地中震源断層と地表地震断層の断層パラメータ間の経験的關係を 拘束条件とした動力学的断層破壊モデルの構築

－強震動予測のための運動学的断層モデルの高度化をめざして－

MODELING OF DYNAMIC FAULT RUPTURING CONSTRAINED BY EMPIRICAL RELATIONS AMONG FAULT PARAMETERS OF SURFACE AND SUBSURFACE FAULTS

－ Toward improvement of kinematic fault model for predicting strong ground motions －

入江 紀嘉*, 壇 一男**, 生玉 真也***, 入倉 孝次郎****

*Kiyoshi IRIE, Kazuo DAN, Shinya IKUTAMA
and Kojiro IRIKURA*

We proposed a procedure to establish a model of dynamic fault rupturing for predicting strong ground motions under the constraints by empirical relations among fault parameters of the surface and subsurface faults such as the fault length, the dislocation on the surface, the ruptured area, the seismic moment, and the short-period level of the acceleration source spectrum. As an example, given the depth of the seismogenic layer 4 to 18 km deep and the earthquake magnitude of 7.2, we evaluated 14 model parameters of the dynamic fault rupturing. We confirmed that the results of the dynamic fault rupturing simulation based on this model satisfied the empirical relations adopted prior to the simulation.

Keywords : *subsurface fault, surface fault, strong motion prediction, asperity, dynamic fault rupturing, slip weakening model*

地中震源断層, 地表地震断層, 強震動予測, アスペリティ, 動力学的断層破壊, すべり弱化則

1. はじめに

1995年に起こった兵庫県南部地震以降, わが国では, 政府の地震調査研究推進本部を中心に, 主要な活断層については, その調査結果をもとに地震発生 の長期評価が行われ, この評価結果をうけて, 内陸地殻内地震の強震動が予測されている (例えば, 地震調査研究推進本部, 2008)¹⁾。また, その成果は, 地域地震防災や構造物の耐震設計に活用され始めている。

現在, 内陸地殻内地震による強震動の予測に際しては, 活断層の長さや地震発生層の厚さを与条件として, 各種断層パラメータ間の理論的關係式と経験的關係式から, 地中における震源断層の運動学的モデル (断層面上のすべりを規定して地震動を計算するモデル) が設定されている。この場合, 地中震源断層は, 深さが数 km~15 km 程度の地震発生層の中にあるとされ, それよりも浅い部分は断層面積として算入されていない。これは, 浅い部分からは被害に直結する強震動が放出されず, それより深いところにある地震発生層の破壊に引きずられて動くと考えられているからである。

しかし, 内陸地殻内地震による強震動の予測は, その前提として,

地表における活断層の調査結果を出発点としており, 地震動も地表地震断層の変位も地中震源断層が破壊したことによる結果であるため, 両者は物理的に関係づけられていなければならない。

そこで, 本論文では, 従来の強震動予測のための震源断層のモデルをさらに物理的に整合するモデルに改良することをめざして, 地中震源断層と地表地震断層を記述する各断層パラメータ間の理論的關係式と経験的關係式を拘束条件とした断層モデルを構築することとした。断層モデルの構築にあたっては, 断層面上における摩擦構成則を取り入れることができる動力学的断層破壊モデル (断層面上の応力と破壊条件を規定して, 断層面上のすべりと地震動を計算するモデル: 例えば, 大中・松浦, 2002)²⁾を用いた。また, 各断層パラメータ間の理論的關係式と経験的關係式を拘束条件として構築した動力学的断層破壊モデルからは, 断層面上のすべり分布や地表における速度波形が算出されるので, これらの結果を, 既往の研究 (Somerville *et al.*, 1999; 入倉・三宅, 2001; 司・翠川, 1999)^{3)~5)}で整理された実際の地震の統計的性質と比較して, 考察を加えた。

なお, 強震動予測に用いるための動力学的断層破壊モデルを構築

* 榊大崎総合研究所 理修

** 榊大崎総合研究所 博士(工学)

*** 日本原子力発電(株) 工修

**** 愛知工業大学 教授・理博

Ohsaki Research Institute, Inc., M. Sci.

Ohsaki Research Institute, Inc., Dr. Eng.

The Japan Atomic Power Company, M. Eng.

Prof., Aichi Institute of Technology, Dr. Sci.

するためには、既往の経験式で扱われている個々の地震に対して動力的断層破壊モデルを作成し（例えば、Guatteri *et al.*, 2001 や後藤・他, 2006)^{6), 7)}、それらの結果の統計的性質に基づいて想定地震に対する動力的断層破壊モデルを構築することが考えられるが、本論文では、最終目標として、強震動予測に用いられている現行の運動学的モデルの構築方法（地震調査研究推進本部, 2008 など）¹⁾に動力的断層破壊モデルの知見を取り込むことを考えているため、既往の経験式を検討の出発点とした。また、既往の経験式を出発点とすると、ひとつひとつの地震の震源過程を単純化しすぎて、非物理的なモデルが得られる可能性もあるが、本論文では既往の経験式を出発点としても物理的なモデルが構築できることを作業仮説として検討をすすめた。

2. 動力的断層破壊モデルの構築

2.1 地中震源断層と地表地震断層の関係

地中の震源断層と地表の地震断層とを物理的に関係づけるには、地盤モデルと断層モデルが必要である。いまの場合、地表における活断層の調査結果を出発点としているため、断層破壊は地表まで達している。また、地表の地震断層が 20 km 程度より短い場合、地中にはそれよりも長い震源断層がある場合が多いが、地表の地震断層が 20 km 程度より長い場合は、地中の震源断層の長さは地表の地震断層の長さとはほぼ等しい（壇・他, 2010)⁸⁾。そこで、本論文では、地表地震断層が 20 km 程度よりも長い場合を考えることとし、図 1 に示すように、地表地震断層の長さ L_{sur} と地中震源断層の長さ L は等しいとした。

また、浅い部分を含む破壊領域全体の幅を W_{rup} 、面積を S_{rup} とし、地震発生層の破壊領域すなわち震源断層の幅を W_{max} 、面積を S とし、両者を区別することとした。ここに、地震発生層よりも浅い表層は破壊はしてもせん断剛性率 μ が小さいので、地震モーメントをほとんど解放しない領域、震源断層はせん断剛性率 μ が大きく、破壊すると地震モーメントを解放する領域である。また、長さが 20 km より長い震源断層は、その幅が地震発生層の厚さからくる限界値となるため（入倉・三宅, 2001)⁴⁾、震源断層の幅 W には添字 max をつけた。破壊領域の面積 S_{rup} および震源断層の面積 S は、下式により表される。

$$S_{rup} = LW_{rup} \quad (1)$$

$$S = LW_{max} \quad (2)$$

一方、地中震源断層についてであるが、現在、強震動の予測のためのモデルとしては、応力降下量の大きなアスペリティと応力降下量がない背景領域の 2 つの領域から構成されるアスペリティモデルがよく用いられている（例えば、地震調査研究推進本部, 2008)¹⁾。震源断層のうちアスペリティは周期 1 秒前後の強震動パルスを含む広い周期帯域の地震動を生成する領域、背景領域は強震動は生成せずにもっと長い周期の地震動を生成する領域である。

本論文では、震源断層が破壊することによって、地震波が放出され地表が揺れ、同時に、震源断層の破壊が表層を貫いて地表面に達すると考えている。したがって、断層モデルは地表面における地震動や地震断層のすべり量の原因となる断層運動を記述するモデルで、地盤モデルは原因と結果をつなぐ場を記述するモデルというこ

図 1 破壊領域と地中震源断層のイメージ

破壊面積 S_{rup} は $L \times W_{rup}$ の領域で、地中震源断層の面積 S は $L \times W_{max}$ の領域である。

となる。これらの地盤モデルと断層モデルおよび地表面における地震動と地震断層は主に下のようなパラメータで表される。

1) 地盤モデル

地盤モデルは密度、 P 波速度、 S 波速度で表される。本論文では、地震発生層の密度 ρ を 2.7 g/cm^3 、 P 波速度 α を 6.0 km/s 、 S 波速度 β を 3.5 km/s とした。このとき、せん断剛性率 μ は $\mu = \rho \beta^2$ で算定され、 $\mu = 3.3 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ となる。また、地震発生層の上端から地表までの表層の S 波速度 β_l (l は層番号) は浅いほど遅くなるとした。このとき、密度 ρ_l および P 波速度 α_l は、Ludwig *et al.* (1970)⁹⁾ の S 波速度と密度の関係および P 波速度と密度の関係をを用いて、各層の S 波速度 β_l から設定した。

2) 断層モデル

断層モデルは、地表地震断層の長さ L_{sur} 、地中震源断層の長さ L 、破壊領域の幅 W_{rup} 、地中震源断層の幅 W_{max} 、破壊領域の面積 S_{rup} 、アスペリティの面積 S_{asp} 、平均応力降下量 $\Delta\sigma$ 、およびアスペリティの応力降下量 $\Delta\sigma_{asp}$ で表される。このうち、破壊領域の面積 S_{rup} と地中震源断層の面積 S はそれぞれ(1) 式と(2) 式で表される。また、平均の定義により、平均応力降下量 $\Delta\sigma$ は下式で表される。

$$\Delta\sigma = (S_{asp} / S) \Delta\sigma_{asp} \quad (3)$$

3) 地表面における地震動

地表面における地震動は震源スペクトルで代表され、長周期領域の震源スペクトルは地震モーメント M_0 で、短周期領域の震源スペクトルは短周期レベル A で表される。また、地震モーメント M_0 と短周期レベル A はそれぞれ下の(4) 式と(5) 式で表される。

$$M_0 = \mu DS \quad (4)$$

$$A = 4\pi(S_{asp} / \pi)^{1/2} \Delta\sigma_{asp} \beta^2 \quad (5)$$

ここに、(4) 式中の D は地中震源断層における平均すべり量である。また、(5) 式は円形クラックモデルを念頭においた Brune (1970)¹⁰⁾ と Boatwright (1988)¹¹⁾ による短周期レベルの式である。なお、アスペリティが複数のときは、(5) 式は下のようになる。

$$A = 4\pi\beta^2 \left(\sum_n (S_{aspn} / \pi) \Delta\sigma_{aspn}^2 \right)^{1/2} \quad (5')$$

ここに、 n はアスペリティの番号である。

4) 地表地震断層

地表地震断層の特徴は、長さ L_{sur} と地表変位量 D_{sur} で表される。本論文では、先述したとおり、地表地震断層の長さ L_{sur} は地中震源断層の長さ L と等しいとした。

2.2 地盤モデルと断層モデルのパラメータの算定方法

本節では、図 1 に示した破壊領域と地中震源断層のイメージにそったモデルパラメータの設定方法について説明する。

はじめに、地中震源断層についてであるが、現在、強震動の予測のためによく用いられているアスペリティモデルを記述する主なパラメータは、震源断層の面積 S 、断層長さ L 、断層幅 W_{max} 、地震モーメント M_0 、短周期レベル A 、断層面の平均応力降下量 $\Delta\sigma$ 、断層面の平均すべり量 D 、アスペリティの面積 S_{asp} 、アスペリティの応力降下量 $\Delta\sigma_{asp}$ の 9 個である。これに、破壊面積 S_{rup} と破壊領域の幅 W_{rup} を加えると、パラメータ数は全部で 11 個となる。これらのパラメータの間には、前節の(1) 式～(5) 式に加えて以下の 3 つの関係式が成り立っている。

$$\Delta\sigma = (7/16)[M_0 / (S/\pi)^{3/2}] \quad (6)$$

$$S_{rup} [\text{km}^2] = 4.24 \times 10^{-11} \times (M_0 [\text{dyne} \cdot \text{cm}])^{1/2} \quad (7)$$

$$A [\text{dyne} \cdot \text{cm/s}^2] = 2.46 \times 10^{17} \times (M_0 [\text{dyne} \cdot \text{cm}])^{1/3} \quad (8)$$

ここに、(6) 式は Eshelby (1957)¹²⁾ による円形クラックモデルにおける断層面積と地震モーメントと平均応力降下量の理論的關係式、(7) 式は入倉・三宅 (2001)⁴⁾ による破壊面積と地震モーメントの経験的關係式 ($M_0 \geq 7.5 \times 10^{18} \text{ N} \cdot \text{m}$)、(8) 式は壇・他 (2001)¹³⁾ による短周期レベルと地震モーメントの経験的關係式である。

地中震源断層のみを考慮したアスペリティモデルでは、断層長さ L と破壊領域の幅 W_{rup} および震源断層の幅 W_{max} が与えられれば、(1) 式～(8) 式から、他の 8 個のパラメータを算定できる。

ここで、地中震源断層の破壊が地表まで達している状況を考えてみる。この場合、地表におけるすべり量はゼロではなく代わりに応力降下量がゼロであるから、断層面の平均応力降下量 $\Delta\sigma$ を算定するために、周囲のすべり量がゼロで拘束されている円形クラックモデルの (6) 式を用いるのは適切ではない。そこで、本論文では、破壊が地表まで達している断層長さが十分に長い横ずれ断層の平均応力降下量が $\Delta\sigma = (2/\pi)[M_0/(LW^2)]$ で表されることを参考に、下式を用いることとした。

$$\Delta\sigma = c[M_0 / (LW_{max}^2)] \quad (9)$$

ここに、定数 c は断層の形状と境界条件により決まる定数と考えられるが、動力学的断層破壊モデルにおける c の値の物理的な意味については、別途、検討を行う予定である。

以上より、破壊領域と地中震源断層を記述するパラメータの数は、11 個のパラメータに c を加えたので、12 個に増えている。対して、パラメータを求める関係式の数は、(1) 式から(8) 式の 8 つの式から(6) 式をはずし、(9) 式を加えたので、合計は 8 式のままである。条件式がもうひとつ必要ではあるが、断層長さ L と破壊領域の幅 W_{rup} および震源断層の幅 W_{max} が与えられた場合、破壊領域の面積 S_{rup} が (1) 式より、震源断層の面積 S が (2) 式より、地震モーメント M_0 が (7) 式より、平均すべり量 D が (4) 式より、短周期レベル A が(8) 式より求まるので、8 つのパラメータは確定できる。一方、平均応力降下量 $\Delta\sigma$ 、アスペリティの面積 S_{asp} 、アスペリティの応力降下量 $\Delta\sigma_{asp}$ および未定定数 c の 4 つのパラメータは、(3) 式と(5) 式と(9) 式だけでは確定できない。そこで、本論文では、動力学的断層破壊シミュレーションを繰り返し行うことで、これらの 4 つのパラメータを確定した。

具体的には、はじめに、未定定数 c が $2/\pi$ 程度となるように、平均応力降下量 $\Delta\sigma^*$ を仮定し、これをもとに、(3) 式と (5) 式と (9) 式から算定されるアスペリティの面積を S_{asp}^* 、アスペリティの応力降下量を $\Delta\sigma_{asp}^*$ 、未定定数を c^* とした。ついで、これらのパラメータを用いて設定した暫定的な動力学的断層破壊モデルに対して、第 1 回目の動力学的断層破壊シミュレーションを行った。

その結果得られた地震モーメントを M_0^* とすると、これが (7) 式で確定した M_0 と異なる場合は、下式を用いて算定される平均応力降下量 $\Delta\sigma^{**}$ をもとに動力学的断層破壊モデルを設定し直して、第 2 回目の動力学的断層破壊シミュレーションを行った。

$$\Delta\sigma^{**} = (M_0 / M_0^*) \Delta\sigma^* \quad (10)$$

ここに、動力学的断層破壊シミュレーションは非線形計算であるので、上式による平均応力降下量の補正では必ずしも解の収束性は保証されていないが、傾向としては、平均応力降下量 $\Delta\sigma$ と地震モーメント M_0 は比例すること (例えば、大中・松浦, 2002)²⁾ を利用した。また、収束計算を適用したのは、平均応力降下量 $\Delta\sigma$ を変化させると、短周期レベル A も変化するため、アスペリティの面積 S_{asp} を再調整する必要があるためである。

上記の手順を繰り返すことで、4 つのパラメータ ($\Delta\sigma$, S_{asp} , $\Delta\sigma_{asp}$, c) を確定した。

一方、地表地震断層についてであるが、これについては、松田 (1975)¹⁴⁾ による地表地震断層の長さ L_{sur} と気象庁マグニチュード M_J の経験的關係および地表変位量 D_{sur} と気象庁マグニチュード M_J の経験的關係がよく用いられている。

$$\log L_{sur} [\text{km}] = 0.6 M_J - 2.9 \quad (11)$$

$$\log D_{sur} [\text{m}] = 0.6 M_J - 4.0 \quad (12)$$

上の 2 つの式から M_J を消去すると、地表地震断層長さ L_{sur} と地表変位量 D_{sur} の経験的關係式が得られる。

$$D_{sur} [\text{m}] = L_{sur} [\text{km}] / 10^{1.1} = 0.0794 L_{sur} [\text{km}] \quad (13)$$

さて、問題は、さきに(1) 式と(2) 式、および(3) 式～(5) 式と(7) 式～(10) 式に基づいて設定される地中震源断層のみを考慮したアスペリティモデルを用いたときに、地表変位量が D_{sur} となるかどうかである。

この問題について、本論文では、地中震源断層と地表変位量 D_{sur} とは、地震発生層より浅い表層の物性値により関連づけられていると考えた。具体的には、表層では応力降下がないため、変位は下方からのせん断変形の伝播に起因すると考えられることより、地表変位量 D_{sur} は、断層面の平均すべり量 D に比例するとともに、地中震源断層が位置する地震発生層と表層のうち一番上の層 (第 1 層) のインピーダンス比の平方根に比例する (例えば、佐藤, 1978)¹⁵⁾ と

図 2 動力学的断層破壊モデルのパラメータ算定の流れ

仮定して、決定すべきパラメータを第 1 層のインピーダンス $\rho_1 \beta_1$ とした。この場合、 D_{sur} は下式で表される。

$$D_{sur} = mD \sqrt{\rho\beta / \rho_1 \beta_1} \quad (14)$$

ここに、 m は未定定数、 ρ_1 は第 1 層の密度、 β_1 は第 1 層の S 波速度である。なお、後に示す例では、表層の厚さを 4 km として、それを 5 分割して、第 1 層の厚さを 0.8 km としているので、 $\rho_1 \beta_1$ は、地表から 0.8 km の深さまでの地盤の平均的なインピーダンスである。また、2.1 節の地盤モデルの説明で述べたように、本論文では、密度は S 波速度の関数として設定しているので、上式で決定すべきパラメータは第 1 層の S 波速度 β_1 のみである。

震源断層の長さ L が与えられた場合、平均すべり量 D が (4) 式より求まり、地表地震断層の長さ L_{sur} が与えられた場合、地表変位量 D_{sur} が (13) 式より求まる。したがって、(14) 式は第 1 層のインピーダンス $\rho_1 \beta_1$ と未定定数 m の 2 つのパラメータを未知パラメータとして含んでいる。そこで、本論文では、再度、動力学的断層破壊シミュレーションを繰り返し行うことで、これらの 2 つのパラメータを確定した。

具体的には、はじめに、未定定数 m が 1 程度となるように、第 1 層のインピーダンス $\rho_1^* \beta_1^*$ を仮定し、これをもとに、(14) 式から算定される未定定数を m^* とした。ついで、これらのパラメータを用いて設定した暫定的な動力学的断層破壊モデルに対して、第 1 回目の動力学的断層破壊シミュレーションを行った。

その結果得られた地表変位量を D_{sur}^* とすると、これが (13) 式で確定した D_{sur} と異なる場合は、下式を用いて算定される第 1 層のインピーダンス $\rho_1^{**} \beta_1^{**}$ をもとに動力学的断層破壊モデルを設定し直して、第 2 回目の動力学的断層破壊シミュレーションを行った。

$$\rho_1^{**} \beta_1^{**} = \left(D_{sur}^* / D_{sur} \right)^2 \rho_1^* \beta_1^* \quad (15)$$

上記の手順を繰り返すことで、2 つのパラメータ ($\rho_1 \beta_1, m$) を確定した。

2.3 動力学的断層破壊モデルの例

前節で説明したパラメータ算定の具体的な流れを図 2 に示す。ここでは、与条件として、地震の規模は気象庁マグニチュード M_J で 7.2 とし、地震発生層の下端深さを 18 km、上端深さを 4 km とし

図3 動力学的断層破壊モデルの形状

(a) 初期破壊領域 (b) アスペリティ領域 (c) 背景領域と表層

図4 動力学的断層破壊シミュレーションに用いたすべり弱化則

た。地震発生層より浅い地盤については、層厚を等分割した5層の水平成層を仮定した。また、アスペリティは2個とし、その位置は地震断層の中央付近とし、面積はSomerville *et al.* (1999)³⁾にしたがい、2つのアスペリティの面積比を16:6とした。なお、動力学的断層破壊モデルの断層形状は、矩形で鉛直左横ずれ断層とした。

断層の巨視的パラメータは、まず、 M_J 7.2 から(11)式を用いて地表断層長さ L_{sur} を25 kmとし、断層面全体に破壊がゆきわたるとして、断層長さ L は地表断層長さと同じ25 kmとした。破壊領域の幅 W_{rup} は地表から地震発生層下端までの18 kmとし、震源断層の幅 W_{max} は地震発生層の上端から下端までの14 kmとした。

動力学的断層破壊シミュレーションには、3次元有限差分法(Pitarka and Dalgner, 2003; Pitarka, 2005; Pitarka *et al.*, 2005)^{16)~18)}を用い、解析領域は、動力学的断層破壊モデルの面内両方向に15.5 km、面外両方向に14 km、下方向に7 kmの媒質を付加し、全体で56 km×28 km×25 kmのモデルとした。また、差分格子は、第1層の S 波速度を0.5 km/sとしたときに、1秒以上の周期の波が5メッシュ以上で表現されるように(Pitarka, 1999)¹⁹⁾、一辺が0.1 kmの立方体とした。

次に、断層長さ L と破壊領域の幅 W_{rup} および震源断層の幅 W_{max} より、各関係式を用いて、断層面積 S 、地震モーメント M_0 、短周期レベル A 、断層全体の平均すべり量 D をそれぞれ算出した。

アスペリティの応力降下量 $\Delta\sigma_{asp}$ 、平均応力降下量 $\Delta\sigma$ 、アスペリティの面積 S_{asp} 、未定定数 c は、前節で説明したとおり、動力学的断層破壊シミュレーションの繰り返し計算で決めた。ここに、2つアスペリティの応力降下量は等しいとした。

動力学的断層破壊シミュレーションでは、媒質を弾性体とし、そ

表1 動力学的断層破壊シミュレーションで得られた表層の物性値

		深さ[km]	密度 ρ [g/cm ³]	P 波速度 α [km/s]	S 波速度 β [km/s]
表層	第1層	0.0 ~ 0.8	2.0	2.1	0.66
	第2層	0.8 ~ 1.6	2.2	2.7	1.23
	第3層	1.6 ~ 2.4	2.3	3.5	1.80
	第4層	2.4 ~ 3.2	2.5	4.2	2.36
	第5層	3.2 ~ 4.0	2.6	5.2	2.93
地震発生層		4.0 ~ 18.0	2.7	6.0	3.50

の中に断層面を設定して、断層面の両側の媒質を摩擦構成則のひとつであるすべり弱化則(例えば、大中・松浦, 2002)²⁾に従ってつないだ。また、初期破壊領域として、1.2 km四方の領域を大きいアスペリティの左端に配置し、そこでの応力降下量は、アスペリティと同じとした。

繰り返し計算の結果、未定定数 $c=0.817$ 、平均応力降下量 $\Delta\sigma=1.9$ MPa、アスペリティの面積 $S_{asp}=24$ km²、アスペリティの応力降下量 $\Delta\sigma_{asp}=28$ MPaがそれぞれ算定された。

以上により求められた動力学的断層破壊モデルを図3に示す。ここに、アスペリティの面積は、前述したようにアスペリティの面積比を16:6として、4.0 km四方と2.6 km四方とした。

動力学的断層破壊シミュレーションに用いた各領域のすべり弱化則を図4に示す。図中、横軸は断層の各グリッドにおけるすべり量 D で、縦軸はせん断応力である。また、 SE は強度超過、 $\Delta\sigma$ は応力降下量(厳密には動的応力降下量)、 D_c は臨界すべり量を示す。強度超過 SE は、初期破壊領域では破壊が始まるように-0.1 MPaとし、アスペリティ領域では応力降下量の1/3程度の10 MPaとし、背景領域および表層では破壊が断層全体に進行するように極めて小さい値(0.01 MPa)としている。また、全領域において、臨界すべり量 D_c は40 cmとしている。なお、すべり弱化則のパラメータが結果に与える影響を調べたところ、強度超過 SE を5倍にしたり、臨界すべり量 D_c を2倍にした場合には破壊が成長しなかったが、強度超過 SE を2倍や1/2倍、および臨界すべり量 D_c を1.5倍や1/2倍としても以下に述べる結果と同様の結果が得られた。

震源断層のパラメータが決定したので、つぎに、(13)式から求める地表変位量 D_{sur} が説明できるような表層の物性値を算定した。繰り返し計算の結果、未定定数 $m=0.753$ が得られ、第1層のインピーダンス $\rho_1\beta_1$ は 1.32×10^5 g/cm²sが得られ、密度 ρ_1 は2.0 g/cm³、 S 波速度 β_1 は0.66 km/sと算定された。最終的に得られた表層の物性値を表1に示す。松田(1975)¹⁴⁾による地表変位量 D_{sur} と気象庁マグニチュード M_J の経験的関係の元となったデータを調べてみると、1891年濃尾地震の根尾谷断層や1930年北伊豆地震の丹那断層のように、多くの場合、畑や水田であるが、いずれも山間部または山麓部にあり、すぐ下に基盤が存在すると考えられる。本論文で得られた厚さ0.8 kmの第1層の S 波速度0.66 km/sは、地表から深さ0.8 kmまでの地盤の平均的な S 波速度であり、基盤も含めた平均的な S 波速度に対応していると考えられる。なお、実際の強震動予測にあたっては、基盤の S 波速度は与条件とされ、その値は0.4 km/s~2 km/s程度の幅を有すると考えられるため、松田(1975)¹⁴⁾による地表変位量 D_{sur} と気象庁マグニチュード M_J の経験的関係が

図5 計算結果の最終すべり量分布

図7 計算結果の最大すべり速度分布

図6 計算結果のすべり速度時間関数の例

図8 計算結果の破壊開始時刻

らはずれると推測されるが、これは図9に見られるように、松田(1975)¹⁴⁾による経験的関係のばらつきに対応していると考えられる。

3. 動力学的断層破壊シミュレーションの結果

本章では、動力学的断層破壊シミュレーションの結果が、2.2節で適用した3つの経験式、すなわち、(7)式の破壊面積と地震モーメントの関係式、(8)式の短周期レベルと地震モーメントの関係式、(13)式の地表地震断層長さとの関係式を満たしているかを調べた。

図5には、動力学的断層破壊シミュレーションにより得られた断層面の最終すべり量分布を示す。最終すべり量は、短周期ノイズを除去するために、各要素断層のすべり速度時間関数に1 Hzのローパスフィルタを施した後、これを積分して算出した。計算の結果、地表における最終すべり量の最大値は2.0 m、断層面全体における最終すべり量の最大値はアスペリティ1において3.6 mとなった。

図6には、動力学的断層破壊シミュレーションにより得られたすべり速度時間関数を示す。図より、最大すべり速度が大きいのはアスペリティ上で、時間的な変化が比較的単純なパルス状となっていることがわかる。

図7には、破壊領域における最大すべり速度分布を示す。図より、アスペリティ上での最大すべり速度は200 cm/s～400 cm/s程度であること、および地表付近でも、自由表面の影響で100 cm/sと

やや大きくなっていることがわかる。

図8には、破壊伝播速度を見るために、破壊領域における破壊時刻を示す。図より、アスペリティでは強度超過が背景領域に比べて大きいこと、破壊開始時刻が周囲より遅れていること、背景領域ではS波速度の3.5 km/sを超えて、P波速度の6.0 km/sに達している領域もあることがわかる。破壊伝播速度がS波速度を超える、いわゆるスーパーシア（supershear）の現象は、1999年トルコKocaeli地震（Bouchon *et al.*, 2002）²⁰⁾や、2002年米国Denali地震（Dunham and Archuleta, 2004）²¹⁾など、長大な断層で報告されることが増えてきたが、1979年米国Imperial Valley地震（Archuleta, 1984）²²⁾でも報告されている。福山（2009）²³⁾は破壊先端で動摩擦抵抗の急激な低下により、一時的にひずみエネルギーが破壊エネルギーを上回ることによってスーパーシア現象が起こると述べている。

図9に、計算結果で得られた断層長さとの関係を示す。同図には、松田（1975）¹⁴⁾による経験的関係式とそのもととなったデータを重ねて示す。図より、本論文で構築した動力学的断層破壊モデルは、地表地震断層における松田（1975）¹⁴⁾の経験的関係式に整合したモデルであることが確認できる。なお、図9に示した松田（1975）¹⁴⁾のデータは、地表で観察された断層長さとの最大変位だけではなく、余震分布や地震モーメントといった地震学的な情報から推定した地中断層の長さとの変位もあり、同じ断層長さならば、前者（図中の白丸）のほうが後者（図中の黒丸）よりも平均的には、

図9 地表断層長さと地表変位の関係

図10 地震モーメントと破壊面積の関係

図11 加速度震源スペクトル

少し大きい変位となっているが、松田 (1975)¹⁴⁾ はこれを区別していないので、本論文でも区別しなかった。これについては、今後、データの蓄積と理論的な解釈が必要である。

次に、計算結果の地震モーメントを、図5に示した最終すべり量から下式を用いて求めた。その結果、 $1.1 \times 10^{19} \text{ N}\cdot\text{m}$ の値が得られた。当然ではあるが、この値は(7)式で算出した地震モーメント値と一致している。

$$M_0 = \int_S \mu(\xi) D(\xi) dS(\xi) = \sum_i \mu_i D_i \Delta S_i \quad (16)$$

ここに、 ξ は断層面上の点の位置、 i は震源断層の要素断層 (0.1 km 四方) の番号である。また、 μ_i 、 D_i は各要素断層におけるせん断剛性率と最終すべり量で、 ΔS_i は要素断層の面積 (0.01 km²) である。なお、(7)式では破壊領域の面積から地震モーメントを算定しており、(16)式では震源断層の領域で地震モーメントを算定している。そこで、(16)式の i の範囲を表層領域も含めた破壊領域として地震モーメントを求めたところ、 $1.2 \times 10^{19} \text{ N}\cdot\text{m}$ となり、震源断層の地震モーメントとの差は、震源断層の地震モーメントの9%程度である。よって、(16)式で震源断層の地震モーメントを用いても、(7)式の地震モーメントとの整合性に大きな影響はないものと判断できる。

図10に、計算結果の地震モーメントと破壊面積との関係と経験的關係式との比較を示す。同図には、Somerville *et al.* (1999)³⁾ および Stirling *et al.* (2002)²⁴⁾ による実際の地震のデータを重ねて示す。図10より、構築した動学的断層破壊モデルは、入倉・三宅 (2001)⁴⁾ による地震モーメントと破壊面積の経験的關係式に整合したモデルであることが確認できる。

一方、短周期レベルについては、下式を用いて推定し、 $1.2 \times 10^{19} \text{ N}\cdot\text{m/s}^2$ の値が得られた。

$$A = 4\pi\beta^2 \sqrt{\sum_k (\Delta S_{aspk} / \pi) \Delta \sigma_{asp}^2} \quad (17)$$

ここに、 k はアスペリティ (初期破壊領域を含む) の要素断層の番号である。いまの場合、短周期レベル A と地震モーメント M_0 が既知となっているので、加速度震源スペクトル $A(\omega)$ は下ようになる。

$$A(\omega) = \frac{A}{1 + (A/M_0)/\omega^2} \quad (18)$$

上式により推定される加速度震源スペクトルは、動学的断層破壊シミュレーションの結果と対応していることが壇・岡崎 (2008)²⁵⁾ により示されているが、これを確認するために、下式によって、動学的断層破壊シミュレーションの結果から加速度震源スペクトル $A(\omega)$ を算定した。

$$A(\omega) = \omega^2 \left| \int_{-\infty}^{\infty} \mu \sum_i V_i(t) \Delta S_i \exp[-j\omega t] dt \right| \quad (19)$$

ここに、 $V_i(t)$ は断層面上のすべり速度時間関数、 j は虚数単位である。

図11には、(18)式による加速度震源スペクトルを鎖線で、(19)式による加速度震源スペクトルを実線で示す。図より、(18)式の加速度震源スペクトルは(19)式による加速度震源スペクトルを包絡しており (日本建築学会, 1983)²⁶⁾、(17)式により推定される短周期レベルは妥当であることがわかる。

図12に、計算結果の地震モーメントと短周期レベルの関係を示す。同図には、壇・他 (2001)¹³⁾ の経験的關係式とそれを求める際に使用されたデータを重ねて示す。図12より、構築した動学的断層破壊モデルは、地中震源断層における壇・他 (2001)¹³⁾ の経験的關係式に整合したモデルであることが確認できる。

以上、本章では図3に示したモデルを事例として説明してきたが、これ以外に、鉛直左横ずれ断層のまま、長さを2倍の50 kmとした場合や、アスペリティの位置を浅くした場合と深くした場合、初期破壊領域をアスペリティ1の右端と下端に変えた場合のシミュレーションも行った。その結果、いずれの場合も、拘束条件として与えた地震モーメントと破壊面積との経験的關係 (入倉・三宅, 2001)⁴⁾、短周期レベルと地震モーメントの経験的關係 (壇・他, 2001)¹³⁾、および地表における最終すべり量の最大値と地表断層長さとの経験的關係 (松田, 1975)¹⁴⁾ を満たす結果が得られた。なお、アスペリティの位置を深くした場合は、第1層の S 波速度が0.32 km/sと小さくなり、アスペリティの位置を浅くした場合は2.23 km/sと大きくなったが、これを本論文の事例と同じく0.66 km/sとしても、地表最大すべり量は1.50 mと4.36 mとなって、図9に示した松田 (1975)¹⁴⁾ による地表変位量 D_{sur} と気象庁マグニチュード M_J の経験的關係の元となったデータのばらつきの範囲におさまった。

図 12 地震モーメントと短周期レベルの関係 (壇・他, 2001 に加筆)

図 13 すべり量分布から決めたアスペリティと背景領域

図 14 すべり量分布から決めたアスペリティの面積と地震モーメントの関係

4. 考察

前章で構築した各種断層パラメータ間の理論的關係式と経験的關係式を拘束条件とした動学的断層破壊モデルからは、断層面上のすべり分布や地表における地震動が算出されるので、これらの結果を、既往の研究 (Somerville *et al.*, 1999; 入倉・三宅, 2001; 司・翠川, 1999)^{3)~5)} で整理された実際の地震の統計的性質と比較して、考察を加えた。検討項目は、すべり量分布から決めたアスペリティの面積と地震モーメントの関係、各領域から放出される地震波の地震モーメントと加速度震源スペクトル、および地表における最大速度の 3 つである。

4.1 断層面上のすべり量分布

本論文では、アスペリティを応力降下量の大きな領域としているが、Somerville *et al.* (1999)³⁾ は、震源インバージョンにより求められた断層面上におけるすべり量分布からアスペリティを同定している。このとき用いられた規範は、断層面の平均すべり量を基準に、その 1.5 倍以上のすべり量の領域をアスペリティとするというものである。ただし、すべり量の非常に小さな領域や面積が小さなアスペリティは、震源インバージョンの精度的な限界を考慮して除去している。その結果、すべり量分布から同定されたアスペリティの面積と全体の地震モーメントの間には、下の関係式が得られている。

$$S_{asp} [\text{km}^2] = 5.0 \times 10^{-16} \times (M_0 [\text{dyne} \cdot \text{cm}])^{2/3} \quad (20)$$

そこで、本論文でも、動学的断層破壊シミュレーションの結果に同じ処理を施して、すべり量分布からアスペリティを決めてみた。結果を図 13 に示す。ここに、震源断層の平均すべり量は 0.97 m で、アスペリティとして抽出した部分は 1.46 m 以上のすべり量となった領域である。すべり量分布から決めたアスペリティは 2 個で、動学的断層破壊シミュレーションで大きな応力降下量を与えたアスペリティ 1 とアスペリティ 2 を中心とした部分である。これら 2 つのアスペリティをアスペリティ a とアスペリティ b とすると、図 13 に示すようになり、それぞれの面積は、アスペリティ a が 37.5 km²、アスペリティ b が 15.7 km² で、震源断層に占めるアスペリティの割合は 15 % となった。すべり量分布から決めたアスペリティ a やアスペリティ b は、動学的断層破壊シミュレーションで大きな応力降下量を与えたアスペリティ 1 やアスペリティ 2 よりも面

積が約 2 倍大きいことが特徴である。

図 14 には、すべり量分布から決めたアスペリティの面積と地震モーメントの関係を星印で示す。図には、Somerville *et al.* (1999)³⁾ による (20) 式とそのもととなったデータも示す。図より、本論文ですべり量分布から決めたアスペリティの面積は、Somerville *et al.* (1999)³⁾ によるデータのほぼ下限にきていることがわかる。すべり量分布から決めたアスペリティの面積が地震モーメントに比べてやや小さくなっていることについては、今後、詳細な検討が必要である。

4.2 各領域の地震モーメントと加速度震源スペクトル

Somerville *et al.* (1999)³⁾ は、前節で説明した方法ですべり量分布からアスペリティを同定したのち、アスペリティの地震モーメントが全体の地震モーメントに占める割合を算出し、平均的には 44 % であることを示している。

そこで、本論文でも、すべり量分布から決めたアスペリティの地震モーメントが震源断層の地震モーメントに占める割合を算定した。その結果、2 つのアスペリティの地震モーメントは $4.0 \times 10^{18} \text{ N} \cdot \text{m}$ となり、震源断層の地震モーメント $1.1 \times 10^{19} \text{ N} \cdot \text{m}$ の 35 % となった。Somerville *et al.* (1999)³⁾ による値は 44 % であり、この相異はアスペリティの面積が本論文では震源断層の面積の 15 % と狭くなっていることが原因だと考えられる。

一方、入倉・三宅 (2001)⁴⁾ などによると、実際の地震では、周期数秒よりも短い地震動はアスペリティから放出されていることがわかっている。そこで、このことを調べるために、すべり量分布から決めたアスペリティと背景領域から放出される地震波の加速度震源スペクトルを求めた。求め方は (19) 式に示した方法と同じである。結果を図 15 に示す。

図 15 より、約 0.2 Hz よりも低振動数側では、背景領域の加速度震源スペクトルがアスペリティの加速度震源スペクトルに比べて約 2 倍大きいこと、それよりも高振動数側では、アスペリティの加速度震源スペクトルのほうが約 2 倍大きいことがわかる。高振動数側において、アスペリティの加速度震源スペクトルが背景領域の加速度震源スペクトルに比べて圧倒的に大きいというわけではないのは、先に述べたように、アスペリティの面積が本論文では震源断層の面積の 15 % と狭くなっていることが原因だと考えられる。

図 15 すべり量から決めたアスペリティと背景領域における加速度震源スペクトル

図 16 計算結果の最大速度と距離減衰式の比較

4.3 地表における最大速度

最後に、強震動予測の観点から、動学的断層破壊シミュレーションにより算出された地表における速度波形の最大値を司・翠川 (1999)⁵⁾ による最大地動速度の距離減衰式と比較した。

地表における速度波形は、解析領域の地表面位置において、2 km の等間隔位置で求め、短周期成分のノイズを除去するために、1 Hz のハイカットフィルタを施した。

図 16 に、地表の 2 km 間隔地点における速度波形の最大値と断層最短距離の関係を示す。図中、最大値は、断層平行方向の最大速度と断層直交方向の最大速度のうち大きいほうである。図中の実線は、司・翠川 (1999)⁵⁾ による最大地動速度の距離減衰式で、鎖線は、平均値±標準偏差である。司・翠川 (1999)⁵⁾ による式は、0.15 Hz ～10 Hz のバンドパスフィルタを施した速度波形の最大値を対象とした式であるので、本論文で用いたハイカットフィルタの影響を調べるために、1995 年兵庫県南部地震の震源断層に近い 9 地点におけるデータに 0.15 Hz ～1 Hz のバンドパスフィルタを施したところ、平均的に 0.9 倍の最大速度となった。したがって、この相違も考慮すると、動学的断層破壊シミュレーションで得られた速度波形の最大値は、司・翠川 (1999)⁵⁾ による最大地動速度の距離減衰式の平均値よりは大きく、平均値+標準偏差とほぼ対応していると考えられる。これは、アスペリティの応力降下量が 28 MPa と、これまでの値より大きいことによると推察され、今後、詳細な検討

図 17 動学的断層破壊シミュレーションにより得られた地表における速度波形の粒子軌跡 (+印は図 16 に示す最大速度の算出地点)

図 18 動学的断層破壊シミュレーションにより得られた地表における断層直交成分の速度波形

が必要である。

図 17 に、4 km の間隔に間引いた速度波形の粒子軌跡を示す。中央付近の破線は断層の地表面投影線を、太い直線はアスペリティの地表面投影をそれぞれ示す。図より、振幅の大きい箇所が右側に多く見られるが、これは、アスペリティの左端に初期破壊領域を置いたことによる破壊伝播効果が表れているものである。また、図 18 に、図 17 と同じく 4 km の間隔に間引いた速度波形のうち、断層直交成分を示す。この図でも、振幅の大きい箇所が右側、特に、アスペリティ 2 の近くに多いが、これもアスペリティの左端に初期破壊領域を置いたことによる破壊伝播効果である。

5. まとめ

本論文では、内陸地殻内地震による強震動予測のための震源断層の運動学的モデルを従来よりさらに物理的に整合するモデルに改良することをめざして、地中震源断層と地表地震断層を記述する各種断層パラメータ間の理論的関係式と経験的関係式を拘束条件とした動学的断層破壊モデルの構築方法を提案した。また、提案した方法に基づいて、具体的な事例を示すとともに、動学的断層破壊シミュレーションの結果を既往の研究結果と比較した。本論文で行った内容をまとめると下のようになる。

1) 構築したモデルの最大の特徴は、現在、強震動予測のための震

源モデルでは考慮されていない表層を考慮したことである。これにより、周囲のすべり量が拘束されている円形クラックモデルによる平均応力降下量と震源断層面積と地震モーメントとの関係式をはずした。

- 2) 動力学的断層破壊モデルの事例として、地震発生層の深さが 4 km～18 km で、気象庁マグニチュードが 7.2 の例を示した。動力学的断層破壊シミュレーションの結果、地表における最終すべり量の最大値は、松田 (1975)¹⁴⁾ による地表における最終すべり量の最大値と地表断層長さとの経験的關係と一致し、地震モーメントや短周期レベルは、地震モーメントと破壊面積との経験的關係 (入倉・三宅, 2001)⁴⁾、および短周期レベルと地震モーメントの経験的關係 (壇・他, 2001)¹³⁾ と一致した。これらの経験的關係式は拘束条件としてあらかじめ付与したものであり、本論文で提案した手法に従って作成した例が、これらの条件を満たすモデルであることが確認できた。
- 3) 動力学的断層破壊シミュレーションで得られた断層面上のすべり分布から、Somerville *et al.* (1999)³⁾ の規範にしたがい、すべり量が平均すべり量の 1.5 倍以上の部分アスぺリティとして抽出したところ、アスぺリティの面積は震源断層の面積の 15 % となり、Somerville *et al.* (1999)³⁾ によるデータのほぼ下限にきた。
- 4) 強震動予測の観点から、動力学的断層破壊シミュレーションにより算出された地表における速度波形の最大値を司・翠川 (1999)⁵⁾ による最大地動速度の距離減衰式と比較したところ、動力学的断層破壊シミュレーションの結果は、平均的に司・翠川 (1999)⁵⁾ による値の平均値+標準偏差程度と大きくなった。

本論文では既往の経験式を出発点としても物理的なモデルが構築できることを作業仮説として検討をすすめた。その結果、上述したように、本論文で示した例は、拘束条件として与えた 3 つの経験的關係式は満たしたが、断層面上のすべり量の分布性状や地表における最大地動速度については、既往の経験的關係式を満たしていなかった。今後、すべり量分布から決めたアスぺリティの面積が地震モーメントに比べてやや小さくなっていることや、地表における最大地動速度が過大となったことについては、動力学的断層破壊シミュレーションで拘束条件として与えた地震モーメントと破壊面積との経験的關係式や短周期レベルと地震モーメントの経験的關係式そのものを再検討してみる予定である。

謝辞

動力学的断層破壊シミュレーションに用いたプログラムは、米国 URS コーポレーションの Arben Pitarka 博士にご提供いただきました。記して感謝の意を表します。

参考文献

- 1) 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」), 「全国を概観した地震動予測地図」2008 年度版, 付録 3, pp. 46-85, 2008.
- 2) 大中康譽・松浦充宏: 地震発生の物理学, 東京大学出版会, 2002.
- 3) Somerville, P. G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada: Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seismological Research Letters*, Vol. 70, pp. 59-80, 1999.
- 4) 入倉孝次郎・三宅弘恵: シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, Vol. 110, No. 6, pp. 849-875, 2001.
- 5) 司宏俊・翠川三郎: 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 第 523 号, pp. 63-70, 1999. 9.
- 6) Guatteri, M., P. Spudich, and G. C. Beroza: Inferring rate and state friction parameters from a rupture model of the 1995 Hyogo-ken Nanbu (Kobe) Japan earthquake, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 106, No. B11, pp. 26511-26521, 2001.
- 7) 後藤浩之・宮腰研・澤田純男: 動力学震源インバージョン解析による 1997 年 3 月鹿児島県北西部地震の震源過程, 日本地震学会 2006 年秋季大会講演予稿集, D010, p. 123, 2006.
- 8) 壇一男・具典淑・武藤真菜美: 地表の短い活断層から想定される地中の震源断層のモデル化と強震動の試算, 日本建築学会構造系論文集, 第 648 号, pp. 279-288, 2010. 2.
- 9) Ludwig, W. J., J. E. Nafe, and C. L. Drake: Seismic refraction, Maxwell, A. ed., *The Sea*, Vol. 4, Wiley Interscience, New York, pp. 53-84, 1970.
- 10) Brune, J. N.: Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 75, No. 26, pp. 4997-5009, 1970.
- 11) Boatwright, J.: The seismic radiation from composite models of faulting, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 78, No. 2, pp. 489-508, 1988.
- 12) Eshelby, J. D.: 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, 1957.
- 13) 壇一男・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. 7.
- 14) 松田時彦: 活断層から発生する地震の規模と周期について, 地震, 第 2 輯, 第 28 巻, pp. 269-283, 1975.
- 15) 佐藤泰夫: 弾性波動論, 岩波書店, pp. 61-64, 1978.
- 16) Pitarka, A. and L. A. Dalguer: Estimation of dynamic stress parameters of the 1992 Landers earthquake, *EOS Transactions, American Geophysical Union*, Vol. 84, No. 46, Fall Meeting Supplement, Abstract, S52A-0109, 2003.
- 17) Pitarka, A.: Rupture dynamics of the 1989 Loma Prieta earthquake, *Seismological Research Letters*, Vol. 76, No. 2, p. 252, 2005.
- 18) Pitarka, A., S. Day, and L. A. Dalguer: Investigation of the cause of difference in ground motion between surface and subsurface faulting based on dynamic rupture modeling, AGU Chapman Conference on Radiated Energy and the Physics of Earthquake Faulting, Portland, Maine, Abstract, 2005.
- 19) Pitarka, A.: 3D elastic finite-difference modeling of seismic motion using staggered grids with nonuniform spacing, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 89, No. 1, pp. 54-68, 1999.
- 20) Bouchon, M., M. N. Toksoz, H. Karabulut, M.-P. Bouin, M. Dietrich, M. Aktar, and M. Edie: Space and time evolution of rupture and faulting during the 1999 Izmit (Turkey) earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 92, No. 1, pp. 256-266, 2002.
- 21) Dunham, E. and R. J. Archuleta: Evidence for a supershear transient during the 2002 Denali fault earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 94, No. 6B, pp. S256-S268, 2004.
- 22) Archuleta, R. J.: A faulting model for the 1979 Imperial Valley earthquake, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 89, No. B6, pp. 4559-4585, 1984.
- 23) 福山英一: 地震の動的破壊パラメータ, 地震, 第 2 輯, 第 61 巻特集号, pp. S309-S314, 2009.
- 24) Stirling, M., D. Rhoades, and K. Berryman: Comparison of earthquake scaling relations derived from data of the instrumental and preinstrumental era, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 92, No. 2, pp. 812-830, 2002.
- 25) 壇一男・岡崎敦: 矩形クラックモデルおよびアスぺリティモデルで生成される短周期地震動に関する検討, 日本建築学会構造系論文集, 第 623 号, pp. 57-62, 2008. 1.
- 26) 日本建築学会: 地震動と地盤—地盤震動シンポジウム 10 年の歩み—, pp. 32-35, 1983.

(2010年3月5日原稿受理, 2010年8月3日採用決定)