

## (12) 短周期地震動推定のための経験的グリーン関数法の 2/3 乗則

清水建設・大崎研究室 赤尾 嘉彦 東京大学・地震研究所 伯野 元彦

### 1. はじめに

過去に生じた地震や将来発生するであろう地震から生ずる地震動の短周期成分を厳密な数値計算から求めるのは極めて困難である。その理由の1つは、アスペリティやバリアの存在により断層面上のずれの動きが一樣でないこと。もう1つの理由は、震源から観測点までの地殻や地層の媒質構造を決め、点震源での単位力に対する観測点の応答関数(グリーン関数)を計算することが難しいためである。たとえば、断層面上のずれの動きを推定す試みは Madariaga (1976), Das & Aki (1977) 他によりおこなわれているが、実用段階にあるとは言いがたい。また、媒質構造が水平成層の場合の点震源のグリーン関数は計算できるが (Apsel 1979, Olson 1983) 水平方向に構造が変化する場合の理論式は提案されていない。そこで、Hartzell (1978) は複雑なグリーン関数を求める代わりに、地震断層を構成する点震源付近で発生した別の小地震による観測地動を経験的グリーン関数(Empirical Green's Function, 略EGF)と見なし、これを重ね合わせて大地震動を推定する方法を提案した。EGFは単に伝播経路や観測点付近の応答特性が同じであるということだけでなく、震源が近いために地震メカニズムやアスペリティによる震源時間関数の複雑さなども加味したものと考えられる。

ところで、EGF法は Kanamori (1979) 以来、小地震の地震モーメントが大地震の地震モーメントと一致するまで小地震を重ね合わせることが原則と考えられてきた。長周期成分に関しては、この原則は理論的に正しいものであり、入倉ら (1982) によって速度波形にも適用できることが確認されている。しかし、短周期成分の発生効率が長周期成分とは異なり、地震モーメントに比例しなくなれば、この原則は成り立たなくなるはずである。たとえば、短周期地震波から決められるマグニチュード( $M_L$ ,  $m_b$  など)が頭打ちする事実からも、短周期成分の発生率の低下現象は予想される。そこで短周期地震動、特に加速度波形の推定に適したEGFの重ね合わせ方法を考え、1968年十勝沖地震と1983年日本海中部地震に適用してみた。

### 2. 2/3乗則の理論

Fig.1はAki (1967) の $\omega$ 自乗モデルから期待される地震源での変位波形フーリエスペクトルである。短周期を説明する震源スペクトルには Aki (1972), Izutani (1980) など様々なモデルが提案されているが、このスペクトルは本説の説明に最適なモデルであり、中間周期を除けば他のスペクトルも同様の傾きを有する。このスペクトルの低周波領域フラットな部分の高さは、地震モーメントすなわち地震の大きさを表す。また、高周波領域では円振動数 $\omega$ の自乗に反比例して減少する傾きを有する(加速度スペクトルがフラットになる)。両方の傾きの交点のコーナー周波数は、一般に大きな地震になるほど低周波側に移る傾向がある。そのため高周波領域のフーリエ振幅は地震モーメントに比例しなくなっている。そこで、従来のEGF法のように小地震の累計地震モーメント( $\Sigma M_i$ )を大地震のモーメント( $M_0$ )と一致するように加え合わせると( $M_0 = \Sigma M_i$ )、Fig.1の点線のように長周期成分は合うが、短周期成分は過大評価してしまう恐れがある。無論、EGF法を単純なスペクトルの平行移動だけで片付けることはできない。たとえば、重ね合わせる地震動の位相は長周期

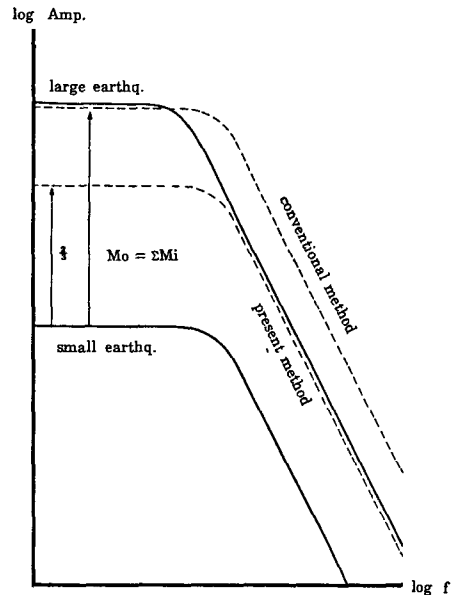


Figure 1. Schematic diagrams of Fourier spectra expected from Aki's  $\omega$ -square model.

では一致し易く、短周期では無関係になるので短周期成分はもう少し小さくなるはずである。そこで、重ね合わせ数をどの程度にすればよいか、理論的考察をおこなった。

地震波の遠方場変位波形は震源時間関数  $D(t, \xi_1, \xi_2)$  の時間微分を断層面上で積分した式で与えられる (Haskell 1964)。このときくい違い関数  $D(t)$  がランプ型関数の場合には、加速度波形は  $D(t)$  の立ち上がりと停止の時点で発生するパルス断面を断層面積分することにより与えられる。地震の相似性からくい違い速度は地震の大きさに関係なくほぼ一定であるためパルスの高さは等しく、短周期動は面積分すなわちモーメントの 2/3 乗で決まる (Kanamori & Anderson 1975, Geller 1976)。すなわち、短周期動を再現するときは、重ね合わせ数  $n$  をモーメント比の 2/3 乗 ( $n = (Mo/Mi)^{2/3}$ ) にすればよいであろう。これを EGF 法の 2/3 乗則と呼ぶことにする。

### 3. 十勝沖地震への適用

解析に用いたデータは、港湾技術研究所の観測点で得られた十勝沖地震の本震・余震データである。これらの地震の諸源を Table 1 に示す。ただし、余震の地震モーメントは  $\log Mo = 1.5M_J + 16.1$  として求めた。データの解析には SMAC-B2 の計器特性 ( $T_0 = 0.14$  秒,  $h = 1.0$ ) を補正し、長周期成分 (10 秒以上) と短周期成分 (20 Hz 以上) をカットした修正波形を用いた。Fig. 2 に本震・余震の震源と観測点の位置を示す。ただし、震源付近と伝播経路の媒質は  $\lambda = \mu = 4.5 \times 10^{11}$  dyne/cm<sup>2</sup>、S 波速度 4.2 km/s とした。

EGF 法による十勝沖地震の解析は伯野・飯田ら (1981) によって既におこなわれている。本研究では短周期成分を合わせるという目的で再計算をおこなった。地震の断層は 150 km × 100 km とし、位置は Kanamori (1972) の図から読み取った。破壊様式は、Fukao & Furumoto (1975) が提案しているように初期破壊から 40 秒後に主破壊が南端から北に向かって一方向伝播した場合と、震源から放射状に破壊が進行した場合を比較した。一方向破壊伝播の場合、長周期表面波の解析から破壊速度 3~4.5 km/s と推定されているので 3.5 km/s を採用した。一方、短周期実体波の同定から初期破壊の 45 秒後に 93 km 西南西の地点 (長宗の I 相) で大きなエネルギーの放出が認められている。これから単純に割算すると破壊速度 2.1 km/s (= 93 km / 45 s) となる。同様な特異点は外にも 2 点ほど調べられているが、単純計算すると全て破壊速度 2 km/s 前後となる。このような大エネルギーの放出点は強度の大きな地点と推定され、周辺の破壊が先行し、遅れて破壊が起こるとすれば、破壊速度はもう少し速くなる。たとえば、十勝沖地震クラスの地震だと立ち上がり時間 6~8 秒程度と推定

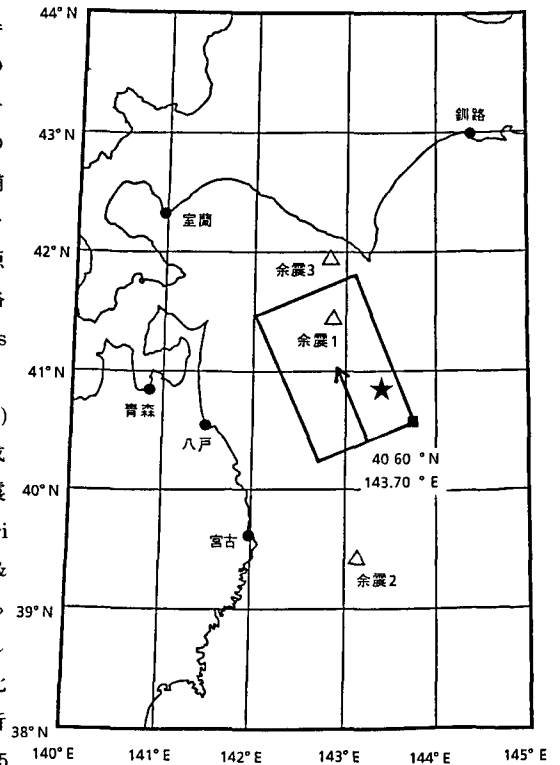


Figure 2. Geographic locations of Tokachi-oki fault plane, aftershocks and observation sites.

Table 1. List of parameters of Tokachi-oki events.

	main shock	aftershock 1	aftershock 2	aftershock 3
origin time	1968/5/16 9:48:53	1968/5/16 19:39:01	1968/6/12 22:41:43	1968/9/21 22:06:00
epicenter (JMA)	(ISC) 40 86°N 143.38°E	41°25'N 142°51'E	39°25'N 143°08'E	41°59'N 142°48'E
magnitude	$M_J = 7.9$	$M_J = 7.5$	$M_J = 7.2$	$M_J = 6.8$
seismic moment	$2.8 \times 10^{28}$ dyne cm	$2.2 \times 10^{27}$ dyne cm	$8 \times 10^{26}$ dyne cm	$2 \times 10^{26}$ dyne cm
number of summation	-	6	10	27

されているので、I相の破壊が立ち上がり時間内の終わり近く(仮に8秒とする)で生じたとすれば、破壊速度  $2.5 \text{ km/s}$  ( $= 93 \text{ km}/37\text{s}$ )となる。そこで、放射状破壊伝播の場合は破壊速度  $2.5 \text{ km/s}$  とした。

Fig.3に本震と余震1を用いて計算した室蘭E-W方向の波形を示す。計算上ではP波から30秒後に初期破壊のS波が到着し、Mori & Shimazaki (1984)の同定したS1(長宗のI相),S2はそれぞれ58秒後と70秒後に到着するはずである。観測波形にはこれらの相が明確であり、絶対時間を推定することができる。

放射状破壊モデルの波形は観測波形と調和的であるが、一方向破壊モデルの場合は主要動が40秒も遅れて到着しており、短周期動を再現する断層モデルとは言い難い。

解析には9記録18成分を用いた。Fig.4に八戸と室蘭の観測波と放射状破壊モデルの合成波の速度応答スペクトルの比較を示す。周期約0.5秒を境に、モーメント比分加え合わせる従来の方法は長周期側での整合性がよく、2/3乗則は短周期側での整合性がよい。特にモーメント比が大きくなると、この事が明瞭になる。この応答スペクトルの境界周期は、余震の大きさにはあまり影響しないように思われる。ただし、いずれの場合も宮古の本震記録の再現性は悪い。

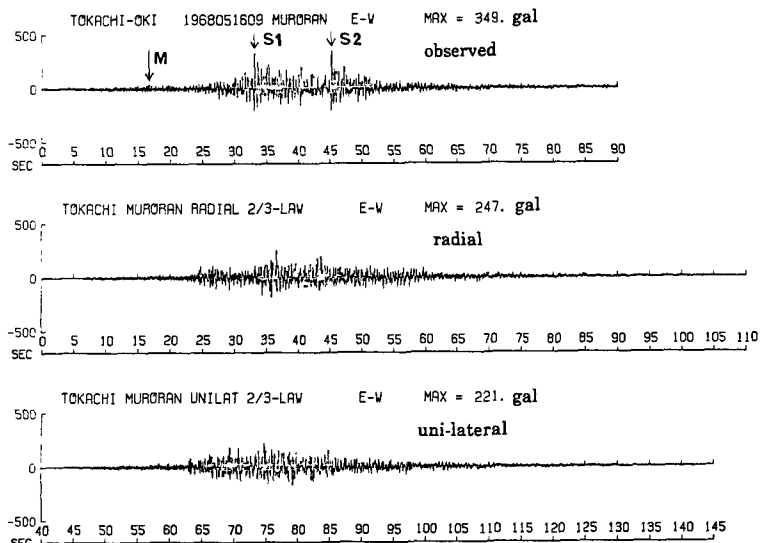


Figure 3. Comparison of observed accelerogram with synthesized ones. (The uni-lateral one has a phase difference in time by 40 sec.)

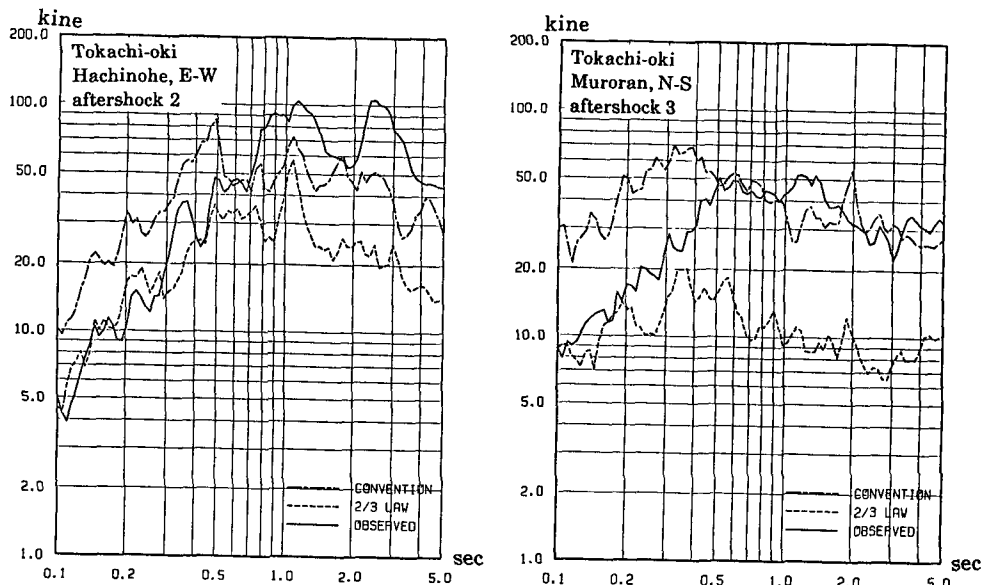


Figure 4. Comparisons of observed velocity response spectrum with those calculated by 2/3 power law and conventional method for the Tokachi-oki earthquake.

#### 4. 日本海中部地震への適用

十勝沖地震と同様に、港湾技術研究所の観測点で得られた本震・余震データを用い、計器補正をし、スペク

トル・ウィンドを掛けた。ただし、室蘭の記録はSMAC-B( $T_0=0.1$ 秒,  $h=1.0$ )の計器補正をし、函館の記録は計器ERS-Cの補正をおこなわなかった。本震・余震の諸源をTable 2に示す。媒質は $\lambda=\mu=4.0 \times 10^{11}$  dyne/cm<sup>2</sup>とし、S波速度4.0 km/sとした。断層面はShimazaki & Mori(1983)を参考に、南側断層(30km×35km)と北側断層(60km×35km)の二枚断層とし、南側が初期破壊から3秒後に速度2.0 km/sで二方向に破壊を生じ、北側が23秒後に速度1.5 km/sで一方向に破壊を生じたとした。

Table 2. List of parameters of Nippon-kai-chubu events.

	main shock	aftershock 1	aftershock 2	aftershock 3
origin time	1983/5/26 12:00	1983/6/9 21:49	1983/6/9 22:04	1983/6/21 15:25
epicenter (JMA)	40.35°N 139.08°E	40 23°N 138.90°E	40 18°N 138.85°E	41.27°N 139.00°E
magnitude	$M_J=7.7$	$M_J=6.1$	$M_J=6.0$	$M_J=7.1$
seismic moment	S $2.5 \times 10^{27}$ N $3.3 \times 10^{27}$	$1.8 \times 10^{25}$ dyne cm	$1.3 \times 10^{25}$ dyne cm	$5.6 \times 10^{26}$ dyne cm
number of summation	-	S 27 N 32	S 33 N 40	S 2 N 3

解析には5記録9成分を用いた。Fig.5に函館、青森秋田のN-S成分の観測波と合成波の速度応答スペクトルの比較を示す。十勝沖地震と同様に周期0.5秒か、それより僅かに低めの周期を境に、2/3乗則の適合性が良い。ただし、9成分中1成分はいずれの方法も合わなかった。

### 5. まとめ

十勝沖地震や日本海中部地震というスラスト型の巨大地震にEGF法を適用し、地震動の再現を試みた。要素地震として用いた余震は、本震よりモーメントマグニチュードで0.7から1.8ほど小さい。この解析で短周期成分を再現するためには、大地震の地震モーメントの2/3乗ぐらいになるように小地震を重ね合わせることでよいとの結果を得た。2/3乗則が適用できる周期範囲は0.5秒以下である。この周期は短周期地震波発生のメカニズムに関連するコーナ周期と考えられる。

((謝辞)) 貴重な資料を提供していただいた港湾技研の倉田栄一、福原哲夫、野田節男、須藤克子、井合進の各氏に感謝致します。また、有意義な助言を戴いた東京大学工学部・藤野陽三助教授に深く感謝致します。

((参考文献)) <断層理論> Aki(1968)J.G.R., Kanamori & Anderson (1975)B.S.S.A., Geller (1976)B.S.S.A., Hartzell(1978)G.R.Letter, Kanamori(1979)B.S.S.A., 村松・入倉(1982)自然災害科学, 飯田・伯野 et al.(1981)土木学会地震工学, 三雲・今川(1982)地震, <十勝沖> 長宗(1969)地震, Kanamori(1971)Tectonophysics, Fukao & Furumoto(1975)P.E.P.I., Mori & Shimazaki (1984) B.S.S.A., Tsuchida et al (1969)P.H.R.I., Kanamori(1972)建研総ワロ <日本海中部> Kurata et al.(1983)P.H.R.I., Shimazaki & Mori (1983)地震学会秋季大会

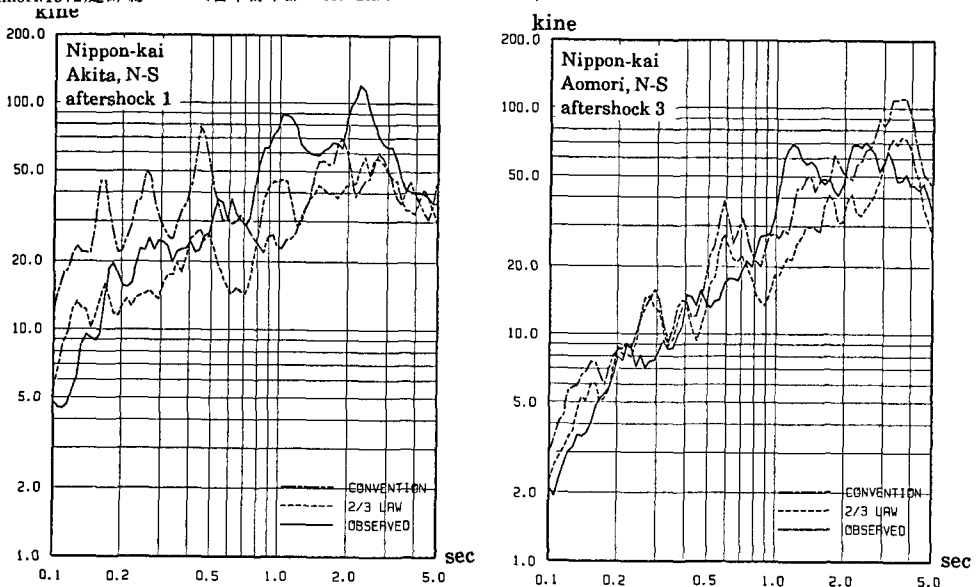


Figure 5. Comparisons of observed velocity response spectrum with those calculated by 2/3 power law and conventional method for the Nippon-kai-chubu earthquake.