

強震動予測レシピ

—大地震による強震動の予測手法—

入倉孝次郎

要 旨

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の結果から、震源断層パラメータが地震モーメントに関して 2 つのスケールリング則によって支配されていることが明らかになってきた。スケールリング則の 1 つは震源断層の全破壊域の面積と地震モーメントの関係を与えるもので、これらのパラメータを巨視的断層パラメータと呼ぶ。もう 1 つは震源断層内のアスペリティの総面積を地震モーメントの関数として与えるもので、この関係から震源断層内のアスペリティの分布およびそこでの応力降下（あるいは実効応力）が与えられる。これらのパラメータを微視的震源パラメータと呼ぶ。これらの 2 つのスケールリング則に基づいて、強震動の計算に必要とされる震源断層の面積、地震モーメント、さらに震源断層内の不均質な応力やすべり分布のモデル化が可能となる。我々は、上記の考えを整理して、特定の活断層や海溝域に発生する地震を想定したとき、誰でも同じ答えが得られるように震源断層のモデル化の手続きをレシピとしてまとめた。強震動予測レシピの有効性は、内陸の活断層に起こった 1995 年兵庫県南部地震や 2000 年鳥取県西部地震、海溝域に起こった 2003 年十勝沖地震や 1978 年宮城沖地震について、シミュレーションと観測記録の比較により検証される。

キーワード：強震動，活断層，海溝型地震，アスペリティ，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

1995 年 1 月 17 日に阪神・淡路地域に多大な被害をもたらした兵庫県南部地震は、日本における地震防災のあり方に大きな問題があることを露呈した。この地震による災害の大きさは地球科学や建築・土木工学など地震を研究対象としている研究者にとって衝撃的なもので、研究のあり方に反省を迫るものであった。強震動の研究者もこの地震の前に災害軽減に対する方策を示すことはできなかった。断層近傍におけるキラパルスの生成などの現象も地震の後でしか示せなかった。

この大震災を受けて、我々に科せられた使命はこの地震が教えるものをできるかぎり学び取ることにあると考える。安全と考えられていた高架橋やビルがなぜ倒壊したのかを科学的に解明するには、その敷地での強震動がどのよ

うなものであったかを明らかにする必要がある。強震動の記録はそのために欠かすことのできないものである。しかしながら、兵庫県南部地震の前までの日本の強震動観測体制は極めて貧困であった。不十分なデータからできる限りの情報を引き出すために、地震の直後から余震の強震動観測、高密度アレイ観測、地下構造探査、などが多くの方々の協力で行われた。このような地道な研究の積み上げの成果として、1995 年兵庫県南部地震の詳細な破壊過程、破壊的強震動の生成、さらに強震動による構造物の崩壊メカニズムが解明されてきた。また、将来の大地震による災害を軽減するために強震動予測がキーパラメータであることが明らかになってきた。

2003 年十勝沖地震は新たな課題を突きつけている。この地震では、長周期地震動により震源域から約 200 km も離れた苫小牧で石油タンクが破損して大火災が発生するな

ど、これまでの被害予測では想定されていなかった災害が引き起こされた。このような被害の元となった長周期地震動は、巨大地震によって生成され、大規模堆積盆地によって強められ、長い継続時間となる、といったことは地震学的にはよく知られたことではあるが、それによる直接的な被害はこれまで極めて少数の例しか報告されてなかったために、地震防災の対策では殆ど考慮されてこなかった。長周期地震動の定量的な予測のために不可欠な地殻構造および浅部・深部地盤の地下構造の調査は未だ殆ど行われていない、という事実は、日本の震災対策の問題点を如実に示すものといえる。

21 世紀の前半にはやってくるであろう南海トラフ地震は、2003 年十勝沖地震と同様にプレート境界に発生する巨大地震で、その規模は十勝沖地震をはるかに上回ると予想される。南海トラフ地震の震源域に近い近畿地方や中部地方に存在する高度に発達した大都市部は、未だ巨大地震の強震動を経験していない。南海トラフ地震による災害を軽減するには、それによる強震動を高精度で予測して必要な対策がたてられるかどうかにかかっている。

ここでは、強震動予測レシピの考え方および震源のモデル化の基礎となる断層パラメータのスケーリング則について概説し、内陸の活断層地震や海溝型地震による強震動計算のための手続きをレシピの形に記述する。強震動予測レシピの有効性は、内陸の活断層に起こった 1995 年兵庫県南部地震や 2000 年鳥取県西部地震、海溝域に起こった 2003 年十勝沖地震や 1978 年宮城県沖地震について、シミュレーションと観測記録の比較により検証される。さらに、本研究のまとめとして強震動予測の現状と今後の展望について述べる。

なお、本稿は入倉 (1994, 2000, 2002), Irikura (2002), 入倉・三宅 (2001, 2002, 2004), 入倉・他 (2002, 2003), Irikura *et al.* (2004) など、著者の共同研究の成果をまとめたものである。

2. 強震動予測レシピ

本研究は、大地震による災害軽減対策を考える上でキーとなる強震動をどのように評価するか、その方法論の確立を目指している。強震動計算に必要な震源のモデル化、地下構造のモデル化、さらに数値シミュレーションなど、強震動を評価するための手続きを料理本のように「レシピ」としてまとめることを試みる。

「レシピ」とは、危険な活断層や海溝域が存在するとき、そこで引き起こされる可能性の高い将来の地震による強震動評価を、誰がやっても同じ答えが得られる方法論のことを呼ぶことにする。ここでいう強震動とは、単に最大加速度、最大速度、震度、という簡便化された指標ではなく、

一般的な構造物に対する破壊力を知ることのできる大振幅の時刻歴波形を意味している。

強震動予測レシピは、想定する地震の震源の特性化、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、および地震動のシミュレーション手法、から構成される。このレシピを適用することにより、地震災害軽減対策の要である、構造物の被害に関係する周期 0.1 秒から 10 秒の広い周期帯域における強震動の高精度予測が可能となる。

このような形で強震動を予測するための最重要課題の 1 つが震源となる断層運動の特性化である。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 (以下本文では、震源インバージョンと記す) 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。

上に述べた震源インバージョン結果を基に推定された巨視的断層パラメータと微視的断層パラメータは地震モーメントの関数としてそれぞれ一定のスケーリング則に従っていることがわかっている (Somerville *et al.*, 1999)。この 2 つのスケーリング則の関係式はマルチ・アスペリティモデルを用いて、総地震モーメント、全破壊域面積、全アスペリティ面積、およびアスペリティの応力降下量の間の関係式として表される。スケーリング則に関する基本的関係式から、内陸地震および海溝型地震に対する震源のモデル化の手続きが「レシピ」として記述される。

2. 1. 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. 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

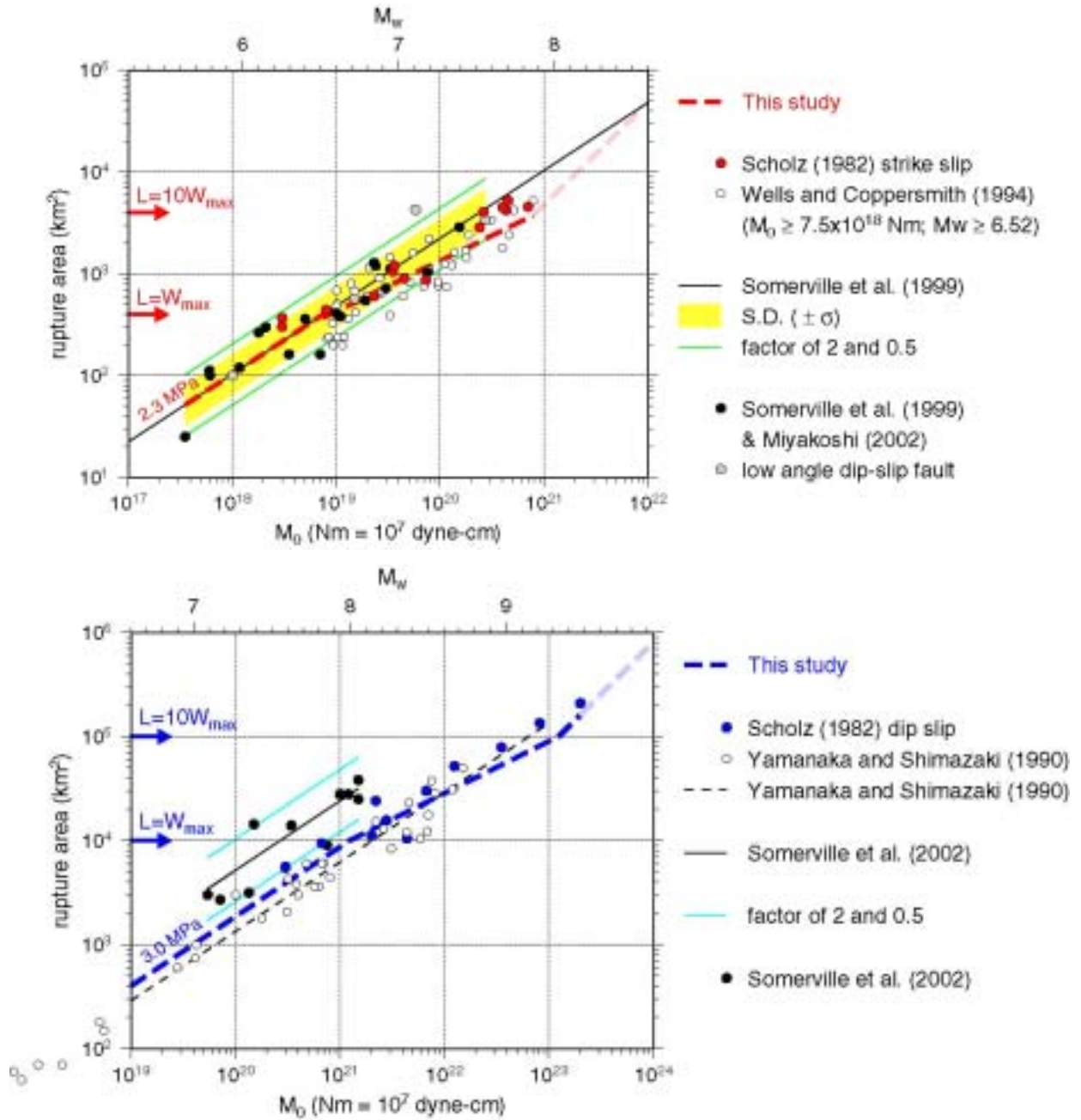


Fig. 1. Empirical relationships between seismic moment and rupture area for inland crustal earthquakes (upper) and subduction-zone earthquakes (lower). Thick broken lines are 3-stage scaling relationships proposed by our studies (e.g., Irikura *et al.*, 2004)

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 $\Delta\sigma_c$ 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、

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

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震源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^{19} Nm 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^{19} Nm 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 (例えば、 $L > 20$ km) と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^{21} Nm 程度であると想定される。

アスペクト比 (L/W_{max}) が大きいとき、地震モーメントと断層面積の関係として円形クラックに対して与えられる (1) 式の適用には問題がある。アスペクト比が大きい場合に有効なスケーリング則として、Fujii and Matsu'ura (2000) は以下の式を提案している。

$$M_0 = \frac{\Delta\sigma_c W_{max} L}{\alpha L + \beta} \quad (2)$$

ここで、 $\Delta\sigma_c$ は平均応力降下量、 α と β は構造依存のパラメータで数値計算により与えられる。内陸地震に同式を適用するため Fujii and Matsu'ura (2000) はリソスフェアの厚さを 30 km として $\alpha = 1.4 \times 10^{-2}$ 、 $\beta = 1.0$ を導いている。この関係式は Matsu'ura and Sato (1997) による「2次元のトランスフォーム・プレート境界での準静的なテクトニック・ローディングによる有限長の断層運動のシミュレーション」を用いて導かれたものである。従って、この式自体は3次元の断層場での地震発生理論モデルとしては不十分なものである。ただし、観測データとして得られている M_0 - L 関係 (M_0 : 地震モーメント、 L : 断層長さ) を説明するための経験的関係式として意味がある。(2)式の物理学的な意味での有効性については、3次元の動力学モデルに基づく理論的検証および観測データに基づく検証の両面の検討が必要とされる。

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、 M_0 - S 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^{21} Nm 以上となる。アスペクト比が大きい場合には (2) 式のような関係式の適用が必要となる。その場合、地域に適した α と β の値を用いる必要がある。

2. 1. 2. 微視的断層パラメータの関係式

地殻内地震の震源インバージョンにより得られた震源断層での不均質なすべり分布についてシステマティックな統計的解析を行い、不均質なすべり分布、すなわちアスペリティの分布、が一定のスケーリング則に支配されていることが Somerville *et al.* (1999) により示された。彼らは、Fig. 2 に示されるように、平均すべり量より 1.5 倍以上大きなすべりを有する領域をアスペリティと定義し、そのアスペリティの面積 S_a が全破壊域 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 Fig. 3 に示されるようにほぼ変わらないことを示した。

このことは、特定の活断層に起因する地震による強震動の生成に、従来知られていた断層面積や平均すべり量のような巨視的断層パラメータ (outer fault parameter) のみならず、すべり分布の不均質性のような微視的断層パラメータ (inner fault parameter) が重要な役割を果たしている、ことを意味している。つまり強震動の特性は、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。

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 Fig. 4 に示された円形アスペリティモデルを用いて模式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するが、この関係はマルチ・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 (入倉・他, 2002)。

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 $\Delta\sigma_a$ と全破壊域の平均応力降下量 $\Delta\sigma_c$ との関係は Madariaga (1979) により以下の式で表される。

$$\Delta\sigma_a = \Delta\sigma_c \cdot \frac{S}{S_a} \quad (3)$$

ここで S は全破壊域、 S_a はアスペリティ域の全面積である。上式は背景領域での応力降下量をゼロと仮定して導かれたものである。

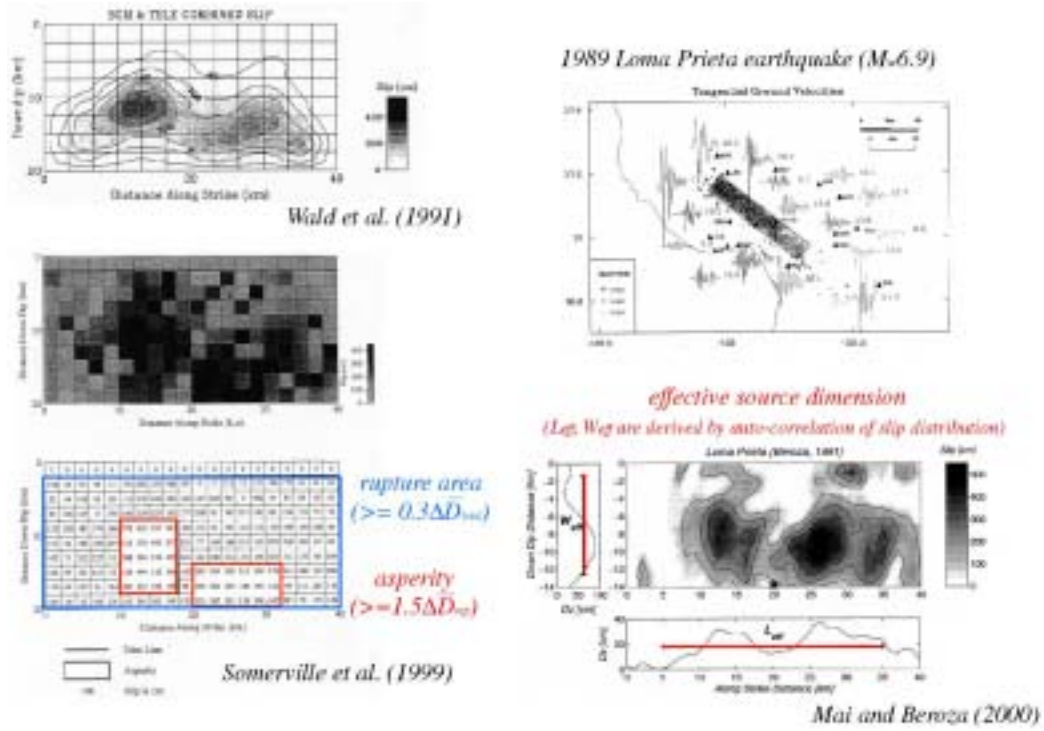


Fig. 2. Concept of source characterization based on the slip distributions by the waveforms inversions

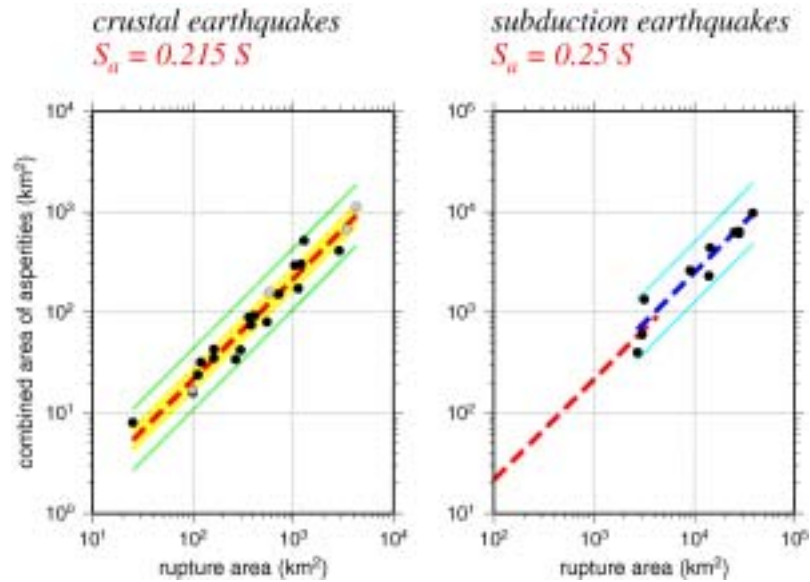


Fig. 3. Empirical relationships between combined area of asperities and total rupture area (thick broken line) for inland crustal earthquakes (left: after Irikura and Miyake, 2001) and subduction-zone earthquakes (right). Shadow ranges $\pm \square$ (standard deviation). Thin solid lines show a factor of 2 and 1/2 for the average. Database obtained by the waveform inversions for the inland crustal earthquakes is Somerville *et al.* (1999) and Miyakoshi (2002), for the subduction-zone earthquakes Somerville *et al.* (2002).

一方, Das and Kostrov (1984)の円形アスペリティモデルに対して, アスペリティにおける応力降下量 $\Delta\sigma_a$ は, Bettiの相反定理を用いて, 地震モーメント M_0 の半径 R 、アスペリティ域の半径 r の関数として以下の式で与えられる (Boatwright, 1988) .

$$\Delta\sigma_a = \frac{7}{16} \cdot \frac{M_0}{Rr^2} \quad (4)$$

この式も背景領域での応力降下量をゼロと仮定して導かれる .

(4)式は, 地震モーメントを与える(1)式, 全破壊域 $S = \pi R^2$ とアスペリティ面積 $S_a = \pi r^2$ の関係を用いると(3)式と等しくなる . また, ここで与えられる関係式はマルチ・アスペリティモデルに対して拡張可能で, アスペリティにおける

応力降下量は, r をアスペリティの等価半径と考えれば, アスペリティの個数に依らず, (4) 式で与えられることが証明されている (入倉・他, 2002) . そのとき, アスペリティの等価半径 r は N_a 個のアスペリティがあるとき以下の式で定義される .

$$r = \sqrt{\sum_{k=1}^{N_a} r_k^2} \quad (5)$$

ここで r_k は個々のアスペリティの半径である .

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提案されている加速度震源スペクトルのレベルを用いる方法について理論的考察を試みる . 壇・他 (2001) は Fig. 5 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

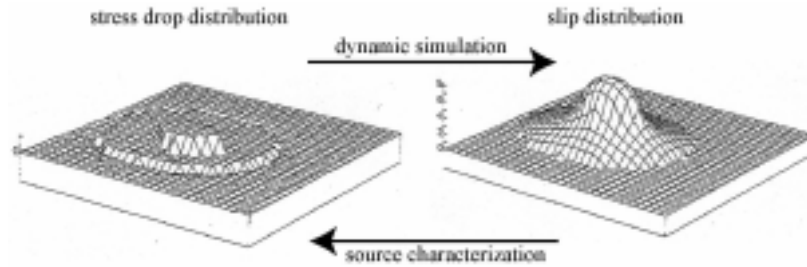


Fig. 4. Asperity source model for simulating strong ground motions. Distribution of stress change (left) and final slip (right) for a single-asperity source model (after Boatwright, 1988).

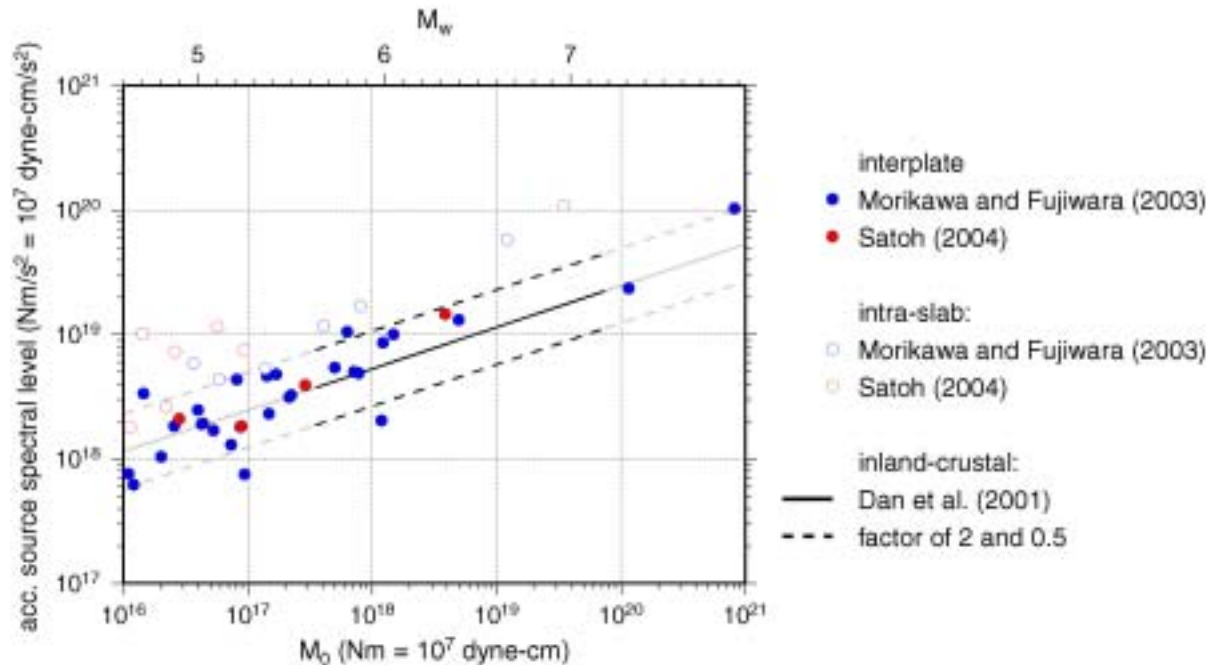


Fig. 5. Empirical relationship between seismic moment and acceleration source spectral level for subduction-zone earthquakes.

源スペクトルレベル A_0 が地震モーメントに関して次のような経験的関係を見出している。

$$A_0 \text{ (dyne-cm/s}^2\text{)} = 2.46 \times 10^{17} \times M_0^{1/3} \text{ (dyne-cm)} \quad (6)$$

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)により与えられる関係式を用いて、アスペリティの面積とそこでの応力降下量の関数として以下の式で表現される。

$$A_0^a = 4\sqrt{\pi} \beta v_R \sqrt{S_a} \Delta \sigma_a \quad (7)$$

(7)式に (1) 式と (3) 式を代入すると、アスペリティの面積は

$$S_a = \left(\frac{7\pi^2}{4} \beta v_R \right)^2 \cdot \frac{(M_0)^2}{S \cdot (A_0^a)^2} \quad (8)$$

の関係式で与えられる。

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。さらに得られた S/S_a を (3) 式に入れば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、

$$A_0 = \sqrt{(A_0^a)^2 + (A_0^b)^2} \quad (9)$$

アスペリティモデルでは、(7)式に(8)を代入して書き換えると A_0^a はつぎの関係で表される。

$$A_0^a = \frac{7\pi^2}{4} \beta v_R \cdot \frac{M_0}{\sqrt{S \cdot S_a}} \quad (10)$$

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、(10)式から $A_0^a \propto M_0^{1/3}$ の関係が導かれる。(9)式から明らかなように、背景領域からの加速度スペクトル A_0^b が A_0^a に比べて十分小さい、すなわち近似的に $A_0^b \approx A_0$ が成り立つとすると、上の (10) 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 (6) に対応する。このような地震モーメントに対する加速度震源スペクトルレベルの自己相似性は、森川・藤原 (2003) や佐藤 (2004) らが行った実波形を用いた解析からも見出さ

れている。

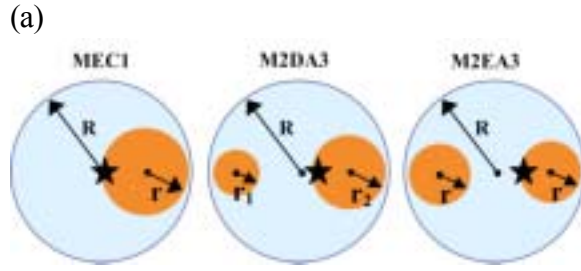
これまで経験的グリーン関数などによる強震動のシミュレーションでアスペリティ部分のみから短周期地震動が生成されると考えて観測波形とよく一致する結果が得られている (例えば、Miyake *et al.*, 2003) ことは、間接的に $A_0^a \approx A$ の仮定はそれほど悪くないことを示している。

2. 1. 3. アスペリティモデルの動学的数値シミュレーション —アスペリティでのすべり量と全破壊域での平均すべり量の関係—

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一般には物理的に要求される拘束条件を満足していない。Das and Kostrov (1986) によるアスペリティモデルは全破壊域における応力降下量とすべり量の関係を物理的な満足するように与えているが、アスペリティに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、アスペリティでのすべり量分布は評価できない。アスペリティでのすべり量 D_a と全破壊域での平均すべり量の関係 D は動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。一方、アスペリティモデルのすべり量に関する観測量としては Somerville *et al.* (1999) が震源インバージョン結果からアスペリティ抽出のために定義したものがあ。彼らによるとアスペリティのすべり量に対する全破壊域の平均すべり量の比 D_a/D は約 2 となっている。この定義自体は任意に設定されたものであるが、この考えに基づいて特性化されたアスペリティモデルを用いて合成された波形が観測波形によく一致すること (Miyakoshi *et al.*, 2000) から、その定義自体が物理的にも意味あるものと考えられる。ここでは Somerville *et al.* (1999) で用いられたアスペリティ抽出の物理的意味について、動学的震源モデルの数値シミュレーションの結果から概説する。

計算に用いたアスペリティモデルは Fig. 6 (a)に示される。全破壊域もその中のアスペリティもともに円形とし、アスペリティが 1 つ (シングル・アスペリティモデル) と 2 つの場合 (ダブル・アスペリティモデル) を考える。どのモデルでも 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 と固定している。モデル MEC1 は 1 個のアスペリティ (22%)、モデル M2DA3 は 2



(b)

$\Delta\sigma_b/\Delta\sigma_a = 0.0$			
	MEC1	M2DA3	M2EA3
M_{0asp}/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

(c)

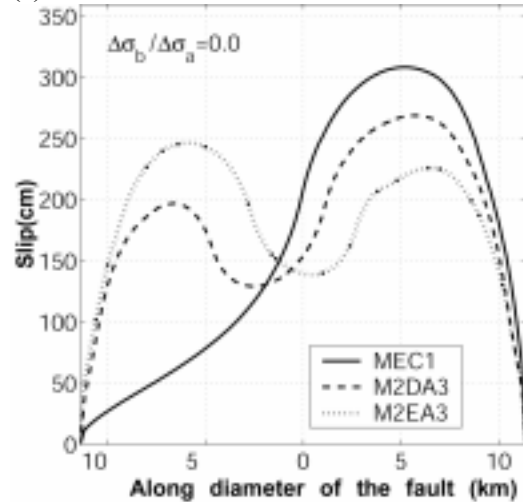


Fig. 6. Dynamic solution of three selected circular asperity models with fixed rupture velocity ($0.8V_s$) and critical slip $D_c = 0.4$ m. (a) Asperity location for each circular fault model. Star represents the rupture starting point, R and r are the radii of the fault and asperity. The ratio between the combined asperity area ($S_a = 90\text{km}^2$) and total rupture area ($S = 408\text{km}^2$) is 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 $\Delta\sigma_a = 10.5$ MPa. (b) The table specifies the ratios of seismic moment (M_{0asp}/M_0), average slip (D_{asp}/D), and maximum slip (D_{max}/D) between the asperity area and total rupture area in case of $\Delta\sigma_b/\Delta\sigma_a = 0$. (c) Final slip distribution along the diameter of the fault (in-plane direction) in the case of $\Delta\sigma_b/\Delta\sigma_a = 0$. (after Dalguer *et al.*, 2004).

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。

ここでは, 応力降下はアスペリティのみ, $\Delta\sigma_b/\Delta\sigma_a = 0$, したときの数値シミュレーションの結果が示される。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_{0asp}/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. 6 (b) にまとめられ, モデルの面内でのすべり分布が Fig. 6 (c) に示される。

$\Delta\sigma_b/\Delta\sigma_a = 0$ 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, パラメトリックな計算をすると, 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) 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。一方, $\Delta\sigma_b/\Delta\sigma_a$ が大きくなるにつれて D_{asp}/D は小さくなる。シングルアスペリティに対して D_{asp}/D が約 2.0 となるのは $\Delta\sigma_b/\Delta\sigma_a = 0.1$ としたときである(入倉・他, 2003)。

また, 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. 6 (b) で示される値は, さほど変化しないことが確かめられた。

以上まとめると, 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, 1つのアスペリティ (シングルアスペリティ) の場合は $\Delta\sigma_b/\Delta\sigma_a = 0.1$, 2つのアスペリティ(ダブルアスペリティ) の場合は $\Delta\sigma_b/\Delta\sigma_a = 0$ ということになる。

2. 2. 内陸地震のための強震動予測レシビ

2. 2. 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. 総地震モーメント M_0 の推定
- Step 3. 震源域の平均応力降下量 $\Delta\sigma_c$ 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 (δ) 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. なお震源断層の総面積 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,

$$S(\text{km}^2) = 2.23 \times 10^{-15} \times M_0^{2/3} (\text{dyne-cm}) \quad (11)$$

で表せる (Somerville *et al.*, 1999). なお 1 dyne-cmは 10^{-7} Nmに相当する. 断層長さ L と断層幅 W から断層面積 S が与えられれば, (11) 式から地震モーメントが推定されることとなる. 上の断層面積と地震モーメントの関係から(1)式により推定される全破壊域の平均応力降下量は 2.3 MPa となる.

しかしながら, (11) 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關係を推定するため, 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關係と (11) 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してもいいが, 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 (11) 式が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 についてつぎの關係で与えられる.

$$S(\text{km}^2) = 4.24 \times 10^{-11} \times M_0^{1/2} (\text{dyne-cm}) \quad (12)$$

上の式で与えられる断層面積 S と地震モーメント M_0 を (1)式に代入すると, 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 ($L > 10W_{max}$, すなわち $M_0 > 10^{21}$ Nm)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.

先に述べたようにFujii and Matsu'ura (2000)による(2)式を用いると全破壊域での平均応力降下量は一定となる. この問題に関してデータに基づく検証は未だ十分なされていない. 今後の検討課題の1つである. 大規模地震に対して, 地震モーメントについては観測記録から精度良い推定が可能であるが, 断層面積についてはその定義を明確にする必要がある.

2. 2. 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_i) 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關係式は,

$$S_a(\text{km}^2) = 5.00 \times 10^{-16} \times M_0^{2/3} (\text{dyne-cm}) \quad (13)$$

$$S_l(\text{km}^2) = 3.64 \times 10^{-16} \times M_0^{2/3} (\text{dyne-cm}) \quad (14)$$

で表される. 上式のためのアスペリティ抽出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 の關係は $D_{asp}/D=2$ となっている.

(11) 式と(13) 式, (14) 式の關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,

$$S_a(\text{km}^2) = 0.215 \times S(\text{km}^2) \quad (15)$$

$$S_l(\text{km}^2) = 0.150 \times S(\text{km}^2) \quad (16)$$

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 とそこでの平均応力降下量 $\Delta\sigma_c$, それに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. 内陸地震に対して得られている平均応力降下量 2.3 MPa (Somerville *et al.*, 1999) および (15)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) の解析した内陸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.

アスペクト比が大きい場合, 先に述べたように平均応力降下量は円形クラックに対する(1)を用いると地震モーメントとともに大きくなる. テクトニック・ローディング・モデルに基づいて Fujii and Matsu'ura(2000) は断層幅 $W_{max}=15\text{km}$ を仮定して(2)式を用いて平均応力降下量を 3.1MPa と推定している. この値を用いると, アスペリティの平均応力降下量は約 14.4 MPa になる. このようにして得られる平均応力降下量が物理的に有効かどうかは, この値を用いて得られる計算結果と観測記録との比較による検証が必要である.

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

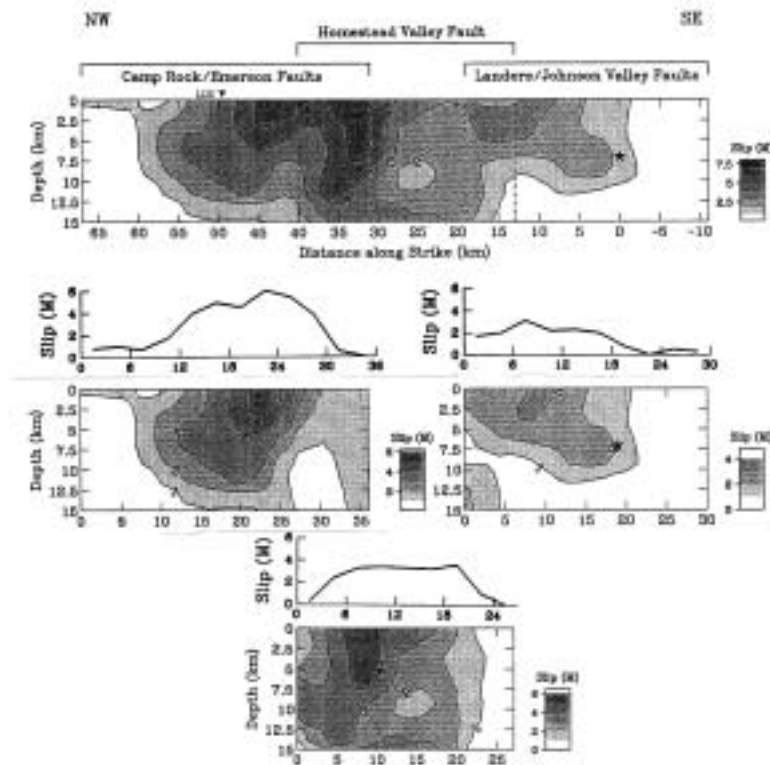


Fig. 7. Relationship between location of asperities and observed surface displacement for the 1992 Landers earthquake. (modification of Wald and Heaton, 1994).

定される．これらの値を基に，Fig. 6 (b)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. 7 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．

2. 1. 4. その他の断層パラメータ

断層破壊の開始点，破壊伝播の方向，破壊の終端

断層面のどこから破壊が開始するかということも強震動予測における重要な要素である．内陸地震の場合，破壊が地震発生層の下端からの開始するケースが多いことが経験的に知られている．この現象は地震発生層の準備過程で地震発生層の下部地殻が塑性変形を起こすのに対し，上部地殻の塑性変形が押さえられ固着すると，下部地殻における変形が上部地殻に局所的な応力集中を起こすことによると考えられる (飯尾, 1998)．Ito (1999) は，地震発生層の下限が急激に変化するところに破壊開始点が一致するケースが多いとし，地震発生層の下限分布を調べて，それが急変するところを見出せば，かなり高い割合で大地震の発生位置を見つけることが出来る，と報告している．

また中田・他 (1998) は，Fig. 8 に示されるように断層線の平面形態とガラスなどの脆性破壊が伝播したときの亀裂の形状の類似性に着目して，断層破壊開始点および破壊伝播方向を推定できる可能性を示している．一方，亀・

山下 (1998) や Kame and Yamashita (2003) は断層破壊の成長と停止のメカニズムについて理論的検討を行い、破壊が進行するにつれて断層の枝別れが生じて停止することを示している。これらの研究は定量的にはまだ問題が残されているが、震源のモデル化に重要な情報を提供するものである。

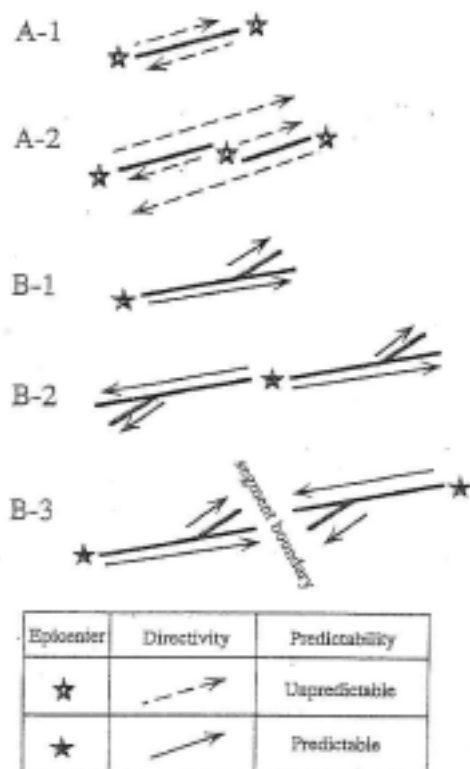


Fig. 8. Illustrative models of fault branching and rupture propagation (after Nakata *et al.*, 1998).

破壊伝播様式

多くの場合、破壊は発震点から円状に伝わると仮定して、その破壊速度は一般に媒質の S 波速度の関数として与えられる。なお、シミュレーションされた地震動が分割された断層要素のサイズに対応した人為的周期性をもつことがあるが、破壊速度に一定のばらつきを与えることでこの人為的周期性を防ぐことができる。

2. 3. 海溝型地震のための強震動予測レシピ

2. 3. 1. 巨視的断層パラメータ

想定地震の震源断層の総面積が与えられる場合

Step 1. 震源断層の総面積 S の推定。

Step 2. 総地震モーメント M_0 の推定。

Step 3. 震源域の深さを反映した平均応力降下量 $\Delta\sigma_c$ の推定。

または

想定地震の震源断層の面積はわからないが、地震モーメントが与えられる場合

Step 1. 総地震モーメント M_0 の推定。

Step 2. 震源断層の総面積 S の推定。

Step 3. 震源域の深さを反映した平均応力降下量 $\Delta\sigma_c$ 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 (例えば、永井・他, 2001)。その繰り返し間隔は内陸の活断層地震に比べて短いため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。

1つは宮城県沖地震や十勝沖地震のような過去の地震が計器観測以後に起こっている場合である。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。2つ目は安政東海・安政南海、宝永地震のような過去の地震が計器観測以前起こった歴史地震の場合である。この場合に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。3つ目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。このような場合についても、2つ目の場合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され、近域の地震から推定される平均応力降下量から地震モーメントが推定される。

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 $\log_{10} S \text{ (km}^2\text{)} = M - 4.0$ (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。

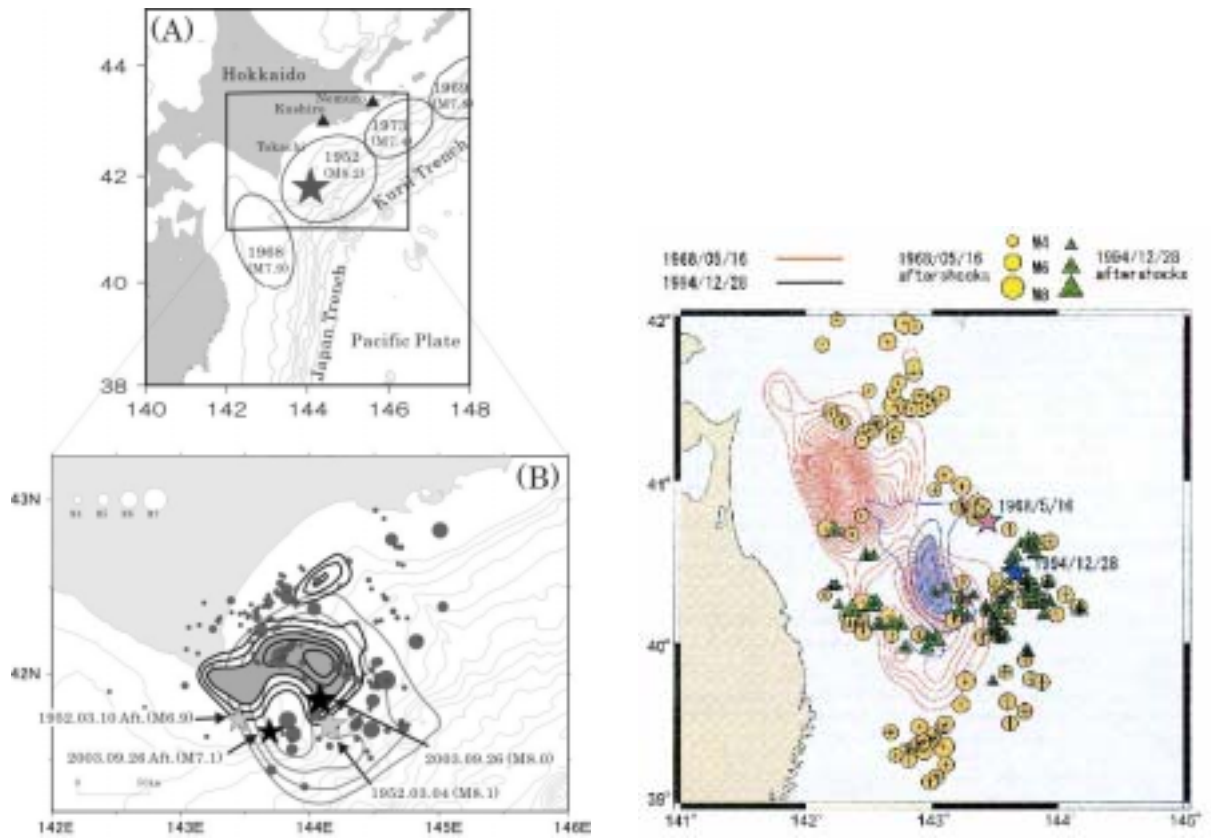


Fig. 9. Some proofs of the repetition of asperities. Left: Slip distributions for the 1952 and 2003 Tokachi-oki earthquakes (after Yamanaka and Kikuchi, 2003). Right: Spatial distribution of the moment release and aftershocks for the 1968 Tokachi-oki and 1994 Sanriku-Haruka-oki earthquakes. (after Nagai *et al.*, 2001).

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^{21} Nm (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なると、海溝型地震を支配する巨視的断層パラメータのスケージングは、Fig. 1 の下図に示されるように、

$$L < W_{max} (M_0 < 10^{21} \text{ Nm}) \text{ のとき } L \propto M_0^{1/3}, S \propto M_0^{2/3},$$

$W_{max} < L < 10 W_{max} (10^{21} \text{ Nm} < M_0 < 10^{23} \text{ Nm})$ のとき、 $L \propto M_0^{1/2}, S \propto M_0^{1/2}$,
そして $10 W_{max} < L (M_0 > 10^{23} \text{ Nm})$ のとき、 $L \propto M_0, S \propto M_0$ として表される。

2. 3. 2. 微視的断層パラメータ

アスペリティの面積が与えられる場合

- 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_i) 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

加速度震源スペクトルレベルが与えられる場合

- Step. 4. 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 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_i) 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) などで既に行われている平均応力降下量との違いがあまりにも大きい。このばらつきの原因は震源域の深さや地域による違いもあるが、データの信頼性にも問題がある。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面積が (8) 式から、アスペリティにおける応力降下量が(3) 式から推定される。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, 2003)。

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関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. 9 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、Yamanaka and Kikuchi, 2003, 2004; 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。

3. 強震動予測レシピの検証

本研究で提案される強震動予測のための震源モデルの有効性の重要な検証はMiyakoshi *et al.* (2000)およびMiyake *et al.* (2003)によりなされている。前者は、Somerville *et al.* (1999) の方法で抽出されたアスペリティを持つ震源モデルを用いて数値計算された波形が震源インバージョンと同じ周期範囲で観測波形と良く一致する、ことを示した。また、後者は、経験的グリーン関数法を用いた強震動のシミュレーション波形と観測波形の比較から、強震動生成に関わる応力降下量が大きな領域が上記定義で抽出されたアスペリティ領域 (大すべり域) にほぼ一致すること示し、アスペリティをもつ震源モデルが広い周波数帯域の強震動評価に有効であることを示した。

我々は上記の定義に基づいて特性化されたアスペリティを有する震源断層モデルを特性化震源モデルと呼ぶこととする。実際の強震動予測では情報の多寡に応じた具体的なモデル化が必要とされる。ここでは内陸地震および海溝型地震へのレシピの適用例を紹介し、設定された特性化された震源モデルの断層パラメータが、工学的にも重要な短期も含む広帯域の強震動波形の合成に有効であるかどうかを検証する。

3. 1. 内陸地震

1995年兵庫県南部地震と2000年鳥取県西部地震

本稿で提案する強震動評価のための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, 2002a, 2002b) を例に、統計的グリーン関数法および経験的グリーン関数法を用いた検証が試みられている。

1995年兵庫県南部地震の断層破壊は、明石海峡付近の深さ約 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，Kamae and Irikura (1998) によって Fig. 10 (a) 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．

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 S は $51 \times 20.8 \text{ km}^2$ とする．

ステップ2：平均応力降下量 $\Delta\sigma_c$ は 2.3 MPa と仮定．

ステップ3：総地震モーメント M_0 は $3.29 \times 10^{19} \text{ Nm}$ ．

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から 0.22 と仮定する．

ステップ5：アスペリティにおける応力降下量 $\Delta\sigma_a$ は，全破壊域での平均応力降下量 $\Delta\sigma_c$ と S_a/S から(2)式を用いて， 10.5 MPa と推定される．強震動計算に必要な実効応力 σ_{eff} は $\Delta\sigma_a$ と同じとする．

ステップ6と7：アスペリティの数は Kamae and Irikura (1998) に従い，1セグメントに1つのアスペリティを配置し，計3個を設定．

強震動の計算は統計的グリーン関数法 (釜江・他, 1991) を用いてなされた．従って小地震のすべり速度時間関数の設定はここでは省略される．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．

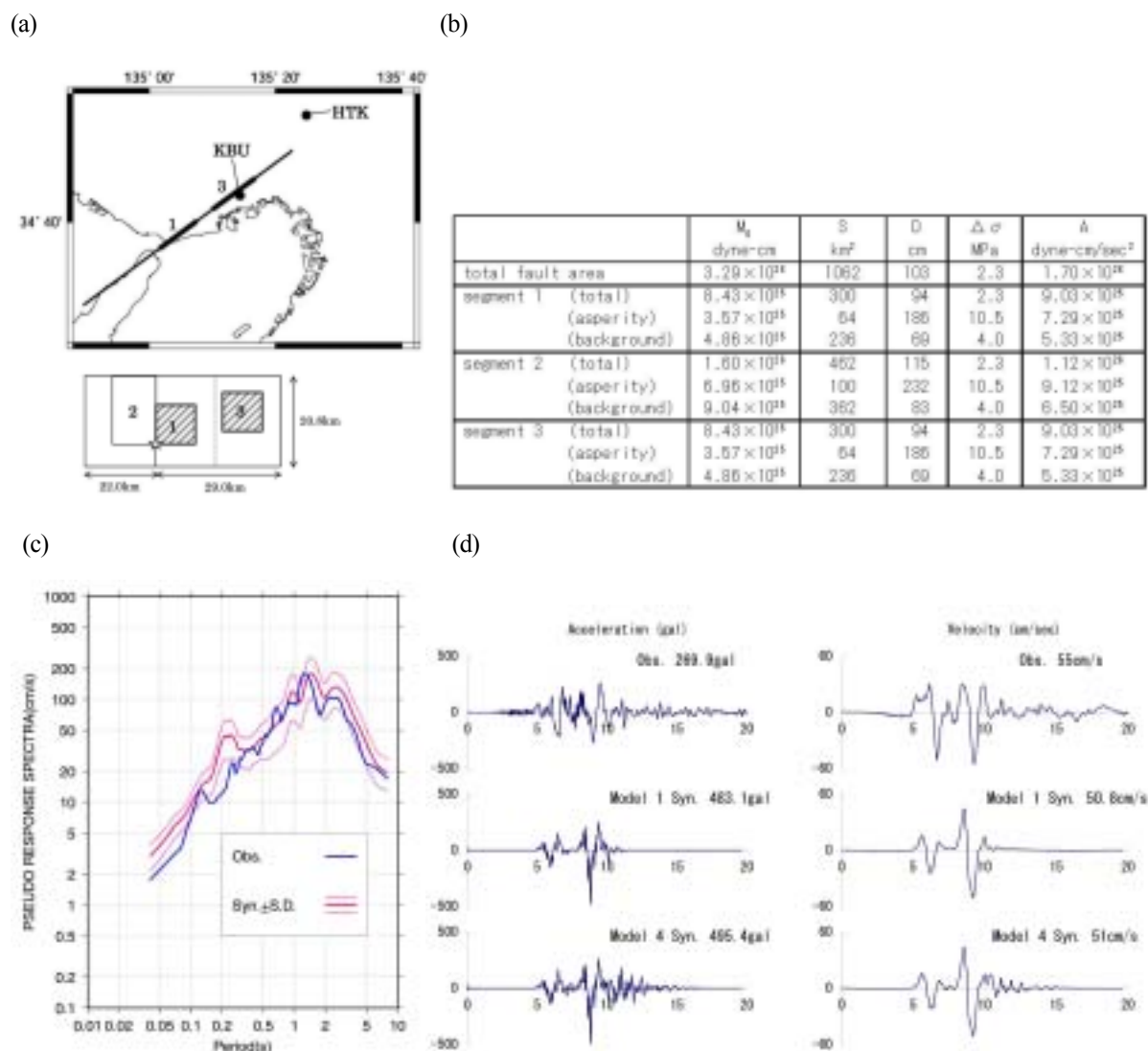


Fig. 10. Ground motion simulation for the 1995 Kobe earthquake using the stochastic Green's function method. (a) Characterized source model based on Kamae and Irikura (1998). (b) Source parameters. (c) Variability of simulated response spectra for 10 different element earthquakes. (d) Comparison between observed and simulated velocities of NS component at KBU station.

なお f_{max} は Kamae and Irikura (1998) に従い 6 Hz と仮定した．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，強震動の計算は次の4つのモデルを仮定してなされた．

計算に用いたモデルは以下の4つで，各モデル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．

モデル 1: $\sigma_{eb} = 0$.

モデル 2: $\sigma_{eb} = 0.2 \sigma_{ea}$

モデル 3: $\sigma_{eb} = 0.1 \sigma_{ea}$

モデル 4: $\sigma_{eb} = 4.0 \text{ MPa} (= 0.38 \sigma_{ea})$

アスペリティでの応力降下量 ($\Delta\sigma_a = 10.5 \text{ MPa}$) を与えたとき (7) 式から理論的に推定される加速度震源スペクトルレベル A_0^a は地震モーメントを与えた時に経験的関

係式 (6) から推定される平均的な加速度震源スペクトルレベルよりも若干小さい．残りの加速度震動が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 で，アスペリティでの実効応力の約 38 % となる．これが上のモデル 4 に対応する．モデル 4 の震源パラメータが Fig. 10 (b) に示される．

震源断層の極近傍の神戸大学 (KBU) でモデル 1 とモデル 4 に対する合成結果の速度応答スペクトルおよび波形が Fig. 10 (c) と (d) でそれぞれ観測記録と比較される．統計的グリーン関数法でランダム波生成により作成される小地震の合成結果への影響が Fig. 10 (c) に示される．10回の異なるランダム波生成の試行で作られた10個の小地震の波形を用いて合成された本震波形の応答スペクトルが平均値と標準偏差 ($\pm \sigma$) で示される．

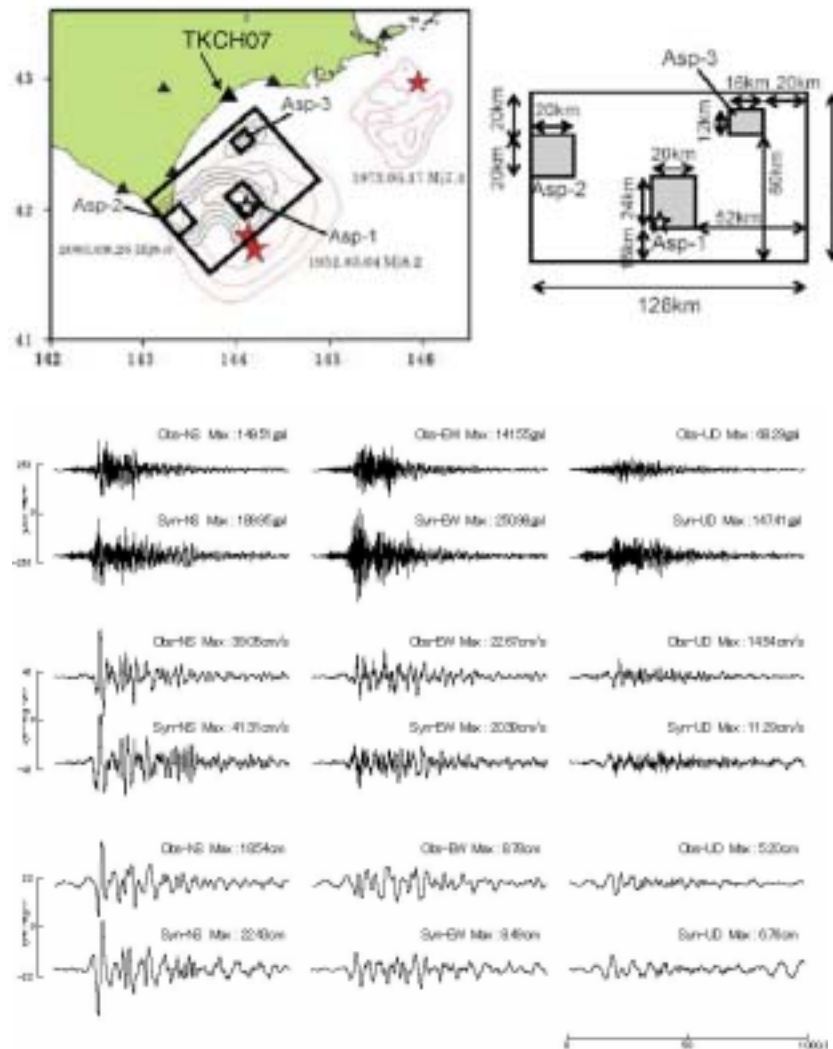


Fig. 11. Ground motion simulation for the 2003 Tokachi-oki earthquake (after Kamae and Kawabe, 2004) using the empirical Green's function method. Upper: characterized source modeling consisting of three asperities. Black contours show the slip distribution in every 1m obtained by Yamanaka and Kikuchi (2003). Lower: comparison between observed and simulated waveforms for TKCH07 station.

合成波形の応答スペクトルの平均は0.3秒以上では観測波形ときわめてよく一致しているが、より短周期ではやや過大評価となっている。これは強震動により地盤が非線形化した効果が合成の際考慮されていないなどの原因が考えられる。Fig. 10 (d) に示される速度波形や加速度波形から、合成波形の最大速度と包絡形は観測に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若干過大になっていることに対応している。今後強震動計算の際、地盤の非線形効果を考慮などの検討が必要とされる。なお、モデル1からモデル4で背景領域の実効応力がアスペリティでの実効応力に対して0~38%の範囲で増加させているが、合成地震動の最大速度や最大加速度は背景領域の実効応力を増加させても殆ど変わらないことがわかった。

また、池田・他 (2002b) は2000年鳥取県西部地震に関して、強震動記録を用いた震源インバージョン結果に基づいて特性化された震源モデルと経験的グリーン関数法 (Irikura, 1986; Irikura and Kamae, 1994) を用いてフォワードモデリングにより最適震源モデルを推定したのち、アスペリティ面積に入倉・三宅 (2001) で示された $\pm\sigma (=1.34)$ 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。

3.2. 海溝型地震

2003年十勝沖地震と1978年宮城県沖地震

海溝型地震における強震動予測レシピに基づく震源のモデル化の検証として、ここでは2003年十勝沖地震への適用例 (Kamae and Kawabe, 2004) と1978年宮城県沖地震への適用例 (地震調査推進本部 地震調査委員会, 2002) を紹介する。

2003年十勝沖地震について Kamae and Kawabe (2004) は、Yamanaka and Kikuchi (2003) が求めた遠地実体波の震源インバージョン結果を参考に、Fig. 11上図に示されるように3つのアスペリティからなる特性化震源モデルを構築し、経験的グリーン関数法を用いた本震波形のシミュレーションを行った。

巨視的および微視的断層パラメータの値は、2.3.に示される海溝型地震のための強震動予測レシピに基づいて設定されている。北海道南東部の強震観測点における観測波形と合成波形の比較の一例がFig. 11下図に示される。

加速度・速度・変位における合成結果は良好であり、パ

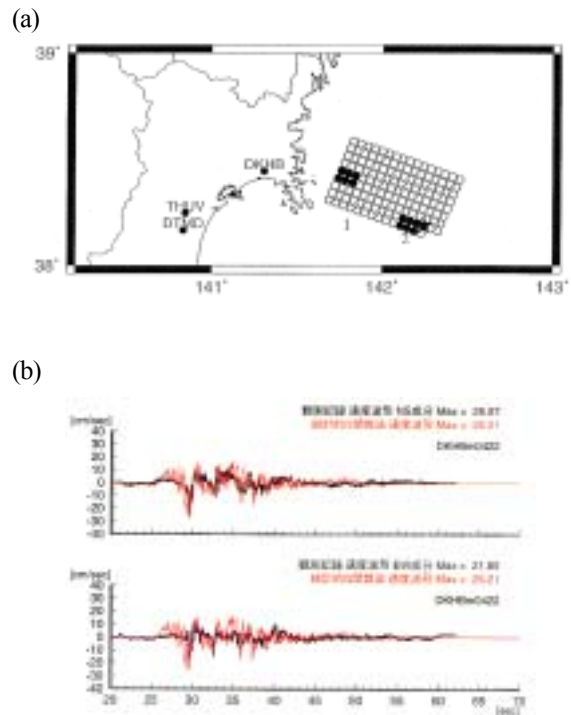


Fig. 12. (a) Assumed source model for the 1978 Miyagi-ken Oki earthquake. (b) Comparison of observed records and the simulated velocity ground motions at the Kaihoku Bridge (DKHB) from the source model indicated above for the 1978 Miyagi-ken Oki earthquake by the stochastic Green's function method. The directivity pulses are clearly seen in both observed and simulated motions (The Earthquake Research Committee, 2002).

ル的な波だけでなく、その後につづく波群や継続時間なども再現されていることがわかる。この結果は、特性化震源モデルが内陸地震に限らず海溝型地震においても有効であることを示す一例であると言える。

また、地震調査研究推進本部 地震調査委員会 (2002) では、想定宮城県沖地震の強震動予測が行われ、レシピに基づいて作成された特性化震源モデルにより合成された強震動波形と1978年宮城県沖地震の観測記録との比較がなされている。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る。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(菊地・山中, 2001)を参考に Fig. 12 (a) のように設定された。ここでは, 1978年宮城県沖地震の強震記録が得られている開北橋に対して合成された波形と観測記録の比較が Fig. 12 (b) に示される。合成波形は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。

想定宮城県沖地震に対する地震調査委員会の報告では, 特性化震源モデルによる合成波形から推定された震度分布と前回地震時の気象庁震度分布やアンケート調査の震度分布との比較を行い, レシピによるモデル化の有効であることが詳述されている(地震調査研究推進本部 地震調査委員会, 2002)。

4. おわりに

本研究は, 強震動記録を用いた震源インバージョンから導かれた震源断層パラメータを支配する2つのスケーリング則を基に, 強震動予測のための震源の面積と地震モーメントの関係を与えるもので, モデル化の手続きをレシピとしてまとめたものである。スケーリング則の1つは震源断層の全破壊域これらのパラメータを巨視的断層パラメータとよび, その関係から巨視的震源像がモデル化される。もう1つは震源断層内のアスペリティの総面積も地震モーメントの関数として与えるもので, この関係からより詳細な微視的断層内の不均質な応力やすべり分布がモデル化される。アスペリティの分布およびそこでの応力降下(あるいは実効応力)を微視的震源パラメータとよぶ。

強震動予測レシピの有効性は, 内陸の活断層に起こった1995年兵庫県南部地震や2000年鳥取県西部地震, 海溝域に起こった2003年十勝沖地震や1978年宮城県沖地震について, シミュレーションと観測記録の比較により検証された。

最後に, 強震動予測研究の到達点と今後の進むべき方向について概括する。

計器観測に基づく強震動研究は日本では世界に先駆けて1923年関東地震のときに地震学と地震工学研究者が共同して系統的研究が試みられた。その成果の1つとして東京の山の手と下町における被害の違いが表層地盤による地震動特性の違いによることが明らかにされたことがあげられる。このような成果はその後の地震災害の軽減に大いに役立っていることはよく知られている。この関東地震は発生可能性の高い東海・南海地震と同じ海溝型地震で,

東海・南海地震による被害軽減のためにさらなる研究が必要とされている。

内陸の活断層の地震である1948年福井地震による震災の時も同様の取り組みがなされたが, 地震学をはじめとする理学的研究者と土木や建築の工学研究者の間で研究の興味の違いが顕在化した。理学的な成果は耐震工学に直接的には役立たないと考えられたため, その後耐震設計に必要な強震動については, 耐震工学の研究者が中心となって断層運動などの地震学の知識とは無関係に独自の研究として取り組まれてきた。そのような理学と工学の乖離の影響として, 地震防災の要となる強震動の研究が地震学からも耐震工学からも重要視されない風潮が生じた。地震学のみならず耐震工学にとって重要な強震動観測が兵庫県南部地震の前まで日本では極めて貧困な状態のままであったことはその端的な例である。

1995年兵庫県南部地震はそれまで日本では得られなかった震源域の強震動波形を初めて我々に提供するとともに, 実際に被害を被った構造物の近傍で強震動データが得られ, 強震動と構造物の被害の関係について直接的な検討が可能となった。この地震は期せずして地震災害軽減のための研究にあり方に反省を迫る契機となった。

実際には, 1960年代に断層モデルに基づき決定論的に地震動を評価する試みがなされて以来, 強震動予測の研究は震源の物理学や地殻媒質や表層地盤における波動伝播の問題としてとらえられ理学的にも重要な課題となっていた。1980年代以降, 震源インバージョンによる震源の破壊過程の詳細な研究により, 工学的にも重要な周波数帯域に耐えられる震源のモデル化が可能となりつつある。1995年兵庫県南部地震の研究の成果として, 地震災害軽減のための強震動予測は, 地震の発生場の応力蓄積, 断層破壊過程, 震源から地表面へ到る地震動の伝播, 複雑な地殻媒質や表層地質での増幅特性, さらに構造物の動的応答と被害予測など, 地質学, 地形学, 測地学, 地震学, 地震工学, 地盤工学, 土木・建築工学, 防災学等々関連する多くの分野の研究成果を総動員してなされようになった。

本研究のメインテーマである「強震動予測レシピ」の考えはこれまでの理学的研究の成果である震源の物理と波動伝播理論, 工学的研究の成果である構造物被害のメカニズムと耐震設計の方法論, などの知識をベースとして提案されたものである。しかしながら, 実際には強震動予測研究は理学的にも工学的にも必ずしも十分な信頼を得る成果には達していない。

強震動予測レシピをより信頼あるものとして発展させるには次の2つの課題に対する集中的な研究が必要とされている。

1) 強震動評価のための巨視的・微視的断層パラメータ (アスペリティ) の研究

強震動評価のための震源のモデルは巨視的断層パラメータに加えて微視的断層パラメータの推定が必要とされる。中でもキーとなるのが微視的パラメータとしてのアスペリティの位置、サイズ、応力降下量 (強震動評価には実効応力) の推定精度である。

これらのパラメータの評価法は内陸活断層地震と海溝型地震とは異なる。

内陸地震については、活断層について地表すべり分布、断層幾何形状、地震史などの調査研究や、そこでの地震活動から地震発生層の浅部と深部限界などの調査研究に基づいて、破壊開始がどこで始まりどこでとまるかの検討から、全破壊域や地震モーメントなどの巨視的パラメータが推定される。微視的パラメータについては、歴史地震の調査研究や地表すべりの不均質性などから、アスペリティの位置とその再現性、等が推定される。2000 年鳥取県西部地震では地震規模が大きくても地震前に震源を特定できない地震が存在することが明らかになった。その後の詳細な断層調査で活断層の存在が指摘されたが、地震前に活断層を特定するための断層調査の方法論の研究がいまだ不十分なことは明白であろう。鳥取県西部地震のような未成熟な活断層の調査には地表調査だけでなく反射法探査等による地下構造探査によりフラワー構造など活断層特有の構造の調査がキーとなる、と思われる。地表すべり分布のみからのアスペリティの推定では、深さの特定など重要な情報が得られない。地震活動のデータに基づいて b 値や再起時間の極小値の分布、反射 (散乱) 係数などの空間分布、等の研究から将来の地震のアスペリティの大きさ、数、位置、などの微視的パラメータの推定の研究が試みられている。地震観測データや反射波データを用いた地下の散乱帯の分布や反射係数の変化などとアスペリティの関係の研究の発展が望まれる。

海溝型地震については、GPS 観測や地震活動の調査研究から、バックスリップや非地震性すべり、或いは相似地震などの地震性すべりの分布、などから巨視的パラメータが推定される。海溝型地震は繰り返し周期が短いことから過去の地震の震度分布あるいは計器観測データが得られる場合がある。そのため、微視的パラメータについて過去の地震の破壊過程の解析結果や強震動記録から求められる短周期震源スペクトルレベルなどから推定されている。海溝型地震についても、地震活動のデータや反射法探査データなどを用いて将来の地震のアスペリティの研究の発展が望まれる。また海溝型地震の繰り返し間隔が短いことから個々の巨大地震について地震サイクルを見ることができ的可能性がある。地震発生直後から、余震域 (アスペ

リティ部で余震が少ない) や余効変動 (アスペリティの周辺) を詳細に調べ、さらに次の地震の準備過程としての地震性すべりと非地震性すべりの領域分けを通じて、アスペリティ領域が浮き彫りとなる可能性がある。これらの研究の積み重ねにより、アスペリティは繰り返すかどうか、その物理的メカニズムなどが明確になっていくことが期待される。

2) 長周期地震動の評価に関する研究

2003 年十勝沖地震では北海道内の各地の大型石油タンクに主にスロッシングに起因する被害が引き起こされた。特に大きな被害の出た苫小牧西港南岸地域は震源域から 150 km も離れていた。被害の元となったのは周期数秒から 10 数秒程度の長周期地震動である。震源域で生成された地震動が勇払平野のような堆積盆地構造により増幅・伸長され、大振幅で継続時間の長い震動に成長したと考えられる。このような長周期地震動は決して例外的なものではない。M8 クラスの巨大地震が発生すれば強い長周期の地震動が広範囲の地域に伝わることは地震学的にはよく知られていることである。しかしながら、巨大地震による長周期地震動についてこれまで地震防災の観点からは殆ど検討されてこなかった。このような長周期地震動は、石油タンクだけではなく、超高層ビルディング、免震構造物、長大橋など周期数秒以上の固有周期をもつ構造物に大きな震動を引き起こし、大被害をもたらす可能性があることに、十分な注意が必要とされている。

21 世紀の中頃までには確実に起こると考えられる南海トラフ地震では、2003 年十勝沖地震よりも広い領域でより大きな長周期地震動に襲われることになる。震源域に近い大阪平野、濃尾平野などの大規模堆積盆地では、人口の集中だけでなく多数の長大構造物があり、長周期地震動に襲われたならば大被害が引き起こされる可能性がある。南海トラフ地震の時に生成される長周期地震動の大きさやその特徴を知ることが長大構造物の被害を最小限に食い止めるために不可欠な緊急の課題である。

謝 辞

本稿は三宅弘恵氏のコメントにより大きく改善された。「強震動予測レシピ」の考えは、三宅弘恵氏に加え、岩田知孝氏、釜江克宏氏、川辺秀憲氏、Luis Angel Dalguer 氏、香川敬生氏、宮腰研氏、関口春子氏、そのほか様々の方との共同研究の成果および議論に基づくものである。

参考文献

- 飯尾能久 (1998): σ_{hmax} - 地震発生に関する役割 -, 地震第 2 輯, Vol. 50, pp. 273-281.
- 池田隆明・釜江克宏・三輪滋・入倉孝次郎 (2002a): 経験的グリーン関数法を用いた 2000 年鳥取県西部地震の震源のモデル化と強震動シミュレーション, 日本建築学会構造系論文集, Vol. 61, pp. 37-45.
- 池田隆明・釜江克宏・三輪滋・入倉孝次郎 (2002b): 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, pp. A28.
- 入倉孝次郎 (1994): 震源のモデル化と強震動予測, 地震第 2 輯, Vol. 46, pp. 495-512.
- 入倉孝次郎 (2000): 阪神・淡路大震災を起こしたものは何であったのか, 科学, Vol. 70, pp. 42-51.
- 入倉孝次郎 (2002): 強震動研究の到達点および今後の展望, 月刊地球, 号外 Vol. 37, pp. 213-223.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵 (2001): シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, Vol. 110, pp. 849-875.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵 (2002): 予測のための震源のモデル化, 月刊地球, 号外 Vol. 37, pp. 62-77.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵 (2004): 地震動予測地図における強震動評価, 地震動予測地図ワークショップ - 地震調査研究と地震防災工学・社会科学との連携 - 予稿集, 平成 16 年 3 月 26 日, 文部科学省/防災科学技術研究所, pp. 29-46.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵・岩田知孝・釜江克宏・川辺秀憲 (2002): 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.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵・岩田知孝・釜江克宏・川辺秀憲・Luis Angel Dalguer (2003): 将来の大地震による強震動を予測するためのレシピ, 京都大学防災研究所年報, 第 46 号 B, pp. 105-120.
- 釜江克宏・入倉孝次郎・福知保長 (1991): 地震のスケーリングに基づいた大地震時の強震動予測, 日本建築学会構造系論文報告集, Vol. 430, pp. 1-9.
- 亀伸樹・山下輝夫 (1998): 大きな地震より小さな地震が多いのはなぜか, 科学, Vol. 68, pp. 702-709.
- 菊地正幸・山中佳子 (2001): 既往大地震の破壊過程 = アスペリティの同定, サイスマ, Vol. 5, pp. 6-7.
- 佐藤智美 (2004): 宮城県沖のスラブ内地震とプレート境界地震の短周期レベルの推定, 日本地震工学会論文集, Vol. 4, pp. 1-4.
- 佐藤良輔編著 (1989): 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.
- Somerville, P. G.・佐藤俊明・石井透・N. F. Collins・壇一男・藤原広行 (2002): 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.
- 地震調査研究推進本部 地震調査委員会 (2001): 南海トラフ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>.
- 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.
- 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井透 (2001): 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.
- 永井理子・菊地正幸・山中佳子 (2001): 三陸沖における再来大地震の震源過程の比較研究, 地震第 2 輯, Vol. 54, pp. 281-298.
- 中田高・島崎邦彦・鈴木康弘・佃栄吉 (1998): 活断層はどこから割れ始めるのか?—活断層の分岐形態と破壊伝播方向—, 地学雑誌, Vol. 107, pp. 512-528.
- 宮腰研 (2002): 不均質震源の特性化, 月刊地球, 号外 Vol. 37, pp. 56-61.
- 宮武隆 (2002): 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, pp. 42-47.
- 森川信之・藤原広行 (2003): 十勝沖～根室沖の地震の震源及び伝播経路特性, 日本地震学会講演予稿集 2003 年度秋季大会, pp. P104.
- Boatwright, J. (1988): The seismic radiation from composite models of faulting, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 78, pp. 489-508.
- Dalguer, L. A., H. Miyake, and K. Irikura (2004): Characterization of dynamic asperity source models for simulating strong ground motion, *Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering*, No. 3286.
- Das, S. and B. V. Kostrov (1986): 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.
- Eshelby, J. D. (1957): The determination of the elastic field of and ellipsoidal inclusion, and related problems, *Proc. Roy. Soc., Ser. A*, Vol. 241, pp. 376-396.
- Fujii, Y. and M. Matsu'ura (2000): Regional difference in scaling laws for large earthquakes and its tectonic implication, *Pure and Applied Geophysics*, Vol. 157, pp. 91-96.
- Irikura, K. (1986): Prediction of strong acceleration motions

- using empirical Green's function, *Proc. 7th Japan Earthq. Eng. Symp.*, pp. 151-156.
- Irikura, K. (2002): Recipe for estimating strong ground motions from active fault earthquakes, *Seismotectonics in Convergent Plate Boundary*, Eds. Y. Fujinawa and A. Yoshida, *Terra Scientific Publishing Company (TERRAPUB), Tokyo*, pp. 45-55.
- Irikura, K. and K. Kamae (1994): Estimation of strong ground motion in broad-frequency band based on a seismic source scaling model and an empirical Green's function technique, *Annali di Geofisica*, Vol. 37, pp. 1721-1743.
- Irikura, K., H. Miyake, T. Iwata, K. Kamae, H. Kawabe, and L. A. Dalguer (2004): Recipe for predicting strong ground motion from future large earthquake, *Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering*, No. 1371 (CD-ROM).
- Ito, K. (1999): Seismogenic layer, reflective lower crust, surface heat flow and large inland-earthquakes, *Tectonophysics*, Vol. 306, pp. 423-433.
- Kamae, K. and K. Irikura (1988): 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.
- Kamae, K. and H. Kawabe (2004): Source model composed of asperities for the 2003 Tokachi-oki, Japan, earthquake ($M_{JMA}=8.0$) estimated by the empirical Green's function method, *Earth Planets Space*, Vol. 56, pp. 323-327.
- Kame, N. and T. Yamashita (2003): Dynamic branching, arresting of rupture and seismic wave in self-chosen crack path modeling, *Geophys. J. Int.*, Vol. 155, pp. 1042-1050.
- Kanamori, H. and D. L. Anderson (1975): Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 65, pp. 1073-1095.
- Madariaga, R. (1977): High-frequency radiation from crack (stress drop) models of earthquake faulting, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, Vol. 51, pp. 625-651.
- Madariaga, R. (1979): 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.
- Mai, P. M., and G. C. Beroza (2002): A Spatial random-field model to characterize complexity in earthquake slip, *J. Geophys. Res.*, Vol. 107, 10.1029/2001JB000588.
- Matsu'ura, M. and T. Sato (1997): Loading mechanism and scaling relations of large interplate earthquakes, *Tectonophysics* Vol. 277, pp. 189-198.
- Miyake, H., T. Iwata, and K. Irikura (2003): Source characterization for broadband ground-motion simulation: Kinematic heterogeneous source model and strong motion generation area, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 93, pp. 2531-2545.
- Miyakoshi, K., T. Kagawa, H. Sekiguchi, T. Iwata, and K. Irikura (2000): Source characterization of inland earthquakes in Japan using source inversion results, *Proc. 12th World Conf. Earthq. Eng.* (CD-ROM).
- Nishigami, K. (2000): 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.
- Scholz, C. H. (1982): Scaling laws for large earthquakes: Consequences for physical models, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 72, pp. 1-14.
- Scholz, C. H. (2002): Earthquake scaling relations, in *The Mechanics of Earthquakes and Faulting, 2nd ed.*, Cambridge University Press.
- Shimazaki, K. (1986): Small and large earthquake: the effects of thickness of seismogenic layer and the free surface, In *Das, S., Boatwright, J., and Scholz, C.H. eds.: Earthquake Source Mechanics, AGU, Washington, D.C.*, pp. 209-216.
- Somerville, P. G. (2003): Magnitude scaling of the near fault rupture directivity pulse, *Phys. Earth. Planet. Inter.*, Vol. 137, pp. 201-212.
- Somerville, P.G., Irikura, K., Graves, R., Sawada, S., Wald, D., Abrahamson, N., Iwasaki, Y., Kagawa, T., Smith, N., and Kowada, A. (1999): Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seism. Res. Lett.*, Vol. 70, pp. 59-80.
- Wald D.J. and Heaton, T.H. (1994): Spatial and temporal distribution of slip of the 1992 Landers, California earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 84, pp. 668-691.
- Wald, D.J., Helmberger, D.V., and Heaton, T.H. (1991): Rupture model of the 1989 Loma Prieta earthquake from the inversion of strong motion and broadband teleseismic data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 81, pp. 1540-1572.
- Wells, D. L. and K. J. Coppersmith (1994): New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 84, pp. 974-1002.
- Yamanaka, Y. and M. Kikuchi (2003): Source process of the recurrent Tokachi-oki earthquake on September 26, 2003, inferred from teleseismic body waves, *Earth Planets Space*, Vol. 55, pp. e21-e24.
- Yamanaka, Y. and M. Kikuchi (2004): Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional

seismic data, *J. Geophys. Res.*, Vol. 109,
doi:10.1029/2003JB002683.

Yamanaka, Y. and K. Shimazaki (1990): Scaling relationship
between the number of aftershocks and the size of the
mainshock, *J. Phys. Earth*, Vol. 38, pp. 305-324.

Recipe for Predicting Strong Ground Motion from Future Large Earthquake

Kojiro Irikura

Synopsis

We propose a recipe for the prediction of strong ground motion based on the most recent findings of seismology and earthquake engineering. The fault parameters of seismic sources for simulating ground motions are characterized from the waveform inversion results using strong motion data. Then, the source model of a future large earthquake is defined by three kinds of parameters, which we call: outer, inner, and extra fault parameters. The outer fault parameters define the entire source area for the earthquake. The inner fault parameters are parameters characterizing fault heterogeneity inside the fault area. The extra fault parameters are related to the propagation pattern of the rupture.

Ground motion time histories in broadband periods are estimated using a hybrid scheme, long period motions in a numerical calculation for the 3D geological structure and short period motions in stochastic simulation technique for the source model given by the recipe. The validity and applicability of the procedures for characterizing the earthquake sources for strong ground prediction are examined in comparison with the observed records and broadband simulated motions for the 1995 Kobe, 2000 Tottori, 2003 Tokachi-Oki, and 1978 Miyagi-ken Oki earthquakes. In future directions, strong ground motions taking into account the source dynamics are encouraged to constrain fault parameters.

Key words: strong ground motion, active fault, subduction-zone earthquake, asperity, outer fault parameters, inner fault parameters.