウム(1985), 10)Sato,T.,JPE(1985),11)Papageorgiou,A.S. et al.,BSSA(1983), 12)Izutani,Y.,JPE(1984)

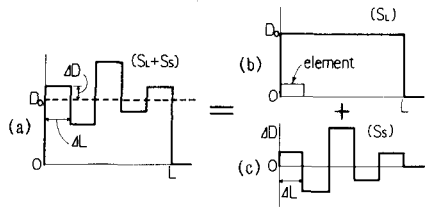


図1 不均質モデル

断層面上のすべり量の不均質分布(a)を仮定し、これを(b)全断層面上の平均すべり量 D_0 と(c) D_0 からの偏差 ΔD に分解してそれぞれ波形合成を行なう。

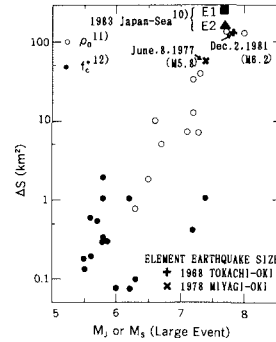


図2 マグニチュードと不均質サイズの関係

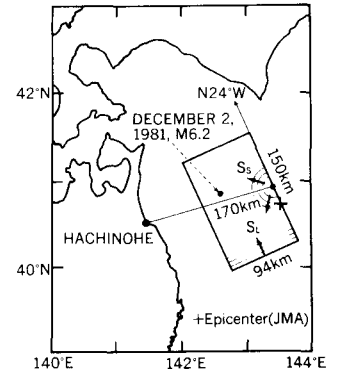


図3 十勝沖地震の断層モデル

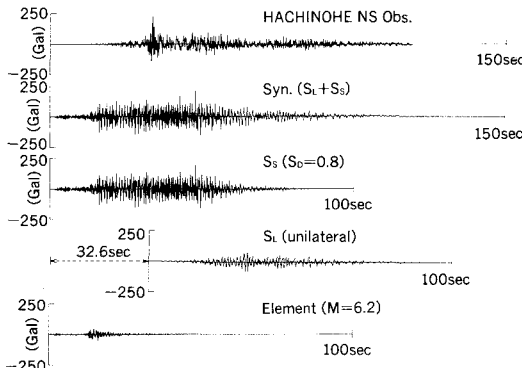


図4 十勝沖地震八戸の観測波形と合成波形
走時を考慮し S_S より32.6秒遅らせて S_L を重ね合せ S_{syn} とした。

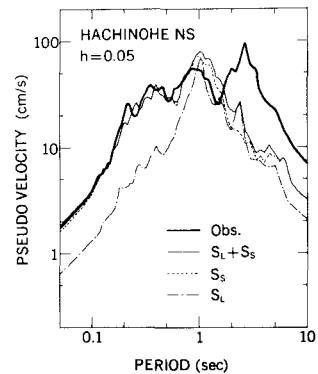


図5 十勝沖地震八戸の観測波形と合成波形の応答スペクトル

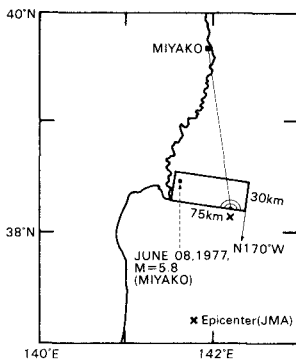


図6 宮城県沖地震の断層モデル

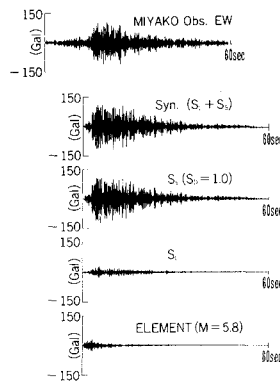


図7 宮城県沖地震宮古の観測波形と合成波形

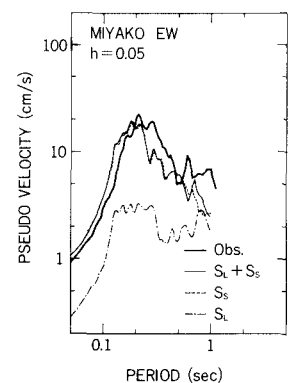


図8 宮城県沖地震宮古の観測波形と合成波形の応答スペクトル