

1. まえがき

近年、地震の発震機構に関する研究の進展するにつれ、工学の分野において、震源断層を考慮した強震予測が試みられるようになってきた。このような断層モデルを導入して、しかも観測地固有の微細地盤構造の影響をも同時に取り込んだ有力な方法として Hartzell 法<sup>1)</sup>が注目されている。Hartzell 法は中小地震記録を一種のグリーン関数と見なして大地震時の地震記録を予測する際に単純な手法であるが、周期5秒の程度以上の長周期成分の地震記録予測に良好な結果を与えていたものの、それ以下の短周期成分よりなる加速度記録の求めに十分成功してはいない。その最大の理由は、震源断層における不均質性が未知なことで、これに伴う中心地震記録の重み付け法に明確な原理が発見されていなかったことにある。著者は、このような震源断層の不均質性について、その平均像を明らかにすることで、震源スペクトルの統計的相似則を導入した。<sup>2)</sup> 本研究は、これらの結果を応用して中小地震記録から大地震時の加速度波形を予測する手法について述べたものである。

2. 断層モデルと震源スペクトルの統計的相似則を用いた加速度波形の予測手法

いま、図1に示すように本震  $m$  とそれに関連した中小地震  $e$  (前震・余震) を考えよう。  $m$  と  $e$  の地震はほぼ同じ領域で発生するので、観測地と地盤の周波数応答関数  $G(\omega)$  はほぼ同一となり、次式が成立する。

$$F_m(\omega) = F_e(\omega) \frac{R_m(\omega) \cdot S_m(\omega)}{R_e(\omega) \cdot S_e(\omega)} \quad (1)$$

ここに、 $F(\omega)$ : 地震記録の Fourier 変換、 $R(\omega)$ : 伝達経路の周波数応答関数、 $S(\omega)$ : 震源スペクトル、 $\omega$ : 円振動数。また、 $m, e$  は各々本震、中小地震を意味する。

式(1)は震源を本震源とみなした場合のスペクトル関係であるが、巨大地震の震源は図2に示すような一定の広がりを持つ断層より成るので、式(1)の関係を断層震源に拡張する必要があるので。ここで、断層の破壊過程を考慮した上で、震源スペクトル  $S(\omega)$  の相似則を導入すると次式が導かれる。

$$F_m(\omega) = F_e(\omega) \frac{1}{\sqrt{N}} \sum_{n=1}^N \frac{|R(\omega, r_n)| \cdot |S(\omega, M_n, D_n)|}{|R(\omega, r_0)| \cdot |S(\omega, M_e, D_e)|} \cdot e^{-i\omega \left( \frac{r_n - r_0}{\beta} + \frac{\sqrt{x_n^2 + y_n^2 + z_n^2}}{v_r} - t \right) - i\varphi_n(\omega)} \quad (2)$$

ここに、 $N$ : 断層の断層パッチ数、 $\beta$ : 地震波伝播速度、 $v_r$ : 断層の破壊伝播速度、 $M$ : マグニチュード、 $D$ : 震源深さ、 $t$ : 震源距離、 $n$ : 断層パッチの番号、 $\varphi_n(\omega)$ : 断層パッチ破壊の非一様性による位相角。

式(2)は巨大地震の断層破壊が幾つもの断層パッチより成ることを考慮しながら、本震時の震動スペクトル  $F_m(\omega)$  と中小地震のスペクトル  $F_e(\omega)$  から合成する式である。  $F_m(\omega)$  を Fourier 逆変換すれば本震時の波形を得ることになる。

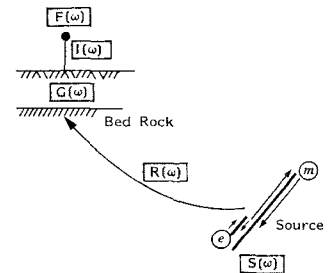


図1 地盤震動モデル

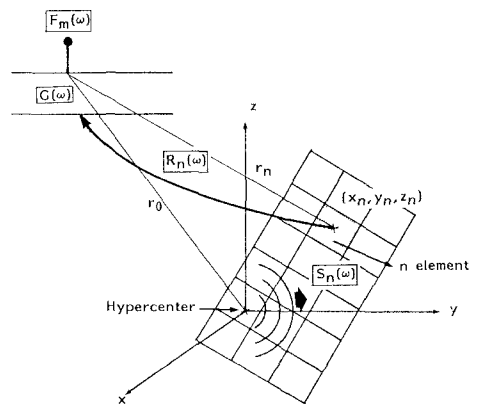


図2 断層震源による地盤震動

式(2)を構成する最も重要なパラメータは断層バリエーション数 $V$ と震源スベクトル $S(\omega)$ 、伝達経路スベクトル $R(\omega)$ の相似則である。これに関して、著者は日本で得られた陸震記録228成分を統計解析して、その平均線を明らかにした。すなわち、断層バリエーション数 $V$ は $M \geq 6$ の大きな地震では地震の規模によらずほぼ一定の傾向を有し、10~20(平均16)に分布すること、スペクトルの相似則も地震のマグニチュード $M$ 、震源深さ $D$ 、震史距離 $t$ のパラメータにより工学的に十分な精度で示すことができることを明らかにした。ここでは、以上の研究による統計的相似則を $S(\omega, M, D)$ 、 $R(\omega, t)$ に用いるとともに、 $V=16$ として式(2)を適用する。

3. 1983年日本海中部地震の強震加速度記録への適用例

ここで、本手法を1983年日本海中部地震に適用した例を示す。図3は同地震で強震記録を得た観測点と余震分布から推定された断層面を示したものである。図3の観測点では、本震の記録は勿論、 $e_1$ 、 $e_2$ のいずれかの余震により記録が得られている。本研究では、 $e_1$ 、 $e_2$ の余震記録を式(2)の $f_e(\omega)$ に適用し、本震時の各観測点の加速度記録を評価した。本震、余震の震源要素を表1に示す。尚、表1では代表的観測点のみ震史距離が示されている。また、断層面のパラメータをまとめて表2である。

図4に秋田港での記録の比較結果を示す。上から合成に用いた余震 $e_1$ の加速度記録、本震の予測された波形、及び本震の実測記録である。振幅、継続時間などの点から予測波形は実測記録を比較的よく再現している。また、同様の比較を青森港、函館港の記録について示したのが図5である。これらの比較でも、予測と実測の両者は良く対応していることがわかる。(参考文献) 1) Hartzell: Geophys. Letters, Vol. 5, pp. 1~4, 1978, 2) Kanjama: Proc. of JSCE (投稿中)

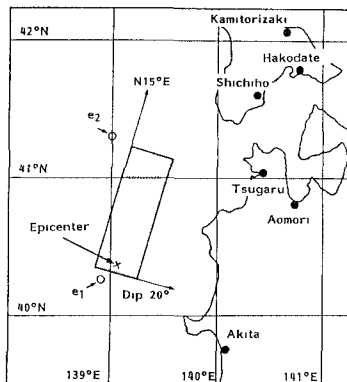


図3 1983年日本海中部地震と観測点

表2 断層パラメータ

Fault Length	80 km
Fault Width	35 km
Center of Fault	40.74° N 139.22° E
Depth	14 km
Dip Angle	20°
Dip Direction	N105°E
Division of Fault	16 (4x4)
Velocity of Fault Rapture	2.8 (km/sec)
Velocity of Earthquake Wave	3.5 (km/sec)

表1 1983年日本海中部地震の震源要素

	Date	Magnitude	Depth (km)	Epicentral Distance (km)
Main Shock <sub>m</sub>	May 26, 1983	7.7	14.0	(to AKITA) 107.0 (to AOMORI) 156.0 (to HAKODATE) 211.0
After Shock <sub>e1</sub>	June 9, 1983	6.1	23.0	(to AKITA) 113.0
After Shock <sub>e2</sub>	June 21, 1983	7.1	6.0	(to AOMORI) 160.0 (to HAKODATE) 155.0

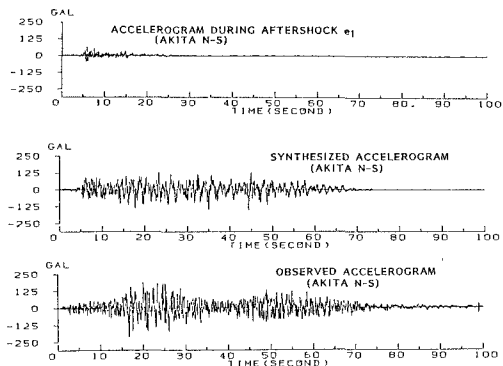


図4 予測波と実測記録の比較(秋田港 V-S)

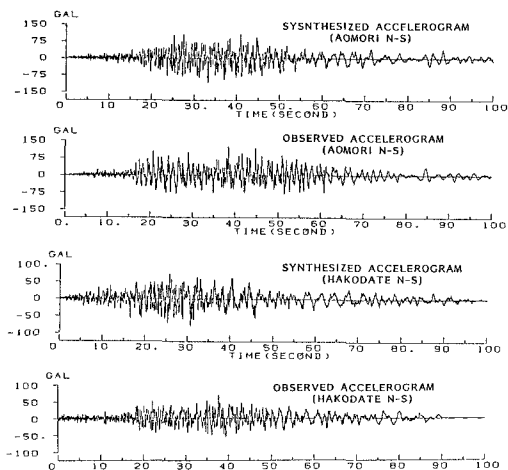


図5 予測波と実測記録の比較(青森港、函館港)