

シナリオ地震の強震動予測

入倉孝次郎* 三宅弘恵*

Prediction of Strong Ground Motions for Scenario Earthquakes

Kojiro IRIKURA * and Hiroe MIYAKE *

Abstract

We propose a recipe to predict strong ground motions from scenario earthquakes which are caused by active faults. From recent developments in waveform inversion analysis for estimating rupture processes during large earthquakes, we have understood that strong ground motion is relevant to slip heterogeneity rather than total moment on the fault plane. The source model is characterized by three kinds of parameters, which we call: outer fault parameters, inner fault parameters, and extra parameters. The outer fault parameters are parameters characterizing the entire source area such as total fault length, fault width, and seismic moment. The total fault length (L) is related to the grouping of active faults, *i.e.* the sum of the fault segments. The fault width (W) is related to the thickness of the seismogenic zones. The total fault area $S (=LW)$ follows the self-similar scaling relation with the seismic moment (M_0) for moderate-size crustal earthquakes and departs from the self-similar model for very large crustal earthquakes. The locations of the fault segments are estimated from the geological and geomorphological surveys of the active faults and/or the monitoring of seismic activity. The inner fault parameters are parameters characterizing fault heterogeneity inside the fault area. Asperities are defined as regions that exhibit large slip relative to the average slip on the fault area. The relationship between combined area of asperities and seismic moment M_0 satisfies the self-similar scaling relation. The number of asperities is related to segmentation of active faults. The rake angles of slips on the asperities should be estimated from the geological survey and/or geodetic measurements. The extra fault parameters are related to the propagation pattern of rupture within the source area. Rupture nucleation and termination are related to the geometrical patterns of the active-fault segments. The recipe proposed here is to construct the procedure for characterizing those inner, outer, and extra parameters for scenario earthquakes. Then, we have confirmed that the scaling relations for the inner fault parameters as well as the outer fault parameters are valid for characterizing earthquake sources and calculating ground motions from recent large earthquakes, such as the 1995 Kobe (Japan) earthquake, the 1999 Kocaeli (Turkey) earthquake, and the 1999 Chi-Chi (Taiwan) earthquake. We have also examined the recipe for estimating strong ground motion during the 1948 Fukui (Japan) earthquake. The simulated ground motions clearly explain the damage distribution in the Fukui basin.

* 京都大学防災研究所

* Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

Key words: scenario earthquake, outer fault parameter, inner fault parameter, strong ground motion, characterized source model

キーワード：シナリオ地震，巨視的断層パラメータ，微視的断層パラメータ，強震動，特性化震源モデル

I. はじめに

日本の大都市の多くは地震危険度の高い活断層に囲まれている。将来大地震が発生したとき，どのような強い揺れが都市を襲うことになるかがわからなければ地震災害の軽減対策を進めることはできない。その意味で，強震動予測は地震に強い都市づくりのキーとなるものである。

従来の強震動予測は，起震断層の長さや代表的変位量から地震マグニチュードを推定し，地震動に関するマグニチュード-距離の関係式（距離減衰式）から対象地域の最大加速度，最大速度，あるいは震度などを推定するものであった。最近の1995年兵庫県南部地震，2000年鳥取県西部地震，2001年芸予地震，さらに1999年台湾・Chi-Chi地震などの震災の経験から，このような強震動予測のみでは種々の異なる建造物の被害やその分布は説明できないことが明らかとなってきた。強震動は震源となる断層の性質と震源から観測点に至る地下構造により地域的に異なり，結果として建造物に対する破壊力の強い地震動が生じた地域で大きな被害が引き起こされることになる。木造家屋，低・中・高層の鉄筋コンクリート・鋼構造物，高架橋，ガスタンクなどの様々の建造物に対する地震動の破壊力を最大加速度や最大速度などの1つの指標で表すのは困難であり，それぞれの建造物・施設の動的な耐震性を知るには地震動の時刻歴波形あるいはレスポンス・スペクトルの評価が必要となる。そのためには，震源断層の破壊過程および震源から対象地点までの地下構造による波動伝播特性に基づいた強震動の予測がなされねばならない。

将来の大地震の災害軽減のための強震動予測を行うには，図1に示されるような枠組みによる調査・観測，そしてそれらのデータ解析から得られ

る震源や波動伝播に関する高精度の情報が必要とされる。すなわち，活断層や地震活動の調査に基づく活断層毎の地震危険度評価，これまでの地震動記録のインバージョン解析に基づく震源のモデル化，さらに地下構造調査や地震動観測によるグリーン関数の評価，を総合して，各地の地震動の推定が可能となる。このようにして予測された地震動はこれまでに得られている強震動の関係式や過去の大地震の被害分布などとの比較により，その有効性の検証がなされる必要がある。

地震危険度の高い活断層や沈み込み帯に起因して発生する地震などあらかじめ想定できる地震のことをシナリオ地震と呼び，それらの地震が発生したときにどのような被害が想定され，どのような準備対策が必要かなどの系統的な研究がなされ始めている。最近の1995年兵庫県南部地震，1999年トルコ・Kocaeli地震，1999年台湾・Chi-Chi地震などの被害地震から学ぶべき教訓はシナリオ地震の考えの重要性にある。図1に示される強震動予測の枠組みは，将来高い確率で発生が予測されるシナリオ地震に対する被害予測と災害軽減の諸対策のためのものである。

II. 活断層に起因する地震の強震動予測

本研究は，危険な活断層が存在するとき，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。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，一般的な建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。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。

断層運動がどのようなパラメータで表現できる

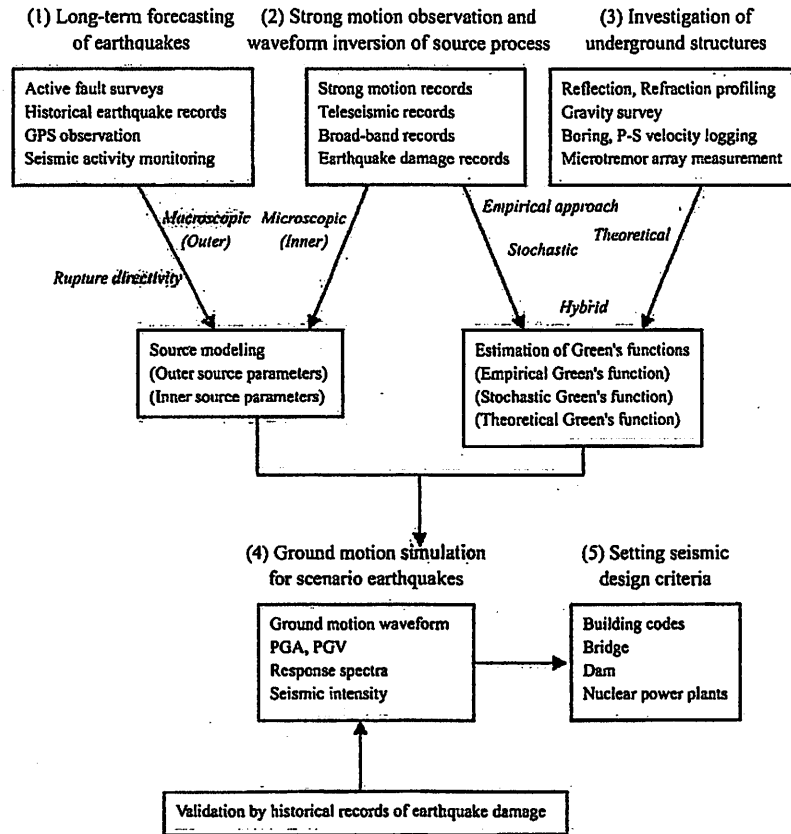


図 1 シナリオ地震に対する強震動予測の枠組み。

Fig. 1 Framework of predicting strong ground motions for scenario earthquakes.

かに関してはきわめて多くの研究がある (例えば, Kanamori and Anderson, 1975; 武村, 1998)。地質・地形学アプローチとしては, これまでの大地震のときに生じた地表断層の長さや変位分布の測定を基に, それらのパラメータと地震マグニチュードや地震モーメントとのスケールリングに関する関係式が検討されている (例えば, 松田, 1975)。しかしながら, 地震動を生成する主要な断層運動は地下にある断層面での動きで, 地表に現れる断層変位は地下にある断層の運動の結果に過ぎない。したがって, 地表断層の動きのみから断層運動全体を特性化することは困難である。地下にある断層の動きを知るには, 地震記録や測地記録から断層運動を推定する地震学的アプローチとの連携が重要となる。地震時の破壊域, すなわ

ち断層面積が, 余震の発生域に関係していることは良く知られている。余震の発生域は時間とともに拡大するなどの性質があるため, 地震発生後どの程度の時間を余震域の基準とすべきかは必ずしも明確ではないが, 破壊域の定義としては余震域が最も精度が良いと考えられている (例えば, Wells and Coppersmith, 1994)。断層変位は遠地地震記録, 津波あるいは測地データから推定が可能である。しかし, これらは 10 秒以上, 時には数分, 数時間, 数日という長周期あるいは超長周期データによるものであるため, 工学的に重要なや短周期の強震動とは必ずしも直接的に関係しない可能性もある。

強震動を予測する上で重要なのは断層運動と強震動の関係にある。近年, 大地震のときの震源域

近傍での強震動を断層モデルを用いて推定する研究が盛んに行われるようになった。Aki (1968) によって始められた、震源断層に適当なすべり分布と破壊伝播を想定して求められる強震動と観測記録を比較することにより大地震の破壊過程を推定する研究は、強震動記録や遠地地震記録を用いて断層面でのすべり分布を波形インバージョンにより求める研究へ発展した (例えば, Hartzell and Heaton, 1983) (以下本文では、震源インバージョンと記す)。この震源インバージョンの研究は1980年代の後半から盛んに行われるようになり、大地震のときの断層面のすべり分布に関する資料が少しずつ蓄積しつつある。その結果、大地震のときの断層運動は一様ではなく震源断層面上のすべり分布は不均質なことがわかってきた。さらに、地震災害に関係する強震動の生成は断層運動の不均質性によることが明らかになってきた。

Somerville *et al.* (1999) は地殻内地震の地震動記録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リの分布が一定のスケールリング則に支配されていることを明らかにした。このことは、特定の活断層に起因する地震によって生じる強震動では、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 (outer) 断層パラメータのみならず、すべり分布の不均質性のような微視的 (inner) 断層パラメータが重要な役割を果たしていることを意味している。

そこで次章では、将来の大地震の災害軽減を目的として、構造物の被害に関係する周期0.1秒から10秒の広い周期帯域で強震動を高精度に予測する方法論の確立のため、巨視的・微視的断層パラメータに関するこれまでの研究をまとめる。

III. 断層パラメータ (断層長さ、幅、変位、面積、地震モーメント) のスケールリング則

- 1) Wells and Coppersmith (1994) と Somerville *et al.* (1999) による断層パラメータの比較
強震動に関係する最も精度の良い断層パラメー

タは強震動記録を用いた震源インバージョンによるものであり、Somerville *et al.* (1999) にその成果がまとめられている。彼らは、15の地殻内地震について同一手法でインバージョンされた断層すべり分布から一定基準で断層破壊域やアスペリテリの抽出を行い、断層面積と地震モーメントのスケールリング則を求めた。このうち最も地震モーメントが大きいものは1992年米国・Landers地震で、その規模は $M_w 7.2$ であり、最も小さいものは $M_w 5.7$ となっている。Miyakoshi (2001 私信) は、Sekiguchi and Iwata (submitted), Iwata *et al.* (2000), 関口・岩田 (2001) や Miyakoshi *et al.* (2000) により震源インバージョンの解析がなされた1999年トルコ・Kocaeli地震 ($M_w 7.4$), 1999年台湾・Chi-Chi地震 ($M_w 7.6$), さらに2000年鳥取県西部地震 ($M_w 6.8$) をはじめとする最近の日本の5つの内陸地震 ($M_w 5.8-6.9$) について同様の手法で震源パラメータの特性化を行い、Somerville *et al.* (1999) の関係式がこれらの地震についても有効なことを確認した。しかしながら、これらの結果を加えてもM8クラスの大地震にも適用可能かどうかは検証されていないため、さらに大きな地震に対する震源の特性化を行うには、震源インバージョン以外の方法で決められた断層パラメータによる検証が必要とされている。

M8クラスの大地震に対する断層パラメータのデータはWells and Coppersmith (1994) により種々の文献からコンパイルされている。彼らによる断層パラメータは、余震分布や活断層情報、一部は測地学的データから求められたものである。そのうち11の地震についてはSomerville *et al.* (1999) も震源インバージョンの結果から断層パラメータを評価している。同一地震について求められたWells and Coppersmith (1994) と Somerville *et al.* (1999) の断層パラメータの比較が図2に示される。断層の長さに関しては、地表地震断層 (図2 (a)), 伏在断層 (図2 (b)) とともに両者は比較的良く一致している。断層幅 (図2 (c)) と平均すべり量 (図2 (d)) はばらつきが大きい。断層面積 (図2 (e)) は規模の大きい地震では良く一致しているが、相対的に規模の小さい地震で

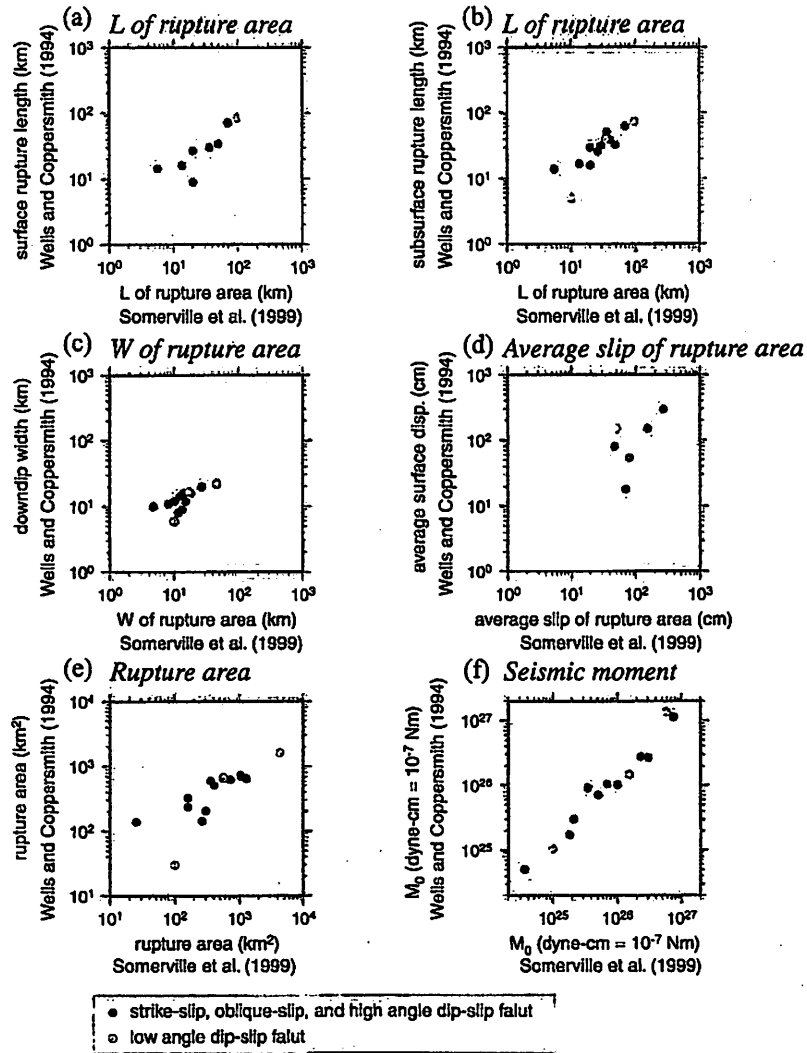


図 2 震源インバージョンの結果から決められた断層パラメータ (Somerville *et al.*, 1999) と余震分布や地表断層調査に基づき推定された断層パラメータ (Wells and Coppersmith, 1994) の関係。(a) 地表地震断層の長さ, (b) 伏在断層の長さ, (c) 断層幅, (d) 平均すべり量, (e) 断層面積, (f) 地震モーメントの比較

Fig. 2 Comparison between fault parameters estimated from the waveform inversion results (Somerville *et al.*, 1999) and those from field investigations of surface faulting and seismologic investigations of aftershock distribution, geodetic modeling, or teleseismic inversion (Wells and Coppersmith, 1994).

(a) rupture length of a surface fault earthquake, (b) rupture length of a subsurface fault earthquake, (c) rupture width, (d) average displacement, (e) rupture area, and (f) seismic moment.

ばらつきがみられる。地震モーメント (図 2 (f)) はどちらも地震動記録から求めているので良く一致している。これらの結果は、震源インバージョンによるデータがない M8 クラスの大地震に対するスケーリングを検討するとき、Wells and Coppersmith (1994) によりコンパイルされた従来型の解析で得られた断層パラメータが有効であることを示している。

2) 断層長さ、幅、面積と地震モーメントの関係
断層パラメータのスケーリング則については、これまで松田 (1975)、Shimazaki (1986)、武村 (1998) などにより気象庁マグニチュードあるいは地震モーメントとの関係式が提案されている。このうち松田 (1975) によるいわゆる松田式はマグニチュード (このマグニチュードは気象庁マグニチュードに相当すると考えられる) を用いた経験式であるが、Takemura *et al.* (1990) による内陸地震に関する気象庁マグニチュードと地震モーメントの関係式を介して地震モーメントに関する関係式に変換できる。

そこで、断層パラメータに関して、Somerville *et al.* (1999) および Miyakoshi (2001 私信) により求められた震源インバージョンの結果に、Wells and Coppersmith (1994) による断層パラメータを加えて、M8 クラスの大地震の断層パラメータに関するスケーリング則の検討を試みる。Wells and Coppersmith (1994) のデータについては、信頼性あるものに限定するため 7.5×10^{25} dyne-cm 以上の大きさの地震でかつ信頼できる (reliable) と記述されているもののみ用いる。ここで検証された断層パラメータのスケーリング式とこれまで日本で用いられている同様の関係式 (松田, 1975; Shimazaki, 1986; 武村, 1998) との関係について議論する。

3) 断層長さ、幅と地震モーメントの関係

Somerville *et al.* (1999) と Miyakoshi (2001 私信) によりコンパイルされた、震源インバージョンの結果から推定した断層長さ、および Wells and Coppersmith (1994) による断層長さ L が地震モーメント M_0 の関数として図 3 に示される。図では、震源インバージョンによるものは黒丸印

(横ずれおよび高角逆断層) および灰色の丸印 (低角逆断層) で示される。なお、ここでは断層の傾斜角が 30 度以下のものを低角逆断層と分類した。一方、Wells and Coppersmith (1994) によるものは白丸印 (伏在断層) と + 印 (地表地震断層) で示される。

これらの L - M_0 関係をこれまでに報告されている経験的関係式と比較する。

Shimazaki (1986) は、日本周辺で発生した地震の断層パラメータを集め、詳細な統計的検定により断層長さ L と地震モーメント M_0 の関係式 (図 3 に黒線で示される) は次の形で与えられるとしている。

$$\log L(\text{km}) = 0.281 \log M_0(\text{dyne-cm}) - 5.98 \quad \text{for } M_0 < 7.5 \times 10^{25} \text{ dyne-cm}$$

$$0.524 \log M_0(\text{dyne-cm}) - 12.44 \quad \text{for } M_0 \geq 7.5 \times 10^{25} \text{ dyne-cm} \quad (1)$$

ここで 7.5×10^{25} dyne-cm は、Shimazaki (1986) によって求められた、断層幅 W が地震発生層の深さ限界に対応したサイズの地震モーメントである。

武村 (1998) は日本周辺の地殻内地震の断層パラメータを集め、Shimazaki (1986) の考えに基づき、地震モーメントが 7.5×10^{25} dyne-cm 未満の地震については断層長さが地震モーメントの $1/3$ 乗に比例し、 7.5×10^{25} dyne-cm よりも大きい地震については断層長さが地震モーメントの $1/2$ 乗に比例する L - M_0 の関係式を与えており、その式は (1) 式ときわめて近い値となっている。

地震モーメントが 7.5×10^{25} dyne-cm よりも大きい地震に Shimazaki (1986) の関係式を用いると断層長さは Wells and Coppersmith (1994) による断層長さに比べて系統的に小さく与えられる。この理由は断層長さの定義の違いかあるいは日本周辺の地震の地域性によるものか、のどちらかが考えられる。特に地域性については今後の検討が必要とされる。

一方、松田 (1975) は、震源断層の長さ L と地震マグニチュード M の間に次のような関係を導いている。

$$\log L(\text{km}) = 0.6M - 2.9 \quad (2)$$

内陸の地殻内に発生する震源の浅い地震 (内陸地

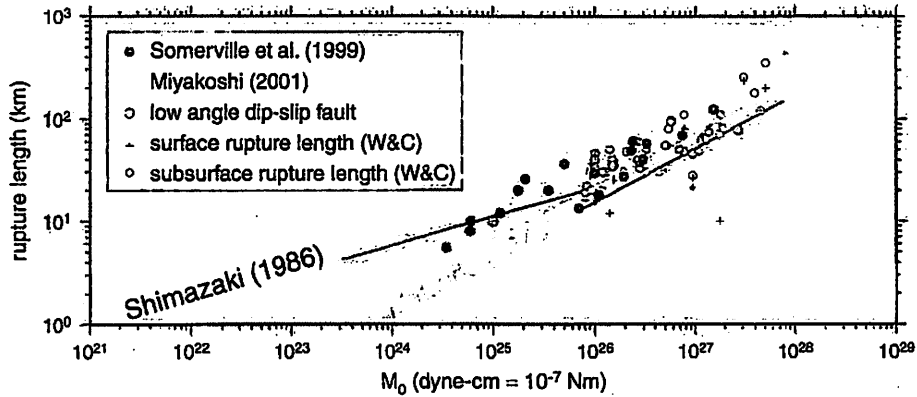


図3 断層長さと地震モーメントの関係。

黒丸印（横ずれと高角逆断層）と灰色の丸印（低角逆断層）は Somerville *et al.* (1999) や Miyakoshi (2001 私稿) によってコンパイルされた震源インバージョンによるもの、+印（地表地震断層）と白丸印（伏在断層）は Wells and Coppersmith (1994) で求められている余震や地表観察から求められたもの（ここでは地震モーメント M_0 が 7.5×10^{25} dyne-cm 以上の地震のみを扱う）を示す（図3, 4, 5も同様）。黒線は Shimazaki (1986) による関係式で、地震モーメントが 7.5×10^{25} dyne-cm を境として、より小さい地震の断層長さ L は $M_0^{0.5}$ 、より大きい地震は $M_0^{0.2}$ に比例する。灰色の線は松田 (1975) による断層長さ L とマグニチュード M の関係式を Takemura *et al.* (1990) による M_{JMA} - M_0 の関係を用いて L - M_0 の関係に変換したもの。

Fig. 3 Rupture length versus seismic moment.

Black (strike-slip, oblique-slip, and high angle dip-slip fault) and gray (low angle dip-slip fault) circles are estimated from the waveform source inversion compiled by Somerville *et al.* (1999) and Miyakoshi (2001). + marks and white circles are those for surface-fault and subsurface-fault earthquakes compiled by Wells and Coppersmith (1994). The solid line is an empirical relationship by Shimazaki (1986). The gray line is an empirical relationship by Matsuda (1975).

震) について、 M_0 と M_{JMA} の関係式は Takemura *et al.* (1990) や武村 (1990) で詳細に検討され、次の関係

$$\log M_0 (\text{dyne-cm}) = 1.17 M_{JMA} + 17.72 \quad (3)$$

が得られている。上の関係式は Takemura *et al.* (1990) において伊豆半島周辺で発生する $M_{JMA} 4.0 \sim 7.2$ の地震に対して求められたものであるが、武村 (1990) は、この関係は国内に発生した最大級の内陸地震といわれる 1891 年濃尾地震を含め地殻浅部に起こる内陸地震に一般的に適用できるとしている。

上の (3) 式を (1) および (2) 式に代入すると、松田 (1975) による L - M の関係式は気象庁マグニチュードではなく地震モーメントとの関係式に変換できる。

$$\log L (\text{km}) = 0.513 M_0 (\text{dyne-cm}) - 11.99 \quad (4)$$

このようにして導かれた松田式が図3に灰色の線で示される。地震モーメントが 7.5×10^{25} dyne-cm 以上の地震に限ると、松田式は Shimazaki (1986) の関係式とほぼ平行でかつ Wells and Coppersmith (1994) によってコンパイルされたデータをほぼ満足しているようにみえる。

3) 断層変位量と地震モーメントの関係

震源インバージョンによる平均変位量 D (黒丸印：横ずれおよび高角逆断層、灰色の丸印：低角逆断層)、地表断層の平均変位量と地表断層の最大変位量 (ネットスリップとして再計算された値) が地震モーメント M_0 の関数として図4に示される。

Somerville *et al.* (1999) では平均すべり量と地震モーメントの関係は

$$\log D (\text{cm}) = 0.333 \log M_0 (\text{dyne-cm}) - 6.81 \quad (5)$$

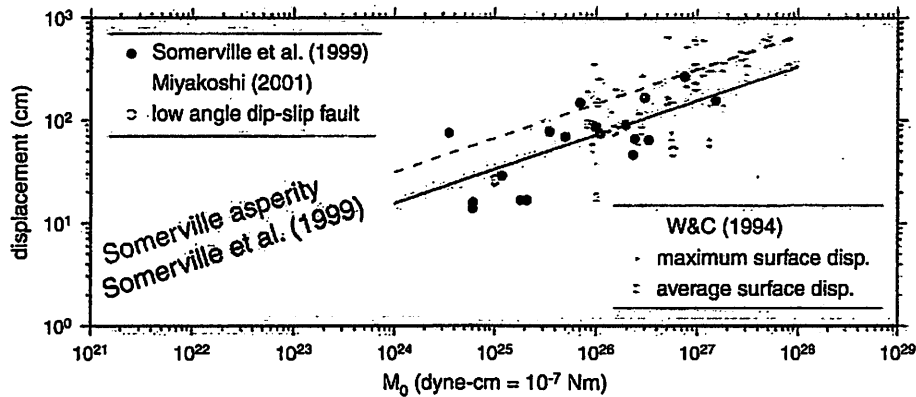


図 4 断層変位と地震モーメントの関係。

黒線は Somerville *et al.* (1999) による関係式。Somerville *et al.* (1999) ではアスペリティのすべりは平均すべり量のほぼ 2 倍と定義されており、その関係が点線で示される。灰色の線は松田 (1975) による関係式。松田 (1975) での断層すべりは種々の観測値が混じっているが地表断層に対しては代表値 (最頻値) で定義される。

Fig. 4 Fault displacement versus seismic moment.

Marks used here are the same as in Fig.3. The solid line is the empirical relationship by Somerville *et al.* (1999) and the dotted line is for asperity showing two times the average-displacement. The gray line is the empirical relationship by Matsuda (1975) for the mode of surface displacement.

となり、図 4 に黒線で示される。上の経験式は Wells and Coppersmith (1994) の地表変位量の平均値をほぼ満足しているようにみえる。Somerville *et al.* (1999) では、アスペリティ部分の平均すべり量は断層全体の平均すべり量の 2.01 倍となっており (図 4 の点線)、これは Wells and Coppersmith (1994) による最大地表変位量にほぼ対応しているようにみえる。

一方、Wells and Coppersmith (1994) において、地震モーメントと破壊域面積の関係 $D=M_0/\mu LW$ から求められる断層面全体での平均すべり量は、地表断層の平均変位量に比べるとその最頻値が 1.32 倍、地表断層の最大変位に比べるとその最頻値が 0.76 倍であるとしている。すなわち一般的には震源断層での平均変位は地表断層の平均変位量よりは 32% 大きく最大変位より 24% 小さいことになる。これは、Somerville *et al.* (1999) による平均すべり量は Wells and Coppersmith (1994) によるものよりもやや小さめであることを意味するが、両者の違いはばらつきの範囲内である。

松田 (1975) によると、断層変位量 D (m) は地震マグニチュード M と次のような式で関係づけられるとしている。

$$\log D(\text{m}) = 0.6 M - 4.0 \quad (6)$$

この断層変位は断層長さのところで述べた方法で地震モーメントの式に変換できる。

$$\log D(\text{m}) = 0.513 \log M_0(\text{dyne-cm}) - 13.09 \quad (7)$$

この変位に関する松田式が図 4 に灰色の線で示される。その結果、松田式による変位は Wells and Coppersmith (1994) の地表変位量の平均値に比べて顕著に大きく、最大地表変位量と比べてもやや大きめに与えられることがわかる。松田 (1975) で用いているデータは、地表断層の変位の代表値が主であるが震源断層の平均変位も一部混在しており、大きい地震については地表断層による変位データが多く、小さい地震については地中の震源断層の平均変位データが多いというデータの偏りがみられる。変位に関する松田式が Somerville *et al.* (1999) や Wells and Coppersmith (1994) と顕著に異なるのは日本の地震の特性によるもの

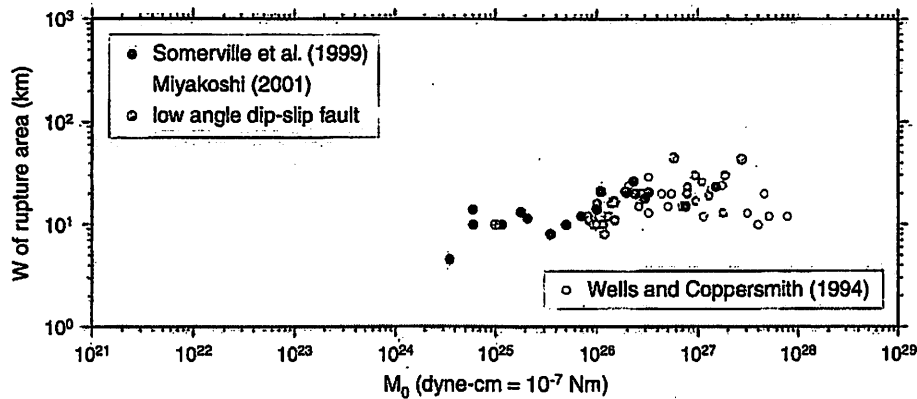


図 5 断層幅と地震モーメントの関係.

Fig. 5 Rupture width versus seismic moment. Marks used here are the same as in Fig. 3.

かどうか、今後の検討が必要とされている。日本の内陸部で地表変位の現れるところの局地的な地盤条件の可能性もありうる。例えば、未固結堆積層での地表変位は局地的に大きくなるなどの検討が必要とされる。

4) 断層幅と地震モーメントの関係

断層幅 W と地震モーメント M_0 の関係が図 5 に示される。震源インバージョンによるものは黒丸印（横ずれおよび高角逆断層）と灰色の丸印（低角逆断層）で示される。Wells and Coppersmith (1994) によるものが白丸印で示される。地震モーメント M_0 が 10^{26} dyne-cm 以上の地震（ただし低角逆断層の大地震は除く）の断層幅 W は、地震のサイズによらず 15 ~ 25 km に収まることがわかる。一方、低角逆断層の大地震はそれよりも大きな断層幅となることがわかる。余震分布から決められた断層幅 W は震源インバージョンよりもやや小さめに決まっていることが興味深い。

5) 断層幅と断層長さの関係

断層幅 W と断層長さ L の関係が図 6 に示される。震源インバージョン結果によるものが黒丸印（横ずれおよび高角逆断層）と灰色の丸印（低角逆断層）、Wells and Coppersmith (1994) によるものが小さい白丸印で示される。図から、内陸の活断層地震の断層幅 W は、地震規模が小さいとき断層長さ L に比例し、ある規模以上の地震に対して

飽和して一定値となることがわかる。そこで、断層長さ L と幅 W の関係を以下の関係式で表現する。

$$\begin{aligned} W &= kL \text{ for } L < W_{\max} \\ W &= W_{\max} \text{ for } L \geq W_{\max} \end{aligned} \quad (8)$$

震源インバージョンによるものと Wells and Coppersmith (1994) のカタログをすべて含めて統計解析をすると、(8) の第 1 式で $k=0.955$ 、標準偏差 (σ) が 1.33、第 2 式については $W_{\max}=16.6$ km で標準偏差は 1.47 となる。震源インバージョン結果によるデータのみで低角逆断層を除くと $W_{\max}=17.1$ km となる。

上の式で、 $W_{\max}=W/\sin \theta$ 、 W_s : 地震発生層の厚さ、 θ は断層面の傾斜角である、 $W_s=H_d - H_u$ で、 H_d と H_u は地震発生層の下限および上限の深さで微小地震の深さ分布から決められる (Ito, 1999)。微小地震の浅さ限界 H_u は P 波速度 5.8 ~ 5.9 km/s の層の上限と良い相関がある (武田, 1997MS)。

6) 断層面積と地震モーメントの関係

断層面積 S と地震モーメント M_0 の関係が図 7 に示される。黒丸印は Somerville *et al.* (1999) および Miyakoshi (2001 私信) で用いられた断層破壊域と地震モーメントの関係、白丸印は Wells and Coppersmith (1994) による同様の関係を示す。黒線は Somerville *et al.* (1999) による関係式

$$S (\text{km}^2) = 2.23 \times 10^{-15} \times M_0^{2/3} (\text{dyne-cm}) \quad (9)$$

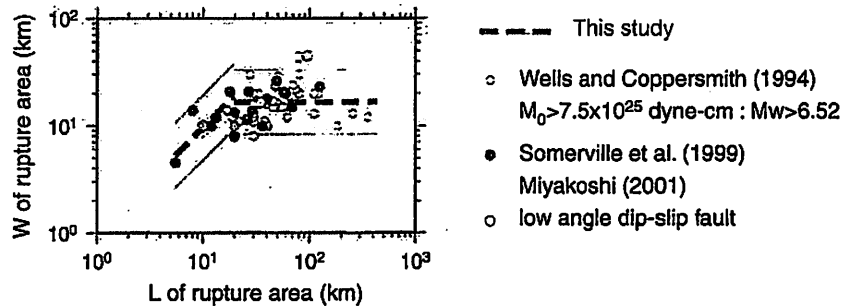


図 6 断層幅と断層長さの関係。

太点線は本研究で提案する経験式で、断層長さ $L < 20$ km に対して断層幅 $W = 0.955L$, $L \geq 20$ km に対して $W = 16.59$ km が得られた。灰色の領域は標準偏差の範囲、実線は点線の倍半分の値を示す。

Fig. 6 Rupture width versus rupture length.

The thick broken line shows the empirical relationship obtained in this study. The shadow ranges σ (standard deviation). The thin solid lines show a factor of 2 and 1/2 for the average.

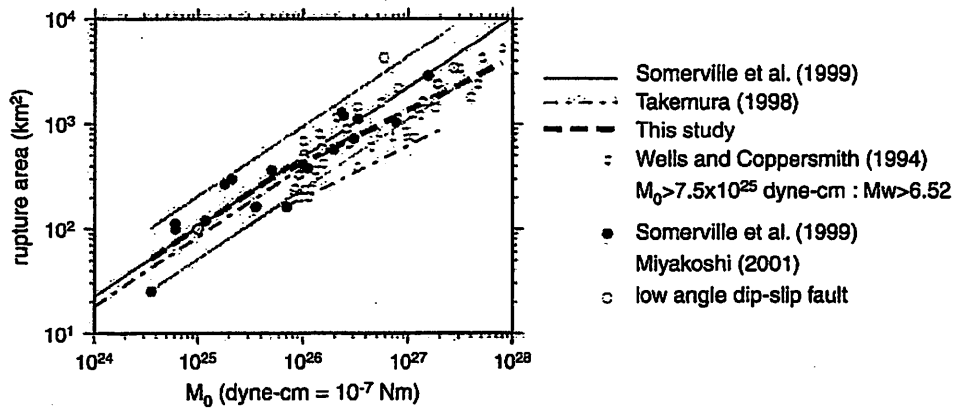


図 7 断層面積と地震モーメントの関係。

黒線は Somerville *et al.* (1999) によるもので、灰色の領域は標準偏差 ($\sigma = 0.16$) の範囲、実線は点線の倍半分の値を示す。白丸印で示される Wells and Coppersmith (1994) のカタログのデータは地震モーメントが 10^{26} dyne-cm を超える大きな地震で系統的なずれを示す。地震モーメントが 7.5×10^{25} dyne-cm より小さい場合 (震源インバージョンの結果のみで回帰) と大きい場合 (震源インバージョンの結果と Wells and Coppersmith (1994) のカタログを含めて回帰) に分けて決められた式が点線で示される。一点鎖線は武村 (1998) による経験的關係式を示す。

Fig. 7 Rupture area versus seismic moment.

The thick broken line shows the empirical relationship obtained in this study. The shadow ranges σ (standard deviation). The thin solid lines show a factor of 2 and 1/2 for the average. The chain line shows the empirical relationship by Takemura (1998).

である。灰色の領域は Somerville *et al.* (1999) および Miyakoshi (2001 私信) のデータセットの標準偏差 ($\sigma = 1.6$) を示す。

Wells and Coppersmith (1994) による断層面

積は、地震モーメントが 10^{26} dyne-cm よりも大きな地震で、Somerville *et al.* (1999) の式に比べて系統的に小さくなっていることがわかる。点線は、断層面積が Shimazaki (1986) の考えに従っ

て断層幅が飽和する地震 (7.5×10^{25} dyne-cm 以上の地震モーメントの地震) について $S \propto M_0^{1/2}$ が成り足つと仮定して、求められた経験的關係式である。ここでは、断層幅 W が W_{max} に達したときの断層長さ L は 20 km と仮定している。Wells and Coppersmith (1994) による S と M_0 の関係は、黒線ではなく点線に合うようにみえる。

武村 (1998) は、日本の内陸地震を対象として上と同様に Shimazaki (1986) の考えに従い断層幅の飽和は $W=13$ km として断層面積と地震モーメントの關係式 (図中の一点鎖線) を求めている。武村による経験式は 7.5×10^{25} dyne-cm 以上の地震モーメントの地震では Somerville *et al.* (1999) や Miyakoshi (2001 私信) による震源インバージョンからの断層面積や Wells and Coppersmith (1994) でコンパイルされた余震分布からの断層面積に比べて顕著に小さい断層面積を与える。この理由は断層長さや地震モーメントに関する Shimazaki (1986) の關係式と同様、断層長さや幅を求めるときの定義の違いかあるいは日本周辺の地震の地域性によるものか、今後の検討が必要とされる。断層面積が与えられたとき、武村 (1998) の式による地震モーメントは他の關係式に比べて約 2 倍程度大きく推定され、安全サイドの評価となる。

VI. 強震動予測のレシピ

我々は地震災害軽減対策の要である強震動予測の方法論をまとめ、誰がやっても同じ答えが出るような“強震動予測のレシピ”の考えを提案する。

1) 同じ震源モデルをもつ地震が繰り返す起こるか?

活断層に起因する地震を想定して強震動予測を行うための前提条件として、同じ断層系で生じる地震は毎回ほぼ同じ震源モデルをもつか、あるいは少なくとも前回の地震の断層調査結果から次の地震の震源モデルが予測可能なことが必要とされる。この問題については「固有地震説」として地震の規模と発生頻度の関係に関する統計的な検討はなされてきたが、断層破壊過程も含めた検討がなされなければ強震動予測に結びつかない。この

仮定の有効性については、地質・地形学および地震学の両分野における研究成果を基に、現在も議論が続いている。島崎 (2000) は、断層線に沿ったすべり分布の調査結果を基に、活断層における地震の繰り返しは決定論的に完全には定まていないものの、ばらつきの範囲であらかじめ予想することが可能であるとしている。一方地震学的アプローチとして、震源インバージョンによるすべり分布から地震の前の応力、すなわち初期応力 (initial stress) および最終応力 (final stress) の評価の研究が試みられている。Bouchon *et al.* (1998) による 1995 年兵庫県南部地震の解析では、地震の直前に応力の集中した領域は地震直後も他の領域に比べて依然として高い応力状態を保っているという結果が得られている。この事実は次の地震のときも再び同じような領域に応力集中が生じ、同じような領域が破壊に至る可能性があることを示している。

2) 特性化断層震源モデルの構築

—震源特性化の手続き—

地震災害軽減のため必要とされる強震動は工学的にも重要な広周波数帯域 (0.1 ~ 10 Hz) に対応したものでなければならない。このような周波数帯域の強震動を評価するには、断層の長さや幅など、断層運動の外的な要素をあらわす巨視的断層パラメータと同時に、震源断層面での不均質なすべり分布、すなわちアスペリティの分布、のような断層面内の微視的なパラメータがより重要となる。ここでは、特定の活断層を起震断層としたときの強震動評価のための震源モデルの与え方が「震源特性化の手続き」としてまとめられる。

震源パラメータは、巨視的断層パラメータ (例: 想定される地震の震源断層の位置、走向、長さ、傾斜角、深さ、幅、地震モーメント)、微視的断層パラメータ (例: 想定される地震のアスペリティの位置・大きさ・数、アスペリティ・背景領域の平均すべり量・応力降下量、すべり速度時間関数及および f_{max})、その他の断層パラメータ (破壊開始点、破壊伝播様式など) の 3 つに分けられる。それぞれのパラメータを与える手続きが以下に示される。なお、 f_{max} は加速度震源スペクトルの高周

波限界遮断周波数である。

3) 巨視的 (outer) 断層パラメータ

(1) 起震断層の特定

はじめに、活断層マップから同時に活動する可能性の高い断層セグメント (長さ l , 走向 ϕ) を特定する。巨視的断層パラメータは図 8 に示される手続きに従って推定される。断層破壊が同時期に複数のセグメントに及ぶときは、それらのセグメントをグルーピングして 1 つの地震とみなす。断層の傾斜角 θ は断層露頭あるいは断層を横断する測線での反射法探査による地下構造断面から推定される。

(2) 断層長さ (L) : 各セグメントの長さの総計で決定

地質・地形・地理学的調査に基づき推定する。断層がセグメントに分かれている場合、同時に活動する可能性の高いセグメントの長さの総計を L とする (図 8 の Step 1)。

(3) 断層幅 (W) : 地震発生層の厚さに関係

断層幅は先に示したように断層長さの関数として (8) 式から推定される (図 8 の Step 2)。地震発生層の浅さ限界と深さ限界は高感度地震観測網によって決められた微小地震の震源分布から推定される (Ito, 1999)。精度良い微小地震の震源分布が得られないときは地殻の P 波速度, S 波速度構造を参考に決める (武田, 1997MS)。深さ限界は反射層の存在にも関係づけられる (Ito, 1999)。

(4) 地震モーメント (M_0) の評価

このようにして推定された断層長さ L と断層幅 W から断層面積 $S (=LW)$ が求められる。地震モーメント M_0 は震源断層の面積との経験的關係 (図 8 の Step 3, (9) 式参照) より求められる。ただし、前に述べたように S - M_0 關係を示す (9) 式は適用限界があると考えられる。 M_0 が 7.5 を越えるような大地震を想定するときは Wells and Coppersmith (1994) によりコンパイルされた S - M_0 關係式などを補助的に考慮する必要がある。

複数の地震セグメントが同時に動く場合は、地震セグメントの面積の総和を震源断層の面積とし、(9) 式を用いて全体の総地震モーメント M_0 を算定する。個々のセグメントへの地震モーメントの振

り分けは、すべてのセグメントで平均応力降下量が一定とするか、平均変位量を一定とするかで異なってくる。平均応力降下量を一定とする式は (10) 式に示される。

$$M_{0i} / S_i^{1.5} = \text{一定} \quad (10)$$

ここで、 M_{0i} と S_i は i 番目のセグメントの地震モーメントと断層面積である。

4) 断層破壊の不均質性

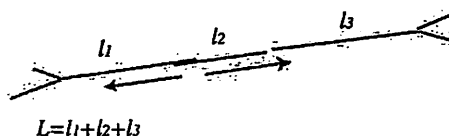
—微視的 (inner) 断層パラメータ—

(1) アスベリティのモデル化

断層面のすべり分布を求める震源インバージョンの解析では、想定する断層破壊面は一般に大きく設定される。したがって、破壊域はインバージョンの結果を基に再定義する必要がある。Somerville *et al.* (1999) は、はじめに解析用に想定された断層面全体の平均すべり量 D_m を求め、想定断層面の中の各列または行の平均すべり量が D_m の 0.3 倍以下ならばその行または列を順に削除し、正味の破壊域の大きさを定義した。(図 2 から図 7 での震源インバージョンを用いた断層破壊域は、この定義に従って決められたものである。) 以下、この破壊域が断層面積に対応すると考える。アスベリティは断層破壊面上の領域で、平均すべり量に比べて大きなすべりを伴った領域である。ここでは、すべり量が全破壊伝播面での平均すべり量のある基準で上回る長方形領域をアスベリティと定義する。アスベリティを長方形と定義するのは、今後発生する地震のすべりモデルを長方形アスベリティを用いて容易に作成するためである。まず、すべり量が破壊域全体の平均すべり量の 1.5 倍以上よりも大きくなる断層要素をすべて含む様に大きな矩形のアスベリティを定義する。そして、その中の行 (横 1 列) あるいは列 (縦 1 列) に沿って平均したすべり量が破壊域全体の平均すべり量の 1.5 倍に満たなければ、そこでアスベリティを分割する。分割したアスベリティ領域端部の行または列で平均したすべり量が破壊域全体の平均すべり量の 1.25 倍より小さい場合はその行、列をアスベリティ領域から削除することにより、最終的にアスベリティを抽出する。上記の解析結果に基づき断層の微視的震源特性のパラメー

Step 1 Total fault length L

The fault length of the possible earthquake is defined as the sum of lengths of fault segments simultaneously activated.



Step 2 Fault width W

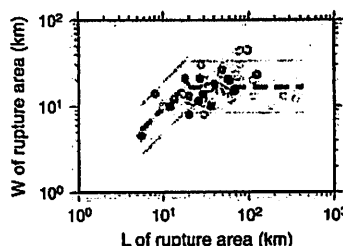
Fault width is related to total fault length.

$$W = kL \quad \text{for } L < W_{\max}$$

$$W = W_{\max} \quad \text{for } L \geq W_{\max}$$

where $W_{\max} = W_s / \sin\theta$, W_s is the thickness of the seismogenic zone.

L vs. W of rupture area



Step 3. Seismic Moment M_0

Seismic Moment is estimated from the empirical relation,

M_0 vs Rupture Area ($S = LW$)

$$S = 2.23 \times 10^{-15} \times M_0^{2/3} \quad \text{for } M_0 < 7.5 \times 10^{25} \text{ dyne-cm}$$

$$S = 4.24 \times 10^{-11} \times M_0^{1/2} \quad \text{for } M_0 \geq 7.5 \times 10^{25} \text{ dyne-cm}$$

Rupture area vs. M_0 --- This study
----- Somerville et al. (1989)

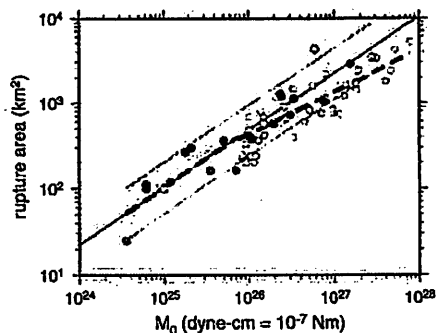


図 8 震源特性化の手続き-その 1: 巨視的断層パラメータの設定。

Step 1 は断層長さ L を定義, Step 2 は断層長さ L と断層幅 W の関係 (太点線), Step 3 は断層面積 ($S=LW$) と地震モーメント M_0 の関係 (太点線) を与える. この結果, シナリオ地震の地震モーメントが与えられる.

Fig. 8 Procedure for making a characterized source model - Part 1: Outer fault parameters.
Step 1: Define total fault length. Step 2: Estimate fault width in relation to the total fault length (thick broken line). Step 3: Estimate total seismic moment in relation to the total fault area (thick broken line).

タとしてのアスペリティが以下のようにモデル化される。

(2) アスペリティ領域の面積

Somerville *et al.* (1999) では, アスペリティ

面積の総和 S_a および最大アスペリティの面積 S_1 がともに地震モーメント M_0 に対して両対数座標上で傾きが $2/3$ の直線にのっているとして,

$$S_a (\text{km}^2) = 5.00 \times 10^{-16} \times M_0^{2/3} (\text{dyne-cm}) \quad (11)$$

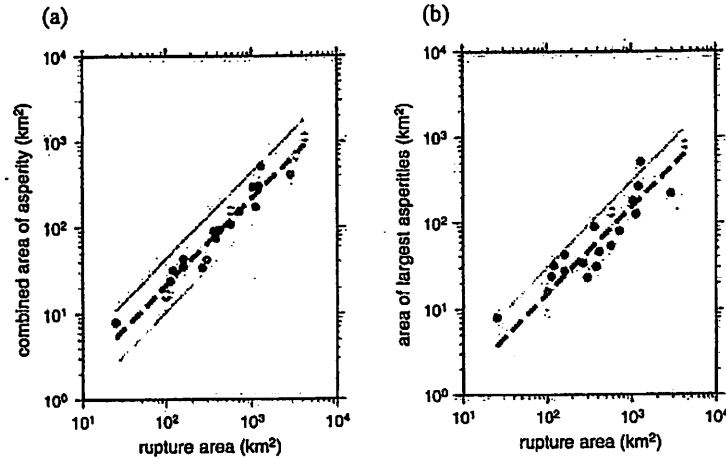


図 9 (a) アスペリテイの総面積と断層面積の関係。

(b) 最大アスペリテイの面積と断層面積の関係。

図中の点線は本研究によって求められた経験的關係式。標準偏差の範囲は灰色の領域で示される。実線は点線の倍半分の値を示す。

Fig. 9 Left: combined asperity area versus rupture area (thick broken line).

Right: area of largest asperity versus rupture area (thick broken line).

Shadow zone shows a range of standard deviation. The thin lines show a factor of 2 and 1/2 for the average.

$S_t(\text{km}^2) = 3.64 \times 10^{-16} \times M_0^{2.3}(\text{dyne-cm})$ (12)
で示される経験的關係式を求めている。この關係式は、アスペリテイの面積も地震モーメントをパラメータとして自己相似型のモデルで表すことができることを意味している。

本研究では Somerville *et al.* (1999) による 15 の内陸地震の解析に加えて、Miyakoshi (2001 私信) によってコンパイルされた最近の 1999 年トルコ・Kocaeli 地震や 2000 年鳥取県西部地震などの地震の解析結果を加え、アスペリテイ面積の総和 S_a および最大アスペリテイの面積 S_t と断層面積の關係を検討した。Somerville *et al.* (1999) と Miyakoshi (2001 私信) によってコンパイルされたパラメータは、ほぼ同様の傾向を示しているののでここでは両者を区別せずに取り扱うことにする。

アスペリテイの総面積 S_a および最大アスペリテイの面積 S_t は断層面積 S に対して、

$$S_a(\text{km}^2) = 0.215 S(\text{km}^2) \quad (13)$$

$$S_t(\text{km}^2) = 0.150 S(\text{km}^2) \quad (14)$$

と表され、図 9 (a) および図 9 (b) にその關係式が示される。それぞれの標準偏差 (σ) は (13) 式が 1.34, (14) 式が 1.75 となる。これらは Somerville *et al.* (1999) による (9) 式および (11) 式, (12) 式から導かれる關係式とほぼ同じ値をとる。

(3) アスペリテイの個数の推定

Miyakoshi and Kagawa (2000 私信) は、Somerville *et al.* (1999) と Miyakoshi *et al.* (2000) により抽出されたアスペリテイの数と地震モーメントや断層長さとの關係を調べた (図 10)。彼らは、Somerville *et al.* (1999) によるアスペリテイの中で断層要素が 2 つからなる小さなものを除いた後 [図 10 で、□: 米国・Whitter Narrows 地震 (M_w 6.0), △: 米国・Morgan Hill 地震 (M_w 6.2), ◇: 米国・Northridge 地震 (M_w 6.7)], 見直しによりアスペリテイの数が増えた [灰色の■米国・Borah Peak 地震 (M_w 6.9)] 地震を含め、再検討した結果を矢印で示した。その結果、アスペリ

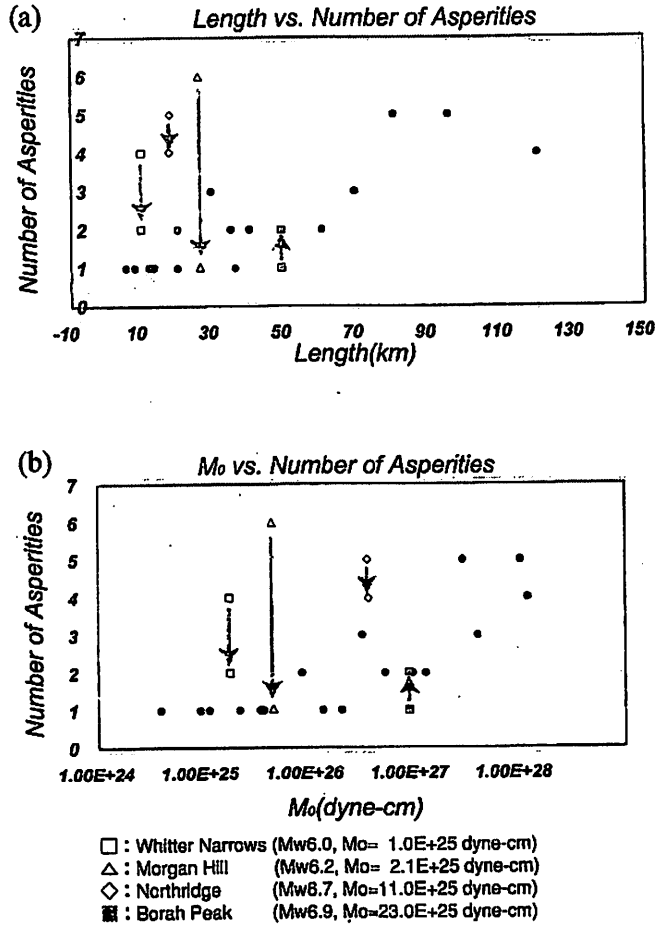


図 10 Somerville *et al.* (1999) によるアスペリティの抽出結果に基づき Kagawa and Miyakoshi (2000 私信) が整理した (a) アスペリティの個数と断層長さの関係と (b) アスペリティの個数と地震モーメントの関係。

Fig. 10 (a) Number of asperities versus total fault length. (b) Number of asperities versus the total seismic moment.

The number of asperities are originally estimated by Somerville *et al.* (1999) and revised by Kagawa and Miyakoshi (2000) by removing too small asperities.

ティは地震モーメントが 10^{26} dyne-cm よりも小さいときは1つで、大きくなると増加することがわかる。同様に、断層長さが 20 km より小さいときは1つで、それよりも大きくなるとアスペリティの数が増加する傾向が顕著にみられるようになった。地震モーメントや断層長さが小さいときにア

スペリティが1つであることは、震源インバージョンの解析における分解能が十分でないためにアスペリティが1つしか抽出されていない可能性がある。

一方、地質調査や震源インバージョンの結果を詳細に比較すると、アスペリティは地震断層のセ

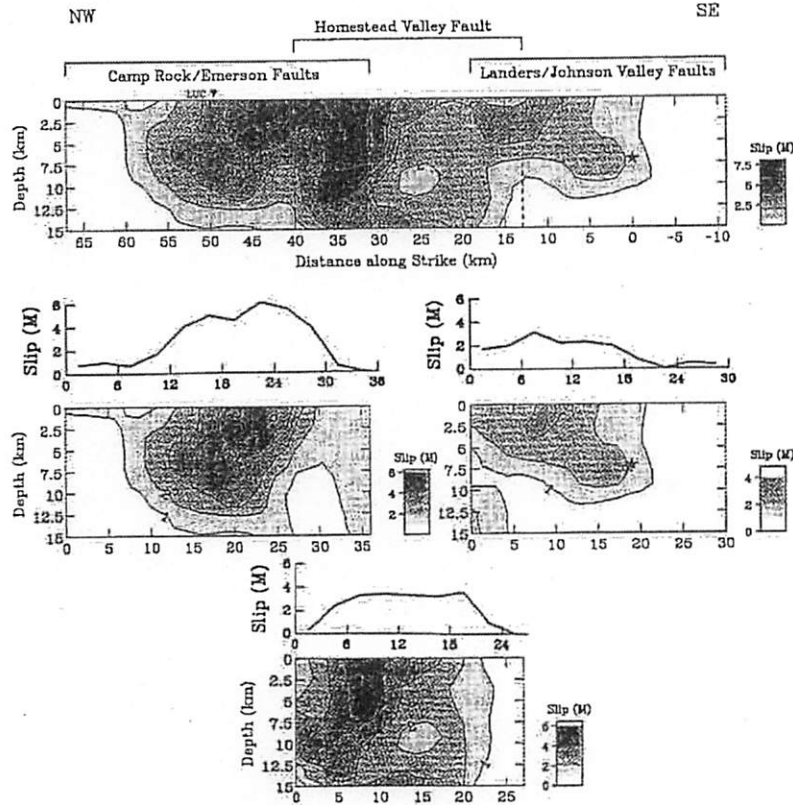


図 11 1992 年 Landers 地震の地震セグメントとアスペリティの位置 (Wald and Heaton, 1994 による)。

上: 断層面を 1 枚に仮定して推定されたすべり分布. 中・下: 断層面を 3 つのセグメントに分けて解析されたすべり分布. 地表変位の測定結果が合わせ示される. 各アスペリティは地表すべりの大きい領域の下に位置している。

Fig. 11 The relationship between the location of asperities and observed surface displacement for the 1992 Landers earthquake (after Wald and Heaton, 1994).

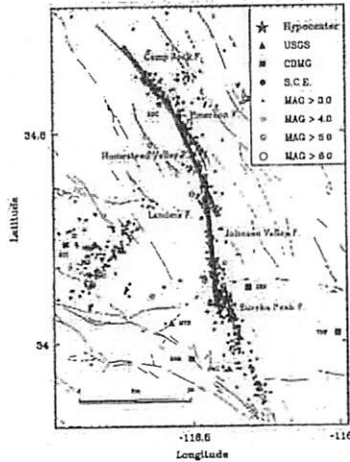
セグメントの数に比例して増えていることがわかる。例えば 1989 年米国・Loma Prieta 地震 (M_w 7.0), 1992 年米国・Landers 地震 (M_w 7.2) や 1995 年兵庫県南部地震 (M_w 6.9) の解析結果ではセグメント数とアスペリティの数はほぼ一致している (Wald *et al.*, 1991; Wald and Heaton, 1994; Sekiguchi *et al.*, 2000)。これらの結果はアスペリティの数が断層の総延長とともに増加する図 10 の傾向と調和的である。1992 年 Landers 地震の断層セグメントとすべり分布の関係が図 11 に

示される。上図に断層面を 1 枚と仮定したときインバージョンで得られたすべり分布, 中図と下図に 3 枚のセグメント仮定して解析されたすべり分布が示される。計測された地表変位はそれぞれのセグメント毎に示されており, 各セグメントに 1 個のアスペリティがあり, 地表変位の大きい場所に対応してその地下にアスペリティが位置しているようにみえる。

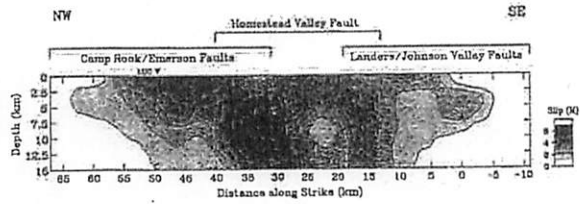
震源断層の微視的断層パラメータは図 12 に従って推定される。ここではアスペリティの数を

Step 4 Number of asperities

Each fault segment has one or two asperities. The asperities in the entire fault rupture are related to the fault segments from the waveform inversion of the source processes, e.g. the 1992 Landers earthquake.



1992 Landers earthquake



Wald and Heaton (1994)



Miyakoshi (2001)

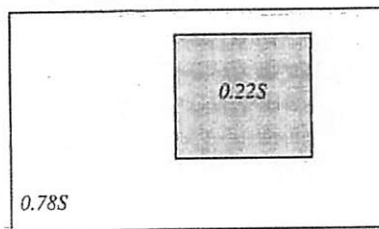
Step 5. Area of combined asperities

The area of each asperity is given following the empirical relationship by Somerville et al. (1999).

Case 1. One asperity area : The asperity area is specified to be 22% of the segment area.

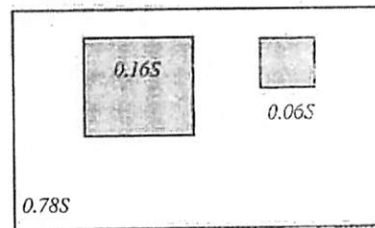
Case 2. Two asperities in a fault-segment: The area of the largest asperity and that of the second one are specified to 16% and 6% of the segment area, respectively.

single asperity



$S_a = 0.22S$

multi asperities



$S_l = 0.16S, S_s = 0.06S$

図 12 震源特性化の手続き-その 2.

Step 4 は断層セグメントの数を基にアスペリティの数を設定する。Step 5 はアスペリティの面積が地震モーメントとアスペリティの総面積の関係および地震モーメントと最大アスペリティの関係から与えられる。

Fig. 12 Procedure for making a characterized source model - Part 2: Inner fault parameters. Step 4: Estimate the number of asperities. Step 5: Estimate the area of combined asperities. Two cases are assumed, one is an asperity for each segment and the other is two asperities for each segment. The asperity sizes are given from two relationships, combined asperity areas versus the fault-segment the area and area of the largest asperity versus the fault-segment area.

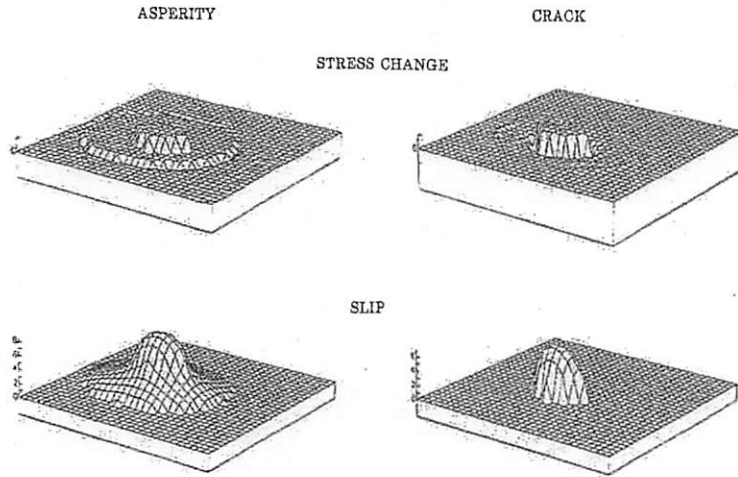


図 13 アスベリティモデル (左) とクラックモデル (右) に対する応力降下 (上) とすべり分布 (下) (Boatwright, 1988 による).

Fig. 13 Stress change (upper) and slip (lower) for the asperity (left) and crack models (right) (after Boatwright, 1988).

次の基準で設定する。

Case A: 単一のセグメントからなる場合

(ア) アスベリティが1つの場合: 地震モーメントに対する断層面積とアスベリティの総面積の経験的關係式 (Somerville *et al.*, 1999) より, セグメントの破壊域の22%をアスベリティの面積と設定する。

(イ) アスベリティが2つの場合: 地震モーメントに対する断層面積と最大アスベリティ面積の経験的關係式 (Somerville *et al.*, 1999) から, セグメントの破壊域の16%を最大アスベリティの面積, 6% (アスベリティの総面積から最大アスベリティ面積を引いたもの) を第2アスベリティの面積とする。

Case B: 複数のセグメントからなる場合

(ア) セグメント毎にアスベリティを1つ設定する場合: 各セグメントでその領域面積の22%をアスベリティの面積と設定する。

(イ) セグメント毎にアスベリティを2つ設定する場合: 各セグメントでその領域面積の16%と6%の2つのアスベリティを設定する。

Case A, B ともに (1) と (2) のどちらを採用すべきかの決め手はいまのところはない。

(4) アスベリティでの応力降下量の推定

アスベリティにおける応力降下量は, 円形クラックモデルとアスベリティモデルの2つのモデルを用いて評価される。両モデルの応力降下量とすべり分布の模式的關係は図13に示される。

a. 単一円形クラックモデルを用いた応力降下量の評価: 無限媒質中の円形クラックの静的な応力降下量 (Eshelby, 1957) は

$$\Delta\sigma_c = 7\pi/16 \cdot (\mu D/r) \quad (15)$$

で与えられる。ここで, D は平均すべり量, r はクラックの半径である。

$M_0 = \mu DS$ および $S = \pi r^2$ の關係から,

$$\Delta\sigma_c = 2.436M_0/S^{3/2} \quad (16)$$

となる。

震源のモデル化で得られたアスベリティが1つの場合, Somerville *et al.* (1999) に従ってアスベリティの面積は (11) 式に従うと仮定すると, そこから生じる地震モーメントは $M_{0a} = 0.44M_0$ となる。このアスベリティを半径 r の円形クラックに置き換えて (16) 式で得られた値を代入すると, 応力降下量は,

$$\Delta\sigma_c = 9.64 \text{ MPa} \quad (17)$$

と見積もられる。

b. 単一アスペリティモデルを用いた応力降下量の評価：Das and Kostrov (1986) と同様に、応力を負担しない半径 R の円形の背景領域の中に半径 r ($r < R$) の単一のアスペリティ (応力降下 $\Delta\sigma_a$) からなるモデル (総地震モーメント M_0^t) を考える。そのとき断層面でのすべり分布は模式的には図 14 のようになり、アスペリティでの応力降下量は総地震モーメントと関係して、

$$\Delta\sigma_a = (7/18)M_0^t / (Rr^2) \quad (18)$$

と与えられる (壇ほか, 2001)。実際にはアスペリティが半径 R の円形のどこにあるかでこの関係式の係数は異なり、壇ほか (2001) はその期待値を与えている。全破壊域 $S = \pi R^2$ 、アスペリティの面積 $S_a = \pi r^2$ 、 $S_a = 0.22 S$ 、および (9) 式と (11) 式を上 (18) 式に代入すると、

$$\Delta\sigma_a = 9.35 \text{ MPa}$$

となり、ほぼ同様の値となる。

c. 複数のアスペリティが存在するときの応力降下量：入倉・三宅 (2000) は、多重クラックモデルを仮定して、複数のアスペリティが存在するときの応力降下量の推定方法を示した。例えば、1つのセグメントに2つのアスペリティを想定したときは、アスペリティの面積が断層面積の16%と6%の大・小2つのアスペリティを考え、そこでの応力降下を一定となるように地震モーメントを配分すると、応力降下量は約12.6MPaと推定され、地震モーメントはそれぞれ0.358 M_0^t と0.082 M_0^t となる。壇ほか (2001) は多重アスペリティモデルを仮定してアスペリティの応力降下量の推定方法を示した。それによると全破壊域の面積に対するアスペリティの総面積の割合が一定ならば、応力降下量は常に一定となる。

d. 背景領域の応力降下量：bに示されたアスペリティモデルは背景領域の応力降下は定義されない。従って背景領域でも応力降下が生じるモデルを想定する場合、便宜的な方法として円形クラックの式を準用して背景領域の実効応力 σ_{ab} を求める。

$$\sigma_{ab} = 2.436M_{0b} / S_b^{3/2} \quad (19)$$

ここで M_{0b} と S_b は背景領域の地震モーメント ($M_{0b} = M_0 - M_{0a}$) と面積 ($S_b = S - S_a$) である。

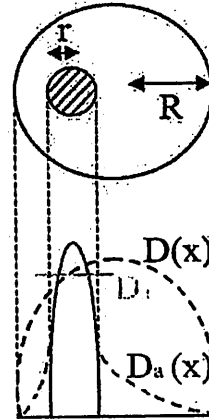


図 14 アスペリティモデルの模式的すべり分布。全破壊域の半径を R 、その中に半径 r の領域で応力降下 $\Delta\sigma_a$ が生じたときのすべり分布が $D_a(x)$ となる。この時のアスペリティ部分における平均すべり量は D_a は、半径 R のクラックモデルに対するすべり分布 $D(x)$ の平均値と同じ値が与えられる。

Fig. 14 Schematic slip distribution for a single asperity model.

$D(x)$ and $D_a(x)$ are slip distribution for a circular crack model and a single asperity model (radius of the total rupture area R and that of the asperity r), respectively. When stress drop at the asperity is assumed to be $\Delta\sigma_a$, the average slip at the asperity is given as D_a . D_a and is taken to be an average of $D(x)$.

Das and Kostrov (1986) で定義されたアスペリティモデルでは背景領域の応力降下量はゼロとされており、上の背景領域の実効応力の物理的意味は不明確である。上の式の実効応力はすべり速度に比例する量として導入された量である (Brune, 1970)。震源インバージョンのすべり分布から計算される応力降下量はアスペリティの外ではゼロあるいはマイナスの値をとることがある (例えば, Bouchon et al., 1998)。しかしながら、最近のアスペリティモデルの破壊過程に関するシミュレーションの計算から、応力降下をゼロと設定されたアスペリティの外側 (背景領域) においてもすべり時間関数が振幅は小さいが立ち上がり急峻な Kostrov 型 (Kostrov, 1964) の形状を示すことがわかってきた (例えば, 中村・宮武, 2000)。このことは応力がゼロとした背景領域からもアスペリティに比べて振幅は小さいが地震動を生成す

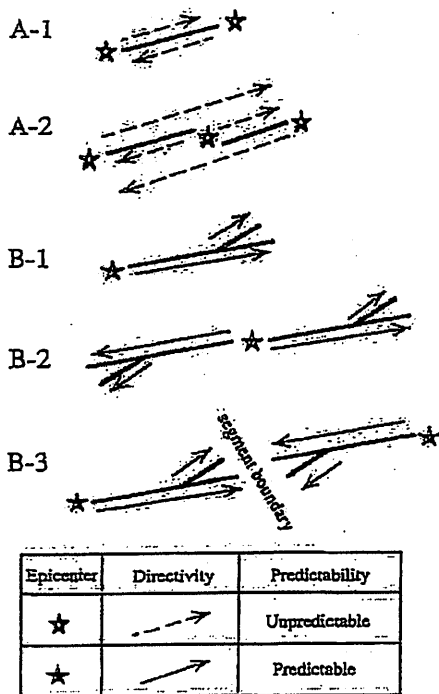


図 15 断層の分岐形態と断層破壊の始まり・破壊伝播方向の関係 (中田ほか, 1998 による).

Fig. 15 Illustrative models of fault branching and rupture propagation (after Nakata et al., 1998).

ることを意味している。したがって、(19) 式の実効応力はすべり速度に比例して地震動の生成を考えるための便宜的な値と考えるべきものである。背景領域からの地震動を加えることにより断層面全体からの総地震モーメントが整合的に与えられる。

(5) アスペリティの幾何学的位置

アスペリティは、地表で断層変位が大きいと確認された個所や試算を行う地点に影響が大きい個所に暫定的に配置されることが多い。現状では、地震前にアスペリティの幾何学的位置を特定することは難しい。今後、活断層調査で断層面に沿った変位分布のマップなどが作成できればアスペリティの位置の情報として有効であると考えられる。

5) その他の震源断層パラメータ

(1) 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人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場所を見つけることができる、と報告している。

また中田ほか (1998) は、図 15 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) 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分か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。

(2) 破壊伝播様式

これまでになされた強震動シミュレーションの解析から、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ことがわかってきた (例えば、Kamae and Irikura, 1998)。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。

V. 特性化震源モデルに基づく強震動シミュレーション

1) 特性化震源モデルの有効性

強震動記録や遠地地震記録を用いた震源イン

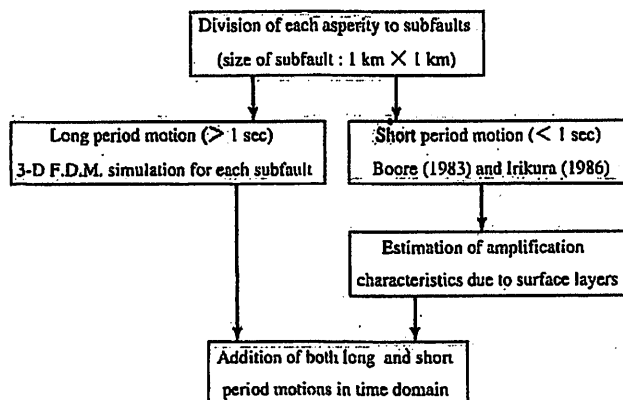


図 16 ハイブリッド法を用いた強震動の合成のフローチャート。

Fig. 16 Flow chart of simulating strong ground motions using a hybrid scheme.

バージョンにより、地震時の断層面上のすべり分布が不均質であることはすでに述べたように良くわかってきた。Somerville *et al.* (1999) は震源インバージョンの結果を基に一定の判断基準を導入して、全断層破壊域とアスペリティ領域の抽出方法を提案した。ここでは彼ら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。Miyakoshi *et al.* (2000) は、Somerville *et al.* (1999) の方法で特性化された震源モデルを用いて理論的に計算された波形は、震源インバージョンと同様の周期範囲に限れば観測波形と良く一致することを示した。しかしながら、特性化された震源モデルが工学的にも重要な短周期も含む広帯域の強震動波形の合成に有効かどうかの検証はいまだ十分にはなされていない。

1995年兵庫県南部地震で被害の源になったのは周期1秒のパルス波と考えられてる(例えば、川瀬, 1998; 境ほか, 1998)。地震災害の軽減のためには周期1秒を含む広帯域の強震動の予測が必要とされる。そのためには震源モデルのみならず、伝播経路や観測点近傍の地下構造に基づいて評価されるグリーン関数が短周期に十分な精度を有するものでなければならない。一般的には周期1秒よりも短周期までのグリーン関数を理論的に

評価するに十分な3次元地下構造モデルの推定はきわめて困難である。

現実的には広帯域の強震動をシミュレーションするための最も精度良い方法は経験的グリーン関数法であると考えられる(例えば、Irikura, 1986)。Kamae and Irikura (1998) は1995年兵庫県南部地震の強震動が3つのアスペリティからなる特性化震源モデルを用いてシミュレーションされた合成波形と良く一致することを示した。また、池田ほか (2001) は、2000年鳥取県西部地震について同様の手法で2つのアスペリティで特性化された震源モデルが観測記録を良く説明することを示した。しかしながら、経験的グリーン関数法は適切な小地震記録が得られないと適用できないという致命的な限界がある。

この問題を克服するため、最近、理論的方法と半経験的方法の特徴を組み合わせるハイブリッドグリーン関数法またはハイブリッド法による強震動シミュレーションが広く行われるようになった(Kamae *et al.*, 1998; 入倉・釜江, 1999)。ハイブリッド法は、図16のフローチャートで示されるように、1秒よりも長い周期帯域に対しては3次元FDMやFEMなどの理論的手法を用いて厳密に理論計算を行い、短周期帯に対しては統計的グリーン関数法などではじめに小地震の記録を計

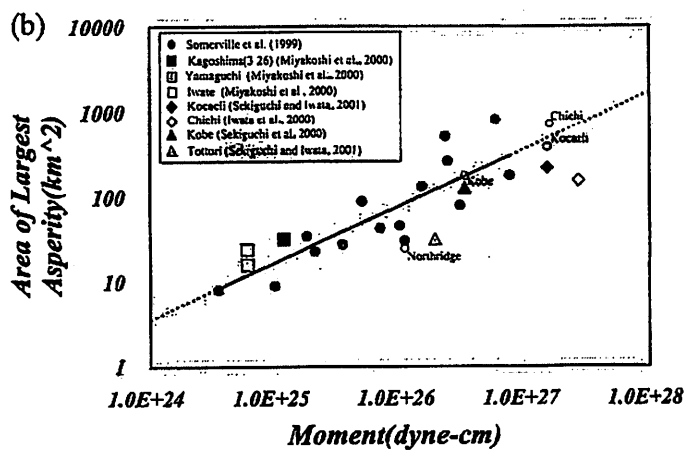
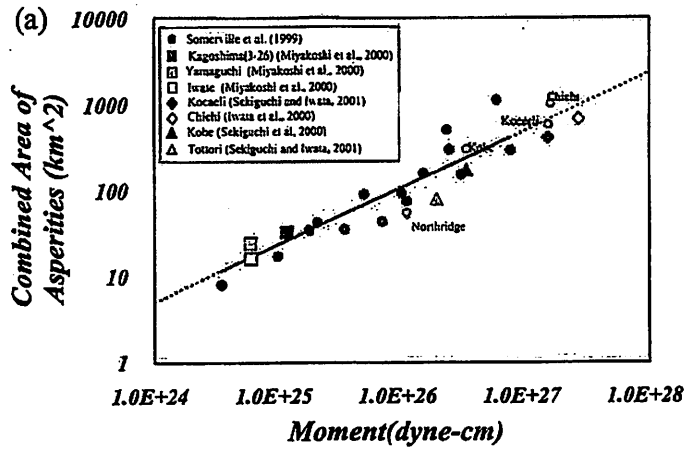


図 17 震源インバージョンの結果を基に抽出された特性化震源モデルのアスペリティ総面積 (a) および最大アスペリティ面積と地震モーメントの関係 (b) (Miyakoshi, 2001 私信による)。

黒線は Somerville *et al.* (1999) によって傾きを 2/3 に固定して得られた回帰式を示す。広い周波数帯域における強震動シミュレーションから推定された最適震源モデルが白丸印で示される。

Fig. 17 (a) Relationship between combined area of asperities and seismic moment based on slip distributions. (b) Relationship between area of the largest asperity and seismic moment based on slip distributions estimated by the waveform inversion. (after Miyakoshi, 2001 personal communications)

The solid lines show a least-square fit under the constraint of self-similarity (slope=2/3) by Somerville *et al.* (1999). The combined asperity area and the largest asperity area are plotted by white circles determined from comparison between the synthetic and observed waveforms in the broad-band frequency range analyses.

算したのち経験的グリーン関数法によって大地震の強震動を計算し、次に両者を足し合うことで大地震の広い周波数帯域における強震動の推定を行うものである。これらのハイブリッドグリーン関数法やハイブリッド法を用いて、1995年兵庫県南部地震 (Kamae *et al.*, 1998)、1999年トルコ・Kocaeli地震 (Kamae and Irikura, 2000) や1999年台湾・Chi-Chi地震の強震動のシミュレーションがなされ、観測記録との比較により最適な特性化震源モデルが推定されている。

ハイブリッドグリーン関数法およびハイブリッド法により検証された特性化震源モデルのアスペリティの総面積および最大アスペリティの面積が図17に白丸印 (1994年米国・Northridge地震、1995年兵庫県南部地震、1999年トルコ・Kocaeli地震、1999年台湾・Chi-Chi地震) で示される。何れの地震も強震動を推定するための最適震源モデルは Somerville *et al.* (1999) で示されたアスペリティ面積と地震モーメントの自己相似の関係をほぼ満足していることがわかる。このことは、特性化震源モデルが強震動を評価するための震源断層モデルとして有効であること、さらにそのために必要とされるすべり分布の不均質特性、すなわちアスペリティモデル、が一定の相似則により予測可能なことを示している。

2) 1948年福井地震の強震動の再現

50年前に福井市およびその周辺地域に大災害をもたらした1948年福井地震は福井市近郊を走る活断層に起因する内陸地震で、いわゆる都市直下地震の1つであった。この地震の規模は気象庁マグニチュード (M_{JMA}) 7.1で、1995年兵庫県南部地震 (M_{JMA} 7.3) とほぼ同じであった。福井地震のときに被害 (図18) を引き起こした強震動がどのようなものであったかに関する研究は殆どなされていない。その理由は震源域近傍で地震動が全く記録されていないことにある。日本の多くの都市が福井市同様に活断層に囲まれていることを考えると福井地震の強震動の検討は重要である。

この地震の震源断層メカニズムに関して菊地ほか (1999) は、近距離での低倍率地震計記録を用いた解析により西下りの正断層モデル (走向

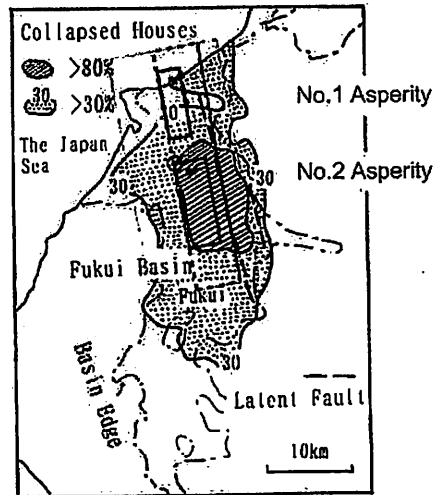


図18 1948年福井地震の木造家屋全壊率の分布 (北陸震災調査特別委員会, 1951; 武村, 1998) と想定震源モデル。

想定震源域 (大きな長方形) に2つのアスペリティ (No.1とNo.2) が設定された。

Fig. 18 Map showing the percentage of collapsed frame-houses (The Special Committee for the Damage Survey of the Hokuriku Earthquake, 1951; Takemura, 1998) and location of the assumed source model for the 1948 Fukui earthquake. Two asperities (No.1 and No.2) on the fault plane are taken.

170°, 傾斜角 70°, すべり角 - 10°) が妥当であるとしている。これまでに行われた解析では、地震モーメントが $1.8 \times 10^{19} \text{Nm}$ から $3.3 \times 10^{19} \text{Nm}$ の範囲に推定されているため、ここでは、それらの値の中間に近い $2.6 \times 10^{19} \text{Nm}$ を仮定した。福井地震の強震動を再現するための不均質断層モデルは、強震動予測のレシピに従って地震モーメントから全破壊域とアスペリティの面積を推定することにより、演繹的に与えられる。想定された震源パラメータは、全断層面積 ($S=908 \text{km}^2$)、アスペリティの総面積 ($S_a=204 \text{km}^2$)、最大アスペリティの面積 ($S_m=148 \text{km}^2$)、アスペリティの数 (2つ) である。断層面内での各アスペリティの位置は経験的關係式から決められないので、菊地ほか (1999) に対応させて、図18に示されるように、第1イベント ($7 \times 8 \text{km}^2$) は北側の深いところ

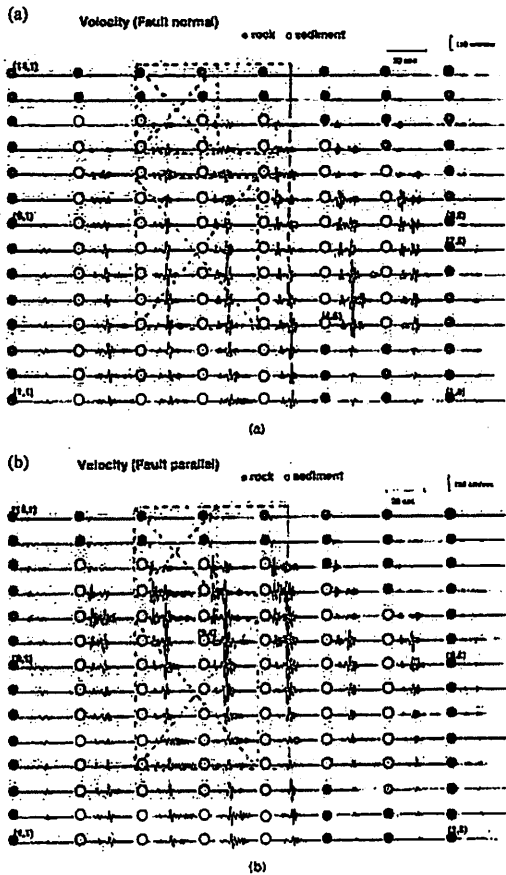


図 19 正断層震源解(菊地ほか, 1999)を基に構築された特性化震源モデルを用いて計算された1948年福井地震の強震動。(a)は断層直交成分, (b)は断層平行成分を示す。計算領域は長方形の実線で囲まれた領域(1,1)~(14,8)のグリッドに分けられており, ●は岩盤点, ○は堆積層上の点に対応する。破線でXマークが付されたところは2つのアスペリティの地表投影に対応する。(入倉・釜江, 1999による)

Fig. 19 Distribution of simulated velocity ground motions using the characterized source model assumed normal-fault model by Kikuchi *et al.* (1999), (a) fault-normal component and (b) fault-parallel component. The study area is shown from the grid point (1,1) to (14,8). The rectangles correspond to the surface projection of the source area. Site conditions are classified by solid circles for rock and by white circles for sediment. (after Irikura and Kamae, 1999)

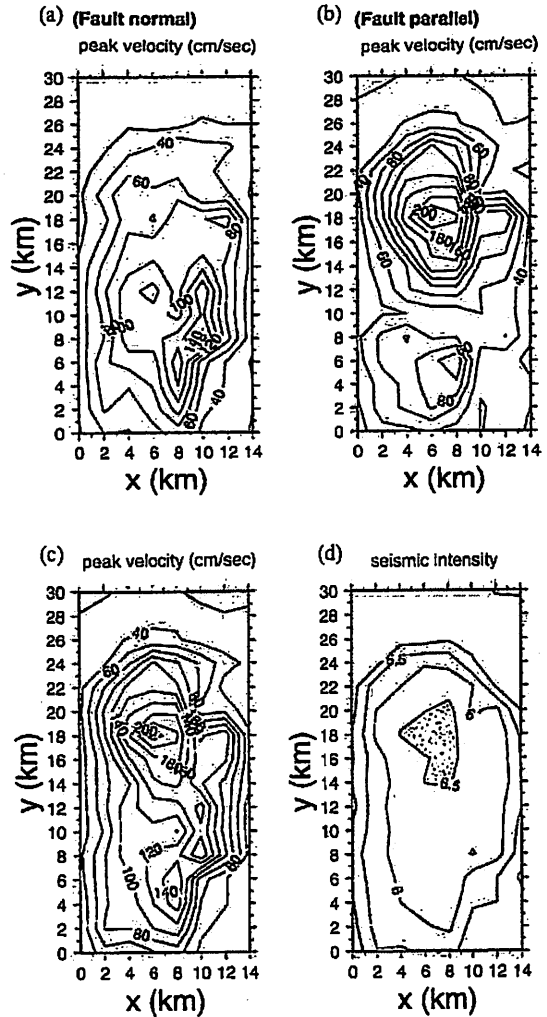


図 20 正断層を仮定した特性化震源モデルに対して計算された強震動。(a)断層直交方向の最大速度分布, (b)断層平行方向の最大速度分布, (c)ベクトル合成された最大速度分布, (d)計測震度分布をそれぞれ示す。(入倉・釜江, 1999による)

Fig. 20 Map showing contours of simulated velocity motions. (a) fault-normal component, (b) fault-parallel component, (c) peak ground velocity, and (d) measured seismic intensity. (after Irikura and Kamae, 1999)

(深さ 7~15 km), 第 2 イベント (12 × 12 km²) が福井地震で最も被害の集中した地域の直下 (深さ 3~15 km) にあるとし, 破壊は北から南へ進行すると仮定した。

この震源モデルに対する合成速度波形の断層平行成分が図 19 に示される。断層面上の上盤側に大きな速度振幅をもつ震動が広がり, 最大で約 227 cm/s (座標点 (9,4)), 岩盤上の地震動の最大速度は約 35 cm/s となっている。断層直交成分と断層平行成分の最大速度の分布は図 20 (a) と図 20 (b) に示される。断層直交成分が南側で大きいのは北から南への破壊伝播の指向性効果によるものである。最も震動が大きいのは盆地中央部の断層平行成分 (図 20 (b)) となっている。このことは被害報告で盆地中央部における建物の転倒方向が断層平行方向になっていることに対応している。ベクトル合成された速度震動の最大値の空間分布が図 20 (c), 計測震度が図 20 (d) にそれぞれ示される。図 18 の全壊率 30% の領域は地震動の最大速度の 80~100 cm/s のコンターにほぼ対応し, 計測震度でほぼ震度 6 強と評価された領域に対応する。

ここで推定された強震動の最大速度の大きい領域 (例えば 80 cm/s 以上) は福井平野のほぼ全域に広がっており, 1995 年兵庫県南部地震の際に生じた「震災の帯」のような震源断層に平行した帯状の被害集中域は現れない。これは, 福井地震の震源断層は厚い堆積層の下にあったため, 非常に広い領域で振幅の大きい強震動が生成されたためと考えられる。このことは被害予測を行うためには震源のモデル化と同時に, 想定する震源断層を取り巻く堆積層の 3 次元構造の把握が重要なことを示している。

VI. おわりに

強震動記録や遠地地震記録を用いた高精度の線形波形インバージョンによる断層すべり分布の研究結果が最近少しずつ蓄積し, 統一的な基準を用いたすべりの分布の統計的解析が可能になってきた (例えば Someville *et al.*, 1999)。この結果, 断層長さ, 幅や平均変位のような巨視的断層パラ

メータに加えて, すべり分布の不均質性を表す微視的断層パラメータも地震モーメントに関して自己相似な関係にあることが確認された。しかしながら解析された最大の地震規模は M_w 7.2 であるため, より大きな地震への適用の可能性は試されていない, という問題があった。

巨視的断層パラメータに関して, Wells and Coppersmith (1994) によりコンパイルされたデータ (余震分布, 活断層情報や測地学的データから推定されたもの) を加えて, 断層パラメータに関するスケーリング則の再検討を試みた。その結果, M_w が 7.5 を超えるような大きな地震で, Wells and Coppersmith (1994) による断層面積は Somerville *et al.* (1999) の断層面積と地震モーメントについての経験式 ($S \propto M_w^{2.9}$) に比べて系統的に小さくなることがわかった。また, 断層幅が飽和するような大きい地震で断層面積が $M_w^{1.2}$ に比例するようになる (Shimazaki, 1986) ことがわかった。よって M8 クラスの地震について断層面積から地震モーメントを推定するときには上の関係に基づくばらつきを考慮することが必要とされる。

強震動予測のための震源特性化の手続きは, 以下のようにまとめることができる。強震動予測のための震源モデルは巨視的断層パラメータ, 微視的断層パラメータ, およびその他のパラメータにより決定論的に与えられる。巨視的断層パラメータとして, 活断層調査により同時に活動する可能性の高い断層セグメントの総和から断層長さ, 地震発生の深さ限界から断層幅, が推定され, 長さ・幅の積から断層面積, そして断層面積と地震モーメントの経験的關係から地震モーメントが推定される。断層の走向と傾斜角は地質・地形・地理学的調査, さらに反射法探査などから推定される。微視的断層パラメータは, 断層面上のすべり不均質性をモデル化するもので, 地震モーメントとアスペリティ面積の総和, 最大アスペリティ面積, アスペリティ個数などに関する経験的關係からアスペリティの面積およびそこで応力降下量が与えられる。

このような震源特性化の手続きの有効性は,

1995年兵庫県南部地震の震源のモデル化およびそれに基づいた経験的グリーン関数法、およびハイブリッドグリーン関数法を用いて合成された強震動が観測記録とよく一致することで検証されてきた (Kamae and Irikura, 1998; Kamae *et al.*, 1998)。さらに1948年福井地震の強震動を推定するための震源のモデル化がこの方法でなされ、ハイブリッド法を用いて計算された強震動の最大速度や計測震度は被害分布と関係づけられることがわかった (入倉・釜江, 1999)。

本研究で提案している強震動予測のためのレシビは、シナリオ地震を想定したときに誰が行っても同じ答えが出ることを目指したものであるが、実際に確定論的に唯一のモデルを作るには困難な場合が多い。より信頼性の高い強震動予測を行うには、アスペリティの位置の設定、地震発生層の浅さ限界の推定、地表地震断層と伏在断層におけるすべり量の関係といった問題点の検証が今後必要であり、そのためには地質学と地震学の研究の融合が不可欠である。

謝 辞

(財)地域地盤環境研究所の宮腰 研氏と香川敬生氏には断層パラメータの解析結果を御提供頂きました。東京大学地震研究所の佐藤比呂志助教授には査読をして頂き、貴重な御意見を頂きました。ここに記して感謝致します。なお本研究は文部科学省振興調整費による「地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究」および文部科学省科学研究費補助金・地域連携推進研究費(2) (課題番号11792026)による研究の一環として行われたものです。

文 献

- Aki, K. (1968): Seismic displacement near a fault. *J. Geophys. Res.*, **103**, 24271-24282.
- Boatwright, J. (1988): The seismic radiation from composite models of faulting. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **78**, 489-508.
- Bouchon, M., Sekiguchi, H., Irikura, K. and Iwata, T. (1998): Some characteristics of the stress field of the 1995 Hyogo-ken Nanbu (Kobe) earthquake. *J. Geophys. Res.*, **103**, 24271-24282.
- Brune, J.N. (1970): Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *J. Geophys. Res.*, **75**, 4997-5009.
- 堀 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.
- Das, S. and Kostrov, B.V. (1986): Fracture of a single asperity on a finite fault: A model for weak earthquakes? In Das, S., Boatwright, J. and Scholz, C.H. eds.: *Earthquake source mechanics*. AGU, Washington, D.C., 91-96.
- Eshelby, J.D. (1957): The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems. *Proc. Roy. Soc.*, **A241**, 376-396.
- Hartzell, S.H. and Heaton T.H. (1983): Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **73**, 1553-1583.
- 北陸震災調査特別委員会 (1951): 福井地震震害調査報告Ⅱ 建築部門. 287p.
- 飯尾能久 (1998): σ_{hmin} —地震発生に関する役割—. 地震 **2**, **50**, 273-281.
- 池田隆明・釜江克宏・三輪 滋・入倉孝次郎 (2001): 2000年鳥取県西部地震の震源モデルの再検討. 日本地震学会講演予稿集 2001年秋季大会, A74.
- Irikura, K. (1986): Prediction of strong acceleration motions using empirical Green's function. *Proc. 7th Japan Earthq. Eng. Symp.*, 151-156.
- 入倉孝次郎・釜江克宏 (1999): 1948年福井地震の強震動—ハイブリッド法による広周期帯域強震動の再現—. 地震 **2**, **52**, 129-150.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵 (2000): 強震動予測のための断層震源の特性化の手続き. 文部省科学研究費 (No.08248111) 特定領域研究 (A) 計画研究 A1 報告書「活断層の危険度評価と強震動予測」, 128-145.
- Ito, K. (1999): Seismogenic layer, reflective lower crust, surface heat flow and large inland earthquakes. *Tectonophysics*, **306**, 423-433.
- Iwata, T., Sekiguchi, H. and Pitarka, A. (2000): Source and site effects on strong ground motions in near-source area during the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake. *EOS, Trans. AGU*, **82**, 882.
- Kamae, K. and Irikura, K. (1998): Source model of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake and simulation of near-source ground motion. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **88**, 400-412.
- Kamae, K. and Irikura, K. (2000): Simulation of broad-band strong ground motions from recent large inland earthquakes. *EOS, Trans. AGU*, **81**, 149.
- Kamae, K., Irikura, K. and Pitarka, A. (1998): A Technique for simulating strong ground motion using hybrid Green's function. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **88**, 357-367.
- 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, **68**, 702-709.
- Kanamori, H. and Anderson, D.L. (1975): Theoretic-

- cal basis of some empirical relations in seismology. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **65**, 1073-1095.
- 川瀬 博 (1998): 震源近傍強震動の地下構造による増幅プロセスと構造物破壊能—1995年兵庫県南部地震での震災帯の成因に学ぶ—。第10回日本地震工学シンポジウムパネルディスカッション資料集, 29-34.
- 菊地正幸・中村 操・山田 眞・伏見 実・巽 蒼樹・吉川一光 (1999): 1948年福井地震の震源パラメータ—1倍強震計記録の解析—。地震2, **52**, 121-128.
- Kostrov, B.V. (1964): Self-similar problems of propagation of shear cracks. *J. Appl. Math. Mech.*, **28**, 1077-1087.
- 松田時彦 (1975): 活断層から発生する地震の規模と周期について。地震2, **28**, 269-284.
- Miyakoshi, K., Kagawa, T., Sekiguchi, H., Iwata, T. and Irikura, K. (2000): Source characterization of inland earthquakes in Japan using source inversion results. *Proc. 12th World Conf. Earthq. Eng., Auckland, New-Zealand*, 8p. (CD-ROM).
- 中村洋光・宮武 隆 (2000): 断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式。地震2, **53**, 1-10.
- 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, **107**, 512-528.
- 境 有紀・南 忠夫・壁谷澤寿海 (1998): 地震動の性質と建物被害との関係。構造工学論文集, **44B**.
- 関口春子・岩田知孝 (2001): 震源過程が支配する震源近傍強震動—2000年鳥取県西部地震—。日本地震学会講演予稿集 2001年度秋季大会, A73.
- Sekiguchi, H. and Iwata, T. (submitted): Rupture process of the 1999 Kocaeli, Turkey, earthquake using strong motion waveforms. *Bull. Seism. Soc. Am.*
- Sekiguchi, H., Irikura, K. and Iwata, T. (2000): Fault geometry at the rupture termination of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **90**, 974-1002.
- 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.
- 島崎邦彦 (2000): 地震はどのように繰り返すか。科学, **70**, 51-57.
- 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.
- 武田哲也 (1997MS): 人工地震データの再解析による中部日本の地殻構造の解明。東京大学大学院理学系研究科地球惑星物理学専攻修士論文。
- 武村雅之 (1990): 日本列島およびその周辺地域に起こる浅発地震のマグニチュードと地震モーメントの関係。地震2, **43**, 257-265.
- 武村雅之 (1998): 日本列島における地殻内地震のスケールリング則—地震断層の影響および地震被害の関連—兵庫県南部地震の発生過程—。地震2, **51**, 211-228.
- Takemura, M., Ikeura, T. and Sato, R. (1990): Scaling relations for source parameters and magnitude of earthquakes in the Izu Peninsula region, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, **32**, 77-89.
- Wald D.J. and Heaton, T.H. (1994): Spatial and temporal distribution of slip of the 1992 Landers, California earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 668-691.
- Wald, D.J., Helmburger, 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.*, **81**, 1540-1572.
- Wells, D.L. and Coppersmith, K.J. (1994): New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 974-1002.

(2001年11月2日受付, 2001年11月16日受理)