

強震動予測のための修正レシピとその検証
 REVISED RECIPE FOR PREDICTING STRONG GROUND MOTION AND
 ITS VALIDATION

入倉孝次郎¹，三宅弘恵²，岩田知孝³，釜江克宏⁴，川辺秀憲⁵

¹ 京都大学防災研究所，教授 理博

Kojiro Irikura, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, irikura@egmdpri01.dpri.kyoto-u.ac.jp

² 京都大学防災研究所，大学院生 修士（理学）

Hiroe Miyake, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, miyake@egmdpri01.dpri.kyoto-u.ac.jp

³ 京都大学防災研究所，助手 理博

Tomotaka Iwata, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, iwata@egmdpri01.dpri.kyoto-u.ac.jp

⁴ 京都大学原子炉実験所，助教授 博士（工学）

Katsuhiko Kamae, Research Reactor Institute, Kyoto University, kamae@kuca.rii.kyoto-u.ac.jp

⁵ 京都大学原子炉実験所，助手 博士（工学）

Hidegori Kawabe, Research Reactor Institute, Kyoto University, kawabe@rii.kyoto-u.ac.jp

SUMMARY

The long- and short-period characteristics of ground motions from a heterogeneous source are expressed as the outer and inner fault parameters following a multi-asperity model. The stress drop on each asperity is determined as a function of total seismic moment, total rupture area, and combined area of asperities. The short-period source spectra and slip on asperity are related to the product of the stress drop on asperity and the square-root of the combined asperity area. We propose a revised recipe of predicting strong ground motions for constructing the source models kinematically given following the above constraints. Influence of variances of estimated source parameters on ground motions are discussed from synthetic waveforms based on our recipe.

キーワード： レシピ，強震動予測，アスペリティモデル，応力降下量，高周波地震動

Key words: recipe, strong ground motion prediction, asperity model, stress drop, high frequency ground motion

1 はじめに

我々は強震動記録を用いた震源インバージョン結果から導かれた 全破壊域と総地震モーメントの相似則，および アスペリティ総面積と総地震モーメントの相似則，の2つの経験的關係式を基に，将来の大地震に対する強震動を予測するための震源のモデル化の手続きをレシピとしてまとめた¹⁾。しかしながら，そのレシピは多重震源モデルに基づいていたため，応力降下量の推定に関してアスペリティに対する動力学的震源モデルと必ずしも整合的ではなかった。

そこで，本研究では動力学的シングル・アスペリティモデル²⁾をマルチ・アスペリティモデルに拡張することにより動力学的アスペリティモデルに基づく震源パラメータの評価方法をまとめる。さらに，加速度震源スペクトルレ

ベルのスケーリング則³⁾，最大速度の距離減衰式，地質学的に推定される断層面のすべり量，GPSデータから推定されるバックスリップなどの経験的情報を震源のモデル化の拘束条件に取り入れ，上記の動力学震源モデルと経験的關係式を結合させることにより，強震動予測のレシピの再構築を試みる。

2 断層パラメータに関する経験的關係式と動力学震源モデルの関係

大地震の強震動記録を用いた断層破壊過程推定のための波形インバージョンにより強震動生成の震源モデルが明らかになってきた。その結果，強震動を評価するには，震源に関して断層面積や地震モーメントなどの巨視的断層パラメータ(outer fault parameter)だけでなく，震源断層内

における不均質なすべり分布などの微視的断層パラメータ(inner fault parameters)が重要な要素であることがわかってきた。

巨視的断層パラメータである大地震の全破壊域,すなわち震源断層の面積 S は地震モーメント M_0 に対して自己相似の関係があることが知られている^{4), 5)}。震源インバージョン結果から内陸の活断層に発生する地震について断層面積 S は, Fig. 1に示されるように,

$$S \text{ (km}^2\text{)} = 2.23 \times 10^{-15} \times M_0^{2/3} \text{ (dyne-cm)} \quad (1)$$

で表せる⁵⁾。なお1 dyne-cmは 10^{-7} Nmに相当する。この関係式のばらつきは1.6倍(標準偏差 $\sigma = \log_{10}1.6$)の範囲にあり, 倍半分よりも顕著に小さい¹⁾。一方, 余震域や地殻変動データなどにより決められた断層面積⁶⁾と地震モーメントの関係を比較すると, およそ 10^{26} dyne-cmよりも小さな地震についてはあまり変わらないが, それよりも大きな地震の断層面積は, (1)式で与える断層面積に比べて系統的に小さくなっている。沈み込み地帯に発生する地震に対しては, 係数は多少異なるが(1)式と同様の式が得られている^{7), 8)}。

断層面を円形と仮定すると, 断層全体での平均的な応力降下量 $\bar{\Delta\sigma}_c$ は,

$$\bar{\Delta\sigma}_c = \frac{7}{16} \cdot \frac{M_0}{R^3} \quad (2)$$

と見積もることができる⁹⁾。ここで R は断層面積 S と等価な円形クラックの半径を表す($S = \pi R^2$)。 (2)式を用いると(1)式の全破壊域と地震モーメントの関係から推定される平均応力降下量は約2.3 MPaとなる。

断層すべりの不均質分布を表す微視的断層パラメータについて, 論文⁵⁾はすべりの大きいところを一定基準で切り出すことでアスペリティ領域を定義した。彼らの結果に最近の地震のインバージョン結果¹⁰⁾を加えてもアスペリティの総面積 S_a および最大アスペリティの面積 S_l はFig. 2に示されるように地震モーメント M_0 に対して一定の相似則が成り立っていることがわかってきた。すなわち,

$$S_a \text{ (km}^2\text{)} = 5.00 \times 10^{-16} \times M_0^{2/3} \text{ (dyne-cm)} \quad (3)$$

$$S_l \text{ (km}^2\text{)} = 3.64 \times 10^{-16} \times M_0^{2/3} \text{ (dyne-cm)} \quad (4)$$

で表せる。(3)式のばらつきは1.34倍(標準偏差 $\sigma = \log_{10}1.34$)となっており, (1)式と比べるとばらつきはさらに小さい。(1)式と(3)式より, 全破壊域 S に対するアスペリティ部の総面積 S_a は $S_a/S = 0.22$ となる。ここでアスペリティ部の平均すべり量 D_a に対する断層面全体の平均すべり量 D の関係は $D_a/D = 2$ として定義されている⁵⁾。

この手続きに従って定義されたアスペリティ部と背景領域からなる特性化震源モデルを用いて計算された強震動は観測記録とよく一致することが確かめられている¹¹⁾。

論文²⁾における単一アスペリティモデルに基づくと, アスペリティにおける応力降下量 $\Delta\sigma_a$ は地震モーメント M_0 に対して以下の式で関係付けられる。

$$\Delta\sigma_a = \frac{7}{16} \cdot \frac{M_0}{Rr^2} = \bar{\Delta\sigma}_c \cdot \frac{S}{S_a} \quad (5)$$

ここで r は等価な円形アスペリティの半径である($S_a = \pi r^2$)。 (5)式では背景領域での応力降下量はゼロとしている。

この関係はマルチ・アスペリティモデルに対して拡張可能である。すなわち, 円形の全破壊域(半径 R)に N 個のアスペリティ(半径 r_i , $i=1, N$)を想定し, 個々のアスペリティでの応力降下を $\Delta\sigma_i$, 背景領域での応力降下をゼロとする。アスペリティの面積の総和(combined area of asperities)を

$$\sum_{i=1}^N \pi r_i^2 = \pi r^2 \quad (6)$$

と表すと, 個々のアスペリティの応力降下量は(5)式で表される。

従って, 全破壊域 S の中でのアスペリティの総面積 S_a の割合が与えられれば, アスペリティの応力降下量を(5)式で与えることができる。(1)式と $S_a/S = 0.22$ を(5)式に代入すると, アスペリティの応力降下量は約10.5 MPaで与えられる。すなわち, 論文⁵⁾の解析した地震の平均像はアスペリティ面積が全破壊域の約22%で, そのときアスペリティの応力降下は約10.5 MPaということになる。

一方, 強震動の加速度震源スペクトルの平坦レベルから不均質断層モデルを設定する方法も試みられており, 強震動記録の解析から得られる加速度震源スペクトルレベル A_0 は地震モーメント M_0 と一定の相似関係にあることが示されている³⁾。

$$A_0 \text{ (dyne-cm/s}^2\text{)} = 2.46 \times 10^{17} \times M_0^{1/3} \text{ (dyne-cm)} \quad (7)$$

アスペリティ部および背景領域からの加速度震源スペクトルレベルの寄与をそれぞれ A_0^a と A_0^b とすると A_0 は

$$A_0 = \left\{ (A_0^a)^2 + (A_0^b)^2 \right\}^{1/2} \quad (8)$$

となる。

また, 1個のアスペリティからなる震源モデルからの加速度震源スペクトルレベルは

$$A_0^a = 4\pi r \beta v_R \Delta\sigma_a \quad (9)$$

で表される¹²⁾。したがって, 応力降下量 $\Delta\sigma_a$ は加速度震源スペクトルレベルとアスペリティの半径から

$$\Delta\sigma_a = \frac{A_0^a}{4\pi \beta v_R} \cdot \frac{1}{r} \quad (10)$$

で求められる。この関係は1個のアスペリティモデルでも, 1個のクラックモデルに対しても半径が同じであれば同様に成り立つものである。従って加速度震源スペクトルレベルから推定される応力降下量はアスペリティモデルを考えてもクラックモデルを考えても同じとなる。

(10)式は(5)式と同様にマルチ・アスペリティモデルに対しても拡張可能である。よって N 個のアスペリティからの加速度震源スペクトルレベルは

$$A_0^a = 4\pi \beta v_R \left[\sum_{i=1}^N (\Delta\sigma_i r_i)^2 \right]^{1/2} \quad (11)$$

と表現される。もし個々のアスペリティの応力降下量 $\Delta\sigma_i$ がすべて同じ $\Delta\sigma_0$ で、 N 個のアスペリティの総和と等価な円形アスペリティの半径を r とすると(9)式は(8)式と等価になる。従って、 N 個の多重アスペリティモデルに対してもアスペリティの応力降下量は(9)式を用いて評価できる。

加速度震源スペクトルレベルと地震モーメントの経験的關係式(7)は、動力学モデルから理論的に与えられるアスペリティの応力降下量と地震モーメント、全破壊域、アスペリティサイズを結ぶ關係式(5)、および加速度震源スペクトルレベルとアスペリティの応力降下量、アスペリティサイズの關係式(7)と調和的である。簡単のためにここでは背景領域からの加速度地震動はアスペリティ部に比べて無視できるほど小さいとする。その時、(5)式と(9)式から

$$A_0^a = \frac{7\pi}{4} \beta v_R \frac{M_0}{Rr} \quad (12)$$

(1)、(3)式から $S_d/S = \text{const.}$ 、すなわち $r/R = \text{const.}$ ゆえに

$$R \propto r \propto M_0^{1/3} \quad (13)$$

従って、

$$A_0^a \propto M_0^{1/3} \quad (14)$$

となり、経験的關係式(7)に一致する。

背景領域における応力降下がゼロでも、そこからの加速度地震動の生成はアスペリティのそれに比べて小さいがゼロではないと考えられる。動力学モデルの計算ではアスペリティの応力降下量に応じて背景領域からも短周期地震動が生成されるようにみえることから、運動学的震源モデルで強震動を計算するときは背景領域における実効応力としてアスペリティ部の応力降下量の20%程度を考えると良いという報告もある¹³⁾。

アスペリティモデルからの理論的關係式(5)と(9)は動力学モデルから得られたものである。しかしながら、動力学震源モデルを用いて強震動を計算するにはアスペリティでの応力降下量だけでなくアスペリティおよび背景領域における強度(strength excess: τ_c)および臨界すべり(critical slip-weakening distance: D_c)を与える必要がある。これらの動力学震源パラメータをすべて推定することの困難さが指摘されていること¹⁴⁾に加えて計算可能な周期範囲に限界があることから、現状では動力学モデルを考慮して設定されたアスペリティ面積と応力降下量の関係に基づき、運動学的震源モデルを用いて強震動を計算するのが最善の方法であると考えられる。

3 修正強震動予測レシピ

我々が提案したレシピ¹⁾では不均質断層を構成するアスペリティをクラックに置き換えて多重震源として計算する方法を述べた。一方、論文³⁾の方法はアスペリティモデル²⁾を導入しているが、加速度震源スペクトルレベルとアスペリティモデルの応力降下量との関係が必ずしも明確になっていなかった。本論では前節で述べた断層パラメータ

に関する経験的關係式と動力学震源モデルの関係に基づいて、強震動予測のためのレシピを再構築する。

アスペリティでの応力降下量は動力学のシングル・アスペリティモデル²⁾をマルチ・アスペリティモデルに拡張することにより推定される。またアスペリティでの応力降下量は加速度震源スペクトルレベルに関係付けられる。加速度震源スペクトルレベルが地震モーメントの1/3乗に比例する経験的關係式³⁾は動力学のアスペリティモデルと調和的であり、アスペリティの設定の拘束条件として有効である。本研究では、上記の考えを拘束条件として取り入れた「修正レシピ」を提案する。

3.1 巨視的震源パラメータ

3.1.1 ステップ1：震源断層の総面積 S の推定

内陸の活断層地震に対する震源断層の総面積 S の推定方法は論文¹⁾と同様とする。すなわち、断層長さ L は地質調査等により推定、断層幅 W は地震発生層の深さ限界と浅さ限界より推定される。 L が地震発生層の幅より短いときは、 $W=L$ と考え、震源断層の総面積 S を推定する。沈み込み帯に発生する地震については、南海トラフに発生する南海地震や東南海地震を例として地震調査委員会が地震発生域の推定方法をまとめている。微小地震の震源分布からプレート境界面を決め、過去の地震の地殻変動・津波高分布から逆解析された震源域、さらにGPS観測から推定されるバックスリップの大きい領域などから震源断層の総面積 S が推定される。

3.1.2 ステップ2：震源域の平均応力降下量 $\overline{\Delta\sigma_c}$ の推定

震源域の平均応力降下量 $\overline{\Delta\sigma_c}$ は、全断層面積と総地震モーメントの経験的な関係により推定される。

内陸活断層地震に対しては経験的關係式⁴⁾から平均応力降下量は約 2.3 MPaとなるが、地震モーメントがおおよそ 10^{26} dyne-cmよりも大きい地震に対する平均応力降下量は地震モーメントとともに大きくなる傾向が見える¹⁾。沈み込み帯の地震に対する断層面積とマグニチュードの關係式⁷⁾ $\log_{10} S (\text{km}^2) = M - 4.0$ から推定される平均応力降下量は約3.0 MPaとなる。ここでの M は気象庁マグニチュードであるが、沈み込み帯地震の気象庁マグニチュードはほぼモーメントマグニチュードに等しいと仮定して、 M を地震モーメントに変換して(2)式から平均応力降下量を計算した。

3.1.3 ステップ3：総地震モーメント M_0 の推定

総地震モーメント M_0 は全断層面積 S と等価な円形クラックを仮定($S = \pi R^2$)すると、(2)式から

$$M_0 = \frac{16}{7\pi^{3/2}} \cdot \overline{\Delta\sigma_c} \cdot S^{3/2} \quad (15)$$

で与えられる。経験的に平均応力降下量が与えられ、全断層面積が推定できれば(15)式より M_0 が決まる。

3.2 微視的震源パラメータ

3.2.1 ステップ4：アスペリティの総面積の推定

内陸活断層に起因する地震については、アスペリティ面積の総和 S_a および最大アスペリティの面積 S_l と断層総面積の関係が得られている^{5), 10)}。両者によってコンパイルされたパラメータは、ほぼ同様の傾向を示しているのでここでは区別せずに取り扱うことにする。

アスペリティの総面積 S_a および最大アスペリティの面積 S_l は断層総面積 S に対して、

$$S_a \text{ (km}^2\text{)} = 0.215 \times S \text{ (km}^2\text{)} \quad (16)$$

$$S_l \text{ (km}^2\text{)} = 0.150 \times S \text{ (km}^2\text{)} \quad (17)$$

と表され¹⁾、ばらつきは(16)式が1.34倍(標準偏差 $\sigma = \log_{10}1.34$)、(17)式が1.75倍(標準偏差 $\sigma = \log_{10}1.75$)となる。

沈み込み帯に発生する地震については、信頼性がある震源インバージョン結果が少なくばらつきが大きい。東海地震に関する専門調査会ではメキシコ・ミチョアカン地震の解析結果を参考にアスペリティと全破壊域の面積比 S_a/S は30%を採用している。論文¹⁵⁾は6つの沈み込み帯地震の解析から S_a/S は平均35%としている。地震調査委員会強震動評価部会は南海トラフ地震に対してばらつきを考え S_a/S が30%(ケース1)と15%(ケース2)の2つのケースを想定して強震動の試算を行っている。

3.2.2 ステップ5: アスペリティの応力降下量の推定

アスペリティの応力降下量 $\Delta\sigma_a$ は全破壊域 S とアスペリティの総面積 S_a が与えられれば(5)式から推定される。内陸地震に対する経験的關係¹⁾と(16)式を用いると、 $\Delta\sigma_a$ は10.5 MPaとなる。沈み込み帯地震に対して、先に述べた南海トラフ地震のケース1($S_a/S = 0.30$)の $\Delta\sigma_a$ は10.1 MPa、ケース2($S_a/S = 0.15$)の $\Delta\sigma_a$ は20.1 MPaとなる。

アスペリティの応力降下量は加速度震源スペクトルレベルからも推定できる。総地震モーメントが与えられたとすると、加速度震源スペクトルレベル A_0 は経験的關係式(7)から推定できる。簡単のため背景領域からの加速度地震動の寄与を無視すると、アスペリティの応力降下量は(10)式から推定できる。背景領域からの加速度地震動の寄与を考慮するときは(9)式を用いて正味の A_0^a を推定する必要がある。

3.2.3 ステップ6: 個々のアスペリティ(半径 r_i)での変位量 D_a^i の推定

$$D_a^i = C \cdot \frac{\Delta\sigma_a}{\mu} \cdot r_i \quad (18)$$

ここでの係数 C を理論的に与えるのは困難であるが、動力学モデルの数値シミュレーションにより与えることが可能である。内陸活断層地震に対してはトレンチ調査などの活断層調査から1回の地震あたりのアスペリティのすべり量が推定される。この場合地表近傍の堆積層における断層変位は地下深部に比べて増幅されている可能性があることに注意を要する。沈み込み帯の地震に対しては、例えば南海トラフ地震の場合 D_a^i はプレートの相対運動速度(5-7 cm/year)と最大発生間隔(150年)から7.5-11 mに拘束さ

れる。このような条件によりアスペリティでの変位量の最大値が拘束される。

3.2.4 ステップ7: アスペリティの個数の推定

内陸部の活断層に起因する地震ではアスペリティの個数は一般に断層セグメントの数に対応すると考えられる¹⁾。沈み込み帯地震に対しては断層セグメントの推定は一般に困難で上の仮定が成り立つかどうかはまだわからない。例えば地震調査委員会では南海トラフ地震に対して、過去の地震の地殻変動や津波高、さらに遠地記録、低感度地震計記録などによる震源インバージョン解析結果から、東南海地震、南海地震とも3つのアスペリティを仮定している。

4 レシピの検証 - 1995年兵庫県南部地震の強震動を例として -

本研究で提案する強震動評価のための修正レシピの有効性について1995年兵庫県南部地震の強震動を例として検証を試みる。この地震の断層破壊は、明石海峡付近深さ約17 kmにはじまり、北東の神戸方向および南西の淡路島方向の両方向に進んだ。強震動評価のための震源断層として、Fig. 3に示されるような神戸側に2つ、淡路側に1つの計3セグメントからなるモデルが提案されている¹⁶⁾。

この地震の巨視的断層パラメータはこれまでの研究成果から以下のようにまとめられる。

ステップ1: 全破壊域の面積 S は51 x 20.8 km²

ステップ2: 内陸地震の平均的応力降下量 $\Delta\sigma_a$ は約2.3 MPa

ステップ3: 総地震モーメント M_0 は 3.29 x 10²⁶ dyne-cm

微視的パラメータは以下のように与えられる。

ステップ4: アスペリティの総面積と全断層面積の比 S_a/S は内陸地震に対する平均的経験式⁵⁾から0.215

ステップ5: アスペリティにおける応力降下量は総地震モーメント M_0 と S_a/S から(5)式を用いると $\Delta\sigma_a$ は約10.5 MPa、強震動計算に必要な実効応力 σ_{ea} は $\Delta\sigma_a$ と同じ約10.5 MPa

ステップ6と7: アスペリティの数は結果¹⁶⁾に従い、1セグメントに1つのアスペリティとして、計3個を設定。

アスペリティでの応力降下量($\Delta\sigma_a=10.5$ MPa)を与えたとき(9)式から推定される加速度震源スペクトルレベルは平均的な加速度震源スペクトルレベルよりも小さい。残りの加速度震動は背景領域から発生しているとして、背景領域での実効応力 σ_{eb} を求めると約4.0 MPaとなる。

強震動の計算は統計的グリーン関数法を用いてなされた。よって小地震のすべり速度時間関数はここでは省略できる。観測点での地盤増幅特性は小地震から経験的に推定されたものを用いている。なお f_{max} は6 Hzと仮定した¹⁶⁾。背景領域での実効応力の強震動への影響を吟味するため、強震動の計算は次の4つのケースを仮定してなされた。4ケースともアスペリティの実効応力はすべて10.5 MPaとし背景領域の実効応力のみ異なる。

ケース 1: $\sigma_{eb} = 0$, ケース 2: $\sigma_{eb} = 0.2 \sigma_{ea}$

ケース 3: $\sigma_{eb} = 0.1 \sigma_{ea}$, ケース 4: $\sigma_{eb} = 4.0$ MPa (= 0.38 σ_{ea})

強震動の計算は震央から北東方向約50 kmの一庫ダム (HTK)に対して4ケース(Fig. 5)と震源断層の極近傍の神戸大学(KBU)に対してケース1と4の計2ケース(Fig. 7)なされ、観測記録と比較された。また速度応答スペクトルについて計算と観測の比較(Fig. 8)がなされた。速度波形や加速度波形の比較(Figs. 6, 7)では最大速度と包絡形はほぼ一致しているが、最大加速度が系統的に過大評価になっている。これは応答スペクトルが短周期のところでは若干過大になっていることに対応している。加速度レベルが過大なのは浅いところのアスペリティの実効応力を深いところと同じ値にしているためと考えられる。今後アスペリティの応力降下量の深さ依存性の検討が必要とされる。

5 まとめ

本研究では動学的シングル・アスペリティモデル²⁾をマルチ・アスペリティモデルに拡張することにより動学的アスペリティモデルに基づく強震動予測のレシピの再構築を試みた。アスペリティでの応力降下量は総地震モーメントとアスペリティ面積の総和と全破壊域の比から推定される。またその応力降下量は加速度震源スペクトルレベルとアスペリティ面積との関係からも拘束される。動力学モデルで推定された震源パラメータを用いて、強震動の計算は実効応力やすべり速度時間関数を想定した運動学的震源モデルに基づいて実施される。アスペリティにおける実効応力は応力降下量に等しいとし、背景領域での実効応力は動学的震源モデルの数値解と強震動のフォワードモデリングの結果からアスペリティの実効応力の20~30%とする。本研究では上記の考えを拘束条件として取り入れた「修正レシピ」を提案し、この修正レシピに基づく強震動予測の有効性を、1995年兵庫県南部地震の特性化震源モデルを用いた強震動シミュレーションによって検証した。

謝辞

本研究は文部科学省振興調整費による「地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究」の一環として行われたものです。解析にはCEORKAと水資源開発公団の強震記録を使わせて頂きました。記して感謝致します。なお、作図の一部にはGMT Ver.3.0¹⁷⁾を使用しました。

参考文献

- 1) 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.
- 2) Das, S. and B. V. Kostrov : Fracture of a single asperity on a finite fault: A model for weak earthquakes?, Earthquake Source Mechanics, AGU, pp. 91-96, 1986.
- 3) 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井透：断層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，Vol. 545, pp. 51-62, 2001.

- 4) Kanamori, H. and D. L. Anderson : Theoretical basis of some empirical relations in seismology, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 65, pp. 1073-1095, 1975.
- 5) 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, Seism. Res. Lett., Vol. 70, pp. 59-80, 1999.
- 6) Wells, D. L. and K. J. Coppersmith : New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 84, pp. 974-1002, 1994.
- 7) 佐藤良輔編著：日本の地震断層パラメータ - ハンドブック(全 390pp.)，鹿島出版会，東京，pp. 86, 1989.
- 8) Yamanaka, Y., and K. Shimazaki : Scaling relationship between the number of aftershocks and the size of the mainshock, J. Phys. Earth, Vol. 38, pp. 305-324, 1990.
- 9) Eshelby, J. D. : The determination of the elastic field of and ellipsoidal inclusion, and related problems, Proc. Roy. Soc., Vol. A241, pp. 376-396, 1957.
- 10) 宮腰研：不均質震源の特性化，月刊地球号外「最近の強震動予測研究 - どこまで予測可能となったのか？」(投稿中)，2002.
- 11) Miyakoshi, K., T. Kagawa, H. Sekiguchi, T. Iwata, and K. Irikura : Source characterization of inland earthquakes in Japan using source inversion results, Proc. 12thWCEE, 8pp. (CD-ROM), 2000.
- 12) Madariaga, R : High-frequency radiation from crack (stress drop) models of earthquake faulting, Geophys. J. R. Astron. Soc., Vol. 51, pp. 625-651, 1977.
- 13) 宮武隆：私信，2001.
- 14) Guatteri, M. and P. Spudich : What can strong-motion data tell us about slip-weakening fault-friction laws?, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 90, pp. 98-116, 2000.
- 15) 石井透，佐藤俊明，P. 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，Vol. 527, pp. 61-70, 2000.
- 16) Kamae, K. and K. Irikura : Source model of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake and simulation of near-source ground motion, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 88, No. 2, pp. 400-412, 1998.
- 17) Wessel, P. and W. H. F. Smith : New version of the Generic Mapping Tools released, EOS Trans. Am. Geophys. Union, Vol. 76, pp. 329, 1995.

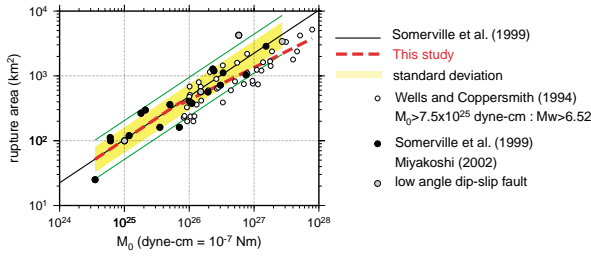


Fig. 1. Rupture area versus seismic moment. Thick broken line shows the empirical relation obtained in this study. Shadow ranges σ (standard deviation). Thin solid lines show factor of 2 and 1/2 for the average.

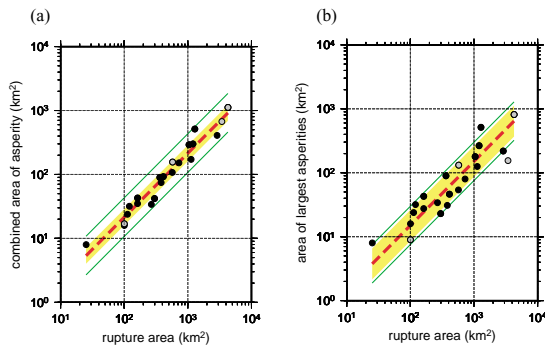


Fig. 2. (a) Combined asperity area versus rupture area (thick broken line). (b) Area of largest asperity versus rupture area (thick broken line).

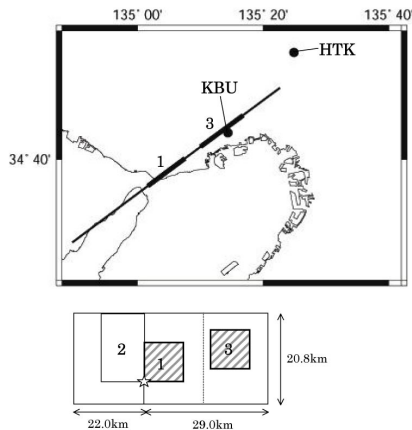


Fig. 3. Characterized source model and stations using strong ground motion simulation for the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake.

	M_0 dyne-cm	S km ²	D cm	$\Delta\sigma$ MPa	A dyne-cm/sec ²
total fault area	3.29×10^{26}	1062	103	2.3	1.70×10^{26}
segment 1 (total)	8.43×10^{25}	300	94	2.3	9.03×10^{25}
(asperity)	3.57×10^{25}	64	186	10.5	7.29×10^{25}
(background)	4.86×10^{25}	236	69	4.0	5.33×10^{25}
segment 2 (total)	1.60×10^{26}	462	115	2.3	1.12×10^{26}
(asperity)	6.96×10^{25}	100	232	10.5	9.12×10^{25}
(background)	9.04×10^{25}	362	83	4.0	6.50×10^{25}
segment 3 (total)	8.43×10^{25}	300	94	2.3	9.03×10^{25}
(asperity)	3.57×10^{25}	64	186	10.5	7.29×10^{25}
(background)	4.86×10^{25}	236	69	4.0	5.33×10^{25}

Table 1. Source parameters for case 4 estimated by revised recipe.

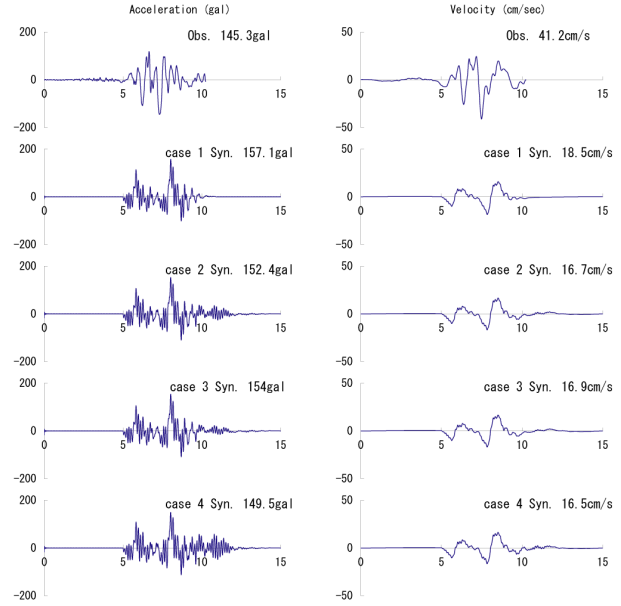


Fig. 4. Strong ground motion simulation for the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake based on revised recipe. Observed and synthetic waveforms of longitudinal (LG) component at HTK station are shown in acceleration (left) and velocity (right).

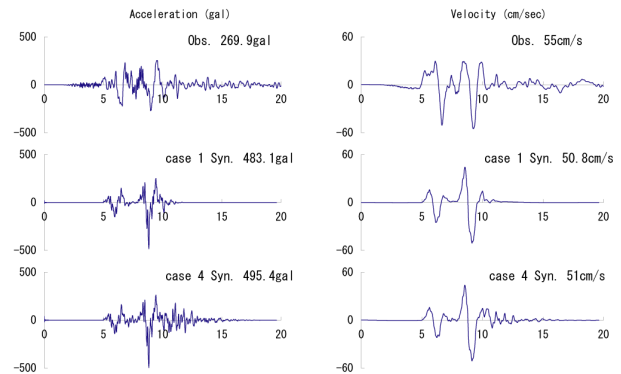


Fig. 5. Observed and synthetic waveforms of NS component at KBU are shown in acceleration (left) and velocity (right).

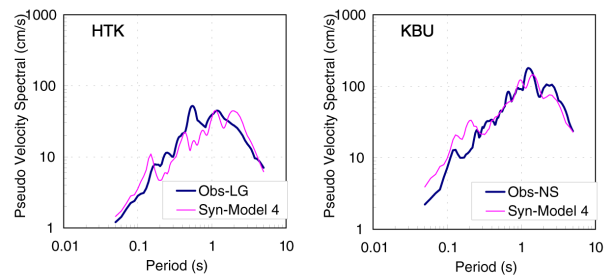


Fig. 6. Response spectra for observed and synthetic (case 4) waveforms at HTK (left) and KBU (right) stations.