

## 将来の大地震による強震動を予測するためのレシピ

入倉孝次郎, 三宅弘恵\*, 岩田知孝, 釜江克宏\*\*, 川辺秀憲\*\*,  
Luis Angel Dalguer

\* 東京大学地震研究所

\*\* 京都大学原子炉実験所

### 要 旨

地震災害軽減を目的とした将来の大地震による強震動予測手法の確立が必要とされている。本稿では、近年の高精度で観測された強震動記録を用いた震源インバージョン結果に基づく不均質震源断層モデル(アスペリティモデル)、活断層の詳細調査や海溝域の地下構造調査等で明らかになった震源断層の性質、および動力学的震源の理論を結びつけることにより、将来の大地震の震源を特性化し、それにより生成される強震動を予測する方法がレシピとしてまとめられた。また、内陸地震(兵庫県南部地震, 鳥取県西部地震)と海溝型地震(東南海・南海地震, 宮城県沖地震)に対する強震動予測結果を基に、提案したレシピの検証がなされた。

**キーワード**: 強震動, 活断層, 内陸地震, 海溝型地震, 特性化震源モデル, 巨視的断層パラメータ, 微視的断層パラメータ

### 1. はじめに

地震調査推進本部が発足した1995年7月以降、地震災害軽減を目指して、基盤的地震調査観測網の整備、陸域の活断層調査、海底の地殻構造調査、さらに堆積盆地の地下構造調査が進められている。それらの調査観測の成果を社会的に役立てる1つの方策として、1999年4月に策定された「地震調査研究の推進についての総合的かつ基本施策」に基づいて地震動予測地図の作成のプロジェクトが進められている。

地震動予測地図として、「ある一定の期間内にある地域が強い地震動に見舞われる可能性を確率を用いて予測する」確率論的地図と「地震発生の可能性の高い断層(震源域)を想定し周辺地盤の揺れを決定論的に予測する」シナリオ地図の2つが研究されている。前者では、強震動の評価はこれまでに得られた強震動の統計的解析による地震規模、断層距離、地盤条件の経験的関係式を用いてなされる(簡便法)。後者では、活断層や震源域の調査に基づく震源断層の形状評価を基に、

震源モデルを想定し、地殻構造や地盤構造を考慮した地震動シミュレーション(詳細法)を用いてなされる。シナリオ地震に対する強震動評価においても評価結果の有効性の検証のため前者で用いられる経験的距離減衰式との比較がなされる。

文部科学省地震調査委員会強震動評価部会はシナリオ地震に対する強震動評価のためのレシピの検討を行ってきた。内陸の活断層地震については、糸魚川-静岡構造線断層地震および森本・富樫断層帯地震、沈み込み帯に発生する海溝型地震については、東南海・南海地震および宮城県沖地震を対象としてそれぞれのレシピの構築とそれらの問題点の議論を行い、継続的にレシピの改良を検討している。

強震動予測のレシピは、①想定する地震の震源のモデル化、②震源と対象地域を包含する地下構造・地盤構造のモデル化、および③地震動のシミュレーション手法、から構成される。本稿では①の震源のモデル化のレシピについて検討する。

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

となりつつある。その結果、強震動の評価には、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 parameter) が重要な要素であることがわかってきた。将来の大地震に対する強震動の評価を適切に行うためには、地震の震源の物理モデルに基づいて与えられる地震の相似則に従って巨視的断層パラメータと微視的断層パラメータを設定する必要がある。

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①全破壊域と総地震モーメントの相似則、および②アスペリティ総面積と総地震モーメントの相似則、の2つの経験的関係式を基に、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(例えば、入倉・三宅, 2001)。このレシピはマルチ・クラックモデルに基づいており、強震動の計算において重要なアスペリティの数、およびアスペリティや背景領域の実効応力を比較的自由に設定することができる反面、動力学理論に基づくアスペリティモデルからの拘束条件と整合的でないという問題があった。そこで入倉・他 (2002) は、Das and Kostrov (1986) の動力学シングル・アスペリティモデルを拡張したマルチ・アスペリティモデルを提案し、この物理モデルに基づいて微視的断層パラメータを拘束する「修正レシピ」を提案した。このモデルでは、総地震モーメントおよび全破壊域に対するアスペリティ面積の比率が与えられれば、殆どのパラメータが拘束されることになる。

震源近傍の強震記録が多く得られるようになった今日、内陸地震については、強震動予測レシピの根幹となる上記の経験的関係式の有効性の検討が重ねられてきた。しかしながら、海溝型地震に関しては記録数が十分ではないために、巨視的および微視的断層パラメータと地震モーメントに関する相似則の研究はまだ進行中である。

このような状況を踏まえ、我々は微視的パラメータの別の評価法として壇・他 (2001) により提案されている加速度震源スペクトルのレベルからアスペリティサイズやそこでの応力降下量を推定する方法について Das and Kostrov (1986) のモデルとの理論的整合性の検討を行った。その結果、過去の地震記録などから加速度震源スペクトルの情報が得られるとき、それに基づき微視的断層パラメータを拘束することが可能ながことが確かめられた。

本稿では、これまでの強震動予測レシピのまとめとして、マルチ・アスペリティモデルに基づいた内陸地震および海溝型地震に対する震源のモデル化、およびレシピの有効性について概説する。

## 2. 強震動予測レシピのための基本的関係式

ここでは強震動予測のための震源のモデル化に必要とされる巨視的および微視的断層パラメータに関する基本的関係式についてまとめる。

### 2.1 巨視的断層パラメータの関係式

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 (e.g., Kanamori and Anderson, 1975; Somerville *et al.*, 1999)。この関係は円形クラックを考えたときの断層面全体における平均応力降下量  $\Delta\bar{\sigma}_c$  が地震規模に依らず一定であることに対応する。断層面全体を等価な円形クラックと仮定すると、Eshelby (1957) より地震モーメント  $M_0$  は、

$$M_0 = \frac{16}{7\pi^{3/2}} \cdot \Delta\bar{\sigma}_c \cdot S^{3/2} \quad (1)$$

で与えられる。すなわち経験的に平均応力降下量が与えられ、断層面積が推定できれば(1)式より地震モーメントが与えられる。上の自己相似の関係が地震モーメントに対してどの範囲で有効であるかについては、地震モーメントと断層面積の経験的関係を用いた検証が必要である。

内陸の活断層に発生する地震に対して、強震動記録を用いた波形インバージョンから得られたすべり分布から一定基準で定義された全破壊域と地震モーメントの関係が Fig. 1 に黒丸で示される (Somerville *et al.*, 1999; 宮腰, 2002)。震源インバージョン解析された地震は  $10^{26}$  dyne-cm より大きいものは未だ数が少ないので、それを補うため余震域や地殻変動データなどの種々の方法で決められた断層面積と地震モーメントの関係 (Wells and Coppersmith, 1994) も同じ図に書き加えられている。地震モーメントが  $10^{26}$  dyne-cm より小さい地震では両者とも  $S \propto M_0^{2/3}$  で表せる自己相似の関係、すなわち(1)式で平均応力降下量一定、となっている。しかしながら、それより大きい地震では自己相似の関係から系統的にずれて  $S \propto M_0^{1/2}$  のむしろ関係にそっているようにみえる。

これらの関係は、断層長さ  $L$  が一定以上大きくなると ( $L > 20$  km) 断層幅が地震発生層の厚さにより一定値  $W_{\max}$  (約 20 km) で飽和する、という Shimazaki (1986) の考えに対応するものである。さらに、Scholz (2002) は断層すべり量  $D$  と断層長さ  $L$ 、断層幅の飽和値  $W_{\max}$  の関係の考察から、断層長さ  $L$  が  $10W_{\max}$  より大きくなるような巨大な内陸地震の場合断層すべり量  $D$  はほぼ一定値となり、結果として  $S \propto M_0$  の関係になる、という考えを示している。 $L$  が  $10W_{\max}$  として  $W_{\max} = 20$  km に対応する地震のモーメント  $M_0$  は約  $10^{28}$  dyne-cm 程度であると想定される。

海溝型地震についても、断層面積  $S$  は地震モーメント  $M_0$  に関して(1)式で表されるような自己相似の関係が得られてい

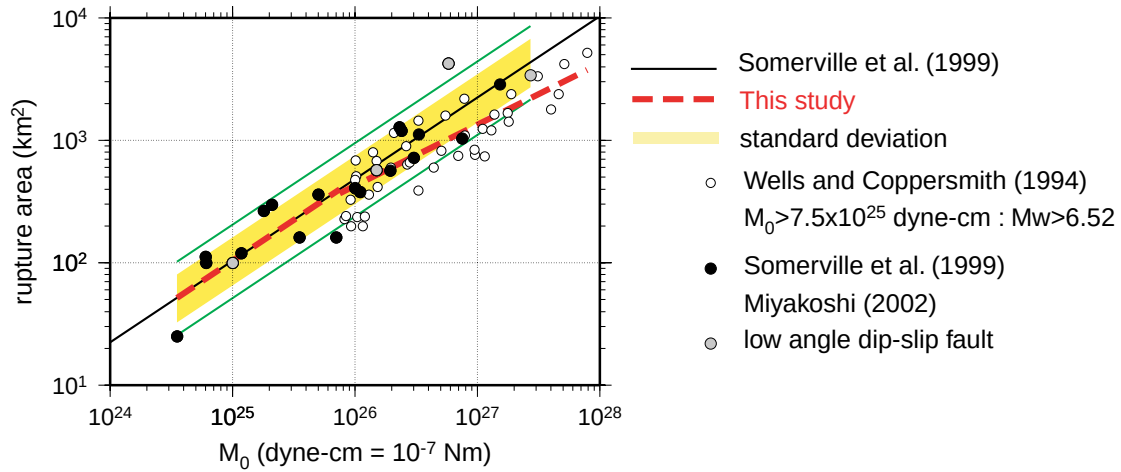


Fig. 1. Empirical relationship between total rupture area and seismic moment for inland crustal earthquake. Thick broken and thin solid lines show the relation obtained by this study and Somerville *et al.* (1999), respectively. Shadow ranges  $\pm \sigma$  (standard deviation). Thin solid lines show factor of 2 and 1/2 for the average.

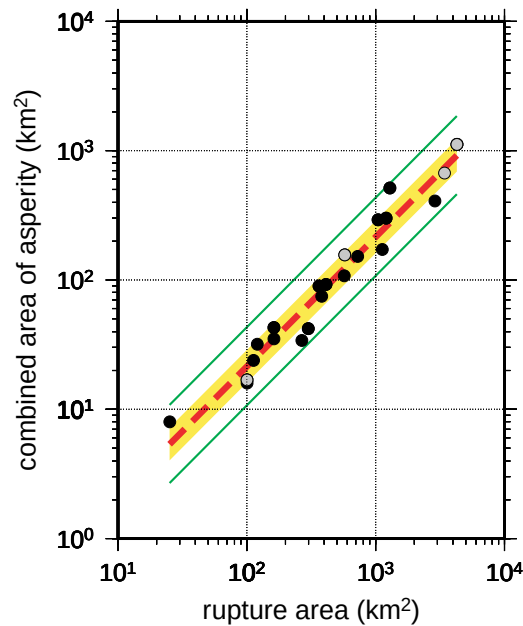


Fig. 2. Empirical relationship between combined area of asperities and total rupture area (thick broken line) for inland crustal earthquake. Shadow ranges  $\pm \sigma$  (standard deviation). Thin solid lines show a factor of 2 and 1/2 for the average.

る(例えば, Yamanaka and Shimazaki, 1990; Somerville・他, 2002)。沈み込み帯での地震発生層の幅は内陸部より広いと考えられ、そのため $S$ と $M_0$ はより広い範囲で自己相似の関係にあると推定されている。海溝型地震に対して $W_{max}$ は約 100 km と考えると、 $S-M_0$ 関係が自己相似性から系統的にずれるのは地震モ

ーメントが $10^{28}$  dyne-cm 以上となる。

## 2. 2 微視的断層パラメータの関係式

先に述べたように強震動の生成は断層全体の面積や総地震モーメントの大きさよりもむしろ断層すべりの不均質分布、

すなわち微視的断層パラメータ、に支配される。

Somerville *et al.* (1999)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、アスペリティの総面積  $S_a$  や最大アスペリティの面積  $S_l$  が地震モーメント  $M_0$  に対して一定の相似則に従っていることを、明らかにした。宮腰(2002)は 1995 年以後の最近の大きい地震の解析結果を加えても Somerville *et al.* (1999)によるアスペリティに関連する関係式がほぼ変わらないことを示した。また、これら 2 つの関係を結び、Fig. 2 に示されるようにアスペリティ部の総面積  $S_a$  は全破壊域  $S$  に比例して大きくなる、すなわち  $S_a/S$  が地震の大きさに依らずほぼ一定となることがわかる。

巨視的断層パラメータ(全破壊域と総地震モーメント)とここで定義される微視的断層パラメータ(アスペリティ面積などアスペリティに関連するパラメータ)の理論的關係は円形クラックモデル(Fig. 3の右図)と円形アスペリティモデル(Fig. 3の左図)を用いて近似的に示すことができる。ここではアスペリティモデルに対する理論的關係としてDas and Kostrov (1986)によるシングル・アスペリティモデルを想定しているが、マルチ・アスペリティ・モデルにも一般性を失うことなく拡張可能である。

Fig.3の左に示されるようなアスペリティモデルを想定した場合、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(e.g., Madariaga, 1979; Boatwright 1988)。

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

ここで  $R$  はアスペリティモデルの全領域の等価半径であり ( $S=\pi R^2$ )、 $r$  はアスペリティ部分の等価半径である ( $S_a=\pi r^2$ )。なお、(2)式は背景領域での応力降下量をゼロと仮定した場合の式である。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り、アスペリティにおける応力降下量はアスペリティの個数に依らず、(2)式で求められた値をとることが証明されている(入倉・他, 2002)。  $N_a$  個のアスペリティがあるとき、アスペリティの等価半径  $r$  は

$$r = \frac{1}{N_a} \sum_{k=1}^{N_a} r_k^2$$

で定義される。ここで  $r_k$  は個々のアスペリティの半径である。従って、全破壊域  $S$  中でのアスペリティの総面積  $S_a$  の割合と震源断層全体での平均応力降下量  $\Delta\sigma_c$  が与えられれば、アスペリティの応力降下量を(2)式から与えることができる。

内陸地震に対しては震源インバージョンの結果から  $S_a/S$  はおよそ0.22で与えられる(Somerville *et al.*, 1999)などの研究があるが、海溝型地震に対しては信頼性ある結果が未だ少ない。そこで、アスペリティの面積とそこでの応力降下量の情報を

得るための別の方法として加速度震源スペクトルとアスペリティ面積やそこでの応力降下量の関係について理論的考察を試みる。アスペリティからの加速度震源スペクトルのレベル  $A_0^a$  はMadariaga (1977)およびBoatwright (1988)より

$$A_0^a = 4\pi^{1/2} \beta v_R S_a^{1/2} \Delta\sigma_a \quad (3)$$

と表現される。上式に(1)式と(2)式を代入すると、アスペリティの面積は

$$S_a = \left( \frac{7\pi^2}{4} \beta v_R \right)^2 \cdot \frac{(M_0)^2}{S \cdot (A_0^a)^2} \quad (4)$$

と求められる。

上の式は、巨視的断層パラメータ(全破壊域  $S$  と総地震モーメント  $M_0$ )に加えてアスペリティからの加速度震源スペクトルレベル  $A_0^a$  が与えられれば、アスペリティ面積が推定できることを意味する。さらに(2)式からアスペリティの応力降下量  $\Delta\sigma_a$  が推定される。

しかしながら、観測量として直接与えられるものは  $A_0^a$  ではなく、破壊域全域から生成された加速度震源スペクトルレベル  $A_0$  である。  $A_0$  はアスペリティ部および背景領域からの加速度スペクトル  $A_0^a, A_0^b$  のランダム和で表せる。すなわち、

$$A_0 = \left\{ (A_0^a)^2 + (A_0^b)^2 \right\}^{1/2} \quad (5)$$

上の  $A_0^b$  は(3)式で  $S_a$  を  $S_b$  (背景領域の面積)、  $\Delta\sigma_a$  を  $\Delta\sigma_b$  (背景領域の応力降下量)に置き換えた式で表せる。宮武(2002)は、アスペリティモデルの動力学モデルによる数値計算の結果から背景領域における応力降下がゼロでも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ことを示し、短周期の地震動の評価は応力降下量ではなく実効応力に比例すると考えたほうがよいと指摘している。

そこで(3)式のアスペリティでの応力降下量  $\Delta\sigma_a$  を実効応力  $\sigma_e^a$  に置き換え、さらに背景領域についても同様の式が成り立つとすると、背景領域とアスペリティ領域からの加速度スペクトルレベルの比  $A_0^b/A_0^a$  は以下の式で与えられる。

$$\frac{A_0^b}{A_0^a} = \left( \frac{S_b}{S_a} \right)^{1/2} \cdot \frac{\sigma_e^b}{\sigma_e^a} \quad (6)$$

宮武(2002)による計算では、Somerville *et al.* (1999)の経験的データに合わせて  $S_a/S=0.22$ ,  $\Delta\sigma_a=10.0$  MPa,  $\Delta\sigma_b=0.0$  MPa と設定したとき、背景領域における実効応力  $\sigma_e^b$  はアスペリティでの実効応力  $\sigma_e^a$  の 20%程度となるという結果が得られている。この値を(6)式に代入すると  $A_0^b/A_0^a=0.38$  となる。  $A_0$  と  $A_0^a$  の関係は(5)式から

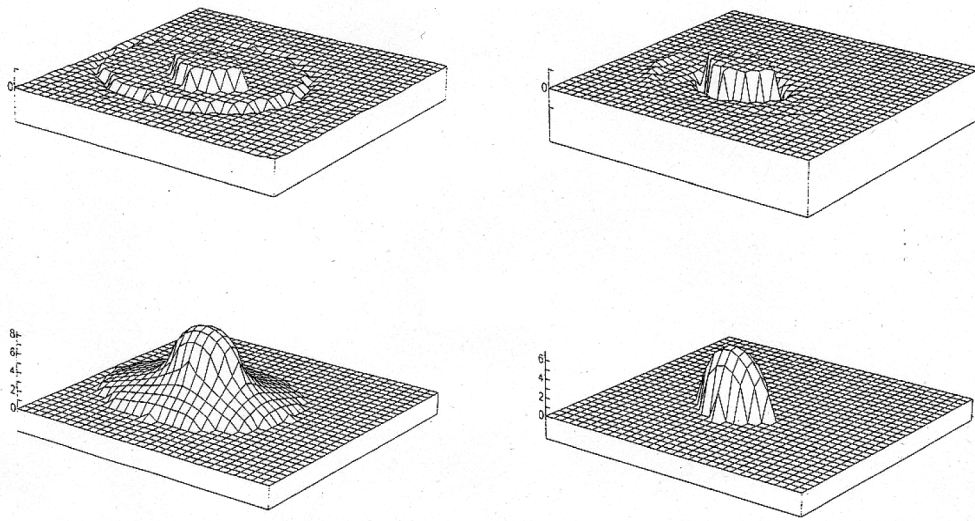


Fig. 3. Spatial distribution of stress change (upper trace) and final slip (lower trace) for the asperity (left column) and crack models (right column) [after Boatwright, 1988].

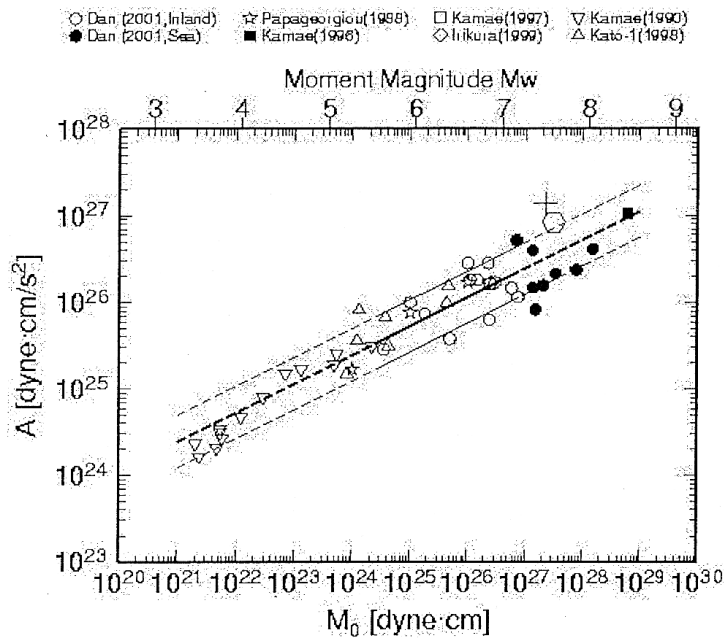


Fig. 4. Acceleration source-spectral level for the hypothetical Miyagi-ken Oki earthquake (hexagon) compared with the empirical relationship obtained by Dan *et al.* (2000) [The Earthquake Research Committee (2002)].

$$\frac{A_0^a}{A_0} = \left\{ \frac{(A_0^a)^2}{(A_0^a)^2 + (A_0^b)^2} \right\}^{1/2} = \left\{ \frac{1}{1 + (A_0^b / A_0^a)^2} \right\}^{1/2} \quad (7)$$

上の式に  $A_0^b / A_0^a = 0.38$  を代入すると、 $A_0^a / A_0 = 0.94$  となる。従って、 $A_0^a \approx A_0$  としてアスペリティの面積  $S_a$  を(4)式から、ア

スぺリティでの応力降下量を  $\Delta\sigma_a$  を(2)式で推定しても大きな差はないと考えられる。

壇・他(2001)はFig. 4に示されるようにインバージョン結果や強震動記録の解析から全破壊域からの加速度震源スペクトルレベル $A_0$ が地震モーメントに関して自己相似の関係にあることを見出している。

$$A_0 (\text{dyne-cm/s}^2) = 2.46 \times 10^{17} \times M_0^{1/3} (\text{dyne-cm}) \quad (8)$$

アスペリティモデルでは、(4)式を書き換えると $A_0^a$ はつぎの関係で表される。

$$A_0^a = \frac{7\pi^2}{4} \beta_V R \cdot \frac{M_0}{S^{1/2} \cdot S_a^{1/2}} \quad (9)$$

ここで $S$ と $S_a$ はともに地震モーメントに関して自己相似の関係(Somerville *et al.*, 1999), すなわち $S \propto M_0^{2/3}$ そして $S_a \propto M_0^{2/3}$ なら、(9)式から $A_0^a \propto M_0^{1/3}$ の関係が導かれる。先に述べたように近似的に $A_0^a \approx A_0$ が成り立つとすると、上の(9)式は壇・他(2001)による加速度震源スペクトルレベルに関する関係式(8)に対応する。彼らは(8)式は内陸地震にも海溝型地震にも適用可能としている。

## 2. 3 動力学的震源モデルの数値シミュレーションから導かれるアスペリティのすべり量拘束のための関係式

Das and Kostrov (1986)によるアスペリティモデルでは、全破壊域、アスペリティの面積とそこでの応力降下量を与えると解析解として総地震モーメントが得られるが、すべり量分布は評価できない。一方、アスペリティに関する観測量として与えられるものは、内陸地震については活断層調査により調べられる個々の地震に対する地表断層のすべり量、海溝型地震についてはプレートの年間すべり量と前回の地震以後の経過時間との積として計算される、蓄積されたすべり量である。

従来の運動学的な震源モデルでは断層面での応力降下量やすべり量は任意に与えられるため、アスペリティとその周辺における応力降下量とすべり量の関係は物理的な拘束条件として与えられない。これらの関係は動力学的震源モデルに基づく数値シミュレーションを行うことによって、はじめて求められる。動力学的震源モデルの計算で、断層面における物理的条件として摩擦構成則を規定する臨界すべり量 $D_c$ やアスペリティの面積とそこでの応力降下量を与えることによって全破壊域でのすべりの分布が数値的に解かれる。

ここでは、Somerville *et al.* (1999)に倣って全破壊域に対するアスペリティ部分の面積比を0.22と固定し、Fig. 5(a)に示される3つの円形アスペリティモデルについて、全破壊域に対するアスペリティ部分のすべり量の比を計算した。モデルMEC1は1個のアスペリティ(22%)、モデルM2DA3は2個の異なる面積のアスペリティ(16%と6%)、モデルM2EA3は2

個の同じ面積のアスペリティ(2つ共11%)である。数値シミュレーションでは、staggered gridを用いた三次元有限差分法を用いている。今回はアスペリティ部分に、内陸地震の平均的なアスペリティの応力降下量10.5 MPa(入倉・他, 2002)を与え、破壊伝播速度を $S$ 波速度の80%に固定した場合について検討した。

数値シミュレーションの結果として、Fig. 5にアスペリティと全破壊域でのそれぞれの平均すべり量の比( $D_{asp}/D$ )が背景領域とアスペリティでの応力降下量の比( $\Delta\sigma_b/\Delta\sigma_a$ )の関数として示される。 $\Delta\sigma_b/\Delta\sigma_a=0$ のとき、シングルアスペリティでは $D_{asp}/D$ は約2.4であるのに対し、ダブルアスペリティでは $D_{asp}/D$ は約2.0となる。なお、 $\Delta\sigma_b/\Delta\sigma_a$ が大きくなるにつれて $D_{asp}/D$ は小さくなる。 $\Delta\sigma_b/\Delta\sigma_a=0$ と $\Delta\sigma_b/\Delta\sigma_a=0.1$ の設定に対して各モデルの面内でのすべり分布がFig. 5(c-1)とFig. 5(c-2)に示される。また、全破壊域に対するアスペリティ領域の地震モーメントの比( $M_{asp}/M_0$ )、平均すべり量比( $D_{asp}/D$ )、および最大すべり量比( $D_{max}/D$ )の計算結果がFig. 5(d-1)とFig. 5(d-2)にまとめられる。

摩擦構成則のパラメータとして重要な臨界すべり量 $D_c$ に関して、 $D_c=0, 20, 40$  cmと変化させた場合や、アスペリティにおける破壊開始点を左端・中央・右端と変化させた場合について検討を行った結果、Fig. 5(d-1)と(d-2)で示される値は、さほど変化しないことが確かめられた。

Fig. 5(d)に示されるとおり、 $D_{asp}/D$ の値はアスペリティの数が増加するにつれて減少する傾向にある。アスペリティが1つのケースに比べて、2分割された場合に $D_{asp}/D$ は約10%減少する。ここでの動力学的震源モデルの計算から、Somerville *et al.* (1999)より得られた $S_a/S=0.22$ かつ $D_{asp}/D=2$ を満たす内陸地震の平均像としての震源モデルは、 $\Delta\sigma_b/\Delta\sigma_a=0$ に対しては2つのアスペリティのモデル、 $\Delta\sigma_b/\Delta\sigma_a=0.1$ に対しては1つのアスペリティのモデル、ということになる。

以上のことから動力学的震源モデルによって確認された基本的関係式は

$$S_a=0.22S \text{ かつ } \Delta\sigma_b=0.1\Delta\sigma_a \text{ の場合,}$$

$$D_{asp}/D=2.0 \text{ (アスペリティが1つ)} \quad (10)$$

$$D_{asp}/D=1.8 \text{ (アスペリティが2つ)} \quad (11)$$

$$S_a=0.22S \text{ かつ } \Delta\sigma_b=0.0\Delta\sigma_a \text{ の場合,}$$

$$D_{asp}/D=2.4 \text{ (アスペリティが1つ)} \quad (12)$$

$$D_{asp}/D=2.0 \text{ (アスペリティが2つ)} \quad (13)$$

とまとめられる。

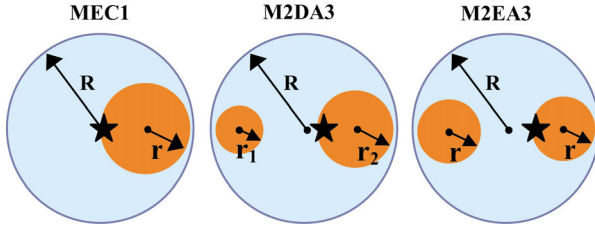
## 3. 内陸地震における強震動予測レシピ

### 3. 1 巨視的断層パラメータ

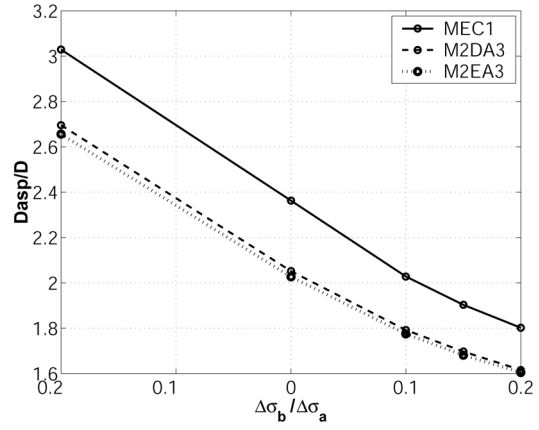
Step 1. 震源断層の全体の長さ $L$ と幅 $W$ の推定

Step 2. 震源域の平均応力降下量 $\Delta\sigma_c$ の推定

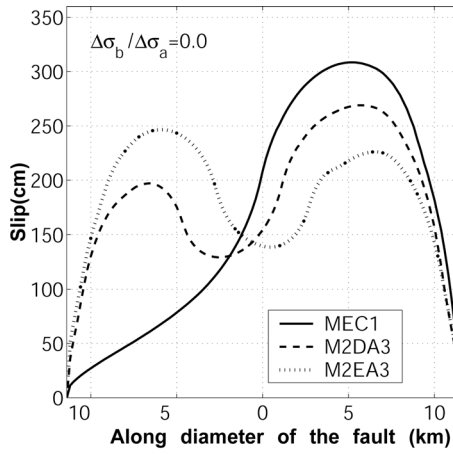
a)



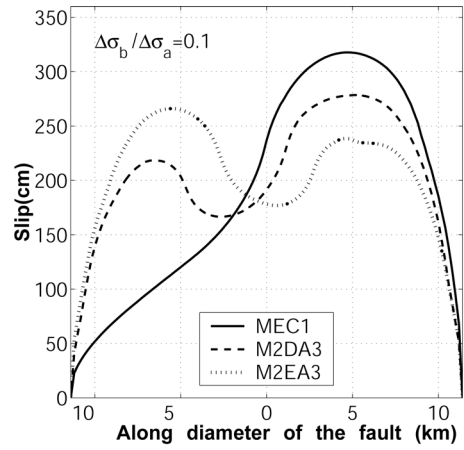
(b)



(c-1)



(c-2)



(d-1)

| $\Delta\sigma_b/\Delta\sigma_a = 0.0$ |       |       |       |
|---------------------------------------|-------|-------|-------|
|                                       | MEC1  | M2DA3 | M2EA3 |
| $M_{asp}/M_0$                         | 0.530 | 0.458 | 0.450 |
| $D_{asp}/D$                           | 2.363 | 2.052 | 2.027 |
| $D_{max}/D$                           | 2.921 | 2.638 | 2.476 |

(d-2)

| $\Delta\sigma_b/\Delta\sigma_a = 0.1$ |       |       |       |
|---------------------------------------|-------|-------|-------|
|                                       | MEC1  | M2DA3 | M2EA3 |
| $M_{asp}/M_0$                         | 0.455 | 0.400 | 0.394 |
| $D_{asp}/D$                           | 2.028 | 1.792 | 1.775 |
| $D_{max}/D$                           | 2.449 | 2.209 | 2.157 |

Fig. 5. Dynamic solution of three selected circular asperity models, MEC1, M2EA3, and M2DA3, with fixed rupture velocity (0.8 of  $S$ -wave velocity) and critical slip  $D_c=0.4$  m: (a) Asperity location for each circular fault model. Star represents the rupture starting point,  $R$  and  $r$  are the radii of the fault and asperity, respectively. The ratio between the combined asperity area ( $S_a=90\text{km}^2$ ) and total rupture area ( $S=408\text{km}^2$ ) is  $S_a/S=0.22$ . This ratio is partitioned for the double asperities, 11% for each asperity of model M2EA3 and 6%-16% for M2DA3. The stress drop in the asperity is  $\Delta\sigma_a=10.5\text{MPa}$ . (b) Relation between ratio of asperity to average slip ( $D_{asp}/D$ ) and ratio of background to asperity stress drop ( $\Delta\sigma_b/\Delta\sigma_a$ ) for each asperity model. (c) Final slip distribution along the diameter of the fault (in-plane direction) in the case of  $\Delta\sigma_b/\Delta\sigma_a=0$  (c-1) and  $\Delta\sigma_b/\Delta\sigma_a=0.1$  (c-2). (d) The table specifies the ratios of seismic moment ( $M_{asp}/M_0$ ) average slip ( $D_{asp}/D$ ) and maximum slip ( $D_{max}/D$ ) between the asperity area and total rupture area in case of  $\Delta\sigma_b/\Delta\sigma_a=0$  (d-1) and  $\Delta\sigma_b/\Delta\sigma_a=0.1$  (d-2).

### Step 3. 総地震モーメント $M_0$ の推定

活断層を想定した強震動予測を行う場合、断層全体の長さ  $L$  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 ( $H_d$ ) と浅さ限界 ( $H_s$ ) との関係より推定される。震源断層の傾斜角 ( $\delta$ ) を考えて  $L$  が  $(H_d - H_s)/\sin \delta$  (すなわち震源断層が地震発生層を横切る幅) より短いときは、 $W = L$  で近似される。 $L$  がそれより長いとき、 $W$  は飽和し  $W = W_{max} = (H_d - H_s)/\sin \delta$  の式で与えられる。 $W_{max}$  は経験的に15~20 kmの範囲で与えられる。震源断層の総面積  $S$  は  $S = LW$  で評価される。

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、

$$S(\text{km}^2) = 2.23 \times 10^{-15} \times M_0^{2/3} (\text{dyne-cm}) \quad (14)$$

で表せる (Somerville *et al.*, 1999)。なお1 dyne-cmは $10^7$  Nmに相当する。上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2.3 MPaとなる。従って、断層長さ  $L$  と断層幅  $W$  から断層面積  $S$  が与えられれば、(9)式から地震モーメントが推定されることとなる。

しかしながら、(14)式の基となった震源インバージョンのデータは主として  $M_w$  が7以下の地震に限られる。そこで、より大きな地震に対する経験的関係を推定するため、Wells and Coppersmith (1994)によりコンパイルされた余震域や地殻変動データから決められた断層面積と地震モーメントの関係と(14)式を比較する。その結果、両者はおよそ $10^{26}$  dyne-cmよりも小さな地震についてはほぼ同じとみなされるが、それよりも大きな地震に対してWells and Coppersmith (1994)による断層面積は(14)式で与えるものに比べては系統的に小さくなっている (入倉・三宅, 2001)。その時、断層面積  $S$  は地震モーメント  $M_0$  についてつぎの関係で与えられる。

$$S(\text{km}^2) = 4.24 \times 10^{-11} \times M_0^{1/2} (\text{dyne-cm}) \quad (15)$$

上式に基づくと、地震モーメントが $10^{26}$  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ことになる。

さらに大きな地震 ( $L > 10 W_{max}$ , すなわち  $M_0 > 10^{28}$  dyne-cm) では、 $S$  が  $M_0$  に比例する (Scholz, 2002) と考えると、平均応力降下量はある大きさの地震モーメントで頭打ちして減少に転じることになる。この問題に関してデータに基づく検証は未だ十分とはいえないが、大規模地震に対する強震動予測のレシピとして考慮すべきものと考えられる。

### 3.2 微視的断層パラメータ

Step. 4. アスペリティの総面積  $S_a$  の推定

Step. 5. アスペリティの応力降下量  $\Delta\sigma_a$  の推定

Step. 6. アスペリティの個数  $n$  の推定

### Step. 7. 個々のアスペリティ(半径 $r$ )での変位量 $D_a^i$ の推定

内陸の活断層に発生する地震について、Somerville *et al.* (1999)によって示されるアスペリティ総面積  $S_a$  および最大アスペリティ面積  $S_l$  と地震モーメント  $M_0$  に関する自己相似の経験的関係式は、

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

$$S_l (\text{km}^2) = 3.64 \times 10^{-16} \times M_0^{2/3} (\text{dyne-cm}) \quad (17)$$

で表される。ここでアスペリティ部の平均すべり量  $D_{asp}$  に対する断層面全体の平均すべり量  $D$  の関係は  $D_{asp}/D = 2$  となることが報告されている。

(15)式と(16)式、(17)式の関係の別の表現として、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、

$$S_a (\text{km}^2) = 0.215 \times S (\text{km}^2) \quad (18)$$

$$S_l (\text{km}^2) = 0.150 \times S (\text{km}^2) \quad (19)$$

と表される (入倉・三宅, 2001)。

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(2)式から推定される。(18)式から得られる  $S_a/S = 0.215$  を(2)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、Somerville *et al.* (1999)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量は約10.5 MPaということになる。

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応じて増加すると考えられる。また、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。これらの値を基に、Fig. 5(d-1)と(d-2)で示されるような  $D_{asp}$  や  $D_{max}$  に対する拘束を与えることができる。ただし、この場合地表近傍における断層変位は地下深部に比べて地表付近の地層の剛性率が小さいことによって増幅されている可能性があることに注意を要する。

アスペリティの位置について現在いくつかの試みが提案されているが決め手となるものはまだない。1つは活断層調査で得られる地表断層すべりの大きい地域の直下にアスペリティを設定する。Fig. 6 に示されるように1992年Landers地震の詳細な震源インバージョン結果から地表すべりの大きいところとアスペリティの位置がよく一致しているのがこの方法の根拠付けとなっている。

その他に、地震活動のモニタリング結果から、アスペリティでは一般に地震活動が低くその周りで地震活動が相対的に大きい、それと同じような理由で地震活動が高い

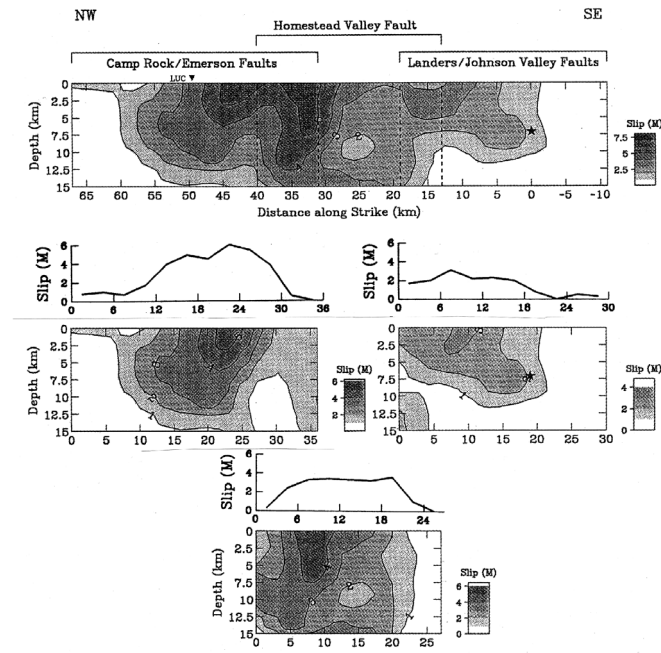


Fig. 6. Relationship between location of asperities and observed surface displacement for the 1992 Landers earthquake. [after Wald and Heaton, 1994].

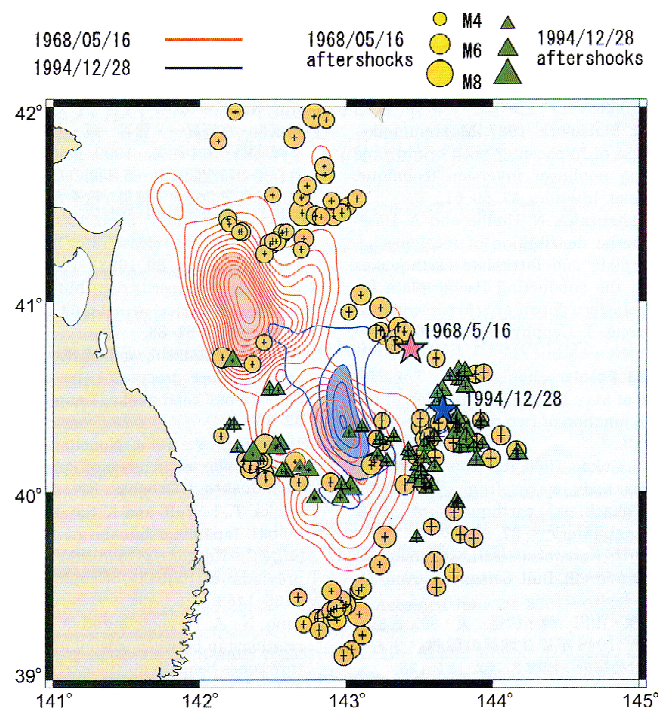


Fig. 7. Spatial distribution of the moment release and aftershocks for the 1968 Tokachi-Oki and 1994 Sanriku-Haruka-Oki earthquakes. The contour interval shows  $3 \times 10^{16} \text{ Nm/km}^2$  [After Nakagi *et al.*, 2001]

ところはクラックが多く分布しているので地震波の散乱が大きい(Nishigami, 2000), などの性質を利用する方法の検討が必要である。

## 4. 海溝型地震における強震動予測レシピ

### 4.1 巨視的断層パラメータ

Step 1. 震源断層の総面積  $S$  の推定

Step 2. 震源域の平均応力降下量  $\Delta\sigma_c$  の推定

Step 3. 総地震モーメント  $M_0$  の推定

または

Step 1. 総地震モーメント  $M_0$  の推定

Step 2. 震源域の平均応力降下量  $\Delta\sigma_c$  の推定

Step 3. 震源断層の総面積  $S$  の推定

沈み込み帯に発生する地震は繰り返しほぼ同じ震源域を持つことが知られている。その繰り返し間隔は内陸の活断層地震に比べて短い。過去の地震が歴史資料として残っている場合がある。前回の地震がいつ起こったか、或いはその情報がどの程度残されているか、等により震源パラメータの与えかたが異なってくる。

第1のケースは宮城県沖地震や十勝沖地震のような計器観測以後の地震である。同じ大きさの地震が繰り返し起こると考えると、地震記録から総地震モーメント、余震域などから全破壊域が推定可能である。第2のケースは安政東海・安政南海、宝永地震のような計器観測以前の歴史地震である。このケースでは地震モーメントや破壊域は直接的には得られないが被害分布や地殻変動のデータや最近のGPS観測データなどから間接的に推定される。第3のケースは想定東海地震のように過去の発生の記録がない地震である。このようなケースについても、第2のケースと同様にプレート境界面や温度分布などの地質学・地球物理学的情報やGPS観測データなどから破壊域の推定がなされる。

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研究推進本部 地震調査委員会 (2001)の強震動評価部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。海溝型地震に対する断層面積とマグニチュードの経験的関係式  $\log_{10} S (\text{km}^2) = M - 4.0$  (佐藤, 1989)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、海溝型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(1)式から平均応力降下量が計算される。

従って、将来の海溝型地震を想定した巨視的断層パラメータは、はじめに震源断層の総面積を推定し、次に経験的關係から深さ依存を考慮した平均応力降下量を仮定し、それにより円形クラックモデルの式から総地震モーメントを評価する、という手順で与えられる。ただし、想定する地震の断層面積について直接的な情報が得られない場合には、まず地震モーメントを推定し、経験的關係から得られた深さ依存を考慮した平均応力降下量を用いて断層面積を求める方法が準用される。

海溝型地震の場合は、前述したように断層幅の限界  $W_{max}$  は約100 km程度と想定される。それに対応する地震モーメントが約  $10^{28}$  dyne-cm ( $M_w 8$  の地震) となる。従って、断層すべり量  $D$ , 断層長さ  $L$ , 断層幅  $W$  に関して内陸地震と同様の関係があるとすると、 $L < W_{max}$  ( $M_0 < 10^{28}$  dyne-cm) のとき  $L \propto M_0^{1/3}, S \propto M_0^{2/3}$ ,  $W_{max} < L < 10W_{max}$  ( $10^{28} < M_0 < 10^{30}$  dyne-cm) のとき  $L \propto M_0^{1/2}, S \propto M_0^{1/2}$ , そして  $10W_{max} < L$  ( $M_0 > 10^{30}$  dyne-cm) のとき  $L \propto M_0, S \propto M_0$  となる。

### 4.2 微視的断層パラメータ

Step. 4. アスペリティの総面積  $S_a$  の推定

Step. 5. アスペリティの応力降下量  $\Delta\sigma_a$  の推定

Step. 6. 個々のアスペリティ(半径  $r$ )での変位量  $D_a^i$  の推定

Step. 7. アスペリティの個数  $n$  の推定

または

Step. 4. アスペリティからの短周期レベル  $A_0^a$  の推定

Step. 5. アスペリティの総面積  $S_a$  の推定

Step. 6. アスペリティの応力降下量  $\Delta\sigma_a$  の推定

Step. 7. 個々のアスペリティ(半径  $r$ )での変位量  $D_a^i$  の推定

Step. 8. アスペリティの個数  $n$  の推定

海溝型地震については、信頼性がある震源インバージョン結果が内陸地震に比べて少なく、ばらつきが大きい。最近 Somerville・他(2002)は主に北米や南米の太平洋岸に発生した沈み込み帯地震(10個)の解析からアスペリティの面積と全破壊域の比  $S_a/S$  は平均25% という値を得ている。しかしながら、結果として得られた平均応力降下量は0.2~2.1 MPa, アスペリティの応力降下量は0.7~8.4 MPaとばらつきが大きく, Kanamori and Anderson (1975), 佐藤 (1989)やYamanaka and Shimazaki (1990)などで既に得られている平均応力降下量との違いが顕著である。沈み込み帯地震の震源インバージョンの場合、解析に用いている周期範囲が数秒以上の長周期に限られていたり、観測点数が少なく震源域のカバレッジが偏っている可能性があるため、これらのパラメータについての検証が望まれる。

1978年宮城県沖地震(M 7.4)や1968年十勝沖地震(M 7.9)で

は少ないながら比較的震源近くで加速度記録が得られており、サイト増幅特性や伝播経路特性を取り除くことで加速度震源スペクトルレベルの評価が可能である。それによりアスペリティの面積が(4)式から、(2)式からアスペリティにおける応力降下量が推定される。ここで推定されたアスペリティの面積および応力降下量の有効性は、速度記録で顕著に記録されている破壊伝播方向に現れる指向性パルスの幅とその振幅から検証することができる(Somerville, 2001)。

歴史地震では加速度記録は得られていないが、海溝型地震に対する地震モーメントと加速度震源スペクトルレベルの経験的關係式からスペクトルレベルを推定すれば、同様にアスペリティの面積と応力降下量が推定される。アスペリティの個数とその位置は震源断層の形状や歴史地震の震度分布を総合的に判断して推定される。

沈み込み帯の地震に対しては、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られる。例えば南海トラフ地震の場合バックスリップ量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。

アスペリティの位置については、地震の繰り返し周期が相対的に短いためFig. 7に示されるように同一地域で繰り返し起こった地震のアスペリティがほぼ同じところに見られるという興味ある研究がなされている(例えば、永井・他, 2001)。このことは過去の地震のアスペリティマップを作っておくと将来の地震に対する強震動予測に重要な情報となることを意味する。その他、GPSなどによる地殻変動データから、バックスリップの位置と大きさを推定する精度が改良されてくると、近い将来にカップリングの大きい固着域の推定、そしてアスペリティの位置の設定が可能となる、と思われる。

## 5. 内陸地震における強震動予測レシピの検証

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は、1995年兵庫県南部地震(入倉・他, 2002)や2000年鳥取県西部地震(池田・他, 2002)を例に、統計的グリーン関数法を用いた検証が試みられている。

入倉・他(2002)では、Kamae and Irikura (1998)のアスペリティモデルを参考に、内陸地震における修正レシピに従って1995年兵庫県南部地震の震源パラメータの設定が行われた。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、アスペリティに与える応力降下量は10.5 MPaに固定し、背景領域に与える実効応力を0~4 MPaに変化させた場合について検討がなされている。その結果、震源近傍域で合成された速度・加速度記録はほぼアスペリティの面積と実効応力で決まり背景領域からの寄与はきわめて小さいこと、合成速度波形

はほぼ観測波形に一致するが合成加速度波形はその最大値が観測より過大に評価される、などが明らかとなった。合成加速度波形の最大値が過大とならないようにするにはアスペリティにおける応力降下量の深さ依存性や地域性の検討が必要である、との指摘がされている。

また池田・他(2002)は2000年鳥取県西部地震を例に、アスペリティ面積に入倉・三宅(2001)で示された $\sigma (=1.34)\text{倍}$ のばらつきを与えて強震動シミュレーションを行い、微視的断層パラメータのばらつきが強震波形や応答スペクトルに与える影響を検討している。いずれの場合も、合成された最大加速度・最大速度・応答スペクトルレベルは観測記録と比べて倍半分の範囲に収まることが確認されている。

地震調査委員会は糸魚川・静岡構造線断層帯に発生する予想される地震を想定した強震動評価を行っている(地震調査研究推進本部 地震調査委員会, 2002)。Fig. 8左図に経験的距離減衰式を用いた簡便法による推定震度、Fig. 8右図にここでの強震動予測レシピに従ってハイブリッド法(詳細法)で計算された推定震度が示される。詳細法の計算において中部断層では地表すべりの大きいところにアスペリティをおいているが北部断層ではデータが十分ないためアスペリティを各セグメントで南よりに設定した場合(ケース1)と北よりに設定した場合(ケース2)の2ケースが計算される。Fig. 9に詳細法により工学的基盤で評価された最大速度値(PGV)を $V_s = 600 \text{ m/s}$ 相当層に換算補正した速度値が距離の関数として示されている。評価された最大速度値は経験的關係式を中心としてばらついており、ここでのモデル化の方法の有効性を示している。

## 6. 海溝型地震における強震動予測レシピの検証

海溝型地震における強震動予測レシピの検証として、想定宮城県沖地震の強震動予測結果と、1978年宮城県沖地震の観測記録との比較がなされている(地震調査研究推進本部 地震調査委員会, 2002)。想定宮城県沖地震の特性化震源モデルにおけるパラメータは強震動予測レシピに準じて与えられており、巨視的断層パラメータに関しては、まず地震モーメントが定められ、深さに応じた平均応力降下量を与えた後に断層面積が求められた。微視的断層パラメータは、地域性を考慮した加速度震源スペクトルレベル(1978年宮城県沖地震の実測値はFig. 4の六角印)および観測された速度記録に見られる指向性パルスの幅から主要なアスペリティの面積とそこでの応力降下量が推定された。アスペリティの位置は一倍強震計記録を用いた震源インバージョン結果(山中・菊地, 2002)を参考に推定された。このようにして想定された震源モデル(Fig.10(a))を用いて計算された開北橋(DKHB)での速度波形が観測記録と比較される(Fig.10(b))。計算波形は1978年宮城県沖地震の強震記録に見られる指向性パルスをよく再現して

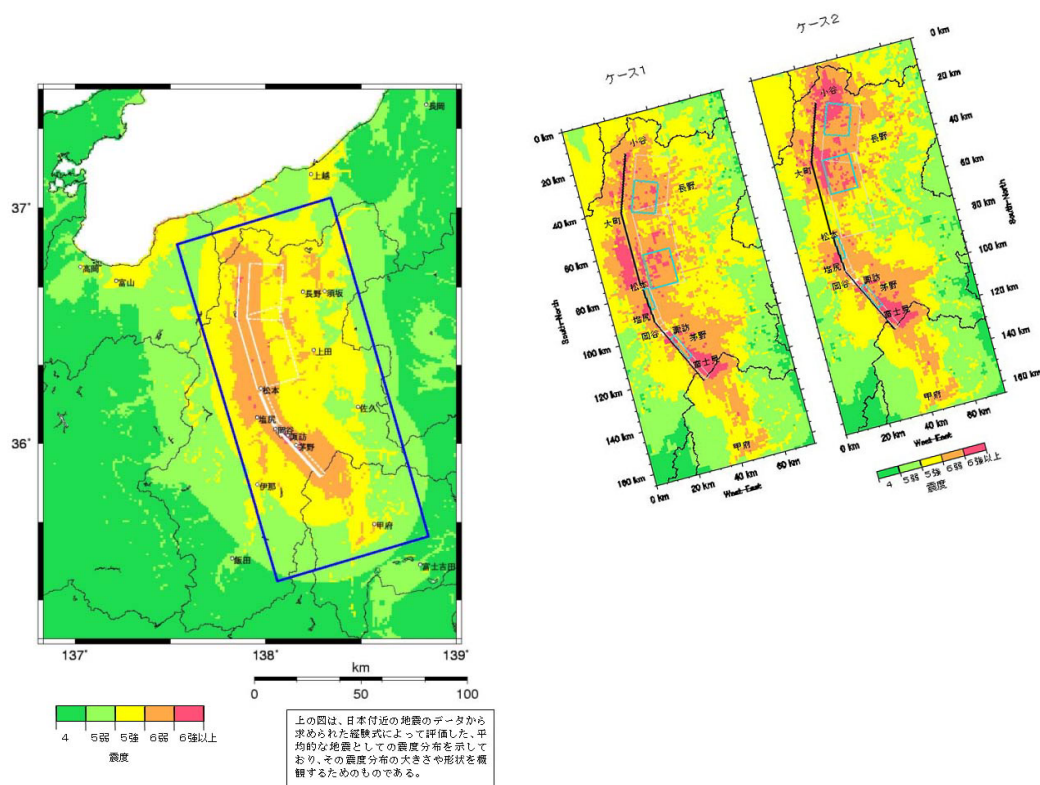


Fig. 8. JMA Seismic Intensity map estimated for the hypothetical Itoigawa-Shizuoka tectonic-line earthquake. Left: the Seismic Intensity map estimated by the simplified calculation method using the empirical attenuation relation. Right: the Seismic Intensity map estimated by the detailed calculation method using the hybrid simulation technique. [The Earthquake Research Committee (2002)].

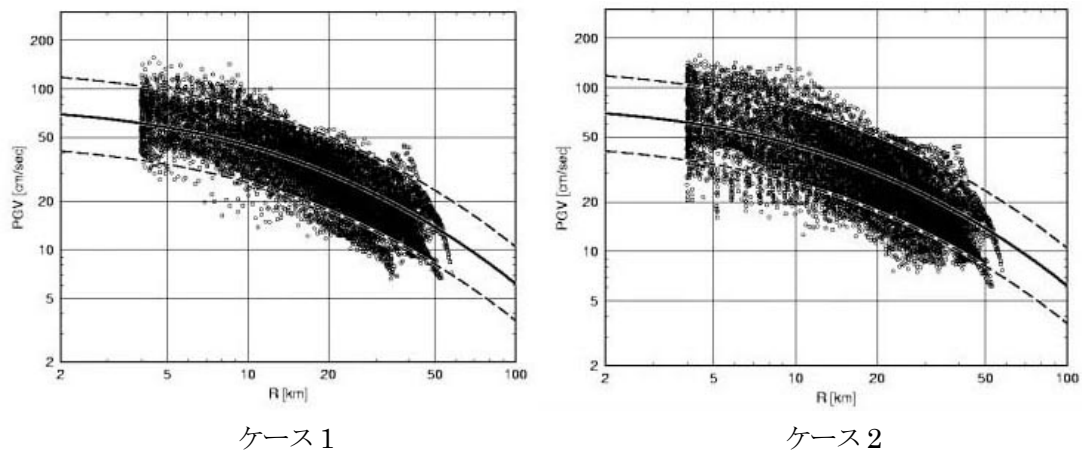
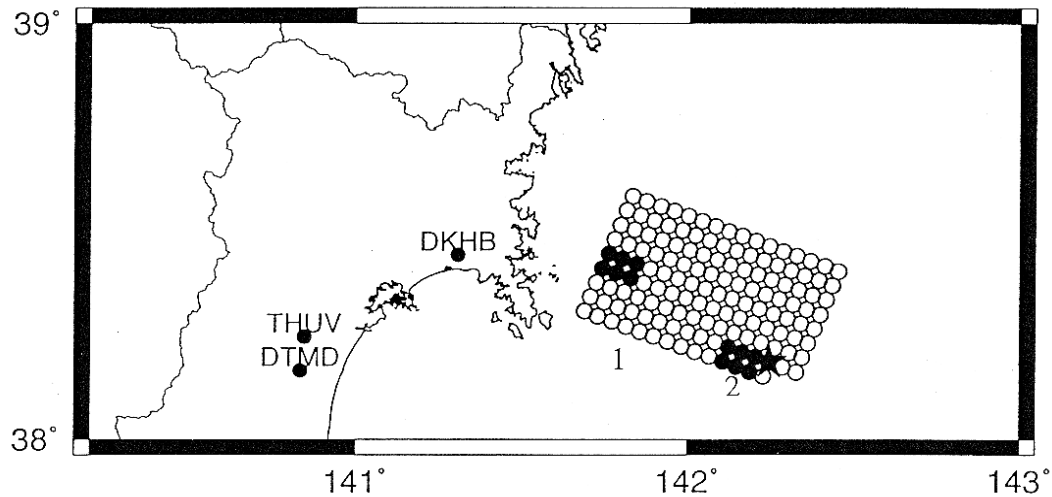


Fig. 9. Comparison of the PGV (peak ground velocity) of simulated ground motions on the engineering bedrock ( $V_s=600\text{m/s}$ ) using the detailed calculation method and the empirical PGV attenuation relation (thin solid line) with standard deviation (broken line) by Si and Midorikawa (1999). [The Earthquake Research Committee (2002)].

(a)



(b)

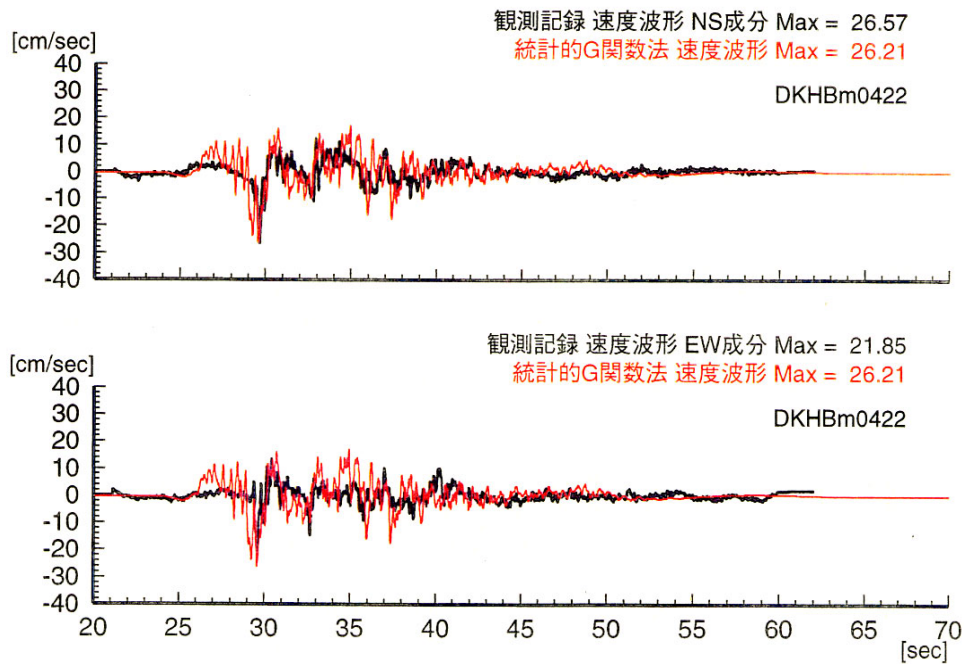


Fig. 10. (a) Assumed source model for the hypothetical Miyagi-ken Oki earthquake. (b) Comparison of observed records and the simulated velocity ground motions at the Kaihoku bridge (DKHB) from the source model indicated above for the 1978 Miyagi-ken Oki earthquake by the stochastic Green's function method. The directivity pulses are clearly seen in both observed and simulated motions. [The Earthquake Research Committee (2002)].

おり、ここでのモデル化の有効性を示していると考えられる。

想定東南海・南海地震については、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、想定東南海地震、南海地震とも3つのアスペリティを仮定している(地震調査研究推進本

部 地震調査委員会, 2001)。アスペリティの面積と応力降下量は海溝型地震に対する地震モーメントと加速度震源スペクトルレベルの経験的關係式から、ばらつきを考え、ケース1として $S_a/S_0$ が30%、アスペリティにおける応力降下量が10.1 MPa、ケース2として $S_a/S_0$ が15%、アスペリティにおける応力降下量

が20.1 MPa の2つのシナリオを想定している。試算された強震動の最大加速度や最大速度の距離減衰式はこれまでの海溝型地震の強震動記録から経験的に求められている距離減衰式(司・翠川, 1999)とほぼ一致している。また試算された強震動から求められた計測震度は1854年安政東海および安政南海地震のときの震度分布(宇佐美, 1986, 1996)とほぼ一致することが確認された。

## 7. まとめ

本研究では動力学的アスペリティモデルに基づく強震動予測のレシピを内陸地震と海溝型地震の場合に分けて概説した。内陸地震の場合、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。海溝型地震の場合、全破壊域とアスペリティ面積は未だ経験的に関係付けられていないので、アスペリティの面積やそこでの応力降下量は総地震モーメントと加速度震源スペクトルレベルの関係から推定される。これらの応力降下量をアスペリティに与えた場合に生じるすべり量は、動力学震源モデルを用いた数値シミュレーション結果に基づいて拘束される。

これらの強震動予測レシピに基づき、内陸地震(1995年兵庫県南部地震, 2000年鳥取県西部地震)および海溝型地震(安政南海・安政南海地震, 1978年宮城県沖地震)に対して、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強震動予測の有効性が検討された。今回の検証では、加速度レベルが過大評価になる地点があったことから、今後アスペリティにおける応力降下量の深さ依存性や地域性の検討が必要とされる。

近年の指向性パルスの卓越周期とアスペリティ面積との経験的關係式(Somerville, 2001)は、強震動予測レシピで採用している特性化震源モデルの長周期側の有効性を支持するものであると考えられる。この特性化震源モデルの短周期側での有効性(e.g., Kamae *et al.*, 1998; Miyake *et al.*, 2003)については、引き続き検討が重ねられるべきであろう。

現状では、動力学的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(e.g., Guatteri and Spudich, 2000; Peyrat *et al.*, 2001)に加えて計算可能な周期範囲に限界があることから、動力学的モデルによるアスペリティ面積と応力降下量の関係を考慮し、運動学的震源モデルに基づいた特性化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。

## 謝辞

本研究をまとめるにあたって、文部科学省地震調査委員会強震動評価部会ならびに強震動評価手法分科会における議論を参考にさせていただいた。計算結果の一部は同部会の公表

資料を引用させていただいた。同部会および分科会委員各位に感謝いたします。

本研究は文部科学省科学技術振興調整費による「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。

## 参考文献

- 1) Boatwright, J. : The seismic radiation from composite models of faulting, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 78, pp. 489-508, 1988.
- 2) 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・宮腰淳一・佐藤智美 : 統計的グリーン関数法による 1923 年関東地震( $M_{\text{JMA}}7.9$ )の広帯域強震動評価, *日本建築学会構造系論文集*, Vol. 530, pp. 53-62, 2000.
- 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) Das, S. and B. V. Kostrov : Fracture of a single asperity on a finite fault: A model for weak earthquakes?, In Das, S., J. Boatwright, and C. H. Scholz, eds.: *Earthquake Source Mechanics*, AGU, Washington D. C., pp. 91-96, 1986.
- 5) 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.
- 6) 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.
- 7) 池田隆明・釜江克宏・三輪滋・入倉孝次郎 : 特性化震源モデルにおける震源パラメータのばらつきが合成波形におよぼす影響, *日本地震学会講演予稿集 2002 年度秋季大会*, A28, 2002.
- 8) 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.
- 9) 入倉孝次郎・三宅弘恵・岩田知孝・釜江克宏・川辺秀憲 : 強震動予測のための修正レシピとその検証, 第 11 回日本地震工学シンポジウム講演論文集, pp.567-572, 2002.
- 10) 地震調査研究推進本部 地震調査委員会 : 南海トラフの地震を想定した強震動評価手法について (中間報告), <http://www.jishin.go.jp/main/index.html>, 2001.
- 11) 地震調査研究推進本部 地震調査委員会 : 想定宮城県沖地震の震源モデルの修正 (防災科学技術研究所), 第 29 回強震動予測手法検討分科会参考資料 3-2, 2002.
- 12) 地震調査研究推進本部 地震調査委員会 : 糸魚川―静岡

- 構造線断層帯（北部，中部）の地震を想定した強震動評価について，<http://www.jishin.go.jp/main/index.html>, 2002.
- 13) 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, pp. 400-412, 1998.
  - 14) Kamae, K., K. Irikura, and A. Pitarka, A technique for simulating strong ground motion using hybrid Green's function, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 88, pp. 357-367, 1998.
  - 15) Kanamori, H. and D. L. Anderson : Theoretical basis of some empirical relations in seismology, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 65, pp. 1073-1095, 1975.
  - 16) Madariaga, R : High-frequency radiation from crack (stress drop) models of earthquake faulting, Geophys. J. R. Astron. Soc., Vol. 51, pp. 625-651, 1977.
  - 17) Madariaga, R : On the relation between seismic moment and stress drop in the presence of stress and strength heterogeneity, J. Geophys. Res., Vol. 84, pp. 2243-2250, 1979.
  - 18) Miyake, H., T. Iwata, and K. Irikura : Source characterization for broadband ground motion simulation: Kinematic heterogeneous source model and strong motion generation area, Bull. Seism. Soc. Am., 2003 (in review).
  - 19) 宮腰研：不均質震源の特性化，月刊地球号外 Vol. 37「最近の強震動予測研究—どこまで予測可能となったのか？」，pp. 56-61, 2002.
  - 20) 宮武隆：震源物理に基づく震源モデル—強震動予測のために—，月刊地球号外 Vol. 37「最近の強震動予測研究—どこまで予測可能となったのか？」，pp. 42-47, 2002.
  - 21) 永井理子・菊池正幸・山中佳子：三陸沖における再来大地震の震源過程の比較研究，地震2, Vol. 54, pp. 281-298, 2001.
  - 22) Nishigami, K. : Deep crustal heterogeneity along and around the San Andreas fault system in central California and its relation to the segmentation, J. Geophys. Res., Vol. 105, pp. 7983-7998, 2000.
  - 23) Peyrat, S., K. B. Olsen, and R. Madariaga : Dynamic modeling of the 1992 Landers earthquake, J. Geophys. Res., Vol. 106, pp. 26467-26482, 2001.
  - 24) 佐藤良輔編著：日本の地震断層パラメーター・ハンドブック(全390pp.)，鹿島出版会，東京，pp. 86, 1989.
  - 25) Shimazaki, K. : Small and large earthquake: the effects of thickness of seismogenic layer and the free surface, In Das., S., J. Boatwright, and C. H. Scholz, eds.: Earthquake Source Mechanics, AGU, Washington D. C., pp. 209-216, 1986.
  - 26) 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, Vol. 523, pp. 63-70, 1999.
  - 27) Scholz, C. H. : Reply to comments on 'A reappraisal scaling', Bull. Seis. Soc. Am., 83, 1677-1678, 1994.
  - 28) Scholz, C. H. : Earthquake scaling relations, in *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*, 2 ed. , Cambridge University Press, pp.202-211, 2002.
  - 29) Somerville, P. G. : Magnitude scaling of the near fault rupture directivity pulse, Proceedings of U.S.-Japan Joint Workshop and Third Grantees Meeting, pp. 63-77, 2001.
  - 30) 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.
  - 31) Somerville, P.G.・佐藤俊明・石井透・N. F. Collins・壇一男・藤原広行：強震動予測のためのプレート沈み込み帯沿い地震の不均質すべりモデルの特性抽出，第11回日本地震工学シンポジウム講演論文集, pp.163-166, 2002.
  - 32) 宇佐美龍夫：東海沖四大地震の震度分布(明応・宝永・安政東海・東南海地震)，地震予知連絡会会報, Vol. 35, pp. 343-355, 1986.
  - 33) 宇佐美龍夫：新編日本被害地震総覧[増補改訂版]，東京大学出版会，東京，1996.
  - 34) 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.
  - 35) 山中佳子・菊池正幸：日本付近のアスペリティマップ 東北編，地球惑星科学関連学会 2001 合同大会，Sy-005, 2001.
  - 36) 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.
  - 37) Wald, D. J., and T. H. Heaton : Spatial and temporal distribution of slip of the 1992 Landers, California earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 84, 668-691, 1994.

## **Recipe for Predicting Strong Ground Motion from Future Large Earthquake**

Kojiro IRIKURA, Hiroe MIYAKE\*, Tomotaka IWATA,  
Katsuhiro KAMAE\*\*, Hidenori, KAWABE\*\*, and Luis Angel DALGUER

\* Earthquake Research Institute, University of Tokyo

\*\* Research Reactor Institute, Kyoto University

### **Synopsis**

From recent development of the waveform inversion analyses for estimating rupture process using strong motion data during large earthquakes, we have understood that strong ground motion is relevant to slip heterogeneity inside the source rather than the entire rupture area. The source model is characterized by two of parameters, which we will call: outer and inner fault parameters. We propose a recipe of predicting strong ground motions using a multiple-asperity source model. Slip distribution for the multiple-asperity source model is dynamically solved by numerical simulation. Influence of variances of estimated source parameters on ground motions are discussed from synthetic waveforms based on our recipe.

**Keywords:** strong ground motion, active fault, inland crustal-earthquake, subduction zone earthquake, characterized source model, outer fault parameter, inner fault parameter