

# 経験的グリーン関数法を用いた

## 1968年日向灘地震の特性化震源モデルの検討

中山 怜

### 1. はじめに

九州地方東部沖合の日向灘では、マグニチュード7クラスの大規模地震が数十年から数十年の間隔で繰り返し発生しており、将来においてもその発生が懸念されている。これらの日向灘の地震のうち、近年で最も規模が大きな地震が、1968年4月1日9時42分に発生したマグニチュード ( $M_j$ ) 7.5の地震（震源深さ22 km、以降、本震）である。この地震は、ユーラシアプレートとフィリピン海プレートの境界で発生した地震で、最大震度5を宮崎県延岡市、高知県宿毛市で観測した。また、大分、熊本、宮崎、高知、愛媛の5県において、住宅や港湾施設に被害が生じたほか、最大3 mの津波が発生し床上浸水などの被害が発生した。

八木・他(1998)<sup>1)</sup>は、この地震に対して遠地実体波解析を用いて震源過程の検討を行った。さらに、地震調査推進本部(2005)<sup>2)</sup>では統計的グリーン関数法を用いた本震の震源断層モデルの検討を実施しているが、近地強震観測記録に基づいて震源モデルを検討した例はなく、日向灘で発生した大地震の強震動特性を明らかにすることは、今後の地震や津波による被害の軽減に資すると考えられる。

そこで本研究では、近年観測された加速度記録を用いた経験的グリーン関数法<sup>3)</sup>から、気象庁による機械式1倍強震計(変位計)等で観測された本震の記録を再現することで、本震の特性化震源モデルを構築し、

その特性と短周期レベルについて検討する。

### 2. 1968年日向灘地震で観測された強震記録

本震の記録は、気象庁が全国に設置した観測点の1倍強震計で観測されており、記象紙からデジタル化された数値データ<sup>4)</sup>が公開されている。図1に本研究で使用した観測点位置と本震の震央位置を示す。気象庁で得られた強震記録は、座間(1993)<sup>5)</sup>による気象庁1倍強震計記録の補正の手順を参考に実地動を得た。

はじめに、得られた観測記録はペンの振り切れや振幅の大きな部分では、端部が折れ曲がる問題が生じるため円弧補正を施した。次に、紙送りの速度、ペンと記録用紙間の摩擦、数値化誤差の影響で時間軸が前後する区間が見られるため、時間軸の補正を行った。その後、等間隔の記録になるように直線補間法に基づいて0.05秒の記録にリサンプリングした。最後に観測点ごとに与えられている計器の基本倍率、減衰定数、振子の固有角周波数を用いて地震計の周波数特性を求め、計器特性の補正を行った。この減衰定数は不明な場合も含まれていたため0.552で統一した。また、フーリエ変換の安定性を保つための前作業として、解析区間冒頭と最後の5%のデータにcosine型のテーパをかけ、地震計の周期特性を考慮して2~20秒のバンドパスフィルタを通して。補正後に得られた変位波形を図2に示す。福岡、熊本、鹿児島

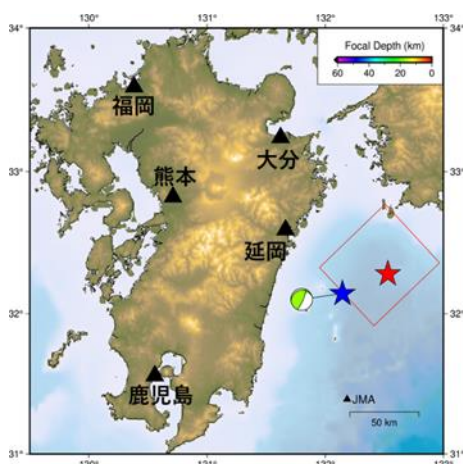


図1 観測点と震央位置 (▲:観測点位置) と余震のメカニズム

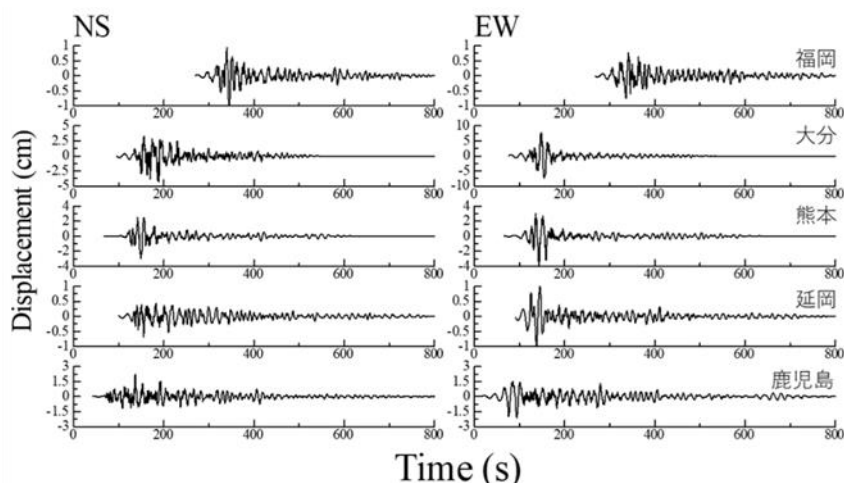


図2 観測された本震波形

EW成分で変位の値に大きな違いはなく、それぞれ1.0 cm、4.0 cm、3.0 cmほどであったが、大分、延岡の2点の最大振幅はNS成分よりEW成分の方が約2倍程度大きい。

### 3. 波形合成に必要なパラメータの推定

経験的グリーン関数法は、発震機構や破壊伝播経路が大地震と共通する中小地震（要素地震）の観測記録を要素波（グリーン関数）と考え、それを断層の破壊過程に合わせて重ね合わせるにより大地震を合成する方法である。本研究で要素地震として使用する強震記録は1996年4月から2018年12月の期間に日向灘で発生した地震で、本震のメカニズム解と類似している低角逆断層型の地震を選択し、その中から記録の得られている観測点数、マグニチュード、震源位置を考慮し2014年8月29日に日向灘で発生した $M_j6.0$ の地震（震源深さ18 km）を選択した。合成の際に重要となるパラメータは、大地震と要素地震の応力降下量比 $C$ と大地震の断層面の分割数を決めるための大地震と要素地震の断層面長さ、幅、及びすべり量の比 $N$ である。この $C$ と $N$ は、(1)式で示される。一般に三宅・他(1999)<sup>6)</sup>のように、同一観測点で得られた本震と要素地震のS波スペクトル比に対して、震源スペクトル比の理論式（Source Spectral Ratio Function, SSRF）をフィッティングさせることによって決められる。本研究では、SSRFを算出可能な周波数帯域が限られているため応力降下量比 $C$ を $C=1.0$ と仮定し、 $N$ は地震モーメントの比（ $M_0/m_0 : M, m$ はそれぞれ本震と余震を示す。）から求めた。

$$M_0/m_0 = CN^3 \quad (1)$$

本震と要素地震の地震モーメントは八木・他(1998)、及び防災科学技術研究所のF-netによる値をそれぞれ用いた。本震と選択した要素地震の諸元、設定した $C$ 、 $N$ を表1、観測点位置と要素地震のメカニズム、震央位置を図1に示す。

表1 本震と要素地震の諸元と設定したパラメータ

	Origin Time	$M_0$ (Nm)	Depth(km)	$M_j$	$C$	$N$
本震	1968/4/1 9:42	2.50E+20	22.0	7.5		
要素地震	2014/8/29 4:14	6.90E+17	18.2	6.0	1	7

### 4. 震源のモデル化

本震の震源断層の位置（走向、傾斜、深さ）、地震モーメント $M_0$ は八木・他(1998)による値を用いる。その他必要なパラメータであるS波速度 $V_S$ は、Yamada et al.(2005)<sup>7)</sup>に示される海洋性地殻第2層、第3層（フィ

リピン海プレート）の値から試行錯誤的に $V_S = 3.4$  km/s、破壊伝播速度 $V_r$ はGeller(1976)<sup>8)</sup>からS波速度の72%となる $V_r = 2.5$  km/sとした。本研究では、八木・他(1998)で得られたすべり量分布からSomerville et al.(1999)<sup>9)</sup>で示されているアスペリティの抽出方法に従い、アスペリティを抽出した。図4に既往不均質モデルと抽出したアスペリティ（上図）、設定したSMGA（下図）を示す。抽出したアスペリティの総面積は断層面積全体の29%程度になった。この値は石井・他(2000)<sup>10)</sup>より7つの海溝型地震によるアスペリティの総面積の占める割合は断層面積の $35 \pm 11$  %程度となる結果と整合的である。アスペリティ領域と強震動生成域（SMGA）が一致するとし、抽出したアスペリティ面積を $N^2$ で分割することで、要素地震の断層長さを $5 \text{ km} \times 5 \text{ km}$ とした。SMGAの大きさは $35 \text{ km} \times 35 \text{ km}$ 、ライズタイムは震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「以下、レシピ」）<sup>11)</sup>の式に基づき1.0秒とした。また、破壊開始点は震源位置を中心に試行錯誤的に配置した。その他必要なパラメータである断層面の等価半径 $R$ 、アスペリティの等価半径 $r$ はEshelby(1957)<sup>12)</sup>より推定した。

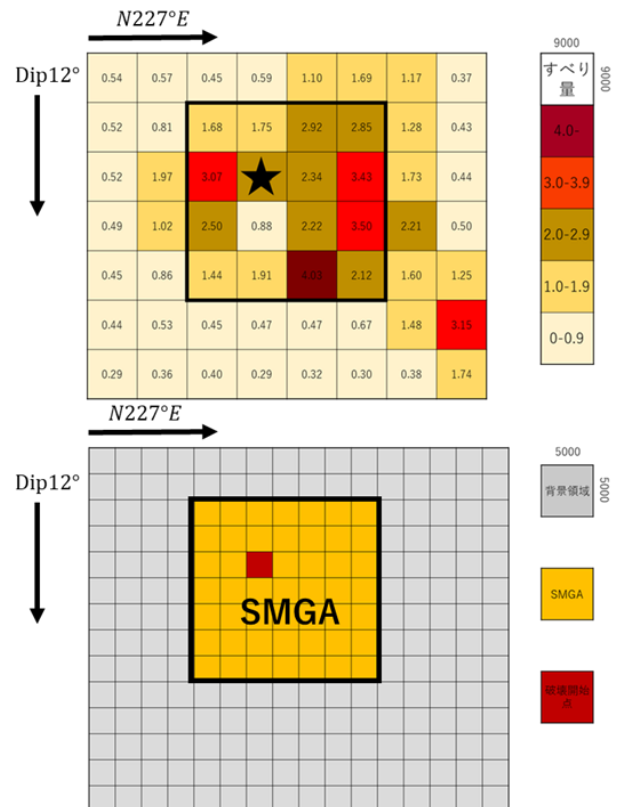


図4 八木・他(1998)による不均質モデル抽出したアスペリティ（上図）、SMGAと破壊開始点（下図）

### 5. 波形合成の結果

本研究で得られた震源パラメータと既往の不均質モデルからアスペリティを抽出し特性化震源モデルを基に、経

験的グリーン関数法を用いた合成波形を推定した。今回の検討では気象庁 1 倍強震計記録の有効上限周波数から 0.1~0.5 Hz の周波数帯域で合成を行い、水平同 2 成分の地震動(速度波形、変位波形)、及びフーリエスペクトルについて観測波形と比較した。図 5 に断層面内に設定した強震動生成域の位置、図 6 に波形合成の結果を示す。

波形合成の結果、変位フーリエスペクトルでは、福岡、延岡では全体的に満足した結果となっているが、大分ではやや過少評価となっている。熊本と鹿児島では 0.5 Hz 付近の再現性が劣っている。速度波形は福岡、熊本、延岡、鹿児島において概ね再現できているが、大分の NS 成分の最大振幅が観測波形より小さくなっている。これらの要因の一つとして、周波数帯域が限られているため推定したパラメータの影響が考えられる。今後の課題として、より再現性を高めるには本研究では解析区間の関係上、応力降下量比  $C$  を 1.0 と仮定したが、別途応力降下量を推定する。また、地震モーメントの算出、SMGA の大きさ、破壊伝播速度、ライズタイム、破壊開始点などのパラメータについて、最適な値を探索するなどが必要である。

表 2 強震動生成域のパラメータ

SMGA	長さ(km)	幅(km)	Vs(km/s)	Vr(km/s)	T <sub>R</sub> (s)	Δσ(MPa)	A(Nm/s <sup>2</sup> )
	35.0	35.0	3.4	2.5	1.0	13.1	3.74E+19

## 6. 短周期レベル A の検討

推定した 1968 年日向灘地震の特性化震源モデルから短周期レベルを推定する。短周期レベルとは、加速度震源スペクトルの短周期領域のレベルであり、震源から放出される短周期地震動の振幅に対応する量を表す。はじめに Eshelby(1957)に基づき要素地震の静的応力降下量を

算出し、 $C = 1$ から本震の応力降下量を求める。その値を用いて Brune (1970)<sup>13</sup>から短周期レベル  $A$  を(3)式から推定した。 $(M_0$ :地震モーメント、 $r^3$ :円形断面半径、 $S$ :矩形断面の面積、 $\beta$ :S 波速度、 $\Delta\sigma$ :応力降下量)得られたパラメータを表 2 に示す。SMGA の応力降下量は  $\Delta\sigma = 13.1$  MPa、短周期レベルは  $A = 3.74 \times 10^{19}$  Nm/s<sup>2</sup>となる。

$$\Delta\sigma = \frac{7\pi M_0}{16 r^3} \quad (\text{MPa}) \quad (2)$$

$$A = 4\pi\beta^2\Delta\sigma\sqrt{S/\pi} \quad (\text{Nm/s}^2) \quad (3)$$

次に、日向灘地震の地震モーメントと短周期レベルの関係( $M_0 - A$ 関係)を佐藤(2010)<sup>14</sup>の震源近傍の強震記録を使用し、断層タイプごとの違いを考慮した太平洋プレートの境界地震を対象に求められた  $M_0 - A$ 関係の経験式(4)式と壇・他(2001)<sup>15</sup>の 12 の内陸地震と 6 の海溝型地震を対象とした地殻内地震の  $M_0 - A$ 関係の経験式(5)と比較する。 $M_0 - A$ 関係を図 7 に示す。

$$A = 4.02 \times 10^{10} (M_0 \times 10^7)^{1/3} \quad (\text{Nm/s}^2) \quad (4)$$

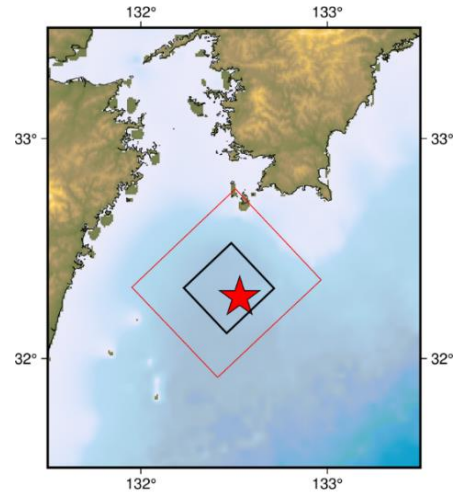


図 5 断層面に設定した SMGA の位置

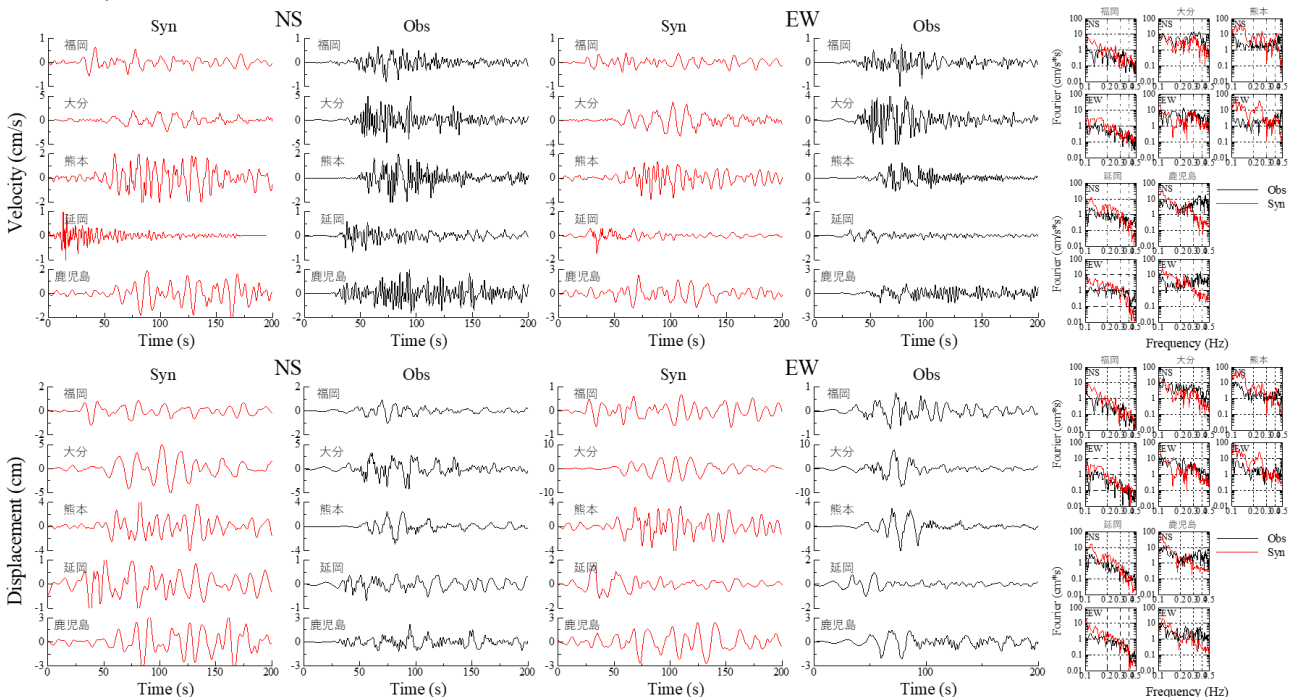


図 6 波形合成の結果

$$A = 2.46 \times 10^{17} (M_0 \times 10^7)^{1/3} \text{ (Nm/s}^2\text{)} \quad (5)$$

1968 年日向灘地震の $M_0 - A$ 関係は、佐藤(2010)のプレート境界地震の平均の $M_0 - A$ 関係の式の 0.92 倍、壇・他(2001)の地殻内地震の平均の $M_0 - A$ 関係の式の 1.12 倍となった。佐藤(2010)の標準偏差を考慮した値の範囲内に含まれているため妥当な値であると判断した。

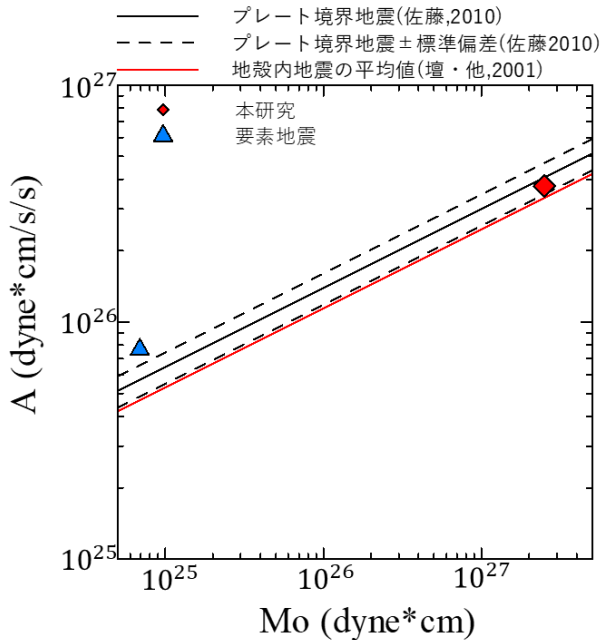


図7 短周期レベルの検討

## 7. まとめ

本研究では、気象庁 1 倍強震計で得られた観測記録を補正し、1968 年日向灘地震の地震動を得た。さらに近地強震記録を用いた経験的グリーン関数法による波形合成を行い、特性化震源モデルを構築することで短周期レベルを算出した。以下に得られた知見を示す。

- 合成波形のフーリエスペクトルにおいて 0.1Hz 付近の長周期成分の再現性は高いが、0.5Hz 付近の短周期成分において過少となる点が見られた。
- 佐藤(2010)のプレート間地震における $M_0 - A$ 関係の経験式との比較の結果 0.92 倍と妥当な値となった。
- 今後の課題として、本研究で仮定した応力降下量比  $C$  を別途推定し、破壊伝播速度や SMGA などの最適な値を検討する必要がある。

## 謝辞

本研究で使用した観測記録は、気象庁 1 倍強震計記録、気象庁 95 型震度計記録、防災科学技術研究所の F-net で得られたものである。記して謝意を示す。

## 参考文献

- 1) 八木勇治・菊池正幸・吉田真吾・山中佳子：1968 年 4 月 1 日、日向灘地震 ( $M_{JMA}7.5$ ) の震源過程とその後の地震活動との比較、地震第 2 輯、第 51 巻、pp.139-148、1998
- 2) 地震調査推進本部、地震調査委員会：日向灘の地震を想定した強震動評価について、平成 17 年 9 月 26 日
- 3) 入倉孝次郎：経験的グリーン関数法による強震動予測、京都大学防災研究所年報、第 32 号、B-1、1989
- 4) 消防研究センター：気象庁 1 倍強震計記録の数値化データ公開システム、[http://nrifd.fdma.go.jp/open\\_tech/db\\_kyoshinkei/](http://nrifd.fdma.go.jp/open_tech/db_kyoshinkei/) (参照 2021 年 8 月 30 日)
- 5) 消防庁消防研究所：消防研究所報告、通巻 72 号、pp.11-23、1991 年
- 6) 三宅弘恵・岩田知孝・入倉孝次郎：経験的グリーン関数法を用いた 1997 年 3 月 26 日 ( $M_{JMA}6.5$ ) 及び 5 月 13 日 ( $M_{JMA}6.3$ ) 鹿児島県北西部地震の強震動シミュレーションと震源モデル、地震第 2 輯、51 巻、pp. 431-442、1999
- 7) Yamada, N. and T. Iwata : Long-period ground motion simulation in the Kinki area during the MJ 7.1 foreshock of the 2004 off the Kii peninsula earthquakes, Earth Planets Space, 57, pp.197-202, 2005.
- 8) Somerville, P., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abarahamson, N. Iwasaki, Y. Smith and N. Kowada : Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, Seism. Res. Let., Vol. 70, No. 1, pp.59-80, 1999
- 9) 石井 透・佐藤俊明・Paul G. Somerville : 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、2000
- 10) 地震調査研究推進本部、地震調査委員会：震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）、令和 2 年（2020 年）3 月
- 11) Brune, J. N. : Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, J. Geophys. Res., 75, pp. 4997-5009, 1970
- 12) Eshely, J.: The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, and related problems. Proc. R. Soc. London, Ser. A, Vol.241, pp. 376-396, 1957
- 13) 佐藤智美：逆断層と横ずれ断層の違いを考慮した日本の地殻内地震の短周期レベルのスケーリング則、日本建築学会構造系論文集、第 651 号、pp.923-932、2010
- 14) 壇一・渡辺基史・佐藤俊明・石井透：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合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、2001