

強震動地震学の発展の歴史とレシピへの展開

History of Innovation in Strong Motion Seismology and Development of “Recipe” for Predicting Strong Ground Motions

入倉 孝次郎*
Kojiro Irikura

From recent developments 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 rather than average slip in entire rupture area. Asperities are characterized as regions that have large slip relative to the average slip on the rupture area, based on slip distributions estimated from the source inversion. Then, we find two kind of scaling relationships, combined asperity areas versus seismic moment as well as total rupture area versus seismic moment. Based on the scaling relationships, the source model for the prediction of strong ground motions is characterized by three kinds of fault parameters, outer, inner, and extra fault parameters. The outer fault parameters are to outline the overall pictures of the target earthquakes such as entire source area and seismic moment. The inner fault parameters are parameters characterizing fault heterogeneity inside the source area. Further, other fault parameters are considered to complete the source model such as the starting point and propagation pattern of the rupture. The seismic hazard maps for future large earthquakes with high probability of occurrence potential are made following the idea of the recipe proposed here by two governmental organizations, the Head Quarter of Earthquake Research Center and Central Disaster Prevention Council in Japan.

1. はじめに

「強震動地震学」とは、地震の時に我々の住む町がどのように揺れるかを明らかにして、地震災害をできる限り小さくするための科学である。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を試みた。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は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。これは地震被害が地盤の良し悪しに関係していることに着目した先駆的研究である。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 1923 年関東地震は切迫している東海・東南海・南海地震と同じ海溝型地震で、今後これらの地震に対する被害軽減対策を検討する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。

米国では、1932 年に強震観測を開始し、1933 年のロング・ビーチ地震で記録が得られたが、当初はそれらの波形が極めて複雑であったため、ランダム震動として扱われ、主として工学研究者により研究が進められてきた。1966 年のパークフィールド地震の時に断層近傍での記録が極めて単純な形状であったことから、Aki (1968) は断層モデルに基づく理論波形を計算し、観測記録との比較により、強震動記録が地震の震源の解明に極めて重要な情報をもたらすものであることを明らかにした。その後、米国カルフォルニアでは強震観測網の充実が図られ、震源近傍の記録が次々に得られ、構造物の被害の研究のみでなく震源断層の破壊過程の研究に活かされてきた。

日本でも 1952 年に SMAC 強震計が開発されて以来強震動記録が得られるようになったが、その多くは震源から数 10km 離れた観測点で得られもので、地盤の影響を大きく受けており、震源の研究には殆ど活かされなかった。日本で震源近傍での強震動記録が得られたのは 1995 年兵庫県南部地震のときがはじめてである。この地震では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。

1995 年兵庫県南部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。この地震の後、日本においても強震動観測網が整備され、それ以後の被害地震では震源近傍域で貴重な記録が得られるようになった。ようやく日本でも強震動記録が断層の破壊過程など地震学の基礎的研究や揺れによる構造物の破壊のメカニズムなど工学的研究に重要な情報を提供することが理解されるように

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。

2. 強震動予測レシピ

「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 (入倉, 2004)。

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を特性化することにある。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精度良く行うためには, 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が適切に設定されることが不可欠である。

巨視的断層パラメータ

大地震のときの全破壊域, すなわち震源断層の面積 S は地震モーメント M_0 に対して一定の相似則で結ばれていることは30年以上も前から知られている (Kanamori and Anderson, 1975)。近年の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に基づいて, 全破壊域と地震モーメントの関係が研究され, 同様の関係が得られることが確かめられた (Somerville *et al.*, 1999)。この震源断層と地震モーメントの関係は内陸の活断層に発生する地震と海溝域に生じる地震とは異なることもわかってきた。

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 上図に黒丸で示される (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。断層面積と地震モーメントの関係は, 地震モーメントが 10^{19} Nm より小さい地震に対しては $S \propto M_0^{2/3}$ 、それより大きい地震ではむしろ $S \propto M_0^{1/2}$ の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 $10 W_{max}$ 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 $10 W_{max}$ そして $W_{max} = 20$ km に対応する地震のモーメント M_0 は約 10^{21} Nm 程度になる。

断層面全体の平均応力降下量は, 地震が一定規模 (地震モーメントが 10^{19} Nm 程度) 以下では, 断層長さ L と断層幅の比, アスペクト比 (L/W_{max}), が1に近いので, 円形クラックを仮定して評価すると, 地震規模に依らずほぼ一定 (約 2.3 MPa) になる。地震規模が大きくなると, 断層幅に対して断層長さが大きくなり円形クラックを仮定するわけにはいかない。断層面全体のアスペクト比 (L/W_{max}) が大きい場合に有効なスケールリング則として, Fujii and Matsu'ura (2000) は以下の式を提案している。

$$M_0 = \frac{\Delta\sigma_c W_{max} L^2}{\alpha L + \beta} \quad (1)$$

この関係式を用いると全破壊域での平均応力降下量はほぼ一定となる (入倉, 2004)。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, 断層長さ L や断層幅 W の推定は必ずしも容易ではない。震源インバージョンに基づいた定量的議論が必要とされている。

海溝型地震について, 断層面積 S と地震モーメント M_0 の経験的關係 Fig.1 の下図のようにまとめられる。(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 $S \propto M_0^{2/3}$ の関係が成り立っており, その場合平均応力降下量は約 3.0 MPa になる。海溝型地震に対して W_{max} は約 100 km と考えると, M_0-S 関係が系統的にずれるのは地震モーメントが 10^{21} Nm (M_w 8 の地震) 以上となる。図で示されている関係は, $L < W_{max}$ ($M_0 < 10^{21}$ Nm) のとき $L \propto M_0^{1/3}$, $S \propto M_0^{2/3}$, $W_{max} < L < 10 W_{max}$ (10^{21} Nm $< M_0 < 10^{23}$ Nm) のとき, $L \propto M_0^{1/2}$, $S \propto M_0^{1/2}$, そして $10 W_{max} < L$

* 愛知工業大学地域防災センター 客員教授 / 京都大学名誉教授・理博 Adjunct Professor, Disaster Prevention Research Center, Aichi Institute of Technology / Professor Emeritus, Kyoto University

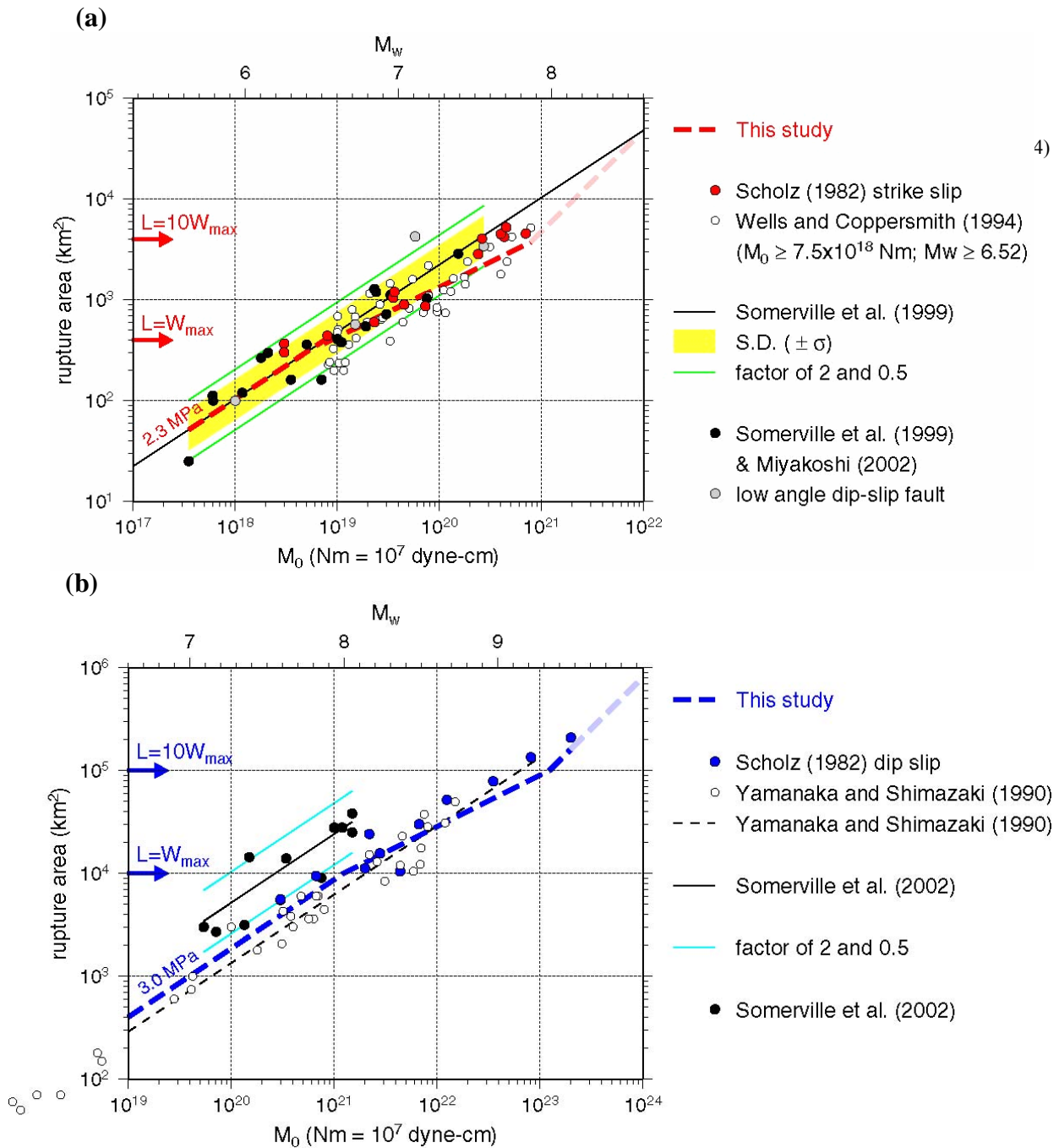


Fig. 1. Empirical relationships between seismic moment and rupture area for inland crustal earthquakes (a) and subduction-zone earthquakes (b). Thick broken lines are 3-stage scaling relationships proposed by our studies (e.g., Irikura *et al.*, 2004)

($M_0 > 10^{23}$ Nm) のとき, $L \propto M_0$, $S \propto M_0$ として表される.

微視的断層パラメータ

内陸の活断層地震の強震動記録を用いた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, が一定のスケール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. それによると, 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. 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. 2 左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, 震源断層からの強震動の生成には, 従来から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

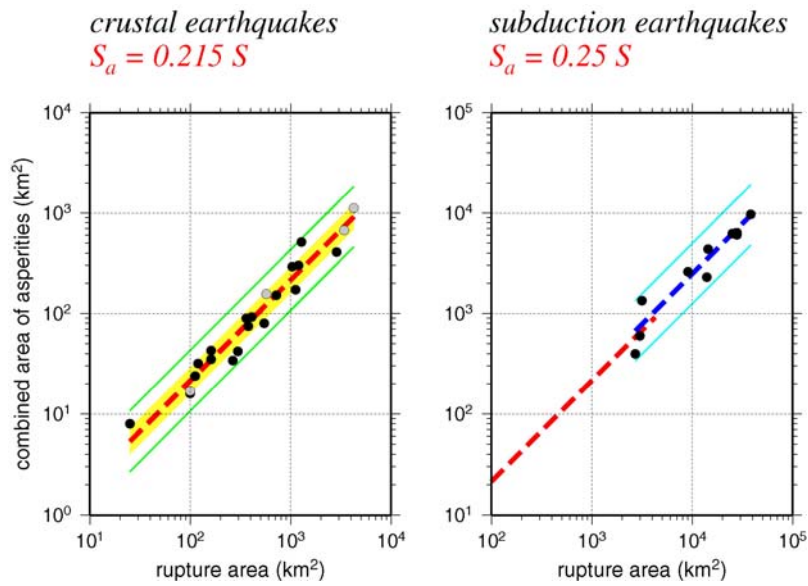


Fig. 2. Empirical relationships between combined area of asperities and total rupture area (thick broken line) for inland crustal earthquakes (left: after Irikura and Miyake, 2001) and subduction-zone earthquakes (right). Shadow ranges $\pm \sigma$ (standard deviation). Thin solid lines show a factor 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).

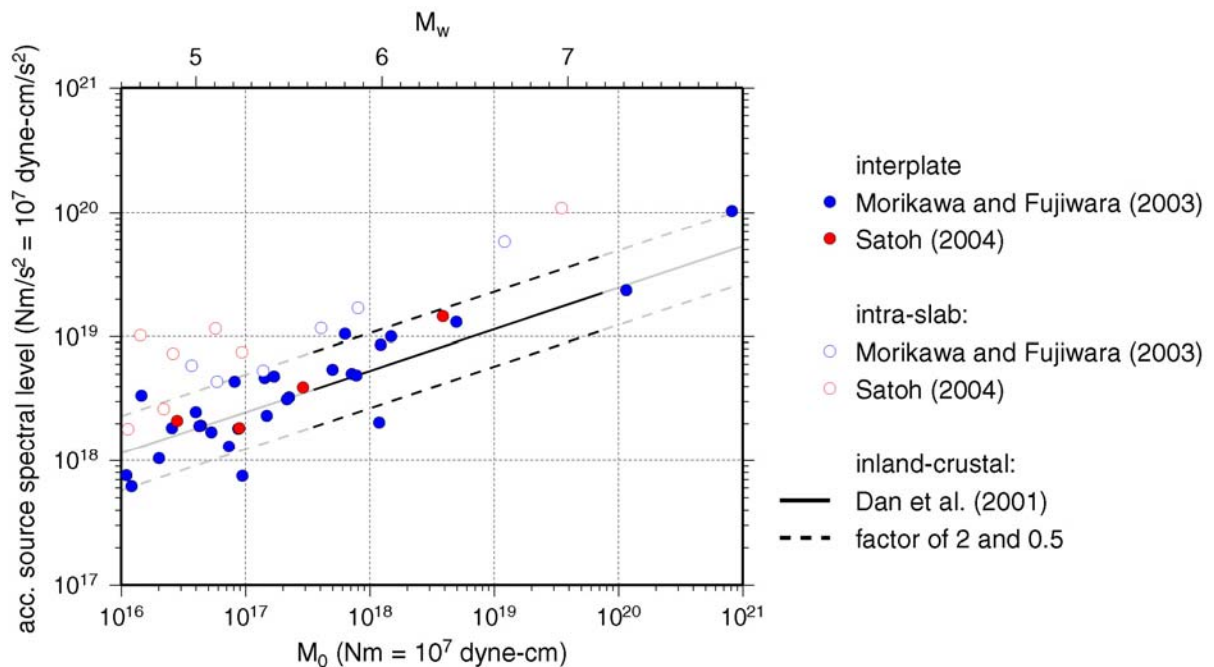


Fig. 3. Empirical relationship between seismic moment and acceleration source spectral level for subduction-zone earthquakes.

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。

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。

$$\Delta\sigma_a = \Delta\sigma_c \cdot \frac{S}{S_a} \quad (2)$$

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。強震動予測に重要なアスペリティでの応力降下量は断層面全体の応力降下量と断層面積とアスペリティ面積の比から容易に推定されることになる。

海溝型地震の場合、未だ震源近傍域における強震動観測データが少なく、信頼ある震源インバージョンの結果が極めて限られている。比較的精度よい震源インバージョン結果を選んで、同様のまとめを行った結果、Fig. 2右に示されるように、断層面積とアスペリティ総面積の関係は内陸活断層地震に対するものとほぼ一致する結果が得られた。

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のレベルを用いる方法が提案されている。全破壊域からの加速度震源スペクトル・レベル A_0 は地震モーメントに関して次のような経験的關係で与えられる (壇・他,2001)。

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

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。

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

アスペリティの面積は

$$S_a = \left(\frac{7\pi^2}{4} \beta v_R \right)^2 \cdot \frac{(M_0)^2}{S \cdot (A_0^a)^2} \quad (5)$$

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。ただし、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 なので、 $A_0^a \approx A_0$ のような仮定が必要である。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 $A_0^a \approx A_0$ の仮定はそれほど悪くないことを示している。

3. レシピに基づく震源パラメータの設定

巨視的断層パラメータの設定

Step 1. 震源断層の全体の長さ L と幅 W 、そして震源断層の面積 S を推定。

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

内陸の活断層地震の場合、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。断層幅は地震発生層の幅で飽和する、すなわち、 $W = W_{max} = (H_d - H_s) / \sin \delta$ 。 L が W_{max} よりも短いときは $W = L$ で近似される。 L がそれより長いときは $W = W_{max}$ 。 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。

海溝型地震の場合、微小地震の震源分布や地震波探査による地下構造調査結果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。

微視的断層パラメータの設定

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

これらのパラメータの与え方については、レシピの検証のところで述べる。

4. 強震動予測レシピの検証

前章で述べた強震動予測レシピの有効性を検証するため、内陸の活断層地震である 1995 年兵庫県南部地震と海溝型地震である 2003 年十勝沖地震を例として、レシピに基づく予測と実際の観測の比較を行った。

1995 年兵庫県南部地震

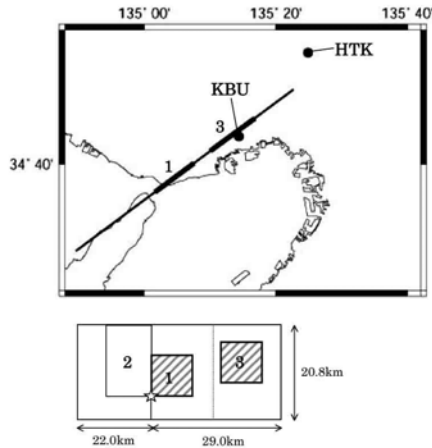
強震動評価のためのレシピの検証を目的として、震源インバージョン結果を参考に設定された特性化震源モデルと統計的グリーン関数法および経験的グリーン関数法を用いて、地震動の予測を行い、実際の観測との比較が試みられている(入倉・他, 2002)。

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. 4 (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

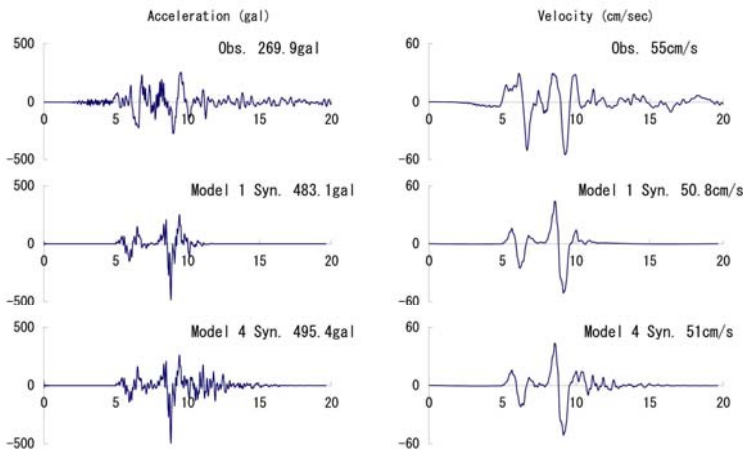
(a)



(b)

	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}

(c)



(d)

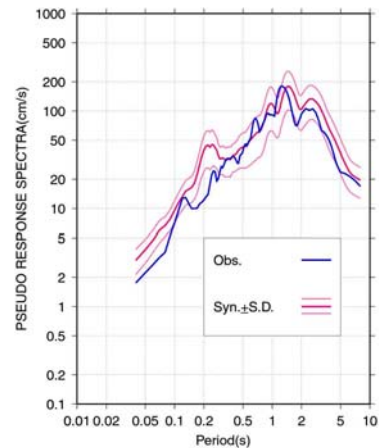


Fig. 4. Ground motion simulation for the 1995 Kobe earthquake using the stochastic Green's function method. (a) Characterized source model based on Kamae and Irikura (1998). (b) Source parameters for synthesized motions. (c) Variability of synthesized pseudo-velocity response spectra using 10 trials of stochastic Green's functions. (d) Comparison between observed and simulated velocities of NS component at KBU station.

ステップ3: 総地震モーメント M_0 は 3.29×10^{19} 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 $\Delta\bar{\sigma}_a$ 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_{ea} 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。観測点での地盤増幅特性は小地震から経

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 51×20.8 km²とする。

ステップ2: 平均応力降下量 $\Delta\bar{\sigma}_a$ は2.3 MPa と仮定。

験的に推定されたものを用いている。 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与え方についてはいくつかの考え方が提示されている。1つは、アスペリティを有する震源モデルの動的シミュレーションから、宮武 (2000) は、アスペリティ以外を応力降下ゼロとしても、スリップ速度関数の分布形状から背景部での実効応力はアスペリティ部の約20%程度あることを示した。その結果を参考にすると背景領域の実効応力 σ_{eb} は、 $\sigma_{eb} = 0.2 \sigma_{ea}$ 程度とすべきことになる。一方、Das and Kostrov (1986)のアスペリティモデルに基づいて(4)式で推定される加速度震源スペクトル・レベル A_0^a は、同じ地震モーメントに対して(3)式から推定される加速度震源スペクトル・レベル A_0 よりもやや小さい。この差を背景領

域からの実効応力に換算すると約 $0.38 \sigma_{ea}$ と評価される。

ここでは背景部の実効応力の強震動への影響を吟味するため、アスペリティの実効応力は10.5 MPaに固定し、アスペリティでの実効応力に対して0~38%の範囲で増加させるモデルを設定し強震動の計算を行った。この報告では、上記モデルの中で、2つの極端なケースを比較する。モデル1：背景領域の実効応力 σ_{ea} がゼロ、モデル4：背景領域の実効応力は $\sigma_{ea} = 4.0 \text{ MPa}$ ($\sigma_{ea} = 0.38 \sigma_{ea}$)である。モデル4の震源パラメータが Fig. 4 (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. 4 (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. 4 (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。

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は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。モデル1とモデル4による合成地震動の

比較から、最大速度や最大加速度は背景領域の実効応力をこの程度の範囲で増加させても殆ど変わらないことがわかった。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。

2003年十勝沖地震

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(地震調査委員会, 2005)を紹介する。

地震調査委員会は、十勝沖地震の震源断層に関する研究成果に基づき、「レシピ」をそのまま適用して十勝沖地震のシミュレーション解析を行い、その結果を観測記録との比較を行っている。震源断層の位置と幾何形状はHonda et al. (2004)を参考にしてFig. 5の右下図のように決められた。

この地震の巨視的パラメータとして、はじめに地震モーメントが遠地実体波の解析から推定されているYamanaka and Kikuchi (2003)による値 ($1.05 \cdot 10^{21} \text{ N}\cdot\text{m}$)を用いている。モーメント・マグニチュードMwは8.0となる。断層面全体の平均応力降下量を3.0 MPaを仮定すると、断層面積は9000 km²と与えられる。

微視的パラメータとして、はじめに多くの強震動記録を用いた震源インバージョン結果を参考に3個とした。それぞれの位置は震源インバージョンのすべり分布を参考に、経験的グリーン関数法を用いたフォワード・モデリングにより計算と観測が調和的になるように設定した。アスペリティの総面積と応力降下量は加速度震源スペクトルの経験的レベ

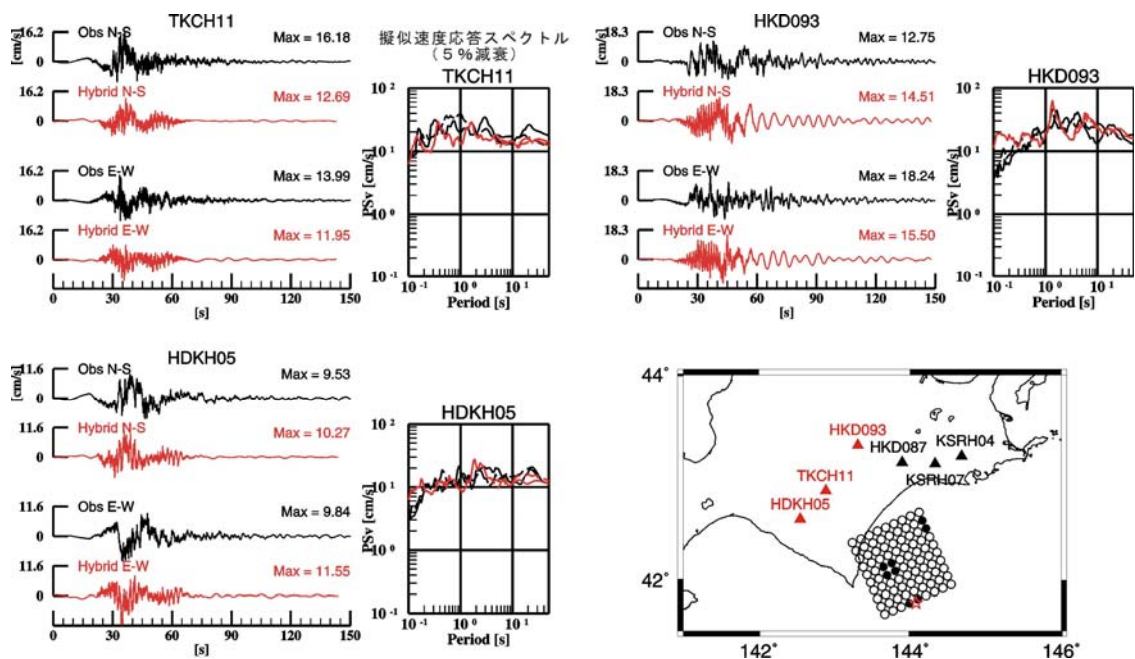


Fig. 5. Comparison of waveforms and pseudo-velocity-response spectra between observed and synthesized.

ルからレシピに従って設定した。このようにして設定したアスペリティ位置がFig. 5の右下図で黒丸で示される。アスペリティでの実効応力は上に述べた応力降下量に等しいとして取り扱った。

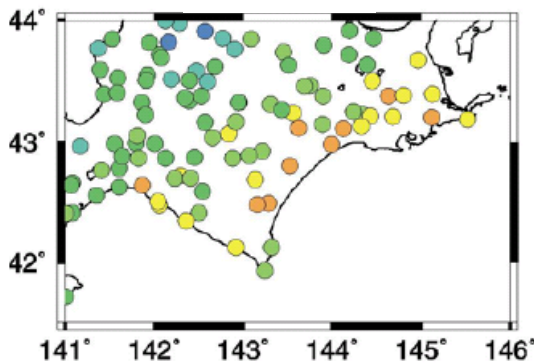
ハイブリッド合成法により得られた地表における加速度波形と減衰5%の疑似速度応答スペクトルの観測との比較結果の一例がFig. 5に示される。この図に示される震源域に近い十勝沖地方や釧路沖地方の観測点 (HDKH05、TKCH11、HKD093)では、波形の振幅値や疑似速度応答スペクトルの形状は観測記録の傾向を概ね反映している。震源域近くの観測点で浅い地盤構造による非線形性の影響で、合成波形が短周期で過大評価されたり、卓越周期が低周波側にシフトした観測点もある。

観測された計測震度と合成波形から推定された震度の比較がFig. 6に示される。合成結果の震度は、工学的基盤における合成波形を計算し、その最大速度に浅い地盤構造についての増幅率 (藤本・翠川, 2003)をかけて地表の最大速度を推定し、最大速度と気象庁計測震度の関係 (翠川・他, 1999)を用いて推定したものである。合成結果の震度分布が広域で概ね観測に一致していることがわかる。詳細に吟味すると、合成結果の震度は小さい震度の地域で過大になっていたり、計算の途中で合成結果の最大速度が観測より若干過少に評価されたり、などの問題が残されている。

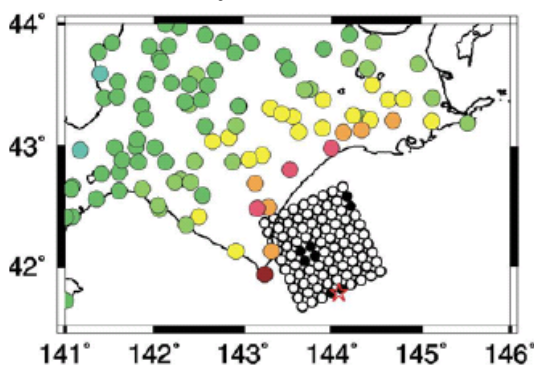
十勝沖地震の合成結果と観測の比較は、特性化震源モデルが内陸地震に限らず海溝型地震においても有効であることを示す一例であると言える。

Distribution of Seismic Intensity

Observed



Synthetics



Comparison of seismic intensity between synthesized and observed

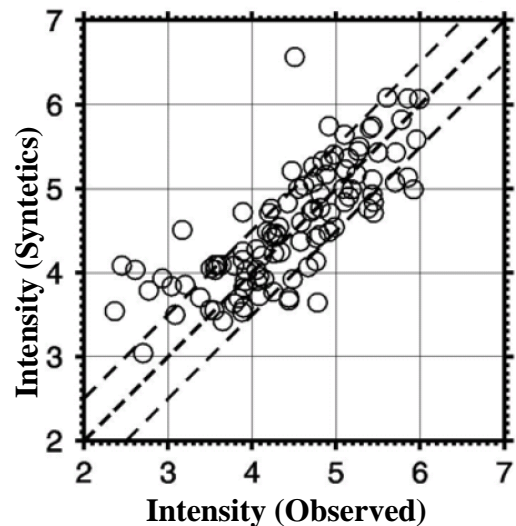


Fig. 6. Comparison of seismic intensity between observed and synthesized.

5. おわりに

米国では1970年代から高密度な強震動観測を始め、強震動研究に重視するようになった。日本でも1995年兵庫県南部地震を契機として、強震動観測網が整備され、その後の被害地震では震源近傍域で貴重な記録が得られるようになった。この地震の後、ようやく日本でも強震動記録が震源の物理のための基礎的研究や構造物の安全のための応用研究に重要な情報を提供することが理解されるようになった。日本

の「強震動地震学」の分野は米国に比べて4半世紀ほど立ち後れていたことになる。

「強震動地震学」の目標の1つは、将来発生の予測される大地震に対し、震源断層における破壊過程、伝播経路での波動伝播、表層地盤での増幅・減幅、などを考慮して、信頼性ある強震動を予測して、地震災害の軽減に役立てることにある。その意味で、「強震動予測レシピ」は「強震動地震学」の1つのマイル・ストーンに成り得るものと考えられる。そのた

めには、「レシピ」の元となる巨視的・微視的断層パラメータの地域性、適用範囲を明確にし、いつでもどこでも信頼性のある強震動予測が可能となるものにする必要がある。

信頼性ある「強震動予測レシピ」の構築には、強震動記録を用いた高精度の震源インバージョン、そのために高精度地下構造モデルが不可欠である。これらの情報は単に「強震動研究」のみならず、地震学の基礎的研究から地震災害軽減のための工学、さらに都市防災、リスク・コミュニケーションなど人文・社会科学的研究にも必要とされている。強震動研究が切迫する巨大地震に対する防災・減災戦略のキーと位置づけられるものとする。建築学会の地盤震動小委員会がこれまで強震動研究のみならず地震災害に軽減のための研究において重要な役割を果たしてきた。今後も本小委員会が地盤震動の研究を通じて日本の地震防災のエンジンとなることを期待する。

謝辞

本稿で提案されている「強震動予測レシピ」は、三宅弘恵氏との共同研究によるものである。ここで述べられている考えは、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の中から生まれたものである。

参考文献

Aki, K. (1968): Seismic displacements near a fault, *Journal of Geophysical Research*, 73, 5359-5376.

Boatwright, J. (1988). The seismic radiation from composite models of faulting, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **78**, 489-508.

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., 91-96.

藤本一雄・翠川三郎(2003): 日本全国を対象とした国土数値情報に基づく地盤の平均S波速度分布の推定、日本地震工学界論文集 第3巻、第3号

Honda, R., S. Aoi, N. Morikawa, H. Sekiguchi, K. Kunugi and H. Fujiwara (2004). Ground motion and rupture process of the 2003 Tokachi-oki earthquake obtained from strong motion data of the K-NET and KiK-net, *Earth Planets and Space* 56, 317-322.

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, **110**, 849-875.

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, 567-572.

入倉孝次郎 (2004): 強震動予測レシピ—大地震による強震動の予測手法—, 京都大学防災研究所年報第47号, A,

25-45.

釜江克宏、入倉孝次郎、福知保長 (1991): 地震のスケールリング則に基づいた大地震時の強震動予測—統計的波形合成法による予測—, 日本建築学会構造系論文報告集, No.430, 1-9.

Kamae, K. and K. Irikura (1998). Source model of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake and simulation of near-source ground motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **88**, 400-412

Kanamori, H. and D. L. Anderson (1975). Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **65**, 1073-1095.

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.*, **93**, 2531-2545.

宮腰研 (2002). 不均質震源の特性化, 月刊地球, 号外 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?」, 56-61, 2002.

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, P104.

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, **545**, 51-62.

Madariaga, R (1977). High-frequency radiation from crack (stress drop) models of earthquake faulting, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **51**, 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.*, **84**, 2243-2250.

翠川三郎・藤本一雄・松村郁栄(1999): 計測震度と旧気象庁震度および地震動強さの指標との関係, 地域安全学会論文集, Vol.1, pp.51-56.

司宏俊・翠川三郎(1999): 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 第523号, pp.63-70.

Miyatake, T. : Strong Ground Motion Simulation using Dynamic Faulting Model, International Workshop on the Quantitative Prediction of Strong-motion and the Physics of Earthquake Sources, Tsukuba, October 23-25, 22--23, 2000.

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, 日本地震工学学会論文集、第4巻、第1号。

Scholz, C. H. (1982). Scaling laws for large earthquakes: Consequences for physical models, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**, 1-14.

Scholz, C. H. (2002). Earthquake scaling relations, in *The*

- Mechanics of Earthquakes and Faulting*, 2 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., 209-216.
- 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.*, **70**, 59-80.
- 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, 163-166.
- 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.*, **84**, 974-1002.
- Yamanaka, Y. and K. Shimazaki (1990). Scaling relationship between the number of aftershocks and the size of the mainshock, *J. Phys. Earth*, **38**, 305-324.
- 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 and Space* **55**, e21-e24.
- 地震調査委員会 (2005): 2003年十勝沖地震の観測記録を利用した強震動予測手法の検証について、「全国を概観した地震動予測地図」報告書(分冊2)―震源断層を特定した地震動予測地図の説明―, 45-80.