

経験的グリーン関数法による1993年北海道南西沖地震の 札幌および秋田における地震記録の再現

—強震動予測のための震源モデルの特性化手法の検証—

SIMULATION OF GROUND MOTIONS AT SAPPORO AND AKITA DURING THE 1993 HOKKAIDO-NANSEI-OKI EARTHQUAKE BY EMPIRICAL GREEN'S FUNCTION METHOD

—Verification of characterizing procedure of earthquake source model for strong motion prediction—

壇 一男*, 宮腰淳一**, 八代和彦***

Kazuo DAN, Jun'ichi MIYAKOSHI and Kazuhiko YASHIRO

We simulated strong ground motions during the 1993 Hokkaido-Nansei-Oki, Japan, earthquake (M_{JMA} 7.8) based on its variable-slip rupture model and on its characterized asperity model to verify the characterizing procedure of source models for the strong motion prediction in future earthquakes. The asperity model was characterized by the total seismic moment, the short-period level of the source spectra, and the ratios of the area, the slip amount, and the effective stress on the asperity to those on the entire fault. The empirical Green's function method was applied to the actual calculation of the records at Sapporo JMA and Akita JMA.

Keywords: *strong motion prediction, earthquake source model, variable-slip rupture model, asperity model, 1993 Hokkaido-Nansei-Oki earthquake, empirical Green's function method*
強震動予測, 震源モデル, 非一様すべり破壊モデル, アスぺリティモデル,
1993年北海道南西沖地震, 経験的グリーン関数法

1. はじめに

地震災害を軽減するための方策を具現化するうえで、想定地震による強震動の予測結果は最も基礎的な資料であり、精度の高い強震動予測のためには、断層破壊の複雑さを十分に把握しておくことが重要である。この重要性は、すでに、1976年 Guatemala 地震 (M_w 7.5) の多重震源解析を行った Kanamori and Stewart (1978)¹⁾ や 1979 年米国 Imperial Valley 地震 (M_w 6.4) の断層の非一様すべり破壊モデルを同定した Hartzell and Heaton (1983)²⁾ などの研究により、地震学の分野では定量的に示されていたが、地震工学の分野では、1994 年米国 Northridge 地震 (M_w 6.6) や 1995 年兵庫県南部地震 (M_{JMA} 7.3) による大震災を経験することによって、その重要性が強く認識されるようになった (Heaton *et al.*, 1995³⁾; 松島・川瀬, 1998⁴⁾ など)。

将来の地震による強震動を予測するにあたり、このような断層破壊の複雑さを計算に取り入れるためには、過去の地震の非一様すべり破壊モデルをそのまま、もしくは定数倍した震源モデルを用いる方法と、断層の非一様すべり破壊モデルの統計的特質を抽出して、それをもとに震源モデルを生成する方法の大きく2つの方法が考えられている。前者の例としては、1992 年米国 Landers 地震 (M_w 7.2) の断層の非一様すべり破壊モデルを定数倍したもの

を、ロサンゼルス市直下で想定される地震 (M_w 7.0) の震源モデルとして用いた Heaton *et al.* (1995)³⁾ の研究がある。一方、後者の例としては、Kikuchi and Fukao (1987)⁵⁾ などが提案している階層構造モデルおよび Somerville・他 (1993)⁶⁾ などが提案しているアスぺリティモデルと波数スペクトルモデルがある。

これらの震源モデルのうち、Somerville・他 (1993)⁶⁾ などが提案しているアスぺリティモデルは、大地震の断層面上で相対的に最終すべり量が大きな領域、すなわちアスぺリティと、相対的に最終すべり量が小さな領域、すなわち背景領域で構成される震源モデルである。想定地震による強震動を予測するにあたり、近年、つぎつぎと新しい成果が発表されている活断層のトレンチ調査結果やプレート間の固着域の情報が、想定地震の固有の情報として比較的簡便に取り入れられるのは、このアスぺリティモデルである。

入倉・三宅 (2000)⁷⁾ は、アスぺリティモデルのアスぺリティと背景領域に与えるべき諸量 (位置、走向、傾斜角、すべり角、面積、最終すべり量、実効応力、破壊開始点、破壊伝播速度、破壊様式など) のうち、面積および長周期地震動に対応する最終すべり量については、内陸地震に関する Somerville *et al.* (1999)⁸⁾ による研究成果に基づき、短周期地震動に対応する実効応力について

* 榊大崎総合研究所 博士(工学)

** 榊大崎総合研究所 工修

*** 東京電力㈱

Ohsaki Research Institute, Inc., Dr. Eng.

Ohsaki Research Institute, Inc., M. Eng.

Tokyo Electric Power Company

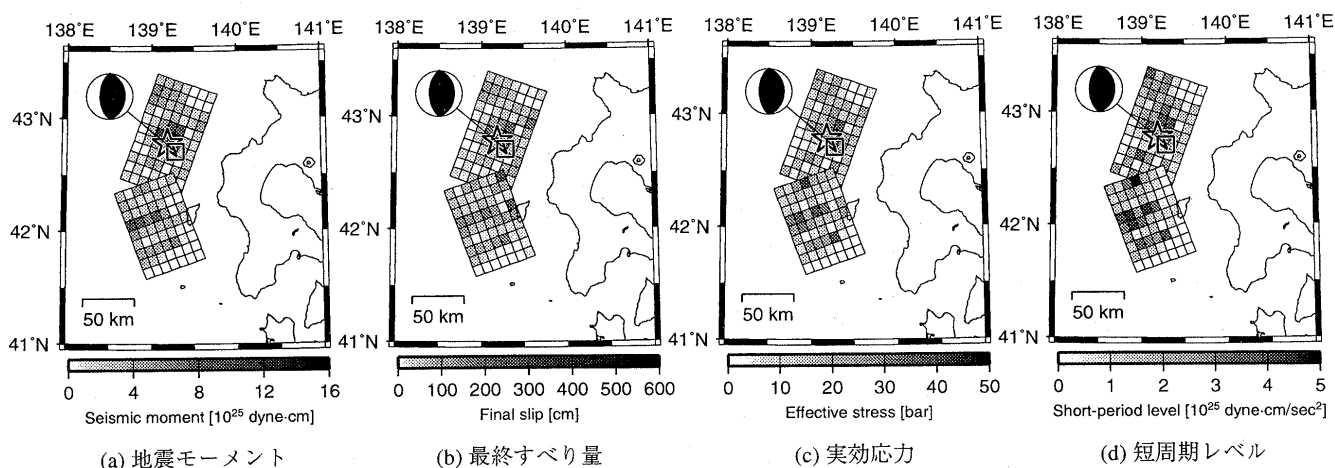


図1 北海道南西沖地震の非一様すべり破壊モデル (Mendoza and Fukuyama, 1996)¹⁸⁾

震央: ☆=気象庁, □=ハーバード大学²³⁾

は、円形クラックの応力降下量の式 (Eshelby, 1957)⁹⁾ を準用して算定している。この入倉・三宅 (2000)⁷⁾ による震源のモデル化の方法、すなわち震源の特性化手法は、1994 年 Northridge 地震に関する釜江・入倉 (1998)¹⁰⁾ の研究や 1995 年兵庫県南部地震に関する釜江・入倉 (1997)¹¹⁾ の研究により、マグニチュードが 7 クラスの内陸地震については、その妥当性が検証されているといえる。

一方、壇・他 (2001)¹²⁾ は、アスペリティを周囲が拘束された円形クラックに置換し、アスペリティの面積と最終すべり量から算定した応力降下量を実効応力とするのは、応力負担が非常に小さい、もしくは応力負担が 0 の背景領域を有する通常のアスペリティモデル (Das and Kostrov, 1986¹³⁾; Boatwright, 1988¹⁴⁾ など) とは異なる力学条件を設定していることになる。指摘したうえで、短周期領域における加速度震源スペクトルのレベル、すなわち短周期レベル (壇・佐藤, 1998)¹⁵⁾ を考慮して、アスペリティと背景領域における実効応力を規定する震源の特性化手法を新たに提案した。この壇・他 (2001)¹²⁾ による震源の特性化手法は、内陸地震および海溝付近の地震を対象としたものであり、震源スペクトルとしては、非一様すべり破壊モデルの震源スペクトルと同等のものが平均的には再現されていると考えられるが、実際の地震記録を用いた検証は行われていない。

そこで、本論文では、強震記録や震度分布および震源過程の解明が充実している 1993 年北海道南西沖地震 (M_{JMA} 7.8) を対象に、震源同定により求められた非一様すべり破壊モデルによる強震動シミュレーションと、非一様すべり破壊モデルの特徴を抽出したアスペリティモデルによる強震動シミュレーションを行い、壇・他 (2001)¹²⁾ の震源の特性化手法によるアスペリティモデルがこの地震に対して有用かどうかを調べることにした。

具体的な特性化アスペリティモデルの設定方法は、後出の 2.2 節で詳しく述べるが、本論文では、非一様すべり破壊モデルのパラメータのうち、地震モーメント、短周期レベル、走向、傾斜角、すべり角、長さ、幅、破壊開始点、破壊伝播速度、破壊様式は変えないで、最終すべり量と実効応力をアスペリティに集中させて、特性化アスペリティモデルを設定した。

また、実際の地震動の計算には、断層の非一様すべり破壊モデルを直接的かつ定量的に取り入れることができる壇・佐藤

(1998)¹⁵⁾ による経験的グリーン関数法を用いることとし、本震と余震の記録が得られている札幌 JMA と秋田 JMA において強震動シミュレーションを行った。

2. 強震動シミュレーションに用いた震源モデル

2.1 北海道南西沖地震の断層の非一様すべり破壊モデル

1993 年北海道南西沖地震の断層の非一様すべり破壊に関する研究としては、遠地記録を用いた菊地 (1993)¹⁶⁾ による多重震源モデル、強震速度記録を用いた今西・他 (1995)¹⁷⁾ による経験的グリーン関数法に基づく断層モデル、遠地記録および強震変位記録を用いた Mendoza and Fukuyama (1996)¹⁸⁾ による非一様すべり破壊モデル、強震加速度記録を用いた Kakehi and Irikura (1997)¹⁹⁾ による経験的グリーン関数法に基づく非一様短周期地震波源モデルなどがある。

これらの震源モデルのうち、Mendoza and Fukuyama (1996)¹⁸⁾ による地震モーメント分布、最終すべり量分布、実効応力分布、および短周期レベル分布を図 1 に示す。図には、気象庁による震央位置と米国ハーバード大学²³⁾ による震央位置およびメカニズム解も示している。Mendoza and Fukuyama (1996)¹⁸⁾ が、震源同定に用いた記録は、周期 2 秒以上の強震変位記録および遠地記録であり、いずれも周期 10 秒の成分が卓越している。図中、地震モーメント分布と最終すべり量分布は、Mendoza and Fukuyama (1996)¹⁸⁾ により同定されている値であるが、実効応力分布と短周期レベル分布は、Mendoza and Fukuyama (1996)¹⁸⁾ により同定されているすべり速度時間関数から、下式 (壇・佐藤, 1998¹⁵⁾; 壇・他, 2001¹²⁾) を用いて算定した。

$$\sigma_{pq} = \rho_{pq} \beta_{pq} V_{pq} / 2 \quad (1)$$

$$A_{pq} = 4\pi \lambda_{pq} \sigma_{pq} \beta_{pq}^2 \quad (2)$$

ここに、 σ は実効応力、 A は短周期レベル、 pq は (p, q) 番目の要素断層に関する量であることを示す添え字、 ρ は媒質の密度、 β は媒質の S 波速度、 V はすべり時間関数が最終すべり量の 10~70 % となる時間の平均速度、 λ は要素断層を面積が等しい円形断層に置換したときの半径である。表 1 には、要素断層における媒質のパラメータ (地下構造) を、表 2 には、北海道南西沖地震の諸元と巨視的断層パラメータを示す。

菊地 (1993)¹⁶⁾、今西・他 (1995)¹⁷⁾、および Mendoza and

表 1 要素断層における媒質のパラメータ (地下構造)

層番号	深さ [km]	北断層		深さ [km]	南断層	
		密度 [g/cm ³]	S波速度 [km/s]		密度 [g/cm ³]	S波速度 [km/s]
q=1	5 ~ 10	2.7	3.3	2 ~ 7	2.3	2.0
2	10 ~ 15	2.8	3.6	7 ~ 12	2.7	3.3
3	15 ~ 20	2.9	3.8	12 ~ 17	2.9	3.8
4	20 ~ 25	3.2	4.3	17 ~ 22	3.0	4.0
5	25 ~ 30	3.2	4.3	22 ~ 27	3.2	4.3
6	30 ~ 35	3.2	4.3	27 ~ 32	3.2	4.3
7	35 ~ 40	3.2	4.3	32 ~ 37	3.2	4.3

Fukuyama (1996)¹⁸⁾ は、全く同じ地点の記録を用いているわけではないが、いずれも、周期約 10 秒の成分が卓越した記録を用いているために、ともに、図 1 (a) に示した Mendoza and Fukuyama (1996)¹⁸⁾ の地震モーメント分布に近い震源モデルとなっている。

一方、Kakehi and Irikura (1997)¹⁹⁾ は、周期 0.1~1 秒の加速度記録を用いて短周期地震波源を同定しており、1993 年釧路沖地震 (M_{JMA} 7.8) の短周期地震波源 (Kakehi and Irikura, 1996)²⁰⁾ や 1995 年兵庫県南部地震 (M_{JMA} 7.2) の短周期地震波源 (Kakehi et al., 1996)²¹⁾ が、最終すべり量の大きな領域の周縁に位置し、両者は補完関係にあるのに対し、北海道南西沖地震では、両者に相関がないと述べている。このような観点で図 1 を見ると、長周期地震波源は地震モーメントの大きな領域であり、短周期地震波源は短周期レベルの大きな領域であるので、両者はほぼ対応していることがわかる。これは、Kakehi and Irikura (1997)¹⁹⁾ の結論と矛盾しているが、Mendoza and Fukuyama (1996)¹⁸⁾ は、北断層と南断層の破壊は連続的に進んだとしているのに対し、Kakehi and Irikura (1997)¹⁹⁾ は、約 10 秒の破壊の停止時間があったとしているため、両者の空間分布が異なると考えられる (筧, 2001, 私信)。

本論文では、北海道南西沖地震の断層の非一様すべり破壊モデルとして、図 1 に示した Mendoza and Fukuyama (1996)¹⁸⁾ の同定結果を用いることとし、札幌 JMA における周期 0.1~20 秒の地震記録および秋田 JMA における周期 0.2~12.5 秒の地震記録を、壇・佐藤 (1998)¹⁵⁾ による経験的グリーン関数法により再現することとした。したがって、周期 2 秒以下の範囲では、外挿を行っていることになり、この非一様すべり破壊モデルによる強震動シミュレーションをととして、(1) 式および (2) 式で算定される短周期レベルの検証も行うこととなる。

2.2 特性化手法によるアスペリティモデルの設定

つぎに、前節で示した北海道南西沖地震の断層の非一様すべり破壊モデルを、壇・他 (2001)¹²⁾ の方法により、アスペリティと背景領域から構成されるアスペリティモデルに置き換えた。ここに、各断層の地震モーメント M_0 と短周期レベル A は、表 2 に示した非一様すべり破壊モデルの値と同じとし、最終すべり量が破壊開始点付近と奥尻島近傍の比較的浅い部分で大きいことから、アスペリティは各断層において 1 個ずつ、最終すべり量が大きいところに配置することとした。また、各アスペリティおよび各背景領域における各要素断層では、地震モーメントと実効応力は一定とした。ただし、アスペリティを地震モーメントや短周期レベルが大きいところにおくことも考えられるため、後出の 5.2 節で

表 2 北海道南西沖地震の諸元と巨視的断層パラメータ

発震時	1993 年 7 月 12 日 22 時 17 分	
震央位置	42° 46' 48" N, 139° 11' 00" E	
震源深さ	[km]	35.1
マグニチュード	M_{JMA}	7.8
地震モーメント	[dyne-cm]	3.4×10^{27}
短周期レベル	[dyne-cm/s ²]	2.14×10^{26}
走向		N179E
傾斜角		55W
すべり角		90 (逆断層)
[北断層] [南断層]		
地震モーメント	[dyne-cm]	2.04×10^{27} 1.36×10^{27}
短周期レベル	[dyne-cm/s ²]	1.56×10^{26} 1.46×10^{26}
走向		N200E N160E
傾斜角		30W 30W
すべり角		90 (逆断層) 90 (逆断層)
断層長さ	[km]	110 90
断層幅	[km]	70 70

は、南断層のアスペリティを深いところに配置した場合についても、強震動のシミュレーションを行い、浅いところに配置した結果と比較した。

アスペリティモデルの設定にあたっては、以下の手順で、各要素断層の地震モーメント M_{0pq} 、最終すべり量 D_{pq} 、実効応力 σ_{pq} 、短周期レベル A_{pq} を算定した。

アスペリティに関する量に asp を、背景領域に関する量に $back$ をつけると、地震モーメントと短周期レベルに関する式は、

$$M_0 = M_{0asp} + M_{0back} \quad (3)$$

$$A^2 = A_{asp}^2 + A_{back}^2 \quad (4)$$

となる。ここで、各断層において、断層全体に対するアスペリティの面積比を γ_S 、平均すべり量比を γ_D 、実効応力比を γ_σ 、すなわち、

$$S_{asp} = \gamma_S S, D_{asp} = \gamma_D D, \sigma_{asp} = \gamma_\sigma \sigma \quad (5)$$

とおくと、

$$M_{0asp} = \gamma_S \gamma_D M_0 \quad (6)$$

$$M_{0back} = M_0 - M_{0asp} \quad (7)$$

$$A_{asp} = \{[(1-\gamma_S)\gamma_S\gamma_\sigma^2]/\{(1-\gamma_S)\gamma_S\gamma_\sigma^2 + (1-\gamma_S\gamma_\sigma^2)\}\}^{1/2} A \quad (8)$$

$$A_{back} = (A^2 - A_{asp}^2)^{1/2} \quad (9)$$

となる。ここに、震源における媒質の平均的な剪断剛性率を μ 、同じく、震源における媒質の平均的な S 波速度を β として、

$$M_0 = \mu S D \quad (10)$$

$$M_{0asp} = \mu S_{asp} D_{asp} \quad (11)$$

$$S = S_{asp} + S_{back} \quad (12)$$

$$A_{asp} = 4\pi (S_{asp}/\pi)^{1/2} \sigma_{asp} \beta^2 \quad (13)$$

$$A_{back} = 4\pi (S_{back}/\pi)^{1/2} \sigma_{back} \beta^2 \quad (14)$$

$$\sigma = (\sigma_{asp} S_{asp} + \sigma_{back} S_{back})/S \quad (15)$$

の関係を用いた。

つぎに、断層全体の要素断層の数を $a \times b$ 、アスペリティの要素断層の数を $a^\# \times b^\#$ とおくと、アスペリティでは、

$$M_{0pq} = M_{0asp}/(a^\# b^\#) \quad (16)$$

$$\sigma_{pq} = A_{asp} (\pi/S_{pq})^{1/2} / [4\pi (\sum_{asp} \beta_{pq}^4)^{1/2}] \quad (17)$$

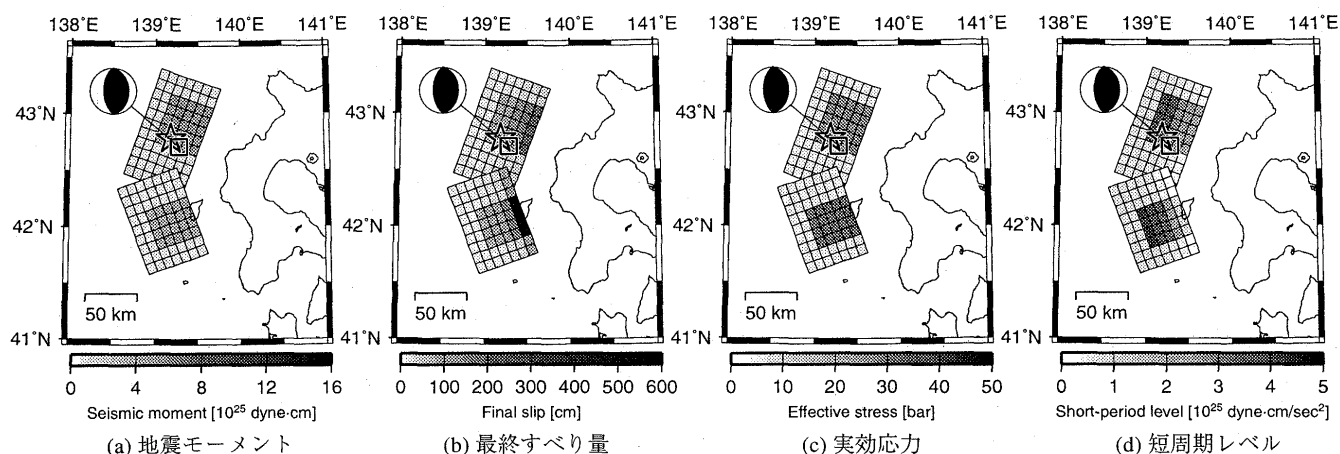


図2 北海道南西沖地震の特性化アスベリティモデル

震央: ☆=気象庁, □=ハーバード大学²³⁾

となり、背景領域では、

$$M_{0pq} = M_{0back} / (ab - a^{\#}b^{\#}) \quad (18)$$

$$\sigma_{pq} = A_{back} (\pi / S_{pq})^{1/2} / [4\pi (\Sigma_{back} \beta_{pq}^4)^{1/2}] \quad (19)$$

となる。ここに、 Σ_{asp} および Σ_{back} は、それぞれ、アスベリティの要素断層および背景領域の要素断層に関する和である。また、各要素断層では、最終すべり量と短周期レベルは、

$$D_{pq} = M_{0pq} / (\mu_{pq} S_{pq}) \quad (20)$$

$$A_{pq} = 4\pi (S_{pq} / \pi) \sigma_{pq} \beta_{pq}^2 \quad (21)$$

となる。

実際の計算では、断層全体に対するアスベリティの面積比、平均すべり量比、および実効応力比は、石井・他 (2000)²²⁾ による値、すなわち、

$$\gamma_s = 0.35, \gamma_D = 2, \gamma_\sigma = 2 \quad (22)$$

とした。また、アスベリティの形状は、Somerville *et al.* (1999)⁸⁾ により特性化されたアスベリティを参考に、正方形もしくは正方形に近い形とし、その要素断層の数は、北断層で5×5、南断層で4×5とした。ここに、要素断層の大きさは、Mendoza and Fukuyama (1996)¹⁸⁾ と同じく、10 km×10 kmとした。

特性化アスベリティモデルの地震モーメント分布、最終すべり量分布、実効応力分布、および短周期レベル分布を図2に示す。図より、各アスベリティおよび各背景領域では、地震モーメントと実効応力を一定としたため、要素断層が浅いほど、最終すべり量は大きく、逆に、短周期レベルは小さくなっていることがわかる。表3には、アスベリティと背景領域の地震モーメントと実効応力を示す。

3. 経験的グリーン関数として用いた余震の断層パラメータ

北海道南西沖地震の本震と1993年7月13日の余震 (M_j 6.0) および同年8月8日の余震 (M_j 6.3) の加速度記録が、気象庁87型電磁式強震計で、札幌 JMA (43° 03' 30" N, 141° 19' 54" E) と秋田 JMA (39° 42' 54" N, 140° 06' 12" E) において観測されている。以降、本論文では、7月13日の余震 (M_j 6.0) を余震1とよび、8月8日の余震 (M_j 6.3) を余震2とよぶこととする。

本震の断層モデルおよび札幌 JMA と秋田 JMA の位置を、2つの余震の震央位置およびメカニズム解とともに図3に示す。こ

表3 特性化アスベリティモデルの地震モーメントと実効応力

	アスベリティ	背景領域
[北断層]		
地震モーメント [dyne-cm]	1.43×10^{27}	0.61×10^{27}
実効応力 [bar]	27.3	5.5
[南断層]		
地震モーメント [dyne-cm]	0.95×10^{27}	0.41×10^{27}
実効応力 [bar]	29.8	5.5

に、本震のメカニズム解はハーバード大学²³⁾ に、余震1のメカニズム解は今西・他 (1995)¹⁷⁾ に、余震2のメカニズム解は岩田・他 (1994)²⁴⁾ によった。図より、本震と2つの余震は、ほぼ同じメカニズム解 (南北走向の逆断層) を有していることがわかる。ただし、本震および余震1の断層面が西傾斜と推定されているのに対し、余震2の断層面は、周期0.67~6.7秒の変位記録から同定された西傾斜と東傾斜の共役な断層面のうち、経験的グリーン関数法による強震動シミュレーションにより東傾斜と推定されている。

今西・他 (1995)¹⁷⁾ は、北海道南西沖地震の青森県下北半島泊観測点における強震速度記録の再現に際し、南北断層ともに余震1を経験的グリーン関数として用いており、余震2を南断層の経験的グリーン関数として用いることについては、この余震が本震の余震域から明らかにはずれた場所で発生しており、これを南断層の経験的グリーン関数として用いるのは妥当ではないと述べている。また、実際、いくつかの例について余震2を南断層の経験的グリーン関数として合成を試みたが、観測記録とよく一致する結果は得られなかったとも述べている。さらに、今西・他 (1995)¹⁷⁾ は、南断層の経験的グリーン関数としては、余震1も必ずしも適切ではないと述べている。

一方、Kakehi and Irikura (1997)¹⁹⁾ は、北海道内の札幌 JMA、函館 JMA、寿都 JMA における強震加速度記録の再現に際し、北断層の南半分と南断層の北半分に余震1を、南断層の南半分に余震2を、残りの北断層の北半分に別の余震を経験的グリーン関数として用いている。

本論文では、余震2が本震の余震域からはずれた場所で発生したものの、共役なメカニズム解 (表3の括弧内に示した値) が、本震のメカニズム解に類似していること、および今西・他 (1995)¹⁷⁾ も指摘しているように、南断層の経験的グリーン関数としては、

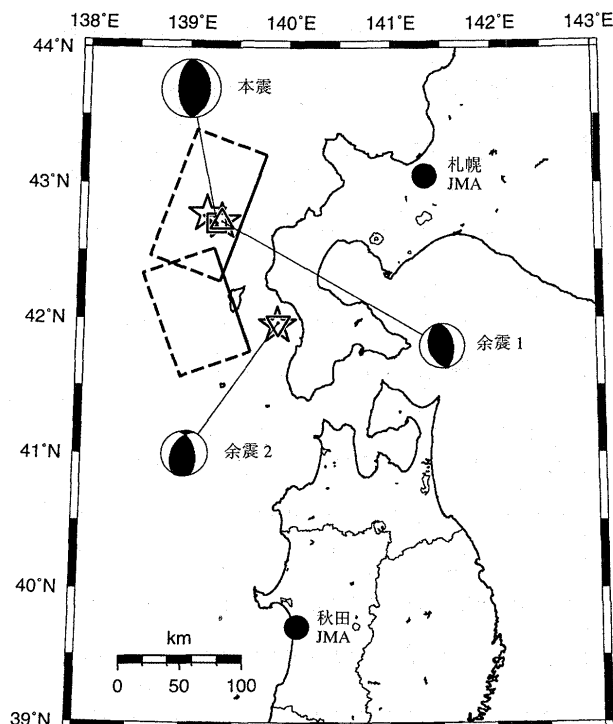


図3 断層モデルおよび札幌 JMA と秋田 JMA の位置関係

震央: ☆=気象庁, □=ハーバード大学²³⁾, △=今西・他 (1995)¹⁷⁾, ▽=岩田・他 (1994)²⁴⁾

余震1は必ずしも適切ではないことから、余震1を北断層の経験的グリーン関数として、余震2を南断層の経験的グリーン関数として用いることとした。ただし、今西・他 (1995)¹⁷⁾と同じく、余震1を南断層の経験的グリーン関数として用いると、合成結果がどのように変わるかについても調べることにし、この内容については、後出の5.3節で述べることにした。

余震の断層パラメータのうち、壇・佐藤 (1998)¹⁵⁾による経験的グリーン関数法に必要なものは、断層長さ L 、幅 W 、平均すべり量 D 、実効応力 σ の4つである。これらの量は、

$$M_0 = \mu LWD \quad (23)$$

$$\sigma = (7\pi/16)(\mu D/\lambda), \quad \lambda = (LW/\pi)^{1/2} \quad (24)$$

で関係づけられているから、独立なパラメータは2つである。ここに、 M_0 は表3に示した値であり、 λ は断層を面積が等しい円形に置換したときの半径で、実効応力 σ は応力降下量 $\Delta\sigma$ (Eshelby, 1957)⁹⁾に等しいとした。

また、臨界円振動数 ω_c は、Brune (1970)²⁵⁾の ω^{-2} の震源スペクトルによると、

$$\omega_c = 2\beta(\pi\lambda\sigma/M_0)^{1/2} \quad (25)$$

と表されるから、この臨界円振動数 ω_c を札幌 JMA および秋田 JMA における加速度記録から求めると、独立なパラメータは1つになる。そこで、ここでは、断層長さ L と幅 W を等しいとして、各余震の断層パラメータを算定した。結果を表4にまとめて示す。表中、臨界円振動数は、臨界振動数 $f_c = \omega_c/2\pi$ として示している。

4. 合成結果

4.1 札幌における合成結果

表4 余震の諸元と算定した断層パラメータ

	余震1 [北断層]	余震2 [南断層]
発震時	1993年7月13日 01時01分	1993年8月8日 04時42分
震央位置	42°43'18" N 139°20'00" E	41°57'18" N 139°53'06" E
震源深さ [km]	28.8	23.7
マグニチュード M_{JMA}	6.0	6.3
地震モーメント [dyne-cm]	1.1×10^{25}	1.76×10^{25}
短周期レベル [dyne-cm/s ²]	1.92×10^{25}	3.36×10^{25}
走向	N162E	N347E (N205E)
傾斜角	42W	53E (44W)
すべり角	83	64 (120)
断層長さ [km]	13.5	12.9
断層幅 [km]	13.5	12.9
平均すべり量 [m]	0.102	0.179
実効応力 [bar]	10.8	19.8
臨界振動数 [Hz]	0.21	0.22
密度 [g/cm ³]	3.2	3.2
S波速度 [km/s]	4.3	4.3

(注) 括弧内は共役面の値である。

図1に示した北海道南西沖地震の断層の非一様すべり破壊モデルを用いて、札幌 JMA において合成計算を行った。ここに、Mendoza and Fukuyama (1996)¹⁸⁾にしたがい、破壊開始点は北断層の中央付近 (42°47'06" N, 139°13'55" E, 深さ20 km) とし、破壊伝播速度は3.0 km/s、破壊様式は同心円状とした。また、北断層が破壊を開始して17秒後に南断層が破壊を開始するとし、そのときの破壊開始点は南断層の北東隅 (42°31'25" N, 139°15'17" E, 深さ2 km) とし、破壊伝播速度と破壊様式は北断層と同じとした。さらに、地殻の Q 値は、振動数によらず一定の500とした。

経験的グリーン関数として用いた余震1および余震2の加速度記録を図4の(a)と(b)に、合成結果のうち、北断層による加速度波形、南断層による加速度波形、南北断層による加速度波形を同図(c)~(e)に、本震の観測記録を(f)に示す。図に示した波形は、いずれもNS成分で、周期0.1~20秒の帯域フィルターで処理したものである。図より、札幌 JMA においては、距離が近い北断層の影響が大きいこと、および合成波形は観測記録の最大加速度および経時特性とも非常によく再現していることがわかる。

一方、図2に示した特性化アスペリティモデルを用いて合成した結果を図4(g)に示す。この図からも、合成波形は観測記録の最大加速度および経時特性とも非常によく再現していることがわかる。

図5には、図4に示した加速度波形を積分して、速度波形としたものである。図より、非一様すべり破壊モデルを用いた合成波形および特性化アスペリティモデルを用いた合成波形ともに、観測記録の60~80秒前後にかけて見られる周期10秒の波の再現性がやや劣るものの、観測記録の20~60秒の波形の再現性はよいことがわかる。

図6には、非一様すべり破壊モデルを用いた合成波形、特性化アスペリティモデルを用いた合成波形、および本震記録の擬似速度応答スペクトル (減衰定数5%)を示す。図には、参考のために、余震1および余震2の擬似速度応答スペクトルも示してい

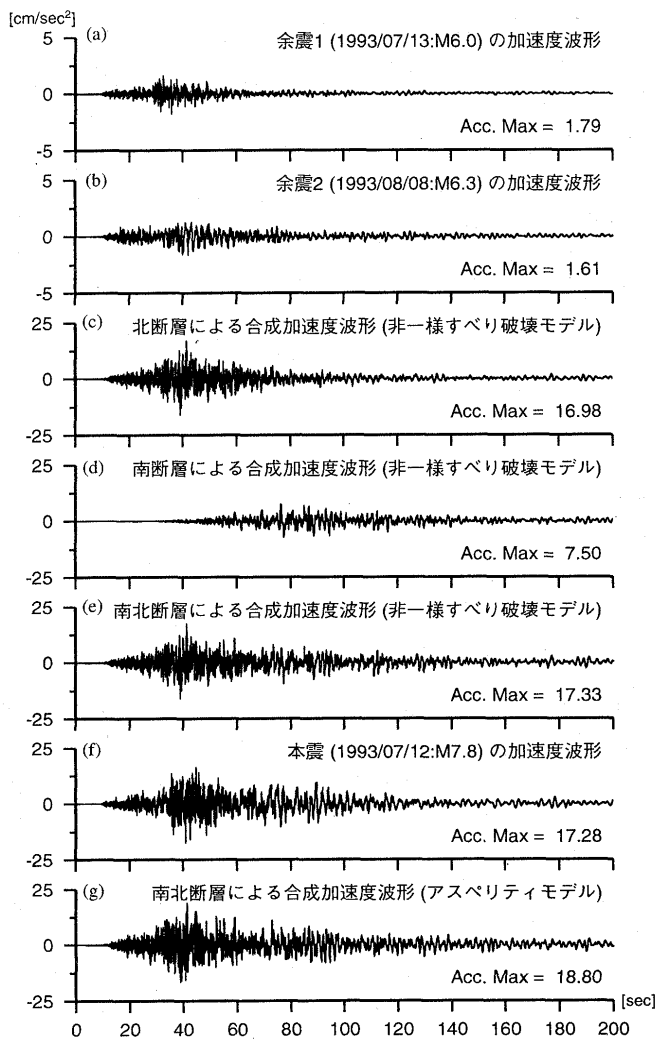


図4 札幌 JMA における合成加速度波形と観測記録との比較

る。図より、非一様すべり破壊モデルを用いた合成波形および特性化アスペリティモデルを用いた合成波形ともに、周期 3 秒付近および周期 10 秒付近でやや過小評価となっていること、それ以外の周期では観測記録の再現性は非常によいこと、および非一様すべり破壊モデルを用いた合成波形と特性化アスペリティモデルを用いた合成波形とは、周期 10 秒前後を除いて周期特性がほとんど同じであることがわかる。

4.2 秋田における合成結果

つぎに、札幌 JMA と同様に、図 1 に示した北海道南西沖地震の断層の非一様すべり破壊モデルを用いて、秋田 JMA において合成計算を行った。経験的グリーン関数として用いた余震 1 および余震 2 の加速度記録を図 7 の (a) と (b) に、合成結果のうち、北断層による加速度波形、南断層による加速度波形、南北断層による加速度波形を同図 (c)～(e) に、本震の観測記録を (f) に示す。図に示した波形は、いずれも EW 成分で周期 0.2～12.5 秒の帯域フィルターで処理したものである。図より、合成波形は、観測記録の 100～160 秒前後にかけて見られる周期 10 秒の波を除いては、観測記録の最大加速度および経時特性とも非常によく再現していることがわかる。

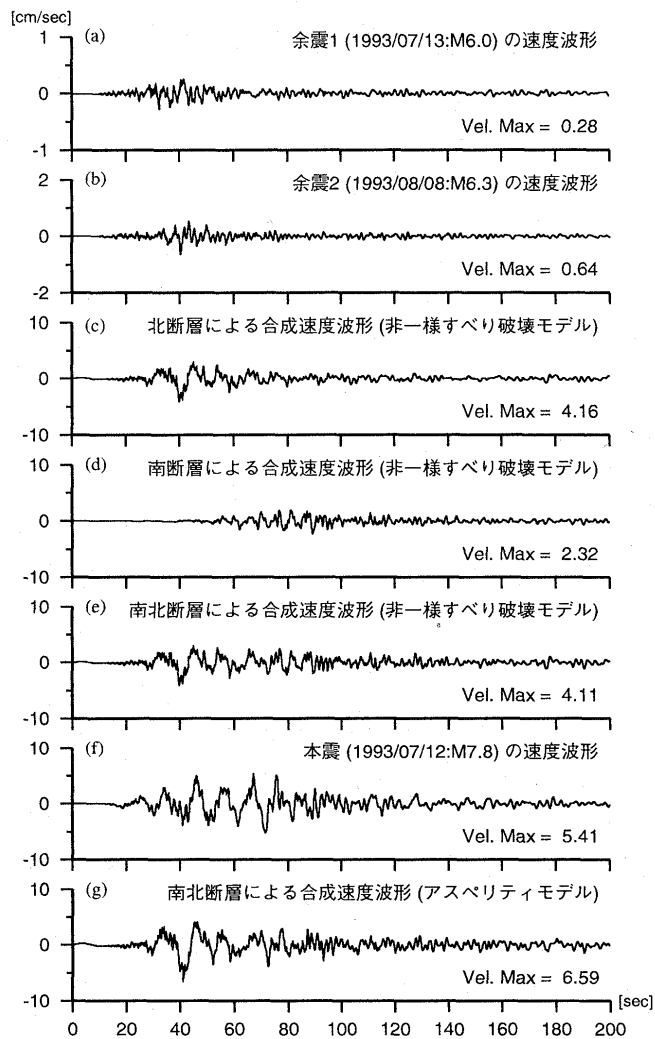


図5 札幌 JMA における合成速度波形と観測記録との比較

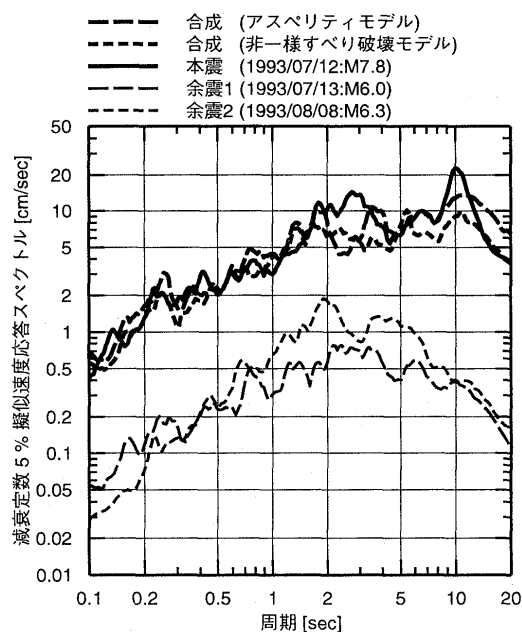


図6 札幌 JMA における合成波形と観測記録の擬似速度応答スペクトルの比較

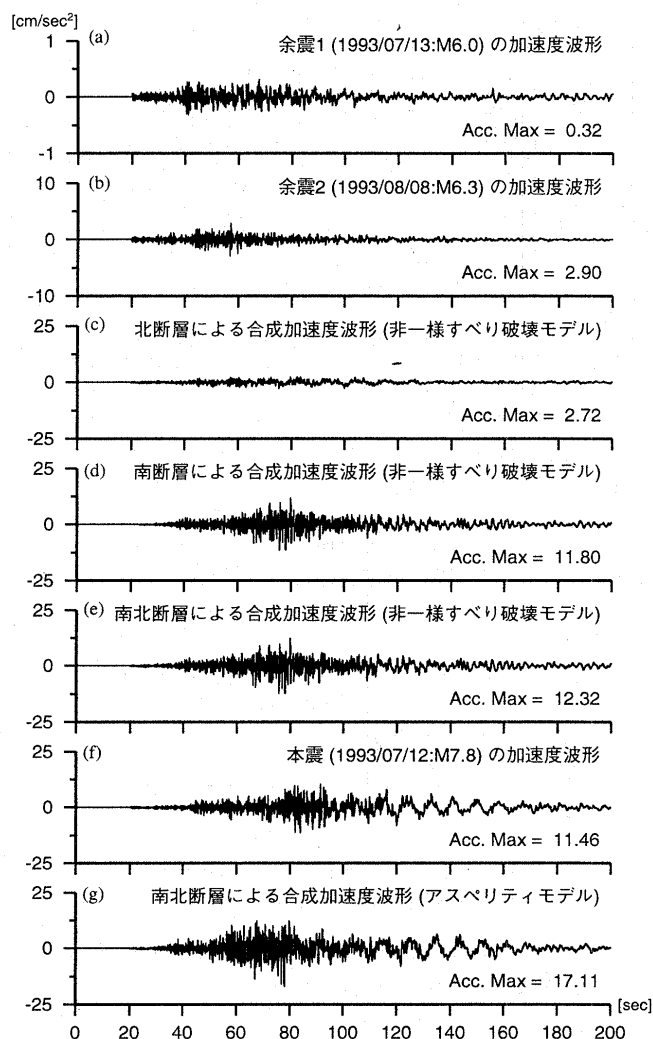


図7 秋田 JMA における合成加速度波形と観測記録との比較

一方、図2に示した特性化アスペリティモデルを用いて合成した結果を図7(g)に示す。この図から、最大加速度は観測記録をやや過大評価しているが、非一様すべり破壊モデルでは再現性が劣っていた観測記録の100～160秒前後にかけて見られる周期10秒の波はよく再現できていることがわかる。

図8には、図7に示した加速度波形を積分して、速度波形としたものである。図より、加速度波形と同様、非一様すべり破壊モデルを用いた合成波形は、観測記録の100～160秒前後にかけて見られる周期10秒の波の再現性が劣るものの、観測記録の60～100秒の波形の再現性はよいこと、特性化アスペリティモデルを用いた合成波形は、観測記録の最大加速度および経時特性とも、非常によく再現していることがわかる。

図9には、非一様すべり破壊モデルを用いた合成波形、特性化アスペリティモデルを用いた合成波形、および本震記録の擬似速度応答スペクトル(減衰定数5%)を示す。図には、参考のために、余震1および余震2の擬似速度応答スペクトルも示している。図より、非一様すべり破壊モデルを用いた合成波形は、周期3秒付近でやや過小評価、周期10秒付近でかなり過小評価となっていること、それ以外の周期では観測記録の再現性は非常によい

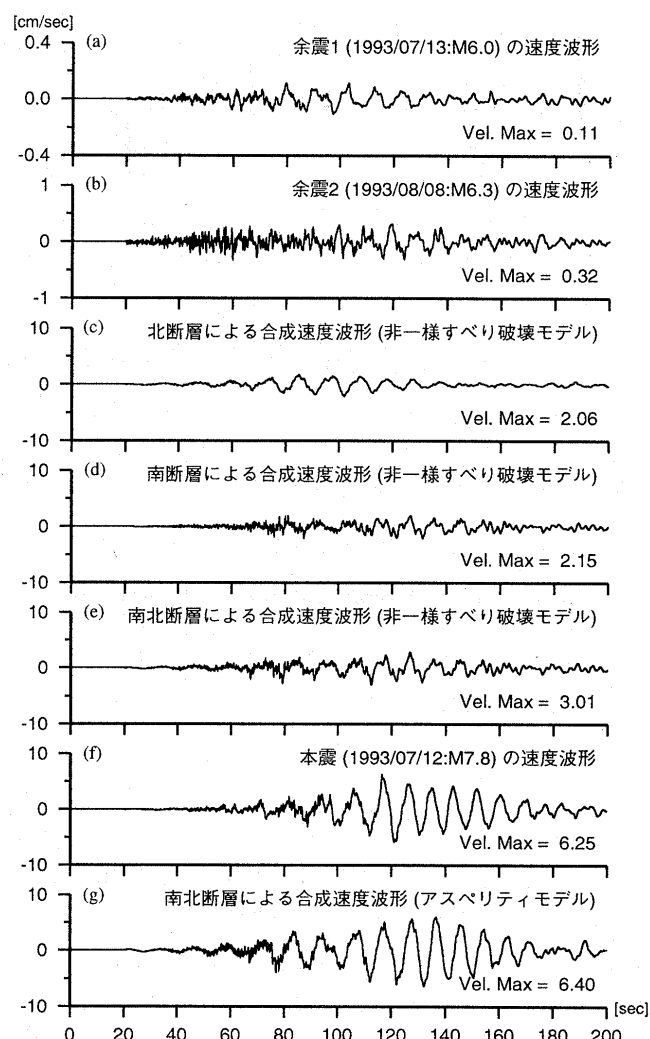


図8 秋田 JMA における合成速度波形と観測記録との比較

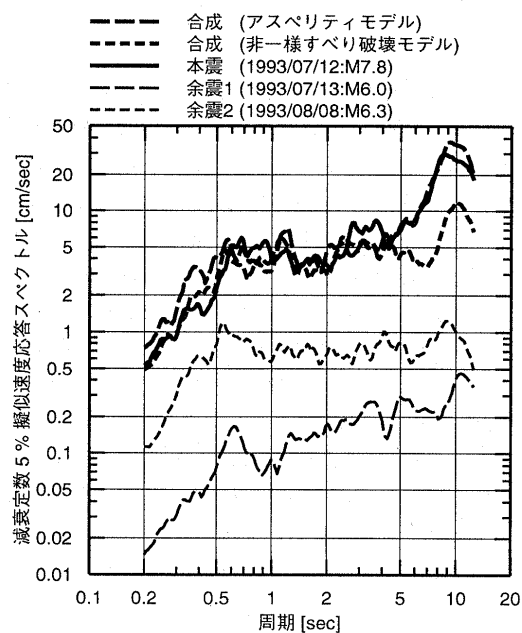


図9 秋田 JMA における合成波形と観測記録の擬似速度応答スペクトルの比較

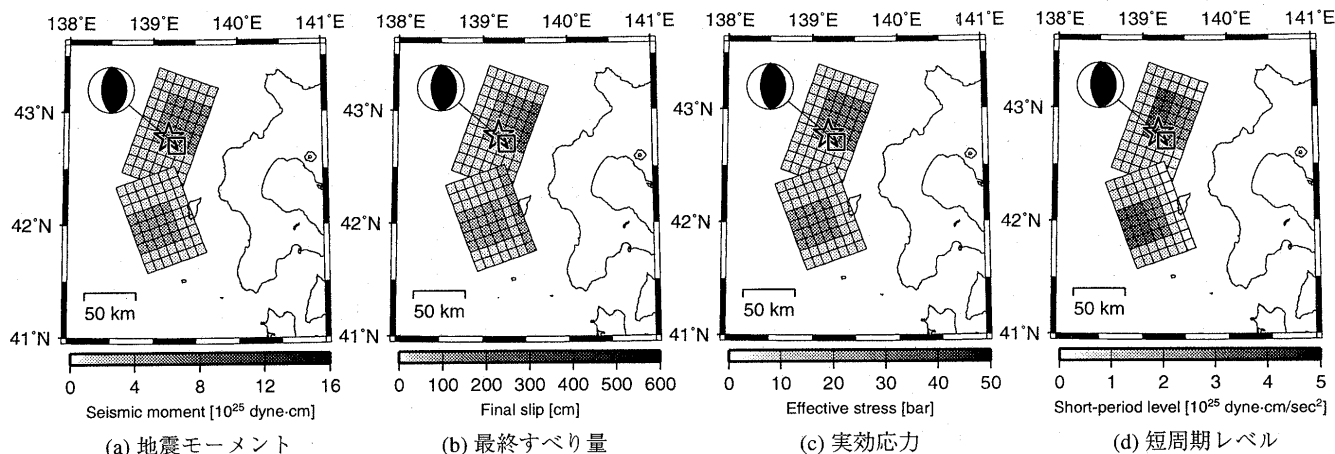


図 10 北海道南西沖地震の特性化アスベリティモデル (南断層のアスベリティを深くした場合)

震央: ☆=気象庁, □=ハーバード大学²³⁾

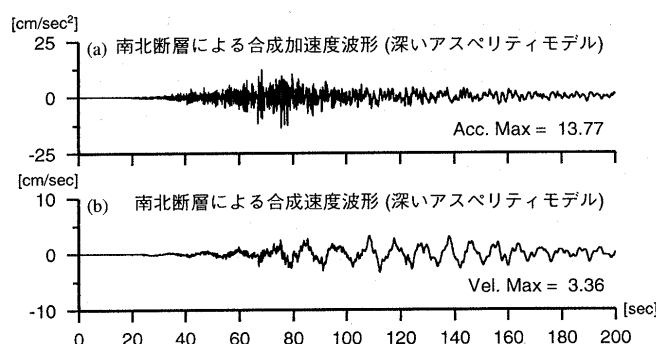


図 11 南断層のアスベリティを深くした場合の秋田 JMA における合成加速度波形と合成速度波形

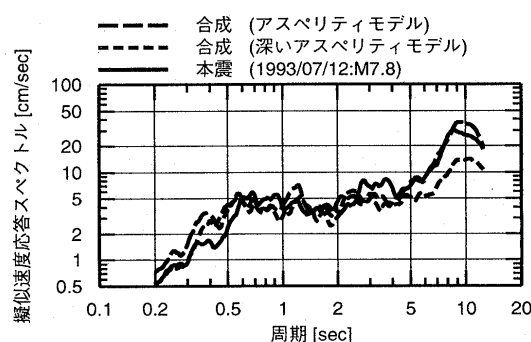


図 12 南断層のアスベリティを深くした場合の秋田 JMA における合成波形の擬似速度応答スペクトル (点線)

ことがわかる。また、特性化アスベリティモデルを用いた合成波形は周期 3 秒付近を除く全周期で観測記録の再現性が非常によいこと、および周期 10 秒前後を除いて非一様すべり破壊モデルを用いた合成波形と特性化アスベリティモデルを用いた合成波形とでは周期特性がほとんど同じであることがわかる。

5 考察

5.1 非一様すべり破壊モデルと特性化アスベリティモデル

前章で示したように、北海道南西沖地震の断層の非一様すべり破壊モデルを用いた札幌 JMA および秋田 JMA における合成波形は、周期 0.1 ないし 0.2~2 秒の短周期帯域で、観測記録の再現性が非常によかった。この合成結果は、周期 0.1~1 秒の加速度記録を用いて短周期地震波源を同定した Kakehi and Irikura (1997)¹⁹⁾ の合成結果と比較しても劣っていない。したがって、Mendoza and Fukuyama (1996)¹⁸⁾ が周期 2 秒以上の強震変位記録および遠地記録を用いて同定したすべり時間関数から、(1) 式および (2) 式で外挿した周期 2 秒以下の短周期レベルは妥当であるといえる。

一方、周期 10 秒の波については、札幌 JMA ではやや過小評価、秋田 JMA ではかなり過小評価となった。これは、Mendoza and Fukuyama (1996)¹⁸⁾ による理論波形でも、札幌 JMA の NS 成分は若干の過小評価、秋田 JMA の EW 成分は半分以下の過小評価となっていることに対応している。

特性化アスベリティモデルを用いた札幌 JMA および秋田 JMA における合成波形は、非一様すべり破壊モデルを用いた合成波形と同様、周期 3 秒付近でやや過小評価となったものの、周期 10

秒の波の再現性に関しては改善が見られ、特に、秋田 JMA における合成波形は、観測記録の再現性が非常によくなった。

これは、特性化アスベリティモデルの南断層のアスベリティが 40 km×50 km であるために、秋田 JMA における合成波形に含まれる強震動パルスの卓越周期が 8 秒となったためと考えられる。ここに、強震動パルスの幅 (片振幅) は、宮武 (1998)²⁶⁾ によれば、断層面上で破壊開始点と観測点を結んだ線分の長さを l ($=40$ km)、破壊伝播速度を v ($=3.0$ km/s)、S 波速度を β ($=4.3$ km/s) とおくと、

$$l(1/v - 1/\beta) \quad (26)$$

と表され、その卓越周期はパルス幅の約 2 倍 (例えば日野, 1977)²⁷⁾ として計算した。

この強震動パルスの生成メカニズムは、今西・他 (1995)¹⁷⁾ が、南北断層ともに余震 1 を経験的グリーン関数として用いて、北海道南西沖地震の青森県下北半島泊観測点における強震速度記録の再現のために、南北断層とも 40 km×20 km としたこととよく整合している。

5.2 南断層のアスベリティを深くした場合

本論文では、アスベリティを最終すべり量が大きいところに配置したが、ここでは、地震モーメントや短周期レベルが大きいところにおいた場合を考えてみた。具体的には、図 1 に示した非一様すべり破壊モデルの地震モーメントと短周期レベルから、南断層のアスベリティのみを深いところに配置した場合を考えた。図 10 にこの特性化アスベリティモデルを示す。

南断層の影響の大きい秋田 JMA における合成加速度波形と合

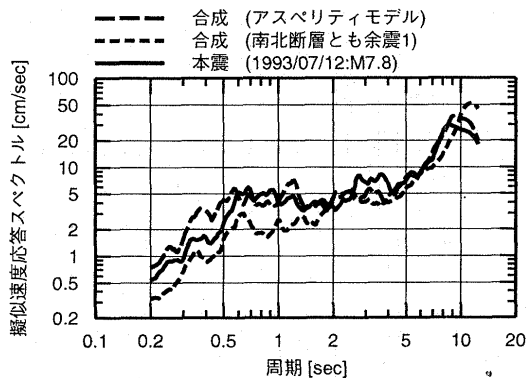


図 13 南北断層とも余震 1 を用いた場合の秋田 JMA における合成波形の擬似速度応答スペクトル (点線)

成速度波形を図 11 に示す。図より、アスペリティを浅くした場合と比べて、最大加速度はやや小さく、観測記録に近いこと、最大速度は約半分で、観測記録を過小評価していることがわかる。図 12 は、擬似速度応答スペクトル (減衰定数 5 %) であるが、この図からも、応答スペクトルは、アスペリティを浅くした場合と比べて、周期 0.2~0.4 秒の範囲でやや小さく、観測記録に近いこと、周期約 10 秒で約半分で、観測記録を過小評価していることがわかる。

以上より、アスペリティは、短周期地震動を再現するためには、地震モーメントもしくは短周期レベルの大きな深いところに配置したほうがいいこと、長周期地震動を再現するためには、最終すべり量の大きな浅いところに配置したほうがいいことがわかった。これは、周期約 10 秒の波は、いまの場合、図 8 (f) に見られる波の分散性より表面波と考えられ、表面波は震源深さが浅いほど大きく励起される性質をもつためと考えられる。したがって、広帯域の地震動を予測するには、震源深さの違いによる長周期表面波の励起の相違を十分に考慮する必要があり、このような場合、長周期帯域は理論的方法で、短周期帯域は半経験的方法で地震動の計算を行って、最後に両者を加えるハイブリッド法 (佐藤・他, 1999 など)²⁸⁾を用いることが考えられる。

5.3 南北断層とも余震 1 を用いた場合

本論文では、これまで、経験的グリーン関数として、北断層には余震 1 を、南断層には余震 2 を用いたが、ここでは、南北断層とも余震 1 を経験的グリーン関数として用いた場合を考えた。

南断層の影響の大きい秋田 JMA における擬似速度応答スペクトル (減衰定数 5 %) を図 13 に示す。図より、南北断層とも余震 1 を経験的グリーン関数として用いた場合、応答スペクトルは、短周期側で観測記録を過小評価していること、10 秒以上の長周期側で観測記録を過大評価していることがわかる。これは、図 6 に示した札幌 JMA での余震 1 と余震 2 および本震の応答スペクトルが、同様の周期特性を有しているのに対し、図 9 に示した秋田 JMA での余震 1 と余震 2 および本震の応答スペクトルは、やや異なる周期特性を有しており、特に、余震 1 の応答スペクトルは、余震 2 の応答スペクトルと比べて、短周期側でかなり小さくなっていることが原因と考えられる。この周期特性の違いは、地殻の Q 値を見直すことで、説明できる可能性もあるが、一般的には、経験的グリーン関数法をはじめ提案した Hartzell (1978)²⁹⁾も指

摘しているように、要素地震の震源位置は想定地震の断層位置に近く、距離補正も少ないほうがいいので、本論文のように、南断層には余震 2 を経験的グリーン関数として用いたほうがいいと思われる。

6. まとめ

本論文では、1993 年北海道南西沖地震 (M_{JMA} 7.8) を対象に、震源同定により求められた非一様すべり破壊モデルによる強震動シミュレーションと、非一様すべり破壊モデルの特徴を壇・他 (2001)¹²⁾の震源の特性化手法により抽出したアスペリティモデルによる強震動シミュレーションを行い、アスペリティモデルがこの地震に対して有効かどうかを調べた。実際の地震動の計算には、断層の非一様すべり破壊モデルを直接的かつ定量的に取り入れることができる壇・佐藤 (1998)¹⁵⁾による経験的グリーン関数法を用い、本震と余震の記録が得られている札幌 JMA と秋田 JMA において強震動シミュレーションを行った。本論文で行った内容および結論をまとめると以下ようになる。

- 1) 北海道南西沖地震の断層の非一様すべり破壊モデルとして、南北 2 枚の断層からなる Mendoza and Fukuyama (1996)¹⁸⁾の同定結果を用いた。また、この非一様すべり破壊モデルを、壇・他 (2001)¹²⁾の方法により、アスペリティと背景領域から構成されるアスペリティモデルに置き換えた。ここに、各断層の地震モーメントと短周期レベルは、非一様すべり破壊モデルの値と同じとし、アスペリティは各断層において 1 個ずつ、最終すべり量が大きいところに配置した。また、各アスペリティおよび各背景領域では、地震モーメントと短周期レベルは一定とし、経験的グリーン関数として、北断層には北断層で起こった余震 1 を、南断層には南断層の近くで起こった余震 2 を用いた。
- 2) 北海道南西沖地震の断層の非一様すべり破壊モデルを用いた札幌 JMA および秋田 JMA における合成波形は、周期 0.1 ないし 0.2~2 秒の範囲で観測記録の再現性が非常によく、壇・佐藤 (1998)¹⁵⁾による式で外挿される短周期レベルは妥当であることが示された。一方、周期 10 秒の波については、札幌 JMA ではやや過小評価、秋田 JMA ではかなり過小評価となった。これは、Mendoza and Fukuyama (1996)¹⁸⁾による理論波形でも、札幌 JMA の NS 成分は若干の過小評価、秋田 JMA の EW 成分は半分以下の過小評価となっていることに対応している。
- 3) アスペリティモデルを用いた札幌 JMA および秋田 JMA における合成波形は、周期 10 秒の波の再現性に関して改善が見られ、特に、秋田 JMA における合成波形は、観測記録の再現性が非常によかった。これは、アスペリティモデルの南断層のアスペリティが 40 km×50 km であるために、秋田 JMA における合成波形に含まれる強震動パルスの卓越周期が 8 秒となったためと考えられる。この結果は、アスペリティモデルのほうが、非一様すべり破壊モデルより、強震動パルスを生成しやすいモデルとなっていることを示していると同時に、地震防災を目的とした強震動予測に際して、必ずしも唯一解として求められていない過去の地震の震源同定結果を、そのまま想定地震の震源モデルとして用いることは、強震動パルスを

過小評価をする可能性があることを示している。

- 4) つぎに、南断層のアスペリティを、地震モーメントや短周期レベルが大きい深いところに配置した場合を考えた。南断層の影響の大きい秋田 JMA における合成結果から、アスペリティは、短周期地震動を再現するためには、地震モーメントもしくは短周期レベルの大きな深いところに配置したほうがいいこと、長周期地震動を再現するためには、最終すべり量の大きな浅いところに配置したほうがいいことがわかった。これは、震源深さの違いによって長周期表面波の励起が異なるためと考えられ、広帯域の地震動を予測する場合、長周期帯域は理論的方法で、短周期帯域は半経験的方法で地震動の計算を行って、最後に両者を加えるハイブリッド法(佐藤・他, 1999 など)²⁸⁾などを用いる必要があることを示している。
- 5) 最後に、南北断層とも余震 1 を経験的グリーン関数として用いた場合を考えた。秋田 JMA における合成結果は、短周期側で観測記録を過小評価し、長周期側で観測記録を過大評価した。この結果は、地殻の Q 値を見直すことで、改善できる可能性もあるが、一般的には、経験的グリーン関数法では、要素地震の震源位置は想定地震の断層位置に近く、距離補正も少ないほうがいいので、本論文のように、南断層には余震 2 を経験的グリーン関数として用いたほうがいいと思われる。

以上のように、北海道南西沖地震の強震動シミュレーションを通して、壇・佐藤(1998)¹⁵⁾による式で外挿される短周期レベルは妥当であること、および壇・他(2001)¹²⁾の震源の特性化手法によるアスペリティモデルは有用であることがわかった。

今後、本論文で示した結果は断層から 100~200 km 離れた地点でのものであるため、震源域を含む広い領域において、統計的グリーン関数法により、非一様すべり破壊モデルによる強震動シミュレーションとアスペリティモデルによる強震動シミュレーションを行い、どの程度の近距離まで壇・他(2001)¹²⁾の震源の特性化手法によるアスペリティモデルが有用であるかを調べる予定である。

謝辞

本論文で用いた 1993 年北海道南西沖地震の本震および余震の記録は、気象庁/気象協会によりました。貴重な観測記録を公表していただきました各機関に感謝いたします。

また、本研究は、10 電力(東京電力・北海道電力・東北電力・中部電力・北陸電力・関西電力・中国電力・四国電力・九州電力・日本原子力発電)の電力共通研究「原子炉施設設計用地震動の評価方法に関する研究」によって得られた成果の一部です。有益なご討議をいただきました関係各位にお礼を申し上げます。

本論文で示した図は、GMT (Generic Mapping Tools) の Version 3.1 (Wessel and Smith, 1998)³⁰⁾で作成しました。

参考文献

- 1) Hiroo Kanamori and Gordon S. Stewart (1978): Seismological aspects of the Guatemala earthquake of February 4, 1976, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 83, No. B7, pp. 3427-3434.
- 2) Stephen H. Hartzell and Thomas H. Heaton (1983): Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 73, No. 6, pp. 1553-1583.
- 3) Thomas H. Heaton, John F. Hall, David J. Wald, and Marvin W. Halling (1995):

- Response of high-rise and base-isolated buildings to a hypothetical M_w 7.0 blind thrust earthquake, *Science*, Vol. 267, pp. 206-211.
- 4) 松島信一・川瀬博(2000): 1995 年兵庫県南部地震の複数アスペリティモデルの提案とそれによる強震動シミュレーション, *日本建築学会構造系論文集*, 第 534 号, pp. 33-40.
- 5) Masayuki Kikuchi and Yoshio Fukao (1987): Inversion of long-period P -waves from great earthquakes along subduction zones, *Tectonophysics*, Vol. 144, Nos. 1-3, pp. 231-247.
- 6) Paul Somerville・入倉孝次郎・澤田純男・岩崎好規・田居優・伏見実(1993): 地震断層のすべり変位量の空間分布の検討, *土木学会耐震工学委員会*, 第 22 回地震工学研究発表会講演概要, pp. 291-294.
- 7) 入倉孝次郎・三宅弘恵(2000): 強震動予測のための震源特性化の手続き, *日本地震学会講演予稿集*, 2000 年度秋季大会, P104.
- 8) Paul Somerville, Kojiro Irikura, Robert Graves, Sumio Sawada, David Wald, Norman Abrahamson, Yoshinori Iwasaki, Takao Kagawa, Nancy Smith, and Akira Kowada (1999): Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seismological Research Letters*, Vol. 70, No. 1, pp. 59-80.
- 9) J. D. Eshelby (1957): The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, *Proceedings of the Royal Society of London, Series A*, Vol. 241, pp. 376-396.
- 10) 釜江克宏・入倉孝次郎(1998): 1994 年ノースリッジ地震($M_w=6.7$)の震源モデル, 第 10 回日本地震工学シンポジウム, 第 1 分冊, pp. 643-648.
- 11) 釜江克宏・入倉孝次郎(1997): 1995 年兵庫県南部地震の断層モデルと震源近傍における強震動シミュレーション, *日本建築学会構造系論文集*, 第 500 号, pp. 29-36.
- 12) 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井透(2001): 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.
- 13) S. Das and B. V. Kostrov (1986): Fracture of a single asperity on a finite fault, *Earthquake Source Mechanics*, Maurice Ewing Volume 6, American Geophysical Union, pp. 91-96.
- 14) John Boatwright (1988): The seismic radiation from composite models of faulting, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 78, No. 2, pp. 489-508.
- 15) 壇一男・佐藤俊明(1998): 断層の非一様すべり破壊を考慮した半経験的波形成法による強震動予測, *日本建築学会構造系論文集*, 第 509 号, pp. 49-60.
- 16) 菊地正幸(1993): 遠地実体波による北海道南西沖地震の破壊過程—他の大津波地震・非津波地震との比較—, *日本地震学会講演予稿集*, 1993 年度秋季大会, p. 28.
- 17) 今西和俊・池田岩音・佐藤魂夫(1995): 経験的グリーン関数法による 1993 年北海道南西沖地震の破壊過程, *地震*, 第 2 輯, 第 48 巻, 第 3 号, pp. 365-373.
- 18) Carlos Mendoza and Eiichi Fukuyama (1996): The July 12, 1993, Hokkaido-Nansei-Oki, Japan, earthquake: Coseismic slip pattern from strong-motion, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 101, No. B1, pp. 791-801.
- 19) Yasumaro Kakehi and Kojiro Irikura (1997): High-Frequency radiation process during earthquake faulting - Envelop inversion of acceleration seismograms from the 1993 Hokkaido-Nansei-Oki, Japan, earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 87, No. 4, pp. 904-917.
- 20) Yasumaro Kakehi and Kojiro Irikura (1996): Estimation of high-frequency wave radiation areas on the fault plane by the envelop inversion of acceleration seismograms, *Geophysical Journal International*, Vol. 125, No. 3, pp. 892-900.
- 21) Yasumaro Kakehi, Kojiro Irikura, and Mitsuyuki Hoshiba (1996): Estimation of high-frequency wave radiation areas on the fault plane of the 1995 Hyogoken Nanbu earthquake by envelop inversion of acceleration seismograms, *Journal of Physics of the Earth*, Vol. 44, No. 5, pp. 505-517.
- 22) 石井透・佐藤俊明・Paul G. Somerville (2000): 強震動評価のための不均質断層モデルの主破壊領域の抽出, *日本建築学会構造系論文集*, 第 527 号, pp. 61-70.
- 23) ハーバード大学のホームページ (<http://www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html>).
- 24) 岩田知孝・釜江克宏・入倉孝次郎(1994): 近地強震記録を用いた 1993 年北海道南西沖地震最大余震(1993/8/8 M_{JMA} 6.3)の震源過程, *月刊海洋*, 号外 No. 7, pp. 80-87.
- 25) James N. Brune (1970): Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 75, No. 26, pp. 4997-5009.
- 26) 宮武隆(1998): 断層近傍の強震動パルスの成因, *地震*, 第 2 輯, 第 51 巻, 第 2 号, pp. 161-170.
- 27) 日野幹雄(1977): スペクトル解析, 朝倉書店, pp. 22-24.
- 28) 佐藤俊明・壇一男・渡辺基史(1999): 関東地震の強震動の再現を目指して, *SEISMO—地震調査研究推進本部ニュース*, 第 3 巻, 第 9 号, pp. 6-7, 地震予知総合研究振興会地震調査研究センター.
- 29) S. H. Hartzell (1978): Earthquake aftershocks as Green's functions, *Geophysical Research Letters*, Vol. 5, No. 1, pp. 1-4.
- 30) Paul Wessel and Walter H. F. Smith (1998): New, improved version of Generic Mapping Tools released, *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, Vol. 79, No. 47, p. 579.

(2001年6月5日原稿受理, 2001年12月19日採用決定)