

## 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構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、結果として構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な構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、それぞれの構造物・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方の重要性にある。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。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

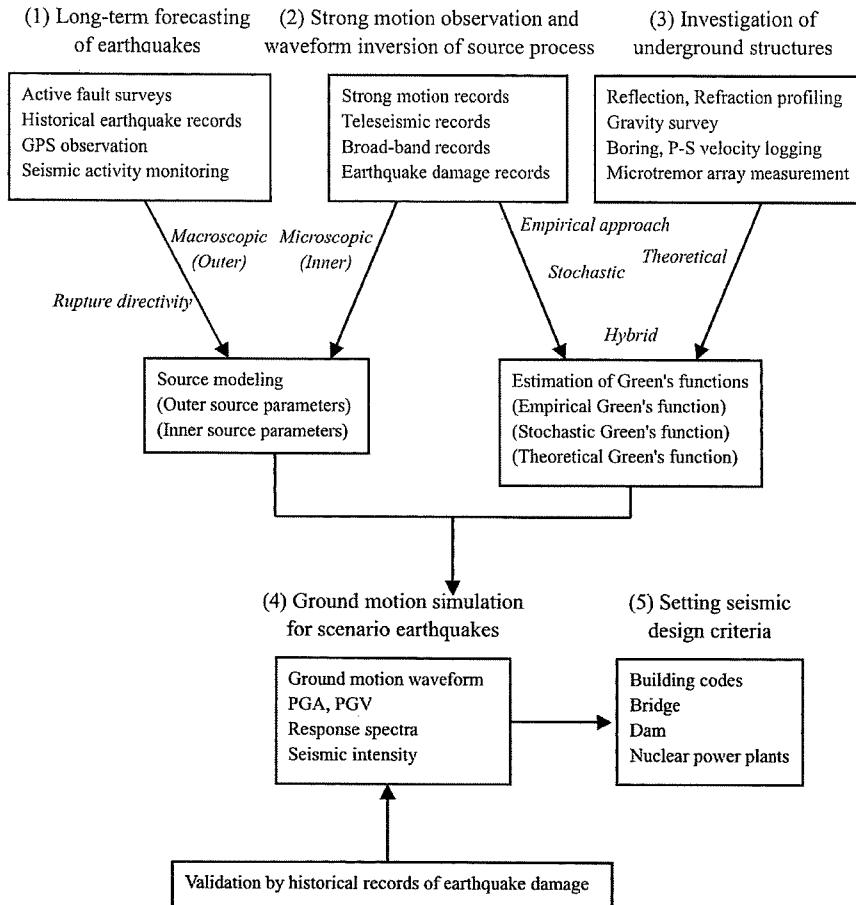


図 1 シナリオ地震に対する強震動予測の枠組み。

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、これまでの大震災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层面での動きで、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つてきた。さらに、地震災害に関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ム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ィの抽出を行い、断層面積と地震モーメントのスケーリング則を求めた。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)）とも両者は比較的良好一致している。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

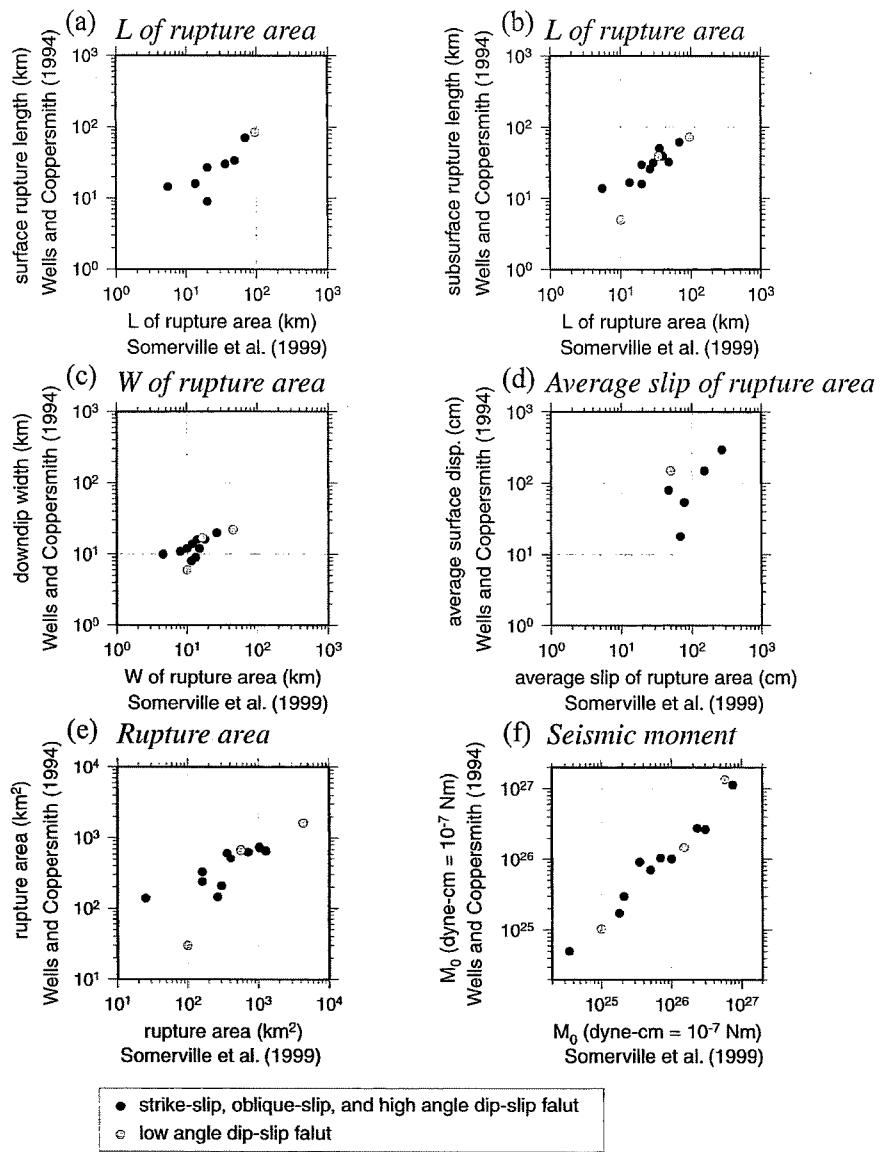


図 2 震源インバージョンの結果から決められた断層パラメータ (Somerville *et al.*, 1999) と余震分布や地表断層調査に基づき推定された断層パラメータ (Wells and Coppersmith, 1994) の関係。(a) 地表地震断層の長さ, (b) 伏在断層の長さ, (c) 断層幅, (d) 平均すべり量, (e) 断層面積, (f) 地震モーメントの比較

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  $7.5 \times 10^{25}$  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<sub>0</sub> 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と地震モーメントの関係式 (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  $7.5 \times 10^{25}$  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  $7.5 \times 10^{25}$  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、 $7.5 \times 10^{25}$  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<sub>0</sub> 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  $7.5 \times 10^{25}$  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が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

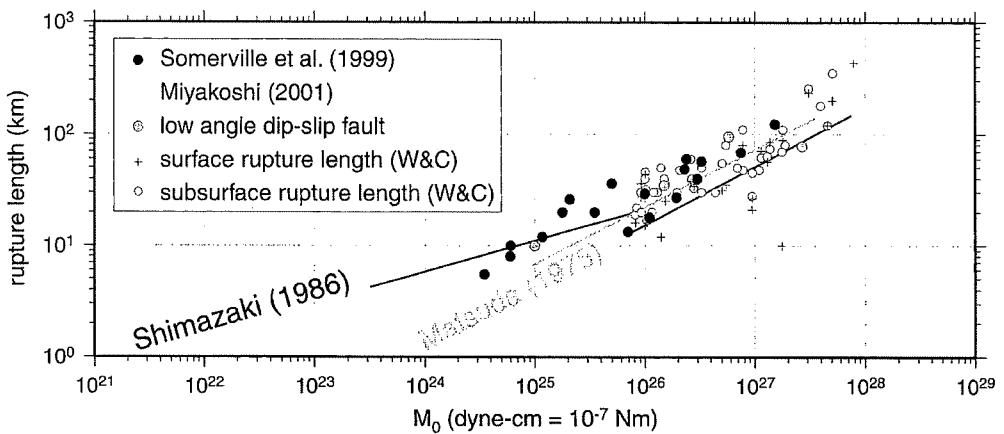


図 3 断層長さと地震モーメントの関係。

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 私信) 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  $7.5 \times 10^{25}$  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  $7.5 \times 10^{25}$  dyne-cm を境として、より小さい地震の断層長さ  $L$  は  $M_0^{1/3}$ 、より大きい地震は  $M_0^{1/2}$  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 complied 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  $7.5 \times 10^{25}$  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見える。

### 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

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

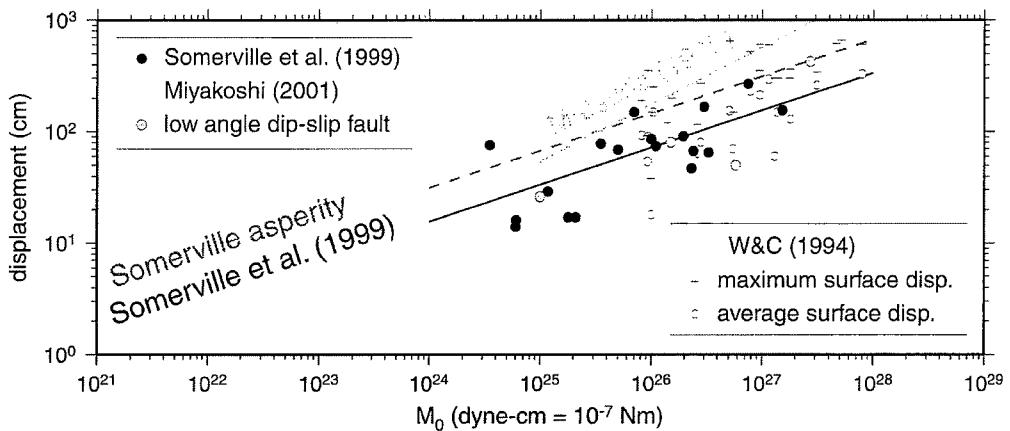


図 4 断層変位と地震モーメントの関係。

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見える。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はほぼ対応しているように見える。

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  $D = M_0 / \mu L W$  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。

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

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。

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

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

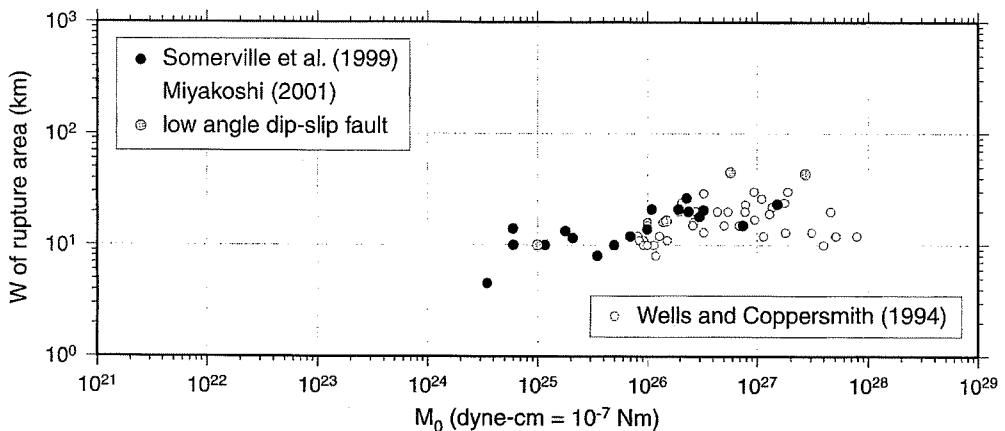


図 5 断層幅と地震モーメントの関係。

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  $15 \sim 25$  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、断層長さと幅の関係を以下の関係式で表現する。

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

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 ( $\sigma$ ) 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、 $W_{\max}=W_s/\sin \theta$ 、 $W_s$ ：地震発生層の厚さ、 $\theta$  は断層面の傾斜角である、 $W_s=H_d - H_s$  で、 $H_d$  と  $H_s$  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  $H_s$  は P 波速度  $5.8 \sim 5.9$  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

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

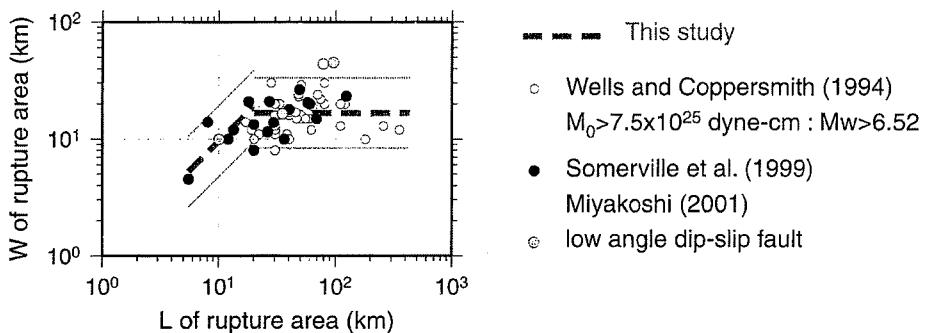


図 6 断層幅と断層長さの関係。  
太点線は本研究で提案する経験式で、断層長さ  $L < 20$  km に対して断層幅  $W = 0.955L$ ,  $L \geq 20$  km に対して  $W = 16.59$  km が得られた。灰色の領域は標準偏差の範囲、実線は点線の倍半分の値を示す。

Fig. 6 Rupture width versus rupture length.  
The thick broken line shows the empirical relationship obtained in this study.  
The shadow ranges  $\sigma$  (standard deviation). The thin solid lines show a factor of  
2 and 1/2 for the average.

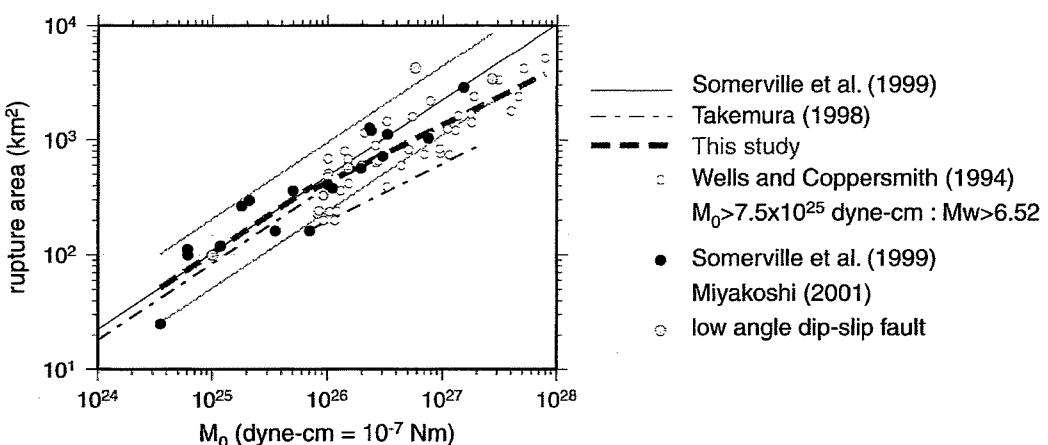


図 7 断層面積と地震モーメントの関係。  
黒線は Somerville et al. (1999) によるもので、灰色の領域は標準偏差 ( $\sigma = 0.16$ ) の範囲、実線は点線の倍半分の値を示す。白丸印で示される Wells and Coppersmith (1994) のカタログのデータは地震モーメントが  $10^{26}$  dyne-cm を超える大きな地震で系統的ななずれを示す。地震モーメントが  $7.5 \times 10^{25}$  dyne-cm より小さい場合（震源インバージョンの結果のみで回帰）と大きい場合（震源インバージョンの結果と Wells and 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) による経験的関係式を示す。

Fig. 7 Rupture area versus seismic moment.  
The thick broken line shows the empirical relationship obtained in this study. The shadow ranges  $\sigma$  (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) の考えに従つ

て断層幅が飽和する地震 ( $7.5 \times 10^{25}$  dyne-cm 以上の地震モーメントの地震) について  $S \propto M_0^{1/2}$  が成り立つと仮定して、求められた経験的関係式である。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関係式 (図中的一点鎖線) を求めている。武村による経験式は  $7.5 \times 10^{25}$  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と地震モーメントに関する Shimazaki (1986) の関係式と同様、断層長さや幅を求めるときの定義の違いが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関係式に比べて約 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”の考え方を提案する。

### 1) 同じ震源モデルをもつ地震が繰り返し起こるか？

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っていないものの、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  $\phi$ ）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  $\theta$  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関係（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<sub>0</sub> 関係を示す (9) 式は適用限界があると考えられる。M<sub>0</sub> 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<sub>0</sub> 関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<sub>0</sub> 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<sub>0i</sub> と S<sub>i</sub> 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

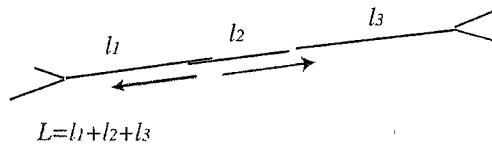
#### —微視的 (inner) 断層パラメータ—

##### (1) アスペリティのモデル化

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<sub>av</sub> 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<sub>av</sub> 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。アスペ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をある基準で上回る長方形領域をアスペリティと定義する。アスペ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ペ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ペリティを定義する。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、そこでアスペリティを分割する。分割したアスペ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、列をアスペリティ領域から削除することにより、最終的にアスペリティを抽出する。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

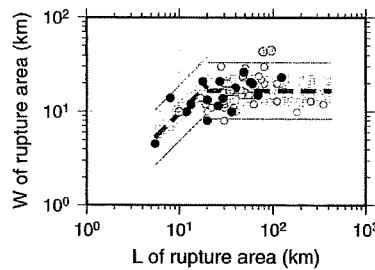
Fault width is related to total fault length.

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

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

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 $M_0$

Rupture area vs.  $M_0$  This study  
Somerville et al. (1999)

Seismic Moment is estimated from the empirical relation,

#### $M_0$ vs Rupture Area ( $S = LW$ )

$$S = 2.23 \times 10^{-15} \times M_0^{2/3}$$

for  $M_0 < 7.5 \times 10^{25}$  dyne-cm

$$S = 4.24 \times 10^{-11} \times M_0^{1/2}$$

for  $M_0 \geq 7.5 \times 10^{25}$  dyne-cm

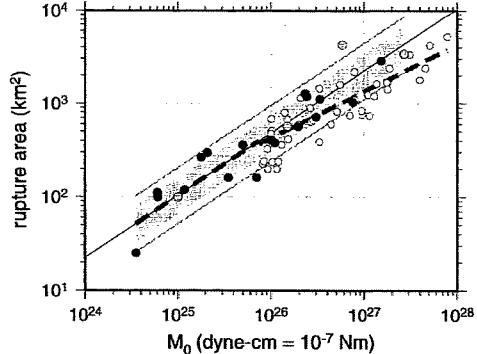


図 8 震源特性化の手続き-その 1：巨視的断層パラメータの設定。

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  $S_t$  と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,

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

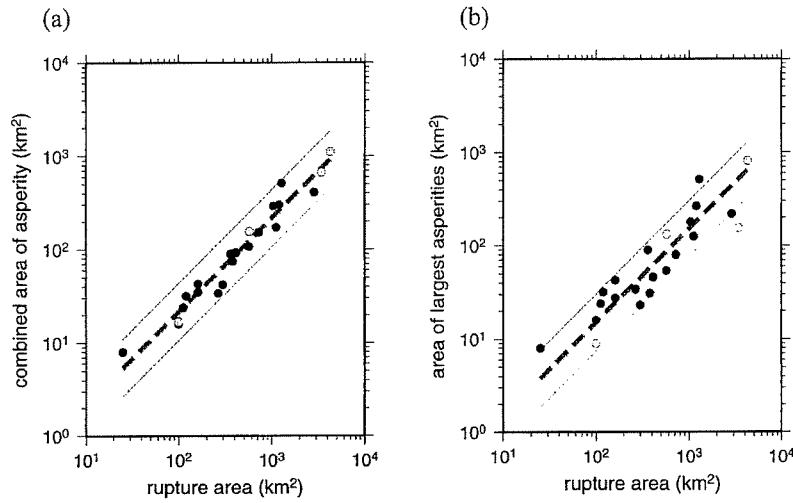


図 9 (a) アスペリティの総面積と断層面積の関係.

(b) 最大アスペリティ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関係式. 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)

で示される経験的関係式を求めていた. この関係式は、アスペリティ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、アスペリティ面積の総和  $S_a$  および最大アスペリティの面積  $S_t$  と断層面積の関係を検討した。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でここでは両者を区別せずに取り扱うこととする。

アスペリティの総面積  $S_a$  および最大アスペリティの面積  $S_t$  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) にその関係式が示される。それぞれの標準偏差 ( $\sigma$ ) 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) 式から導かれる関係式とほぼ同じ値をとる。

### (3) アスペリティの個数の推定

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ィの数と地震モーメントや断層長さとの関係を調べた (図 10)。彼らは, Somerville *et al.* (1999) によるアスペリティの中で断層要素が 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ィの数が増えた [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

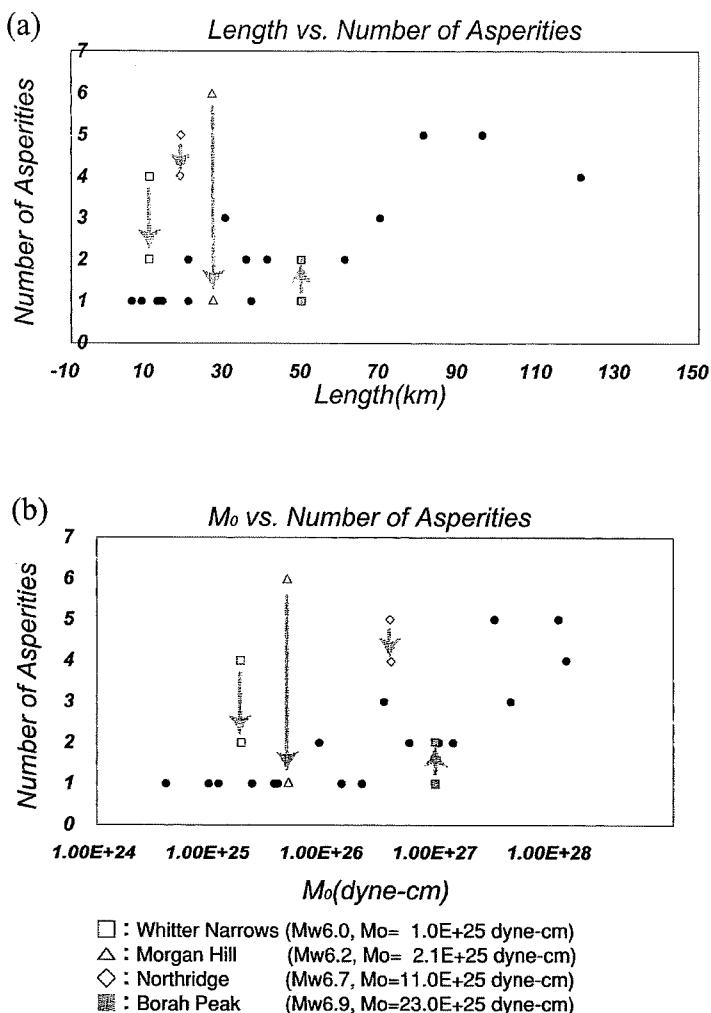


図 10 Somerville *et al.* (1999) によるアスペリティの抽出結果に基づき Kagawa and Miyakoshi (2000 私信) が整理した (a) アスペリティの個数と断層長さの関係と (b) アスペリティの個数と地震モーメントの関係。

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.

テイ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つた。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

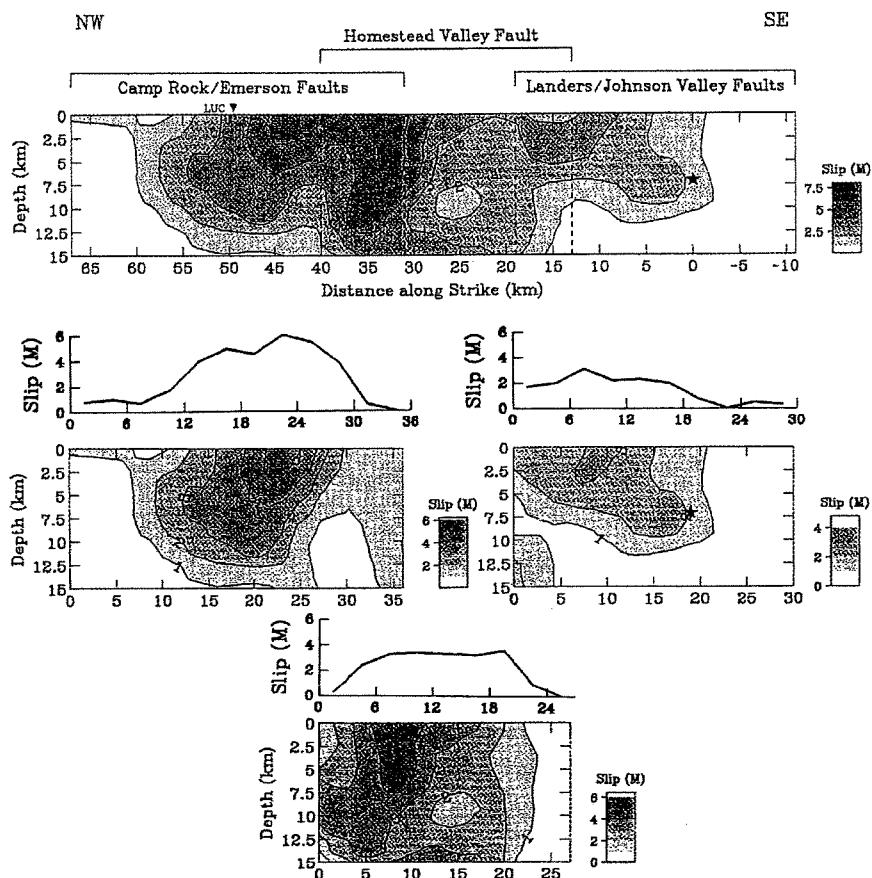


図 11 1992 年 Landers 地震の地震セグメントとアスペリティの位置 (Wald and Heaton, 1994 による)。

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).

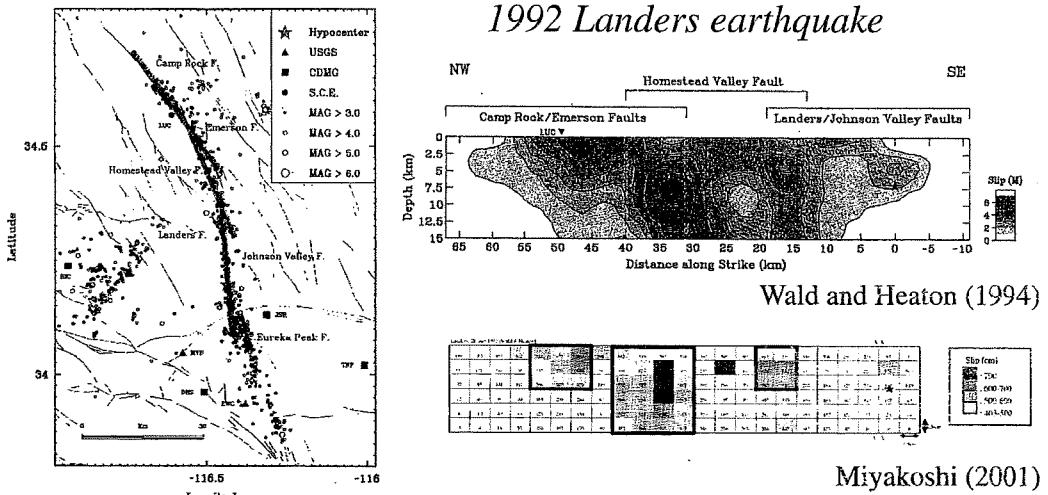
グメントの数に比例して増えていることがわかる。例えば 1989 年米国・Loma Prieta 地震 ( $M_w 7.0$ )、1992 年米国・Landers 地震 ( $M_w 7.2$ ) や 1995 年兵庫県南部地震 ( $M_w 6.9$ ) の解析結果ではセグメント数とアスペリティの数はほぼ一致している (Wald *et al.*, 1991; Wald and Heaton, 1994; Sekiguchi *et al.*, 2000)。これらの結果はアスペリティの数が断層の総延長とともに増加する図 10 の傾向と調和的である。1992 年 Landers 地震の断層セグ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



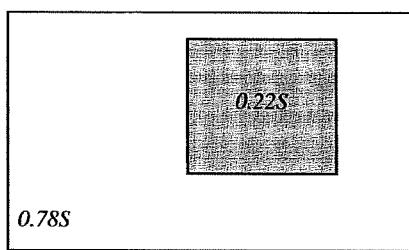
#### Step 5. Area of combined asperities

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.

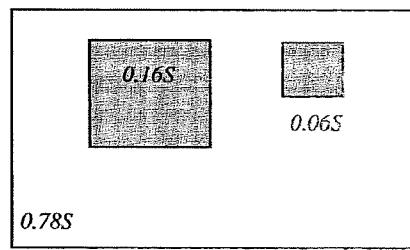
Case 2. Two asperities in a fault-segment: The area of the largest asperity and that of the second one are specified to 16% and 6% of the segment area, respectively.

*single asperity*



$$S_a = 0.22S$$

*multi asperities*



$$S_I = 0.16S, S_s = 0.06S$$

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.

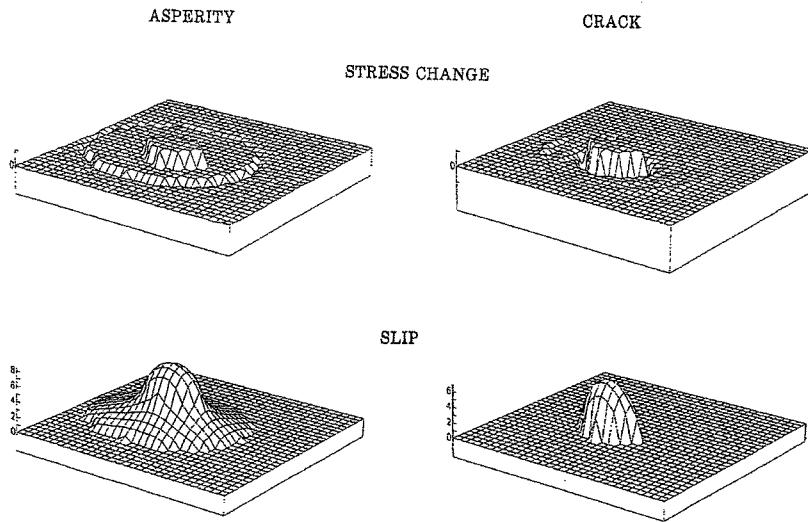


図 13 アスペリティモデル（左）とクラックモデル（右）に対する応力降下（上）とすべり分布（下）(Boatwright, 1988 による).

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

(イ) アスペリティが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ペリティ面積の経験的関係式 (Somerville *et al.*, 1999) から、セグメントの破壊域の 16% を最大アスペリティの面積、6 % (アスペリティの総面積から最大アスペリティ面積を引いたもの) を第2アスペ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ペリティを1つ設定する場合：各セグメントでその領域面積の 22% をアスペリティの面積と設定する。

(イ) セグメント毎にアスペリティを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つのアスペリティを設定する。

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) アスペリティでの応力降下量の推定

アスペ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ペリティモデルの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関係は図 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  $S = \pi r^2$  の関係から、

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

となる。

震源のモデル化で得られたアスペリティが1つの場合、Somerville *et al.* (1999) に従ってアスペリティの面積は (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  $M_{0a} = 0.44 M_0$  となる。このアスペリティを半径  $r$  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  $r$  ( $r \ll R$ ) 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,

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

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おり。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) 式を上の (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 12.6 MPa 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  $\sigma_{eb}$  を求める。

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

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。

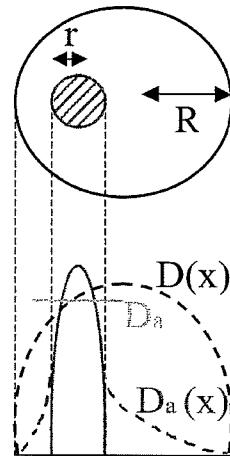


図 14 アスペリティモデルの模式的すべり分布。全破壊域の半径を  $R$ , その中に半径  $r$  の領域で応力降下  $\Delta\sigma_a$  が生じたときのすべり分布が  $D_a(x)$  となる。この時のアスペリティ部分における平均すべり量は  $D_a$  は, 半径  $R$  のクラックモデルに対するすべり分布  $D(x)$  の平均値と同じ値が与えられる。

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が急峻な Kostrov 型 (Kostrov, 1964) の形状を示すことがわかつてきた (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

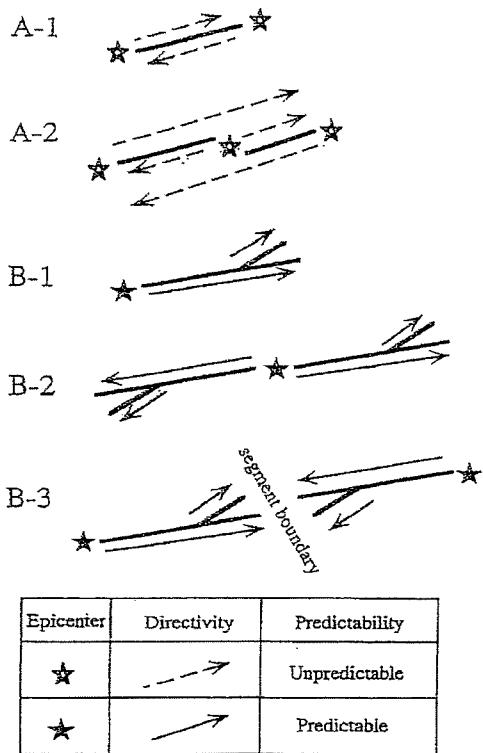


図 15 断層の分岐形態と断層破壊の始まり・破壊伝播方向の関係（中田ほか, 1998による）。

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され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場合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場合が多いとし、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

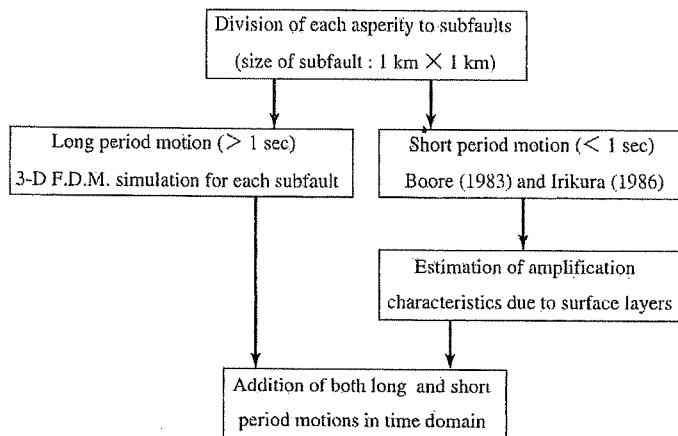


図 16 ハイブリッド法を用いた強震動の合成のフローチャート。

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つてきた。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ぬ。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て計算す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

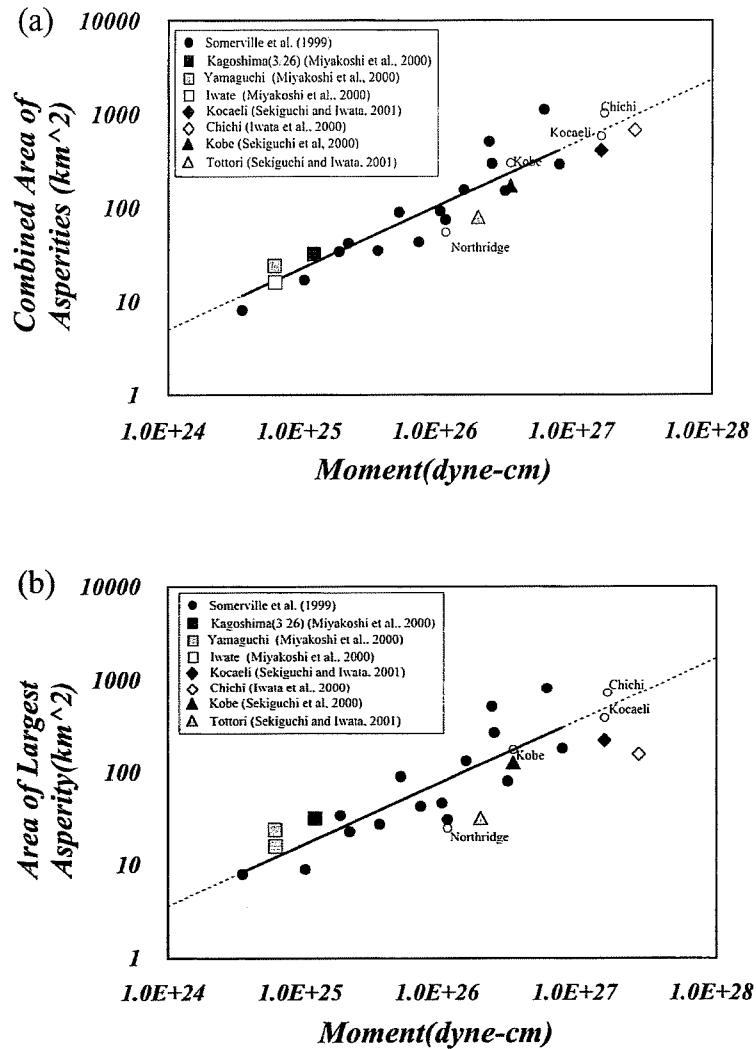


図 17 震源インバージョンの結果を基に抽出された特性化震源モデルのアスペリティ総面積 (a) および最大アスペリティ面積と地震モーメントの関係 (b) (Miyakoshi, 2001 私信による)。

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どを示している。

## 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がある。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がりの正断層モデル (走向

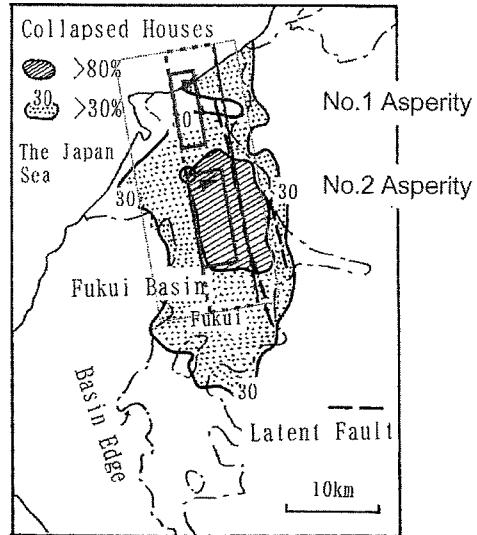


図 18 1948 年福井地震の木造家屋全壊率の分布 (北陸震災調査特別委員会, 1951; 武村, 1998) と想定震源モデル。想定震源域 (大きな長方形) に 2 つのアスペリティ (No.1 と No.2) が設定された。

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.

$170^\circ$ , 傾斜角  $70^\circ$ , すべり角  $-10^\circ$ ) 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、演绎的に与えられる。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。断層面内の各アスペリティの位置は経験的関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

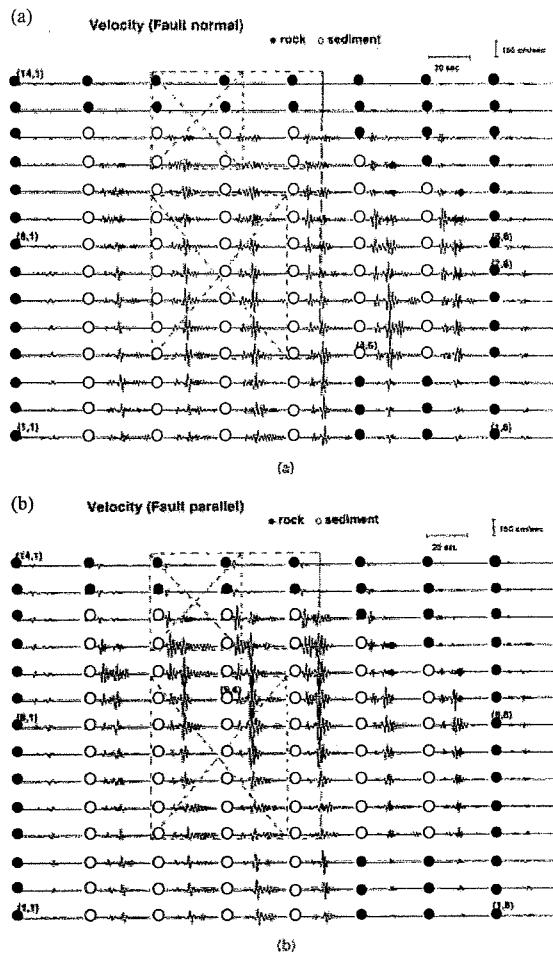


図 19 正断層震源解（菊地ほか, 1999）を基に構築された特性化震源モデルを用いて計算された1948年福井地震の強震動。

(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)

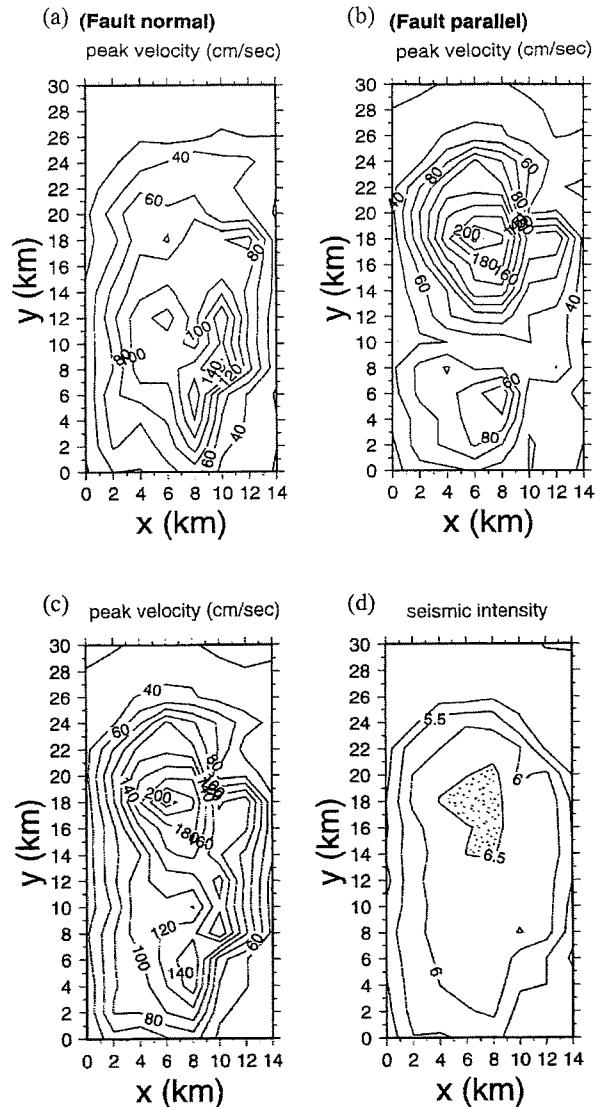


図 20 正断層を仮定した特性化震源モデルに対して計算された強震動。

(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 ( $12 \times 12 \text{ km}^2$ ) 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 のセンターにほぼ対応し, 計測震度では震度 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「震災の帶」のような震源断層に平行した帶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成果が最近少しづつ蓄積し, 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 Somerville *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 ( $S \propto M_0^{2.8}$ ) 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  $M_0^{1/2}$  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, 長さと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関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関係からアスペリティの面積およびそこでの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ピは、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.

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.

龜 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): Theoretical Seism. Soc. Am., **88**, 400–412.

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.

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., A* **241**, 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):  $\sigma_{\text{hmin}}$ —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帶域強震動の再現—. *地震*, 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): Theoreti-

- 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增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帶の成因に学ぶ—. 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 真・伏見 実・巽 誉樹・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, **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, **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, **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, **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, **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., 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.*, **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)

参考資料

中央防災会議  
「東南海、南海地震等に関する専門調査会」  
(第26回)

中部圏・近畿圏の内陸地震の  
震度分布等の検討資料集

平成18年12月7日  
中央防災会議事務局

# 中部圏・近畿圏の内陸地震の震度分布等の検討資料集

## 目次

1 断層モデル一覧

2 断層のモデル化

3 地盤構造に関する資料

4 強震動計算手法

5 表層地盤の液状化計算手法

6 津波の計算手法

自治体による地震動予測との比較

- ・愛知県 養老－桑名－四日市断層帯
- ・京都市 花折断層帯
- ・大阪府 上町断層帯

## 2 断層のモデル化

## 1) 検討対象とする断層の抽出

- ・ 検討対象範囲を設定し、その領域内にかかる断層のうち「日本陸域の主な起震断層と地震の表」(松田ほか (2000)<sup>1)</sup> からマグニチュード M7 (長さ L が 20km) 以上となる断層を抽出する。
- ・ 断層の長さ L は、断層の始点と終点を結んだ距離とする。なお、断層の始点と終点は、地震調査委員会の「長期評価」等<sup>2)</sup>を参照する。

(注) 本資料において、マグニチュード M は、気象庁マグニチュードを意味する。

## 2) 断層の形状 (近似)

抽出した震源断層をモデル化するにあたり、震源断層をできるだけ少数の矩形断層に分割し近似する。近似の仕方は以下のとおり。

- ・ **断層の分割**： 断層帯のトレースを、出来るだけ少数の線分で近似し、それぞれの線分ごとに断層を分割する。
- ・ **走向**： 上記の線分でもって、分割した断層の走向とする。
- ・ **傾斜角**： 分割した断層ごとに傾斜角を設定する。傾斜角の設定は次の通り。
  - ① ほぼ垂直に近いとされているものは、90 度とする。
  - ② 45 度より高角と思われるが、上記①と異なるものは、60 度とする。
  - ③ 45 度より低角と思われるものは、30 度とする。
  - ④ 45 度前後と思われるもの、あるいは傾斜角が不明なものは、45 度とする。ただし、断層傾斜角について、ほぼ共通の値が用いられているものについては、その値を用いる (琵琶湖西岸断層帯、上町断層帯、花折断層帯南東部の傾斜は 70 度)。
- ・ **断層の上端**： 深さ 4km あるいは「地震基盤 ( $V_s=3,000\text{m/s}$ ) + 2km」のいずれかの深い方とする。
- ・ **断層の下端**： 地震調査委員会の記述を参考して設定する。
- ・ **断層の幅**： 断層上端と下端から傾斜角を考慮して算出する。ただし、断層幅は最大 30km とする(※ 1)。
- ・ **横ずれと逆断層の接続の仕方**： 横ずれ断層の上端に逆断層の上端を一致させる。
- ・ **断層面が交差した場合の処理**： 分割した断層が交差した場合には、その交差線でもって断層を区分して近似する。

<sup>1)</sup> 松田時彦, 塚崎朋美, 萩谷まり, 2000, 日本陸域の主な起震断層と地震の表, 活断層研究, 19, 33-54.

<sup>2)</sup> 地震調査研究推進本部地震調査委員会による各断層の「長期評価」や「全国を概観した地震動予測地図」を参照した。

<sup>3)</sup> 小田切聰子, 島崎邦彦, 2001, 歴史地震と起震断層との対応, 地震 2, 54, 47-61.

※ 1

断層幅は最大 30km とする。

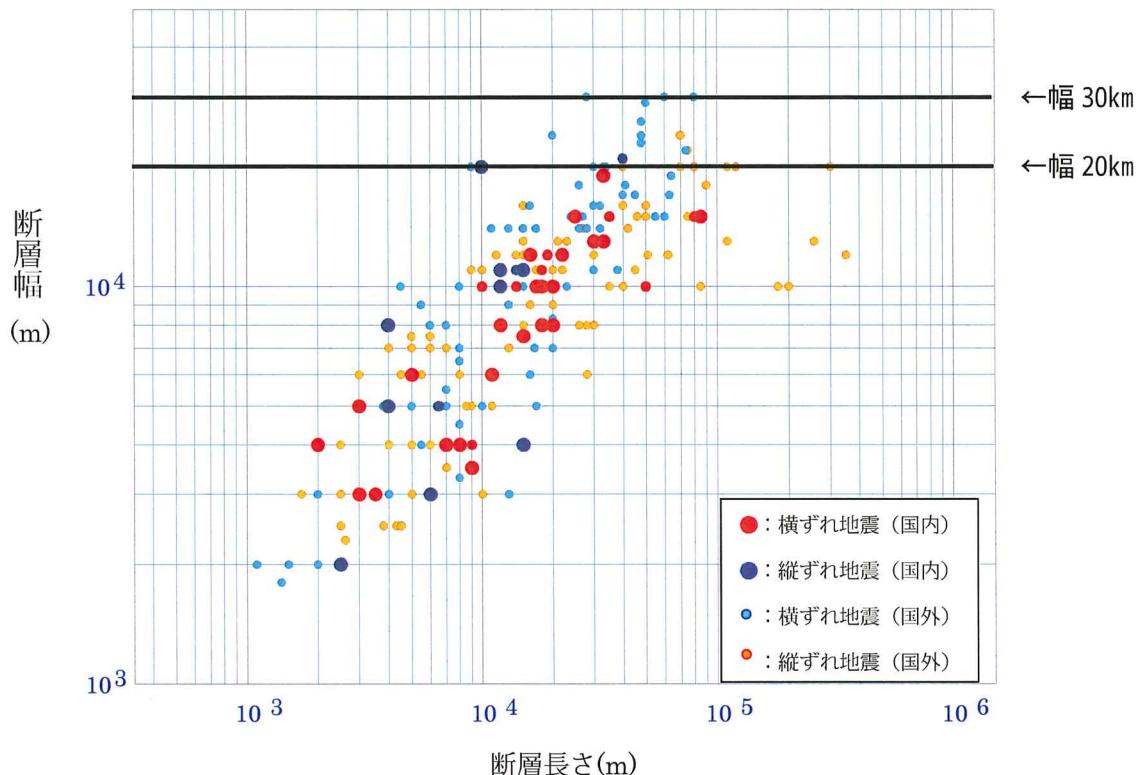


図 2.2.1 断層の長さと断層幅の関係

武村 (1998)<sup>4</sup> と Wells and Coppersmith(1994)<sup>5</sup> データリストより作成。

この図から断層幅が広いものでも 20~30km 程度と考えられる。

<sup>4</sup> 武村雅之, 1998, 日本列島における地殻内地震のスケーリング則 ~地震断層の影響および被害地震との関連, 地震, 51, 211-218.

<sup>5</sup> Wells, D. L., and K. J. Coppersmith ,1994, New empirical relationship among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, Bull. Seismol. Soc. Am., 84, 974-1002.

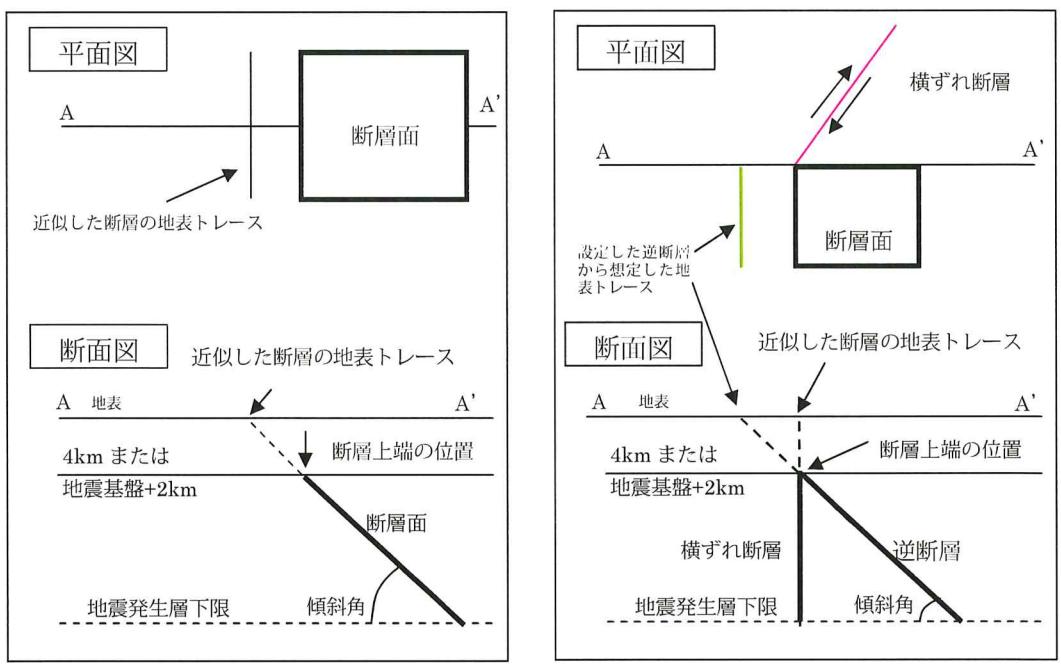


図 2.2.2 断層の置き方の概念図

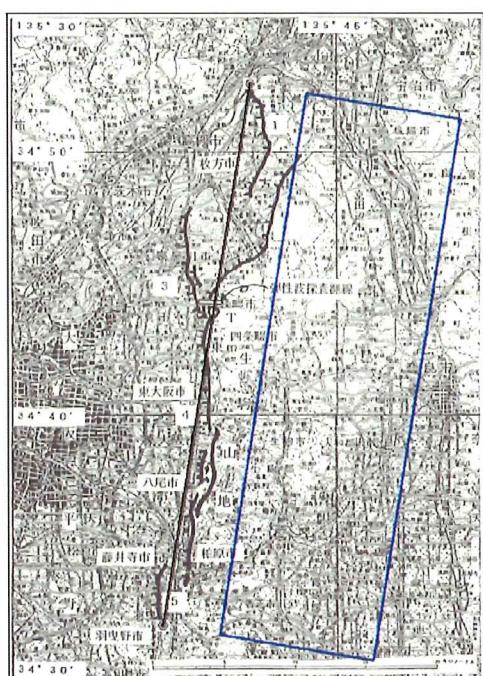


図 2.2.3 逆断層のみから構成される断層帯の例（生駒断層帯）

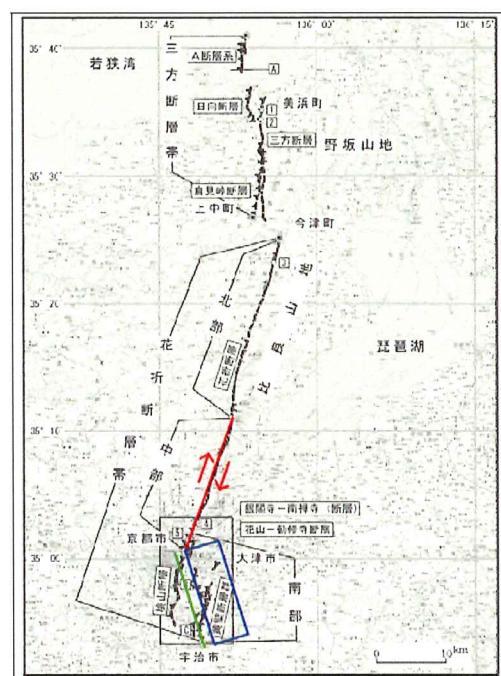


図 2.2.4 逆断層と横ずれ断層の双方から構成される断層帯の例（花折断層帯）

### 3) 断層の巨視的なパラメータ

#### ○ 断層の長さとマグニチュード及びモーメントマグニチュード（※2）

- ・断層の長さ L(km)とマグニチュード M の関係式（松田式,1975<sup>6)</sup>

$$\log L = 0.6 M - 2.9$$

- ・モーメントマグニチュード  $M_w$  とマグニチュード M の関係式（中央防災会議 2004<sup>7)</sup>）

$$M_w = 0.88M + 0.54$$

- ・断層長さとモーメントマグニチュードの関係式

$$M_w = 0.88 \cdot \left( \frac{\log L + 2.9}{0.6} \right) + 0.54$$

#### ○ 地震モーメントと断層の面積および平均変位量

- ・モーメントマグニチュードと地震モーメントの関係式

$$\log M_0 = 1.5M_w + 9.1$$

- ・地震モーメント  $M_0$  と断層面積 S(km<sup>2</sup>)及び断層平均変位量 D(m)の関係式

$$M_0 = \mu D S$$

$\mu$  : 剛性率

#### ○ 平均応力パラメータ

- ・断層全体の平均応力パラメータは 3MPa とする。

#### ○ 震源断層のセグメント分け（※3）

- ・震源断層を分割した断層をもって、セグメントとする。ただし、震源断層がひとつの矩形で近似された場合には、地表断層の形状等からその断層は 2つのセグメントに分割する。

#### ○ 小断層による断層の近似

- ・震源断層は、セグメントごとに 2km × 2km 程度の小断層で近似する。

#### ○ 破壊伝播速度及び fmax

- ・破壊伝播速度 V<sub>r</sub>(km/s)は、次式から算出した。ただし、S 波速度 V<sub>s</sub> は 3.5km/s とした。

$$V_r = 0.72V_s$$

- ・fmax は、兵庫県南部地震から推定された値、6Hz とした。

<sup>6</sup> 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, 28, 269-283.

<sup>7</sup> 中央防災会議, 2004, 第 12 回「首都直下地震対策専門調査会」資料 2-2 「地震ワーキンググループ報告書」.

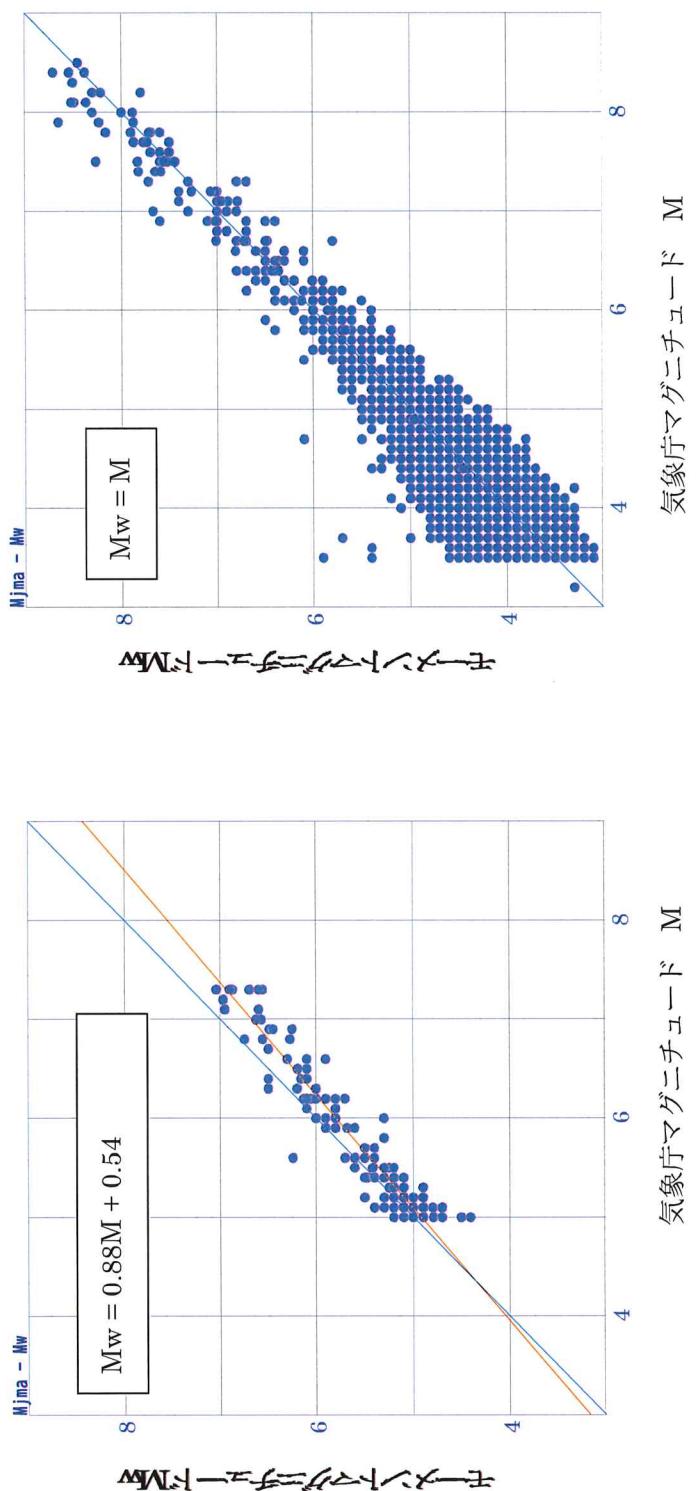


図 2.3.1 気象庁マグニチュード  $M$  とモーメントマグニチュード  $M_w$  との関係

左：内陸地震については、 $M > 5$ に対して、 $M > M_w$

濃尾地震を除く  $M \geq 5$  以上の地震に対し、主成分分析により回帰直線を求めた。

右：海溝型地震

※2 地震モーメント ( $Mo$ ) と断層の長さ ( $L$ ) 及び面積 ( $S$ ) との関係

表 2.3.1 地震モーメントと断層長さの関係式

本調査会	
Shimazaki (1986)	$\log L = 0.281 \log Mo - 5.98$ ( $Mo < 7.5 \times 10^{25} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$ ) $\log L = 0.524 \log Mo - 12.44$ ( $7.5 \times 10^{25} \text{ dyn} \cdot \text{cm} \leq Mo \leq 1 \times 10^{28} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$ )
武村 (1998)	$\log L = 1/3 \log Mo - 7.28$ ( $Mo < 7.5 \times 10^{25} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$ ) $\log L = 1/2 \log Mo - 11.82$ ( $7.5 \times 10^{25} \text{ dyn} \cdot \text{cm} \leq Mo \leq 2 \times 10^{27} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$ )
Fujii & Matsu'ura (2000)	$Mo = \angle \sigma WL^2 / (\alpha L + \beta)$ ( $\alpha = 0.014$ , $\beta = 1.0$ ) ( $Mo \leq 1 \times 10^{28} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$ )

表 2.3.2 地震モーメントと断層面積の関係式

武村 (1998)	$\log L = 2/3 \log Mo - 14.74$ ( $Mo < 7.5 \times 10^{25} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$ ) $\log S = 1/2 \log Mo - 10.71$ ( $7.5 \times 10^{25} \text{ dyn} \cdot \text{cm} \leq Mo \leq 2 \times 10^{27} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$ )
Irikura et al.(2004)	$S = 4.59 \times 10^{-11} Mo^{1/2}$ ( $Mo \leq 1 \times 10^{28} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$ )
Wells & Coppersmith (1994)	$\log(S) = -3.49 + 0.91 \cdot M_w$ ( $4.8 < M_w < 7.9$ )
入倉・三宅 (2001)	$S = 2.23 \times 10^{-15} Mo^{2/3}$ ( $Mo < 10^{26} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$ ) $S = 4.24 \times 10^{-11} Mo^{1/2}$ ( $Mo \geq 10^{26} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$ )

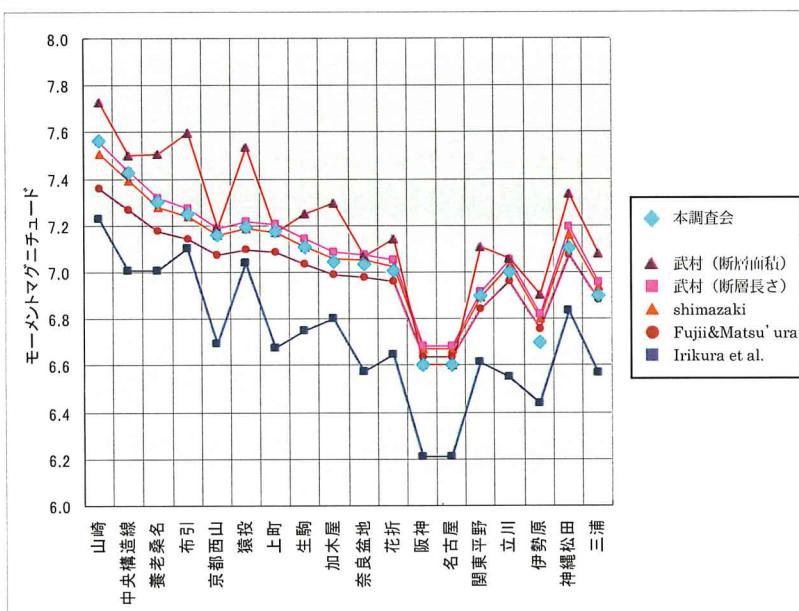


図 2.3.2 各式で計算されたモーメントマグニチュード

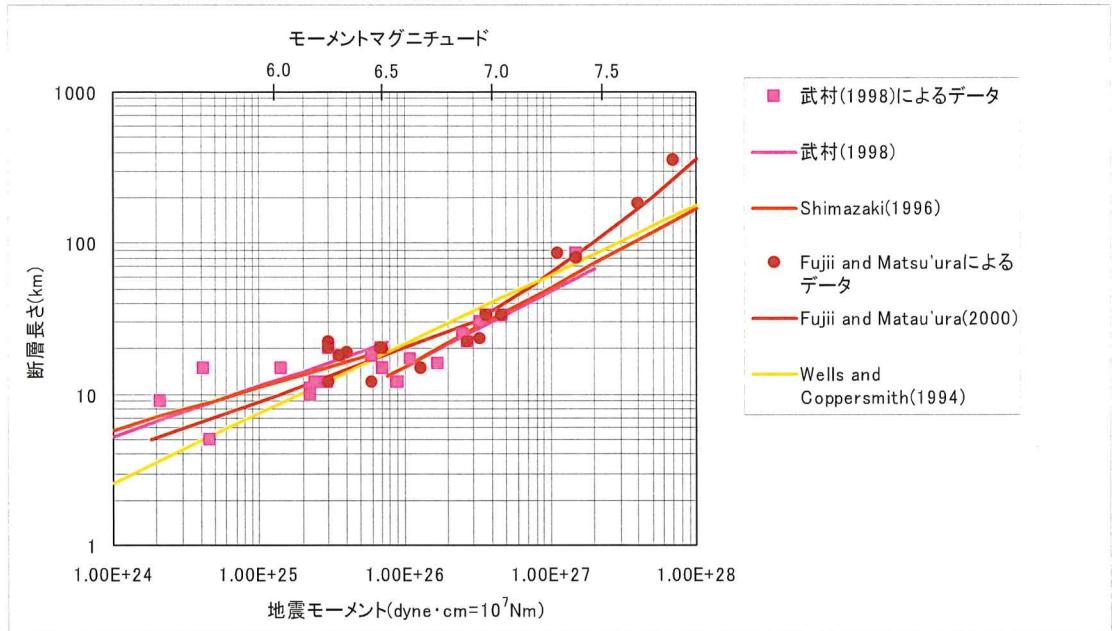


図 2.3.3 地震モーメントと断層長さの関係（既存の研究の比較）

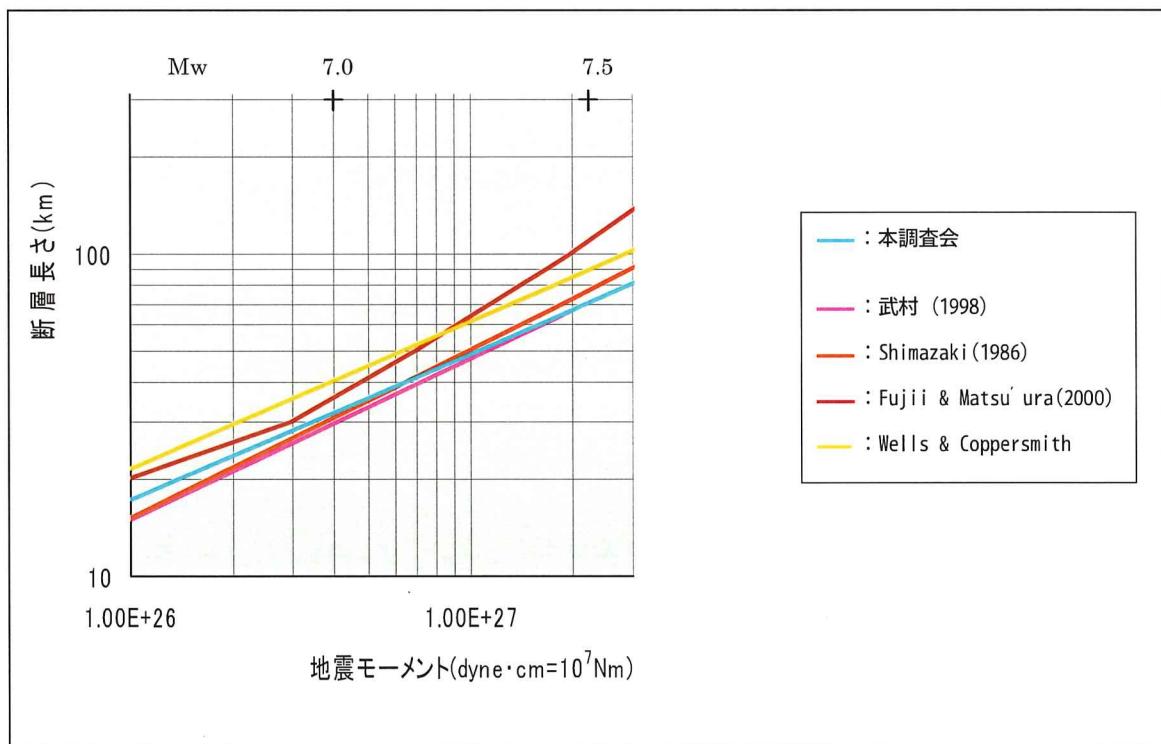


図 2.3.4 地震モーメントと断層長さの関係（本調査会と既存の研究との比較）

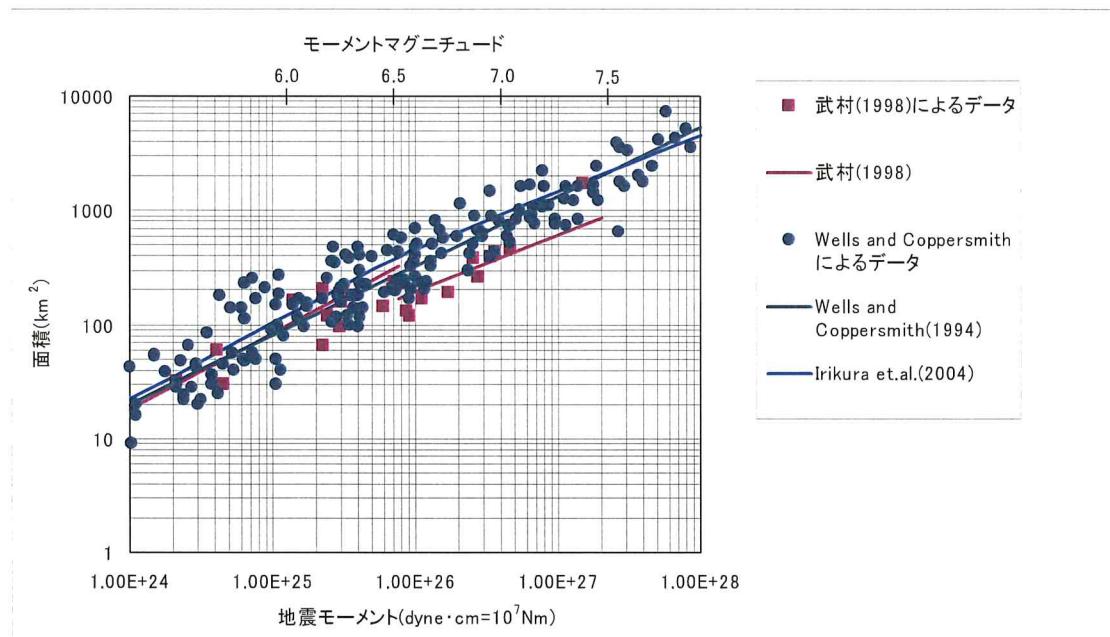


図 2.3.5 地震モーメントと断層面積の関係（既存の研究の比較）

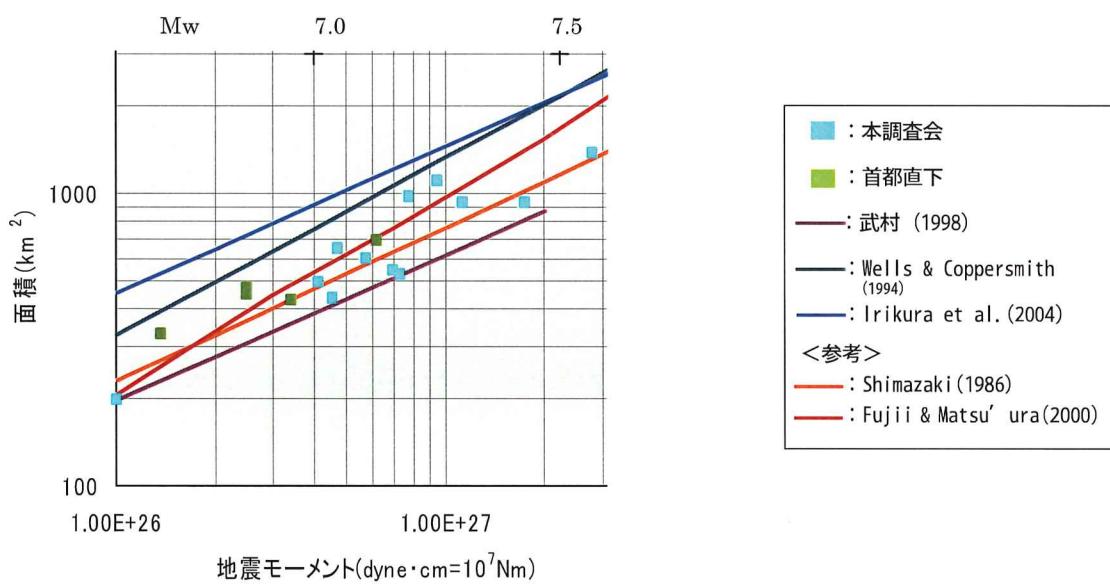


図 2.3.6 地震モーメントと断層長さの関係（本調査会と既存の研究との比較）

### ※3 震源断層のセグメント分けの例

震源断層を分割した断層をもって、セグメントとする。ただし、震源断層がひとつの矩形で近似された場合には、地表断層の形状等からその断層は2つのセグメントに分割する。

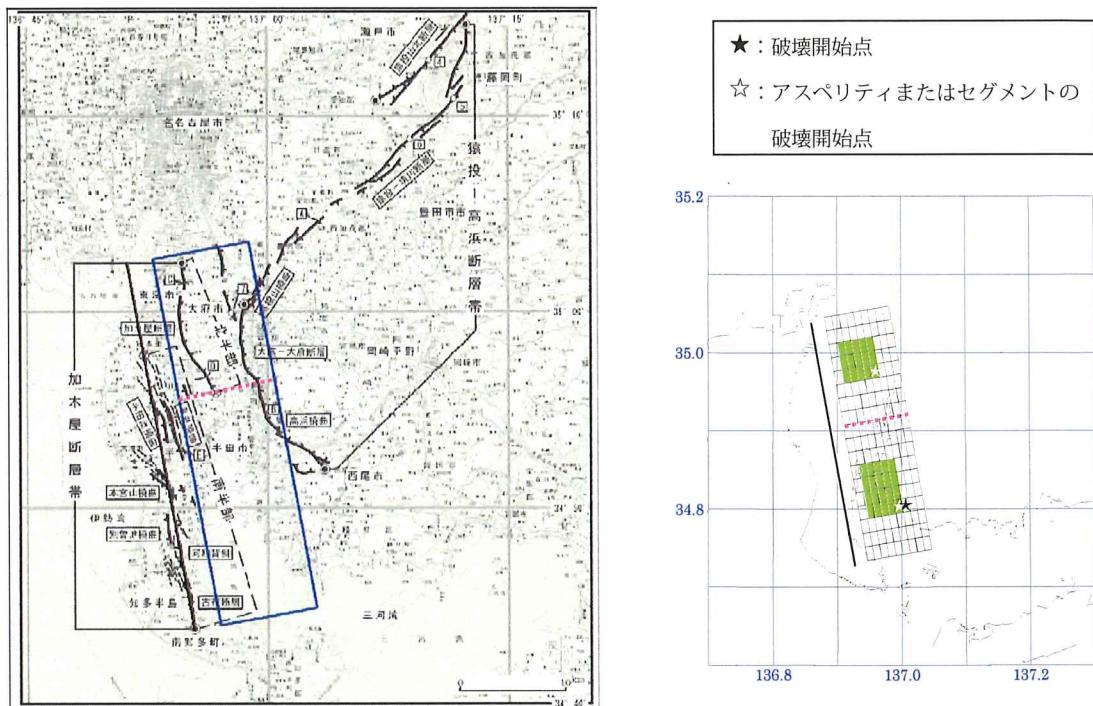


図 2.3.7 加木屋断層帯のセグメント分け

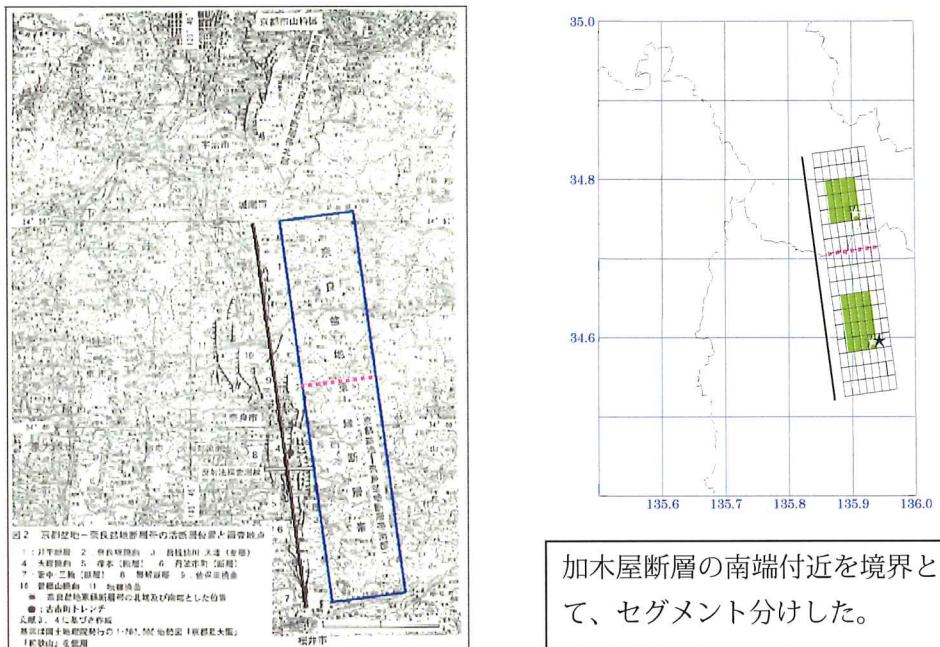
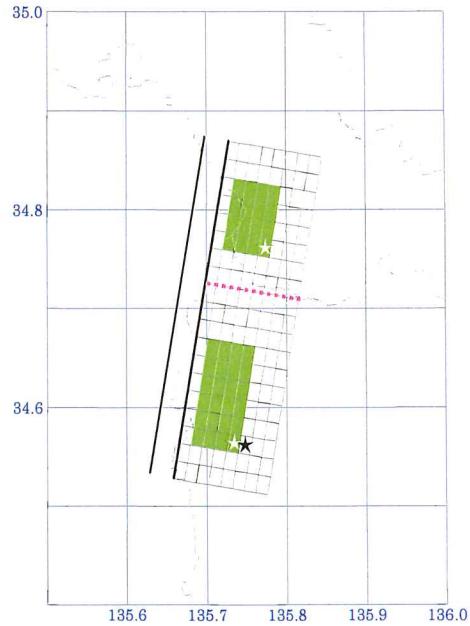
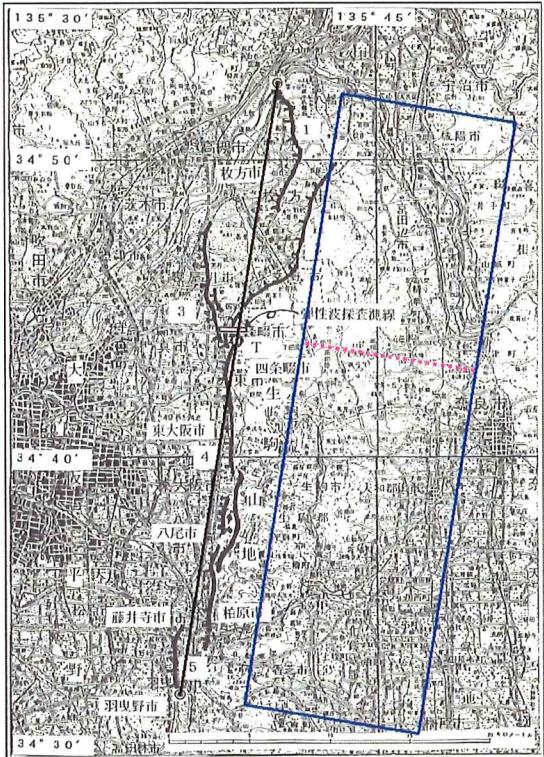
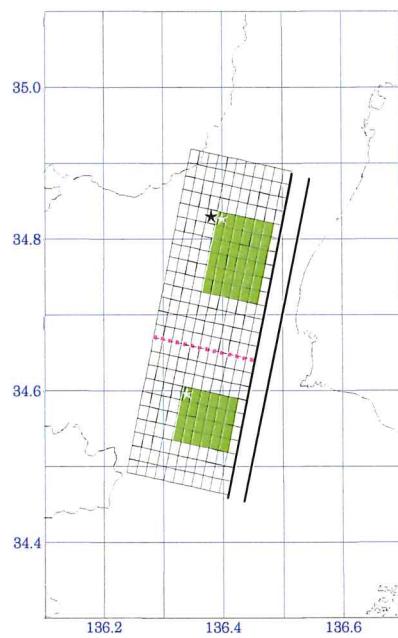
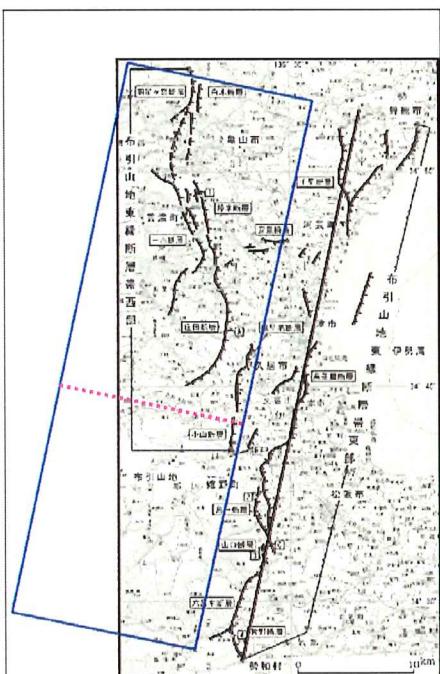


図 2.3.8 奈良盆地東縁断層帯のセグメント分け



断層中央部に位置する生駒断層の北端付近を境界として、セグメント分けした。

図 2.3.9 生駒断層帯のセグメント分け



小山断層南部付近を境として、セグメント分けした。

図 2.3.10 布引山地断層帯のセグメント分け

#### 4) アスペリティの設定

- ① アスペリティは、各セグメントの中心部にひとつ配置する（※4）。
- ② アスペリティは小断層からなる矩形とする。
- ③ アスペリティの上端は、震源断層を近似した小断層の上端から2列目とする（※5）。
- ④ アスペリティの深さ方向の幅は、断層幅の50%程度とする（※6）。
- ⑤ アスペリティの面積は各セグメント面積に対して20%よりやや大きな値となるようアスペリティを設定する小断層を調整する（※7）。
- ⑥ アスペリティの平均変位  $D_a$  は断層の平均変位の2倍とする（※8）。
- ⑦ アスペリティの総モーメント  $M_{oa}$  は、アスペリティの面積  $S_a$  と平均変位  $D_a$  より次式から求める。

$$M_{oa} = \mu D_a S_a$$

$\mu$  : 剛性率

- ⑧ アスペリティが複数ある場合、個々のアスペリティのモーメント  $M_{oi}$  は、それぞれのアスペリティの面積  $S_{ai}$  の  $3/2$  乗の重みで振り分ける。

$$M_{oi} = M_{oa} \cdot S_{ai}^{3/2} / \sum S_{ai}^{3/2}$$

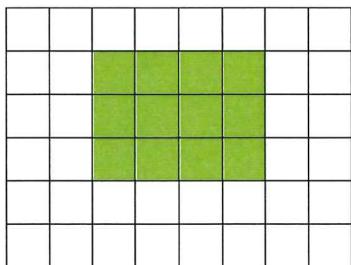
※4

アスペリティは、変位速度が大きな領域にあることから、変位速度が大きい場所が明確に判明している場合にはそこにアスペリティをおくことが望ましいが、今回はそのような知見が得られていないことから、各セグメントの中心部にひとつ配置する。

- 注1) セグメントとアスペリティの小断層の走向方向の数の都合で、アスペリティが完全にセグメントの中心とならない場合には、基本的に断層全体の中心から見て外側にアスペリティが位置する方向にずらす。
- 注2) 上町断層帯については、断層北端は地形的に不明瞭であり、第四紀後期の活動が不活発である可能性もあることより、北部セグメントのアスペリティを内側にずらした。

※ 5

アスペリティの上端は、震源断層を近似した小断層の上端から 2 列目とする。



←上端 1 列目は背景とする

断層内のすべり量やモーメントの分布をまとめた Mai et al. (2005)<sup>8</sup> のデータベース<sup>9</sup>をもとに、アスペリティの特徴を調査した（増田・横田, 2006）<sup>10</sup>。その結果をから、断層の深さ方向にすべり量の分布をみると、概ね上端から 5%程度まではすべり量が小さいことが分かる（図 2.4.1）。従って、断層モデルの上端 1 列目は背景領域とし、アスペリティとする要素断層の上端は、断層モデル上端から 2 列目とする。この結果アスペリティの上端は、断層上端から断層幅の 10~17%に位置することとなる。

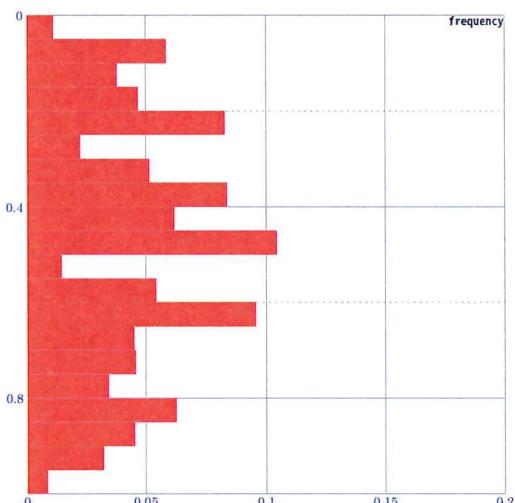


図 2.4.1 アスペリティの深さ方向の位置の分布

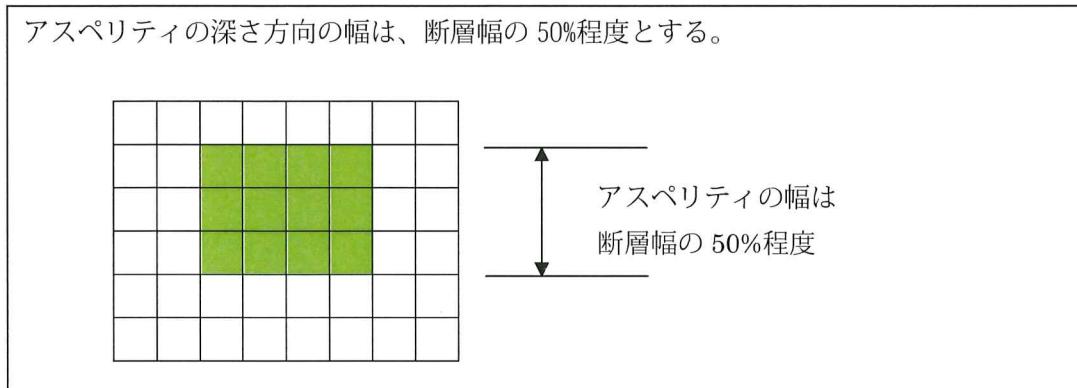
横軸：出現頻度  
縦軸：アスペリティの位置  
(断層幅で規格化)

<sup>8</sup> Mai et al. (2005): Hypocenter Locations in Finite-Source Rupture Models, BSSA, Vol. 95, No. 3, pp. 965–980.

<sup>9</sup> 個々のデータ（すべり量等解析結果）の解析範囲の設定によるばらつきを抑えるために、Somerville(1999)に倣ってトリミングを施した。

<sup>10</sup> 増田徹・横田崇, 2006, アスペリティの特徴, 日本地震学会講演予稿集 (2006 年度秋季大会), D011.

※ 6



Mai et al. (2005)<sup>8</sup>のデータベースをもとにまとめた結果（増田・横田, 2006）<sup>10</sup>から、断層の深さ方向にすべり量の分布をみると、アスペリティ（すべり量の比較的大きい領域）は概ね断層幅の 50%程度であることが分かる（図 2.4.2）。

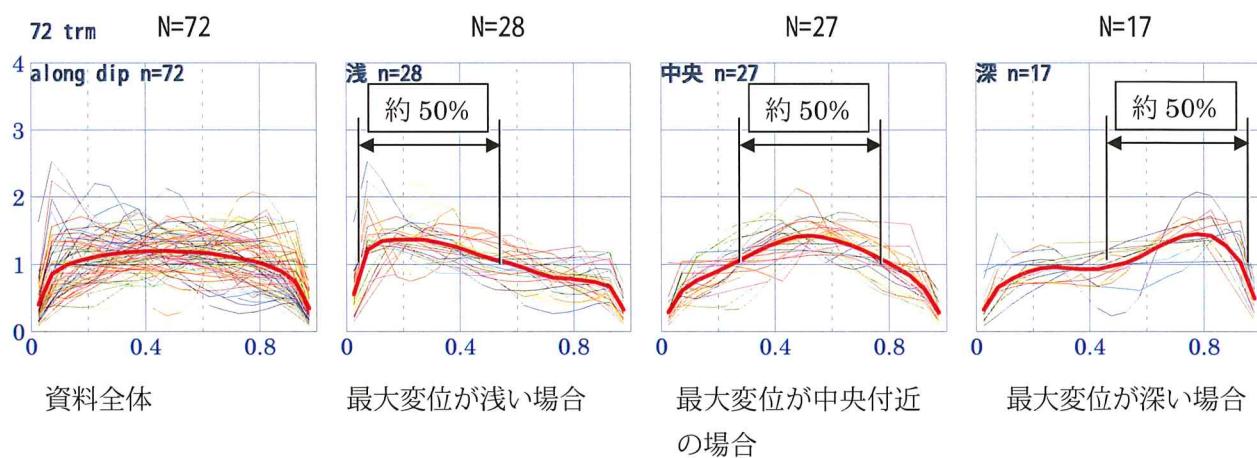


図 2.4.2 断層変位の深さ分布（断層変位は走行方向の平均）

アスペリティの位置は、最大変位が断層幅の 1/3 以下の浅い場合、最大変位が断層幅の 2/3 以上の深い場合、最大変位が断層幅の 1/3～2/3 の中央付近の場合の 3 タイプに区分できる。いずれの場合もアスペリティの幅は約 50%である。

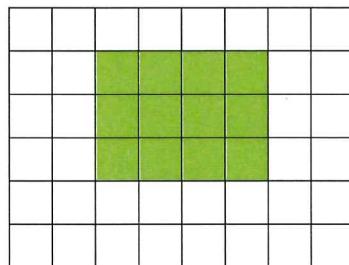
横軸：断層の深さ方向の位置（断層の幅で規格化）

縦軸：走向方向に平均をとった断層変位の深さ分布（断層平均変位で規格化）

赤い太線：それぞれの平均の分布。

※ 7

アスペリティの面積は各セグメント面積に対して 20%よりやや大きな値となるようアスペリティを設定する小断層を調整する。



Somerville et al. (1999)<sup>11</sup> によるとアスペリティの面積は断層総面積の 22%である。Mai et al. (2005)<sup>8</sup> のデータベースをもとにまとめた結果 (増田・横田, 2006)<sup>10</sup>によると、アスペリティ (平均変位の 1.5 倍以上の変位をもつ領域) の総面積は、断層総面積の 20~30%に分布する (図 2.4.3)。

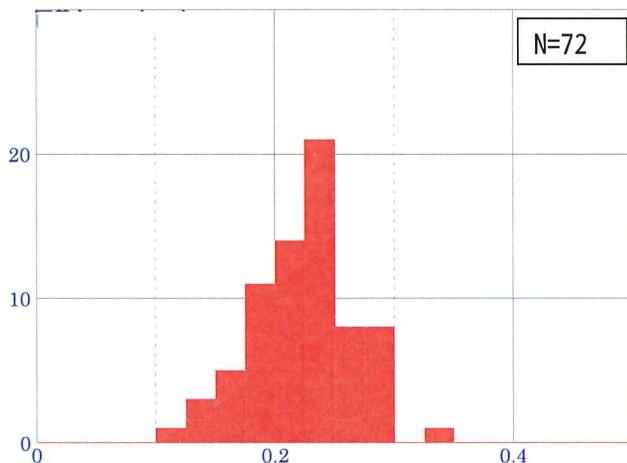


図 2.4.3 アスペリティ面積率の度数

横軸：アスペリティ面積／断層面積

縦軸：出現度数

<sup>11</sup> Somerville et al. ,1999, Characterizing Crustal Earthquake Slip Models for the Prediction of Strong Ground, Seism. Res. Letters, Volume 70, 1.

※ 8

アスペリティの平均変位は断層の平均変位の 2 倍とする。

Somerville et al. (1999) によるとアスペリティのすべり量は断層の平均すべり量の 2 倍である。Mai et al. (2005)<sup>8</sup> のデータベースをもとにまとめた結果 (増田・横田, 2006)<sup>10</sup> によると、アスペリティでの平均変位は断層全体の平均変位の 2 倍程度である (図 2.4.4.)。

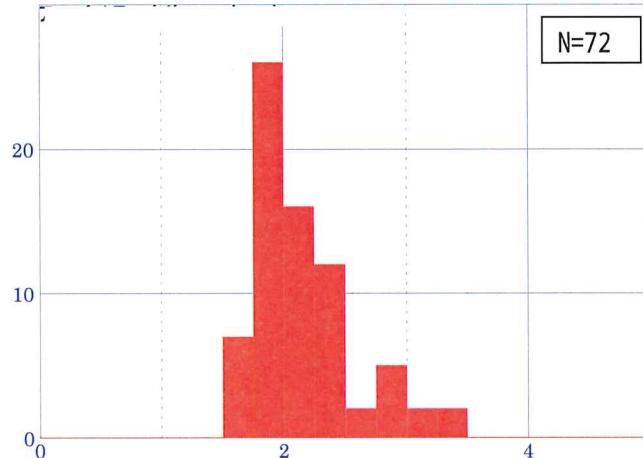


図 2.4.4 アスペリティの平均変位  
横軸：アスペリティの平均変位／断層平均変位  
縦軸：出現度数

## 【参考】

Manighetti et al. (2005)<sup>12</sup> によると、アスペリティは断層のどちらかの端に偏って分布することが多い。従ってセグメントを1つと設定した断層においても、長期評価などの記述をもとに、セグメント分けを行い、それぞれのセグメントにひとつのアスペリティをおく。これにより、いずれの断層においても大きさの異なる2個以上のアスペリティをおくこととなり、変位量分布は断層のどちらかに偏ることとなる。

図10-1に、上町断層帯の断層モデルより計算した地殻変動量の分布を示し、図10-2に上町断層の近く変動量と Manighetti et al. (2005)による地表で計測されたすべり量の分布（統計データ）との比較を示す。

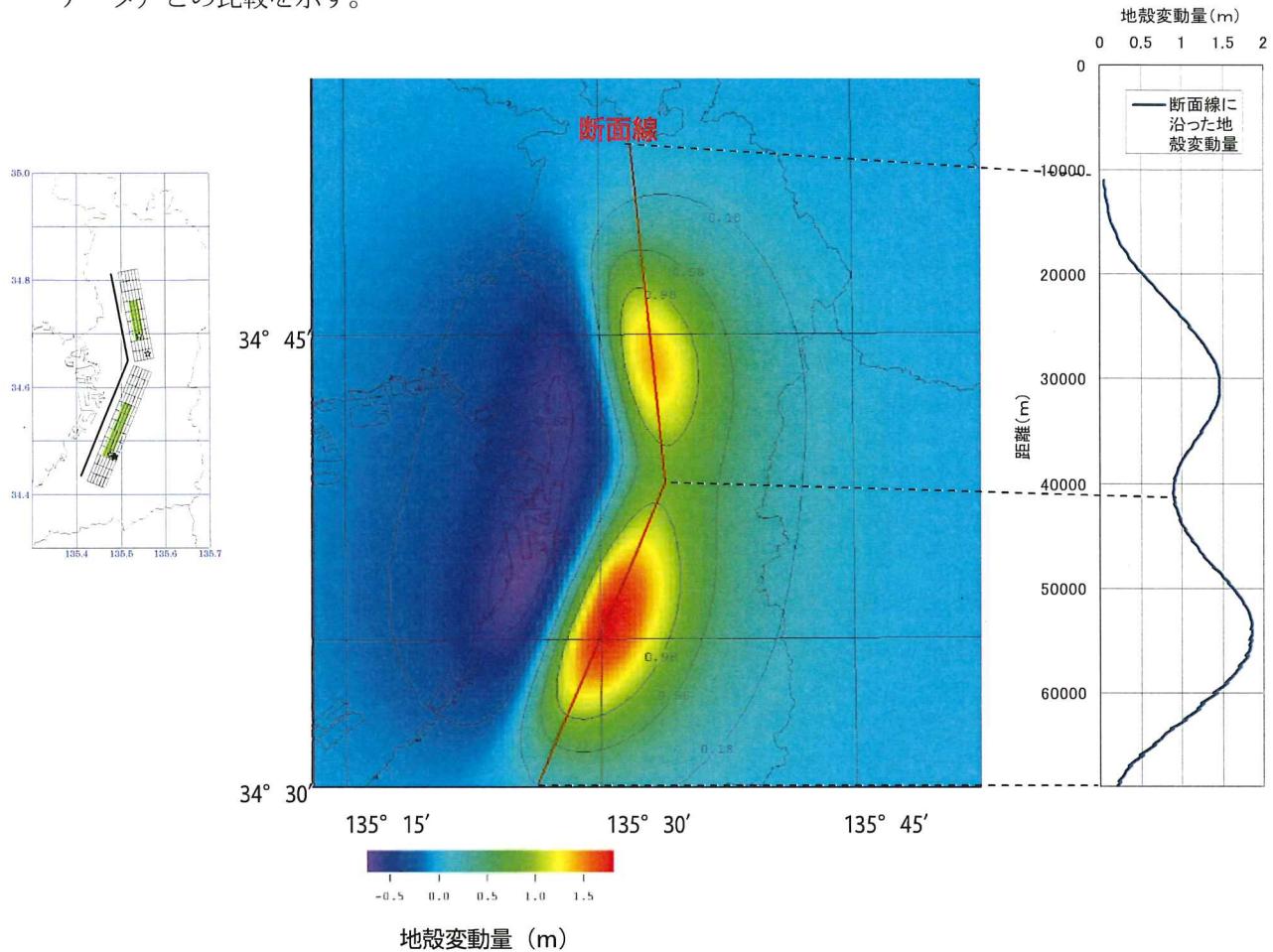
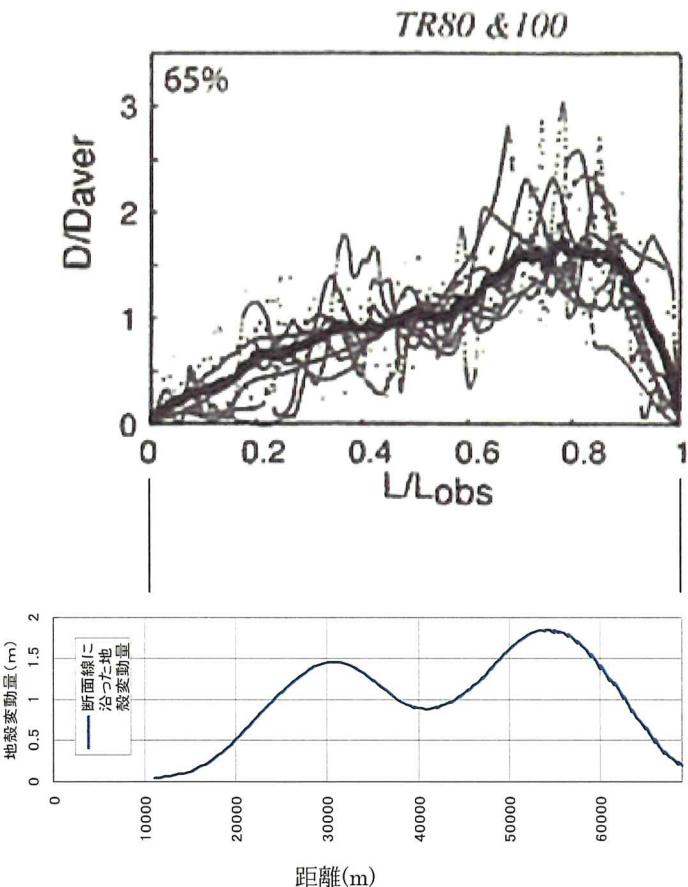


図2.4.5 上町断層帯の断層モデルより計算した地殻変動分布図

左：断層モデル図、中：平面分布図、右：断面線に沿った地殻変動分布

<sup>12</sup> Manighetti et al. (2005): Evidence for self-similar, triangular slip distributions on earthquakes: Implications for earthquake and fault mechanics, JGR, Vol. 110, B05302.



Manighetti et al. (2005)による、地表で計測されたすべり量分布（統計データ）

上町断層帯の断層モデルから計算した地殻変動量分布。

図 2.4.6 Manighetti et al. のまとめた断層沿いの地震時の変位量の分布と上町断層帯の断層モデルより計算した地殻変動分布図の比較。

地表での変位を見るとどちらかに偏っている。この図より上町断層帯の例を調べると、これと矛盾していないことが分かる。

## 5) 背景領域の地震モーメント等について

- ① 背景領域の地震モーメント  $M_{ob}$  は、断層全体の地震モーメント  $M_o$  からアスペリティの地震モーメント  $M_{oa}$  を引いて求める。

$$M_{ob} = M_o - M_{oa}$$

- ② 背景領域の平均変位量  $D_b$  は、背景領域の地震モーメント  $M_{ob}$  から次式より求める。

$$D_b = M_{ob} / (\mu \cdot S_b)$$

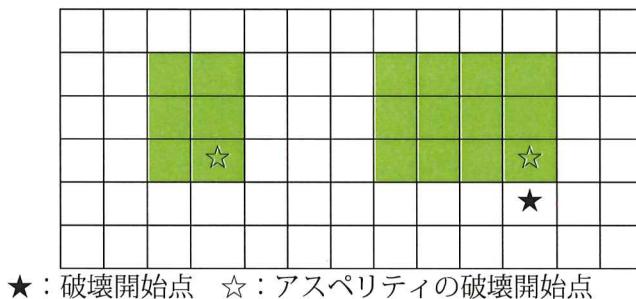
$\mu$  : 剛性率

$S_b$  : 背景領域の面積

- ③ 背景領域の平均応力パラメータは、アスペリティの平均応力パラメータの 0.2 倍とする。

## 6) 破壊開始点について

破壊開始点は、防災上の観点より、比較的人口の多いところの震度が大きくなるようにアスペリティの下端に接する背景領域におくこととする（※9）。



※9

Mai et al. (2005) の統計データによると、アスペリティは、震源（破壊開始点）の近くにある（図 2.6.1）。したがって、破壊開始点は、アスペリティに接する背景領域におく。

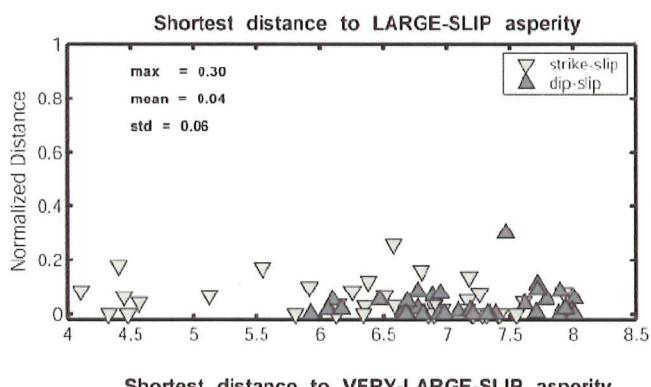


図 2.6.1  
震源とアスペリティまでの距離  
(Mai et al. , 2005)  
マグニチュードによらずアスペリティは震源に近いところに位置する。  
縦軸：規格化した距離  
横軸：モーメントマグニチュード

## 熊本地震の分析について

平成29年4月26日  
原子力規制庁技術基盤グループ

### 1. 目的

平成28年4月16日に熊本地震本震(Mj7.3)が発生した。この地震で重要な点は、兵庫県南部地震以降観測された国内最大規模の内陸地殻内地震であつただけではなく、地震調査研究推進本部（以下「地震本部」という。）による長期評価の対象となつてゐる主要な活断層帯（布田川断層帯・日奈久断層帯）で生じ、地震後に地表に現れた断層長さが布田川区間を対象とした事前の長期評価に用いたものより長く、地震規模が想定を超えたことである（別紙1）。本地震に関連し、震源断層面積と地震モーメントとの関係を表す入倉・三宅(2001)式の適用性を含め、地震規模の予測手法について多くの議論がなされている。

本検討では、熊本地震本震の観測記録に基づく解析を行い、現行の断層モデルによる基準地震動策定手法への影響の有無について分析する。

### 2. 分析の内容

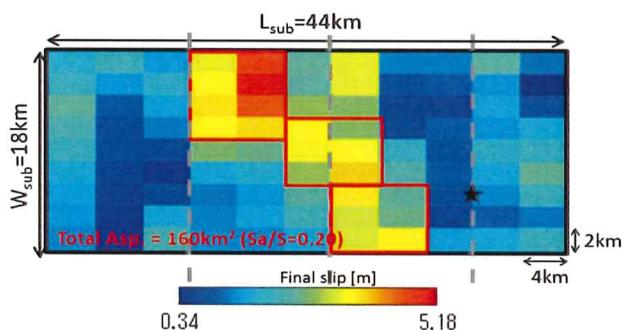
#### (1) 着眼点

現行の断層モデルによる基準地震動策定手法に与える影響の有無の観点から、震源過程解析を基に、本地震の震源断層面積と地震モーメントとの関係を整理し、入倉・三宅(2001)式との整合性について評価するとともに、地震動評価上の重要な要因として、強震動（周期1秒以下の短周期成分を主体とする地震動）の大きさに支配的な震源断層の応力降下量の評価を行う。

#### (2) 分析結果

##### a. 震源断層面積と地震モーメントとの関係

震源断層面積と地震モーメントとの関係を評価するために、まず、本地震の観測記録を用い震源過程の逆解析を実施し、震源域のすべり分布を求めた。次に得られたすべり分布から地震動への寄与度の低いすべり量が小さい領域を除いて最終的な震源断層モデルを得た（図1参照）。そこから震源断層面積及びすべり量に基づく地震モーメントを求めるところぞれ792km<sup>2</sup>及び $4.8 \times 10^{19}$ Nmとなつた。



出典/Yoshida et al., 2016 地震学会 (原子力規制庁委託業務)

図1 震源断層モデル

この計算結果に加え、国内の4研究機関が実施した震源過程解析から得られた震源断層面積と地震モーメントの関係を入倉・三宅(2001)式と比較した。その結果、それぞれの震源断層面積と地震モーメントの関係は、入倉・三宅(2001)式とほぼ整合した(表1及び図2赤色三角参照)。さらに、F-net(防災科学技術研究所広域地震観測網)の観測地震波から算出した地震モーメント( $4.42 \times 10^{19}$ Nm)と前記5つの震源断層面積の平均値( $903\text{km}^2$ )との関係も入倉・三宅(2001)式と整合していることを確認した(図2緑色三角参照)。

のことから、熊本地震の震源断層面積と地震モーメントとの関係は、入倉・三宅(2001)式と整合していると判断される。

表1 各機関の震源断層モデル

項目	Yoshida et al.*1 (2016地震学会)	浅野・岩田 (2016JpGU)	久保・他 (2016JpGU)	小林・他 (2016JpGU)	引間 (2016地 震工学会)
地震モーメントMo[Nm]	$4.8E+19$	$4.67E+19$	$5.3E+19$	$4.60E+19$	$4.65E+19$
断層長さL[km]	44	42	56	45	44
断層幅W[km]	18	18	24	16.5	20
面積S[ $\text{km}^2$ ]	792	756	1344	742.5	880

注\*1 原子力規制庁委託業務

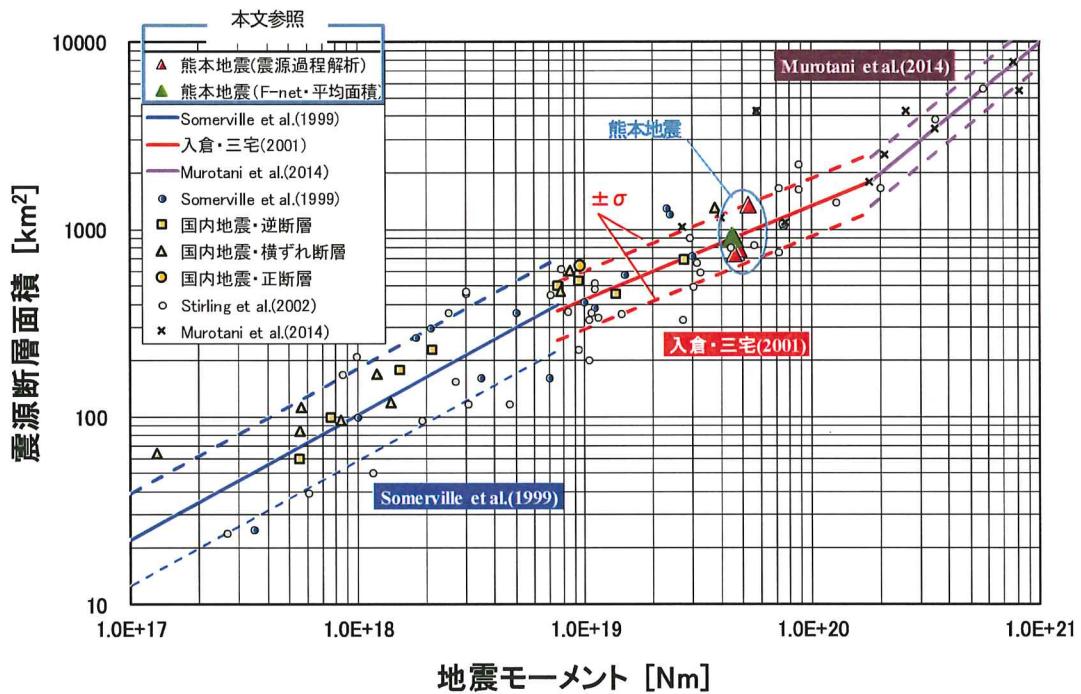


図2 地震モーメントと震源断層面積との関係

### b. 応力降下量の評価

断層破壊により強震動が生じるが、震源断層の強震動生成領域(SMGA)の応力降下量が強震動の特性に大きく影響する。応力降下量を評価するにあたっては、通常、地震動の再現解析を行い、観測波形に対して再現性の良い合成波形となるSMGAの応力降下量を求める方法が用いられている。本検討では、震源過程解析から得られた最大すべり速度分布等を基に、前項に示す断層モデル(Yoshida et

a1.)内の3か所にSMGAを設定した。その上で、再現解析として文献1)を参考にSMGAの面積や応力降下量等の震源断層パラメータを設定し、これらを変化させて観測波形との残差が小さくなる合成波形を求めた。再現解析用のSMGAモデル及び再現解析の結果得られたSMGAの震源断層パラメータ諸元を図3に、観測波形と再現解析で得られた合成波形との比較を図4に示す。

地震本部は、国内の主要な活断層を対象として強震動予測を行っており、「全国地震動予測地図(2009年)」における断層モデルの応力降下量は、12.8MPa～17.5MPaである。一方、本検討で得られたSMGAの応力降下量は13.4MPa及び13.6MPaであり、「全国地震動予測地図(2009年)」の断層モデルにおける応力降下量と同程度である。これより、現行の基準地震動策定手法において応力降下量の設定に関して新たに考慮すべき点は無いと言える。

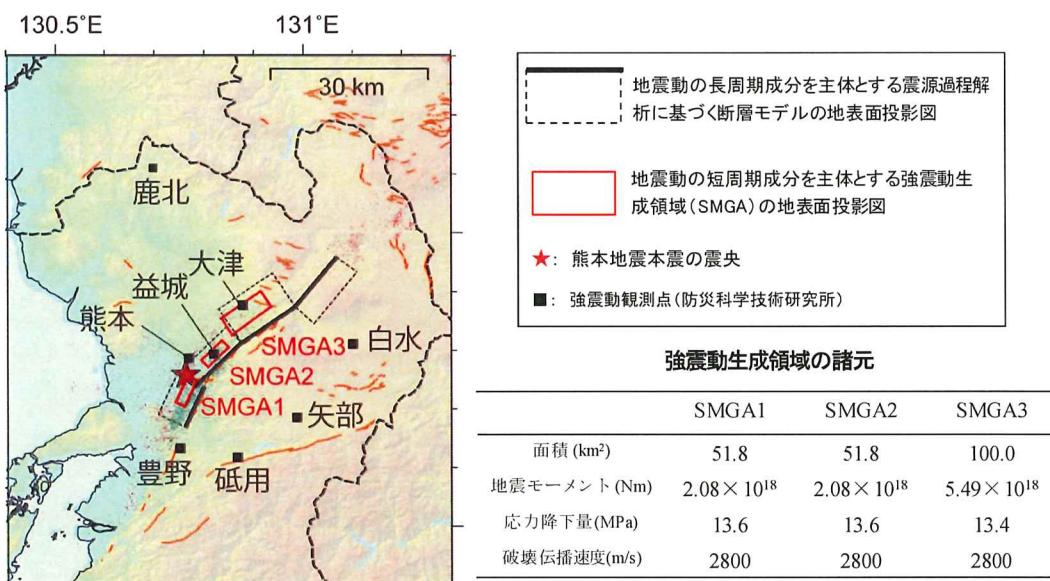


図3 再現解析用の強震動生成領域モデル

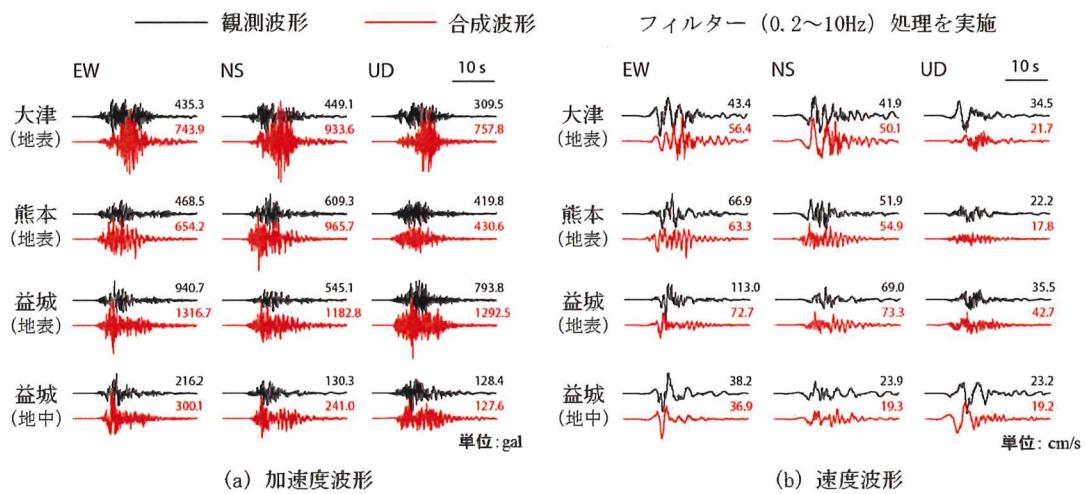


図4 観測波形と合成波形の比較(代表地点)

### 3.まとめ

熊本地震本震の分析の結果、震源断層面積と地震モーメントとの関係は、入倉・三宅(2001)式と整合しており、また、応力降下量は従来の断層モデルにおける応力降下量と同程度の値となった。これより、震源断層面積と地震モーメントとの関係及び応力降下量の観点からは現行の断層モデルによる基準地震動策定手法に影響する要因はないことを確認した。

### 4.今後の研究

熊本地震の震源域において地球物理学的調査及び地質学的調査を実施し、地下構造情報を分析して、震源断層の大きさの事前評価に係る手法の高度化について検討する予定である。研究成果は、学術論文として公表していく。

参考1:「2016年熊本地震（最大前震、本震）の情報」、技術基盤グループ安全技術管理官（地震・津波担当）付、平成29年1月11日

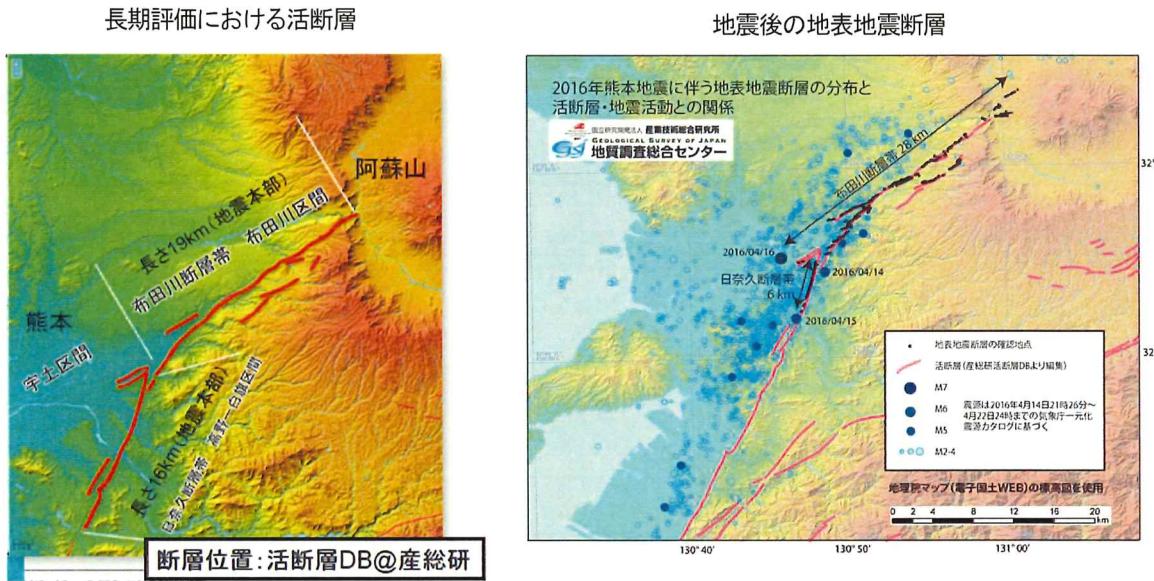
参考2:「大飯発電所の地震動に係る試算の過程等について」、第23回原子力規制委員会資料1（抜粋）、平成28年7月27日

### 《文献》

- 1) Miyake et al., Source Characterization for Broadband Ground-Motion Simulation: Kinematic Heterogeneous Source Model and Strong Motion Generation Area, BSSA, 2003

## 熊本地震の概要

平成 28 年 4 月 16 日の熊本地震本震 ( $M_j 7.3$ 、 $M_w 7.0$ ) の発生前後の断層を図 A-1、KiK-net 益城観測点 (KMMH16) における観測記録を表 A-1 及び図 A-2 に示す。



項目	断層長さ	規模( $M_j$ )
地震本部長期評価 (活断層)	19km (布田川断層帶布田川区間)	7
熊本地震 (地表地震断層)	28km (布田川断層帶) 6km (日奈久断層帶北部)	7.3
震源過程解析による 震源断層	42~56km	

<参考>川内発電所適合性審査：布田川断層帶と日奈久断層帶の運動を考慮し、長さ 92.7km の活断層 ( $M_j 8.1$ ) として評価

図 A-1 長期評価における活断層と地震後の地表地震断層

表 A-1 益城地震観測記録

方向	NS	EW	UD
地表加速度(Gal)	653	1157	873
地中加速度(Gal)	159	243	196

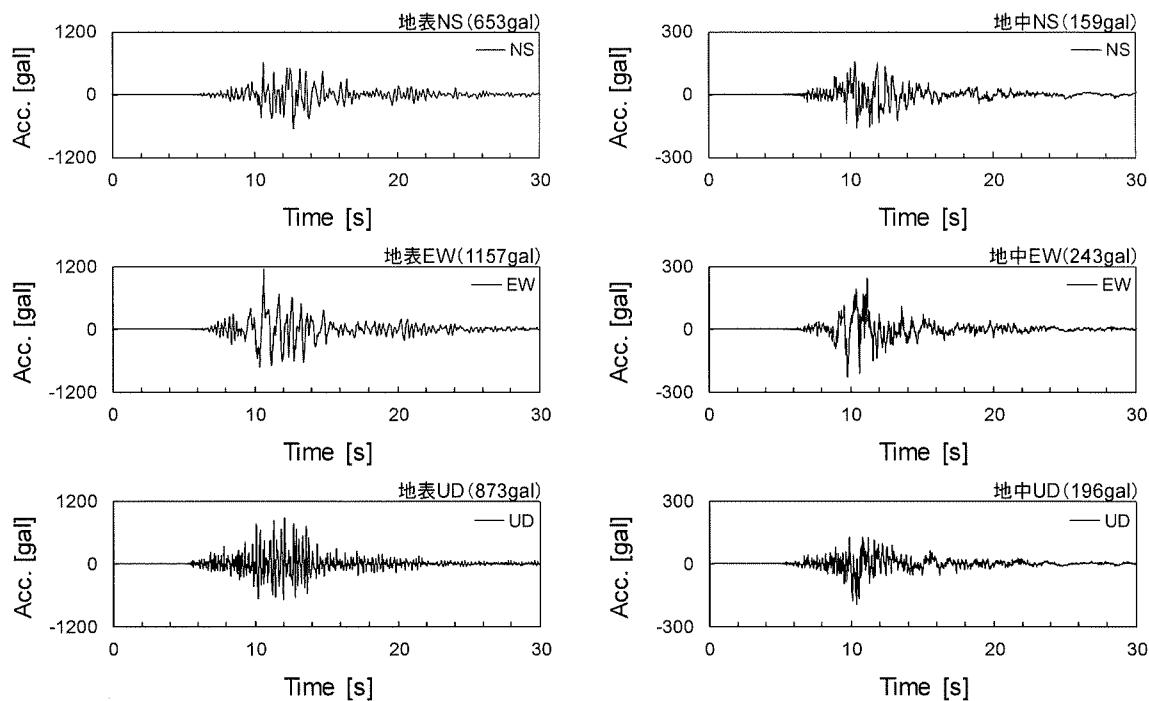


図 A-2 益城地震観測記録(地表面及び地中の加速度時刻歴波形)

## 参考1

# 2016年熊本地震（最大前震、本震）の情報

平成29年1月11日

技術基盤グループ 安全技術管理官（地震・津波担当）付

# I. 熊本地震最大前震を対象とした地震動特性について

## 1. 最大前震( $M_W$ 6.1)の概要

表 I-1 Kik-net益城観測点最大加速度  
(単位:Gal)

観測点(KMMH16)	NS	EW	UD
地表	760	925	1399
地下(GL-252m; $V_s=2700\text{m/s}$ )	237	178	127

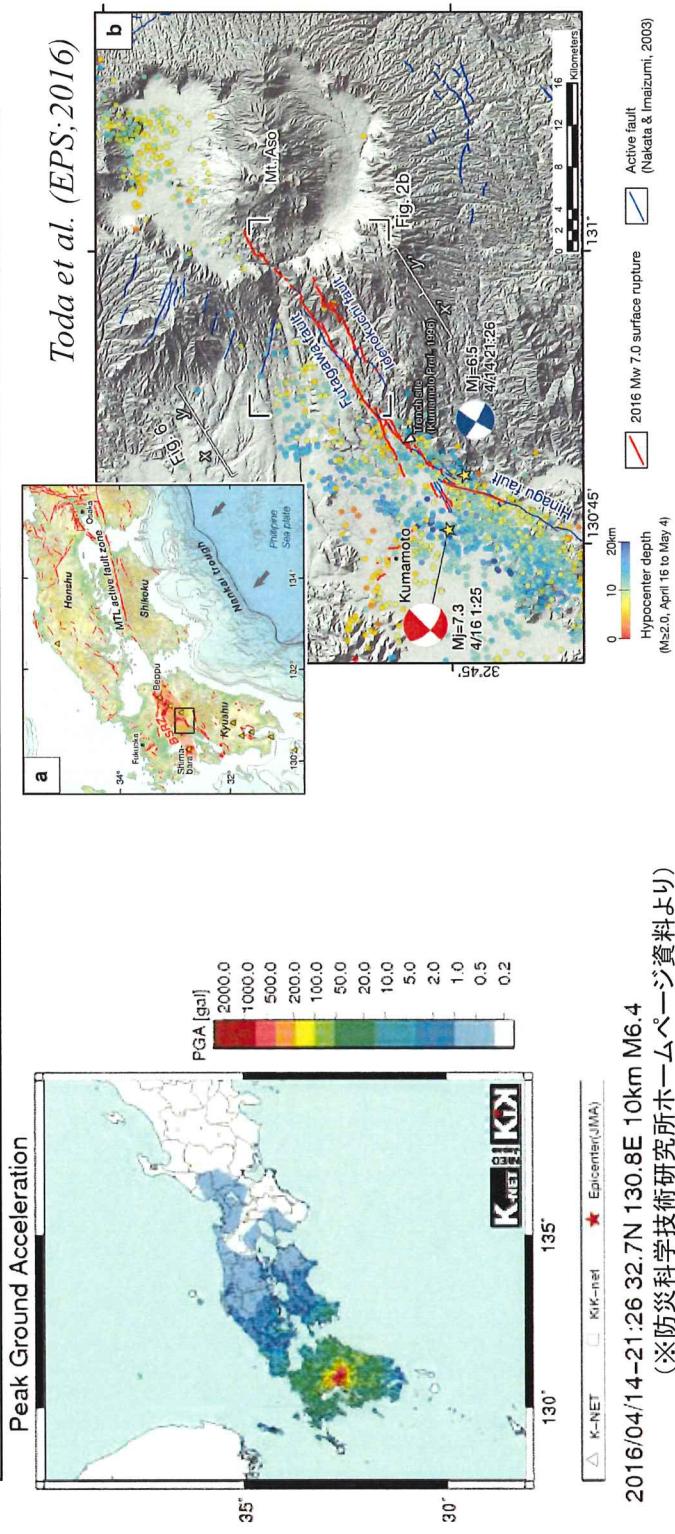


図 I-2 震源位置図(本震含む)

図 I-1 地表最大加速度分布

## 2. KiK-net益城観測記録【地表】

### ▪ 時刻歴波と応答スペクトル

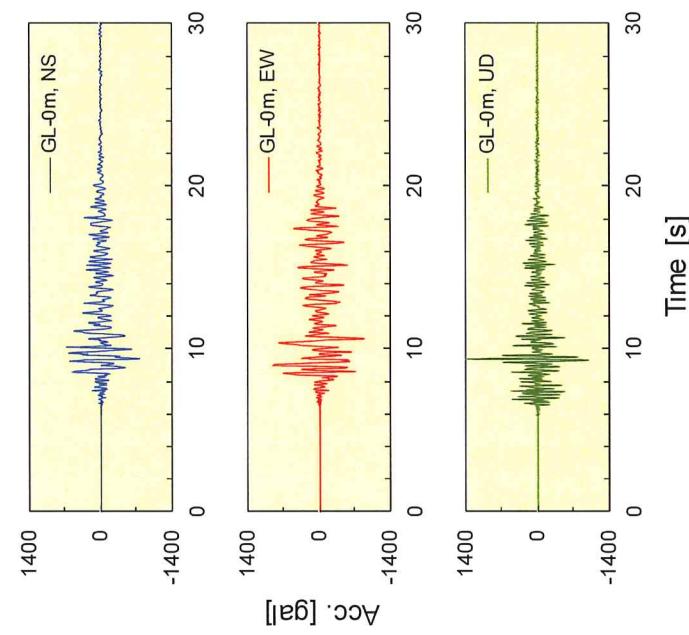


図 I-3 時刻歴波形(GL-0m)

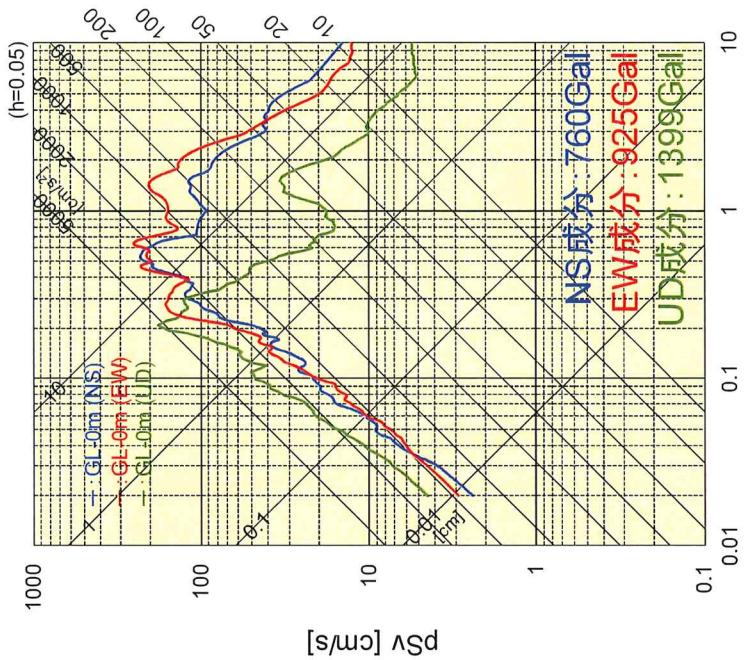


図 I-4 応答スペクトル(GL-0m)

### 3. KiK-net益城観測記録【地中】

- ・時刻歴波と応答スペクトル

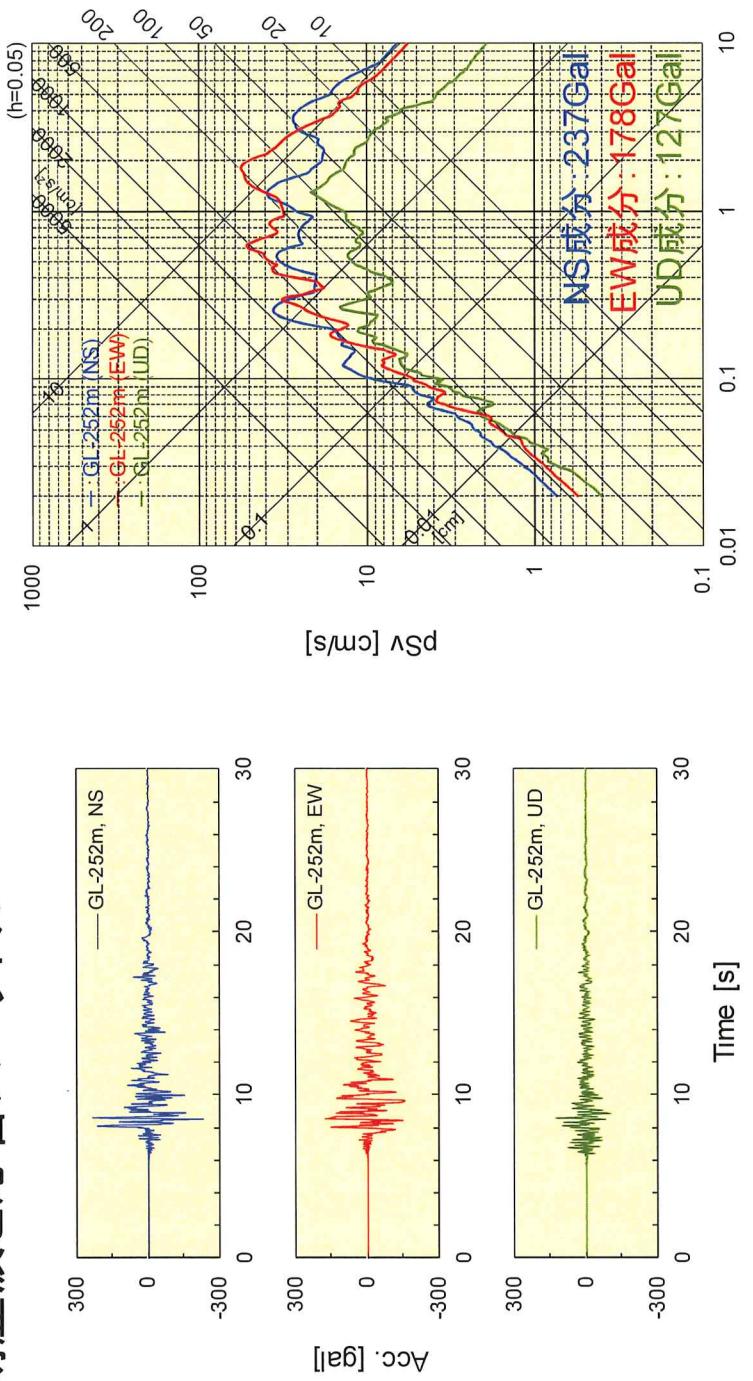
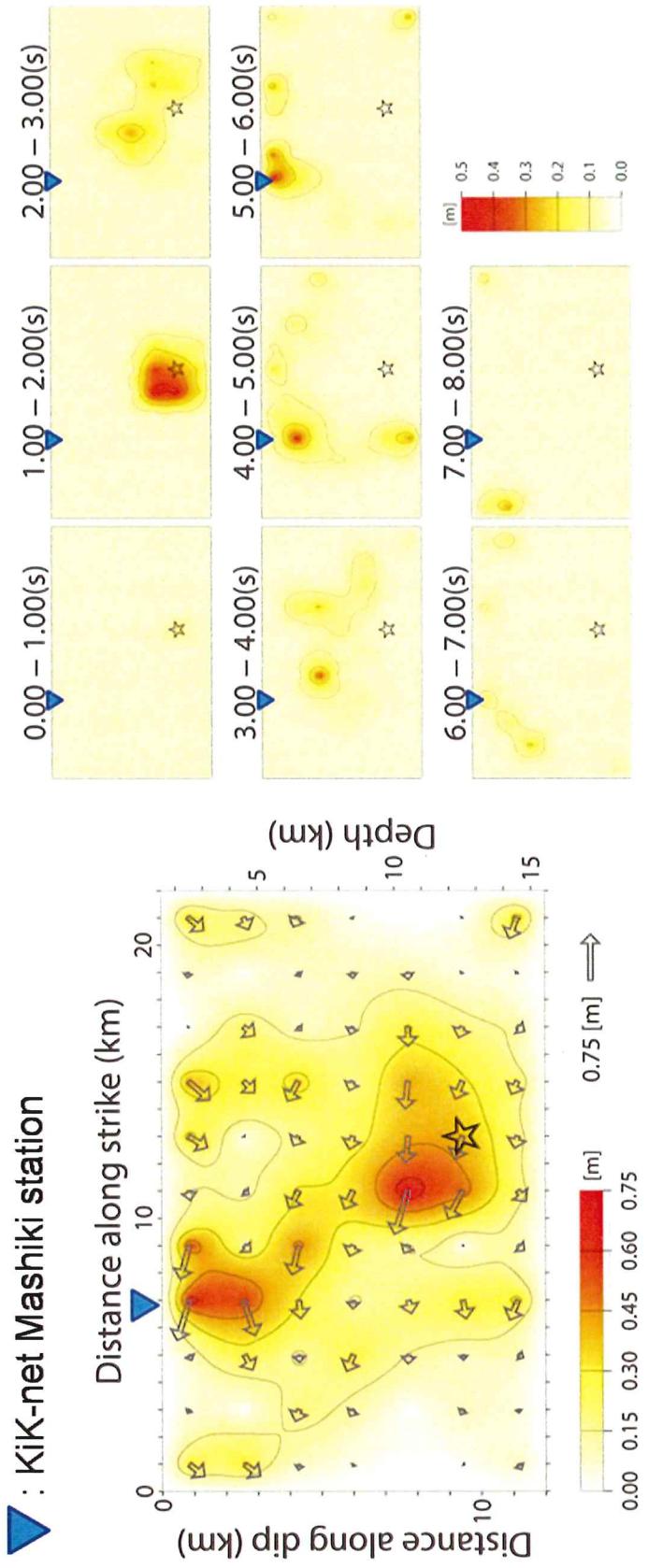


図 I-5 時刻歴波形(GL-252m)

図 I-6 応答スペクトル(GL-252m)

#### 4. 最大前震の震源過程解析



(※防災科学技術研究所ホームページに加筆)

図 1-7 防災科学技術研究所(2016)による最大前震の強震波形記録を用いた  
震源過程解析結果

## 5. KiK-net益城観測点における大加速度振幅の要因

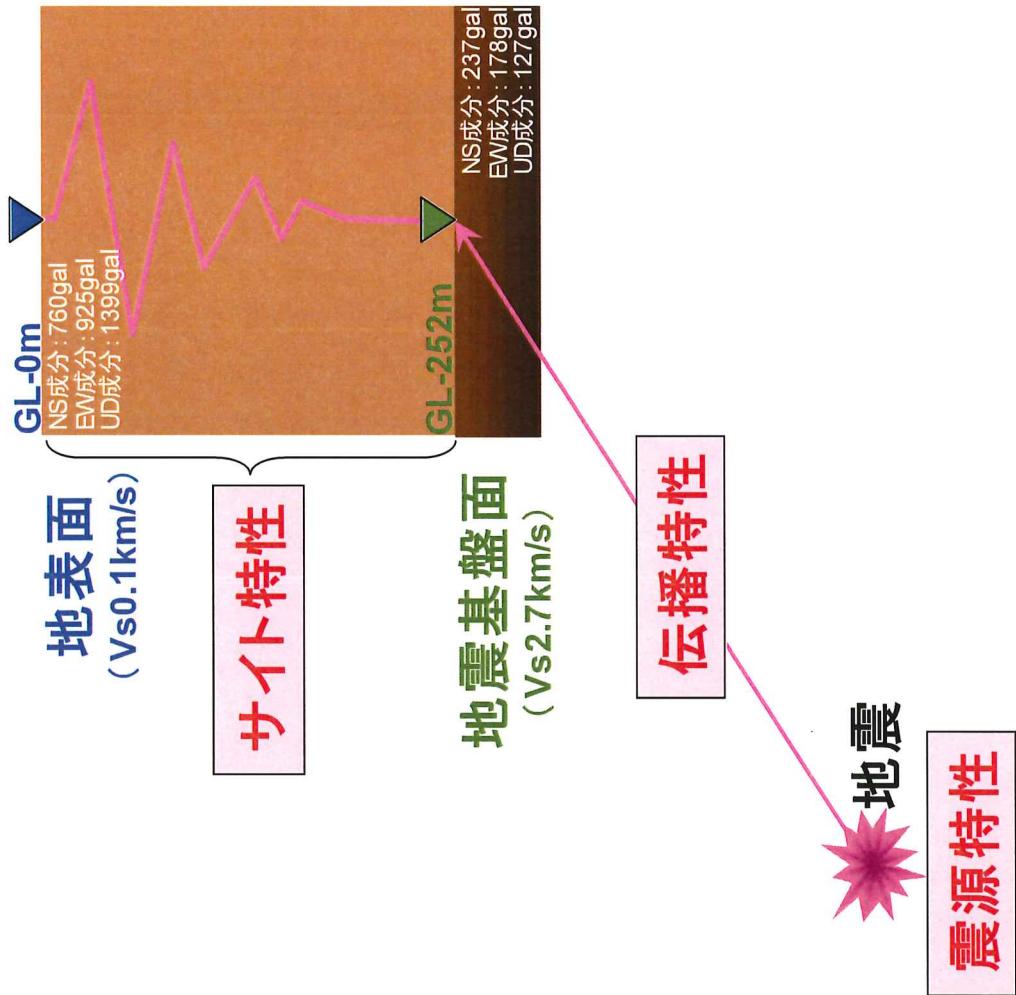


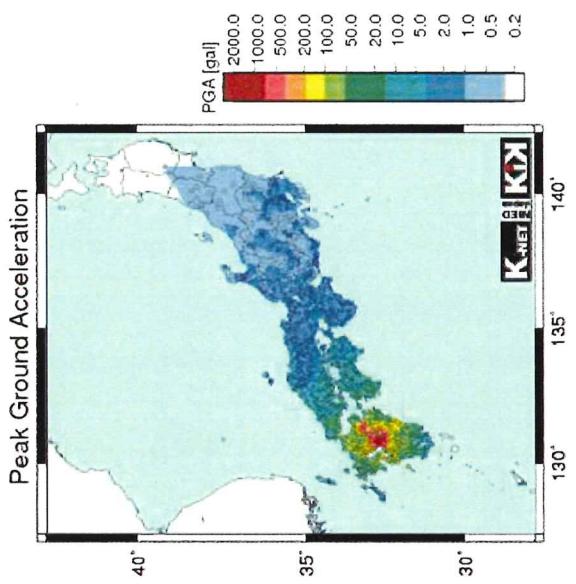
図 1-8 大加速度振幅の要因(概念図)

## II. 熊本地震本震を対象とした震源断層特性について

### 1. 本震( $M_{W}7.0$ )の概要

表 II-1 KiK-net益城観測点最大加速度 (単位:Gal)

観測点(KMMH16)	NS	EW	UD
地表	653	1157	873
地下(GL-252m; $V_s=2700\text{m/s}$ )	159	243	196



2016/04/16-01:25 32.8N 130.8E 10km M7.1 (※防災科学技術研究所ホームページ資料より)

図 II-1 地表最大加速度分布

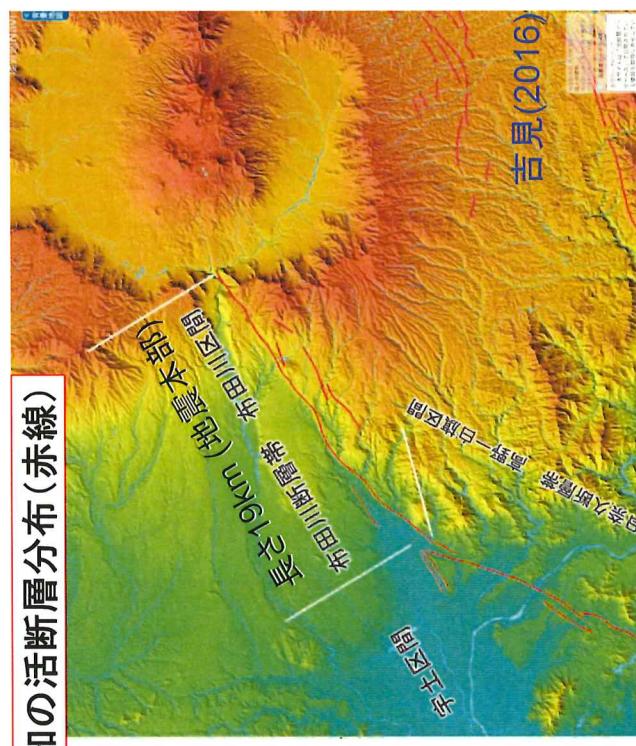
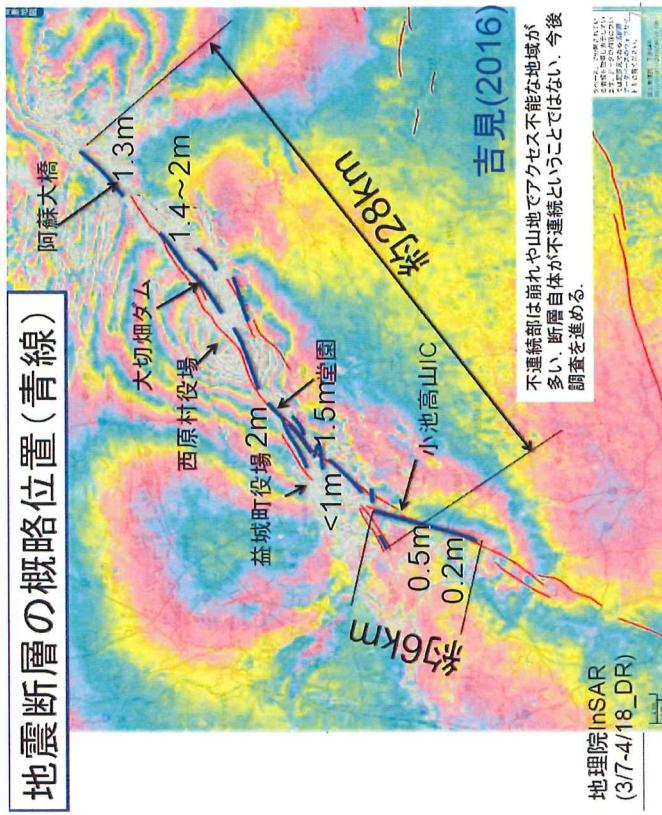
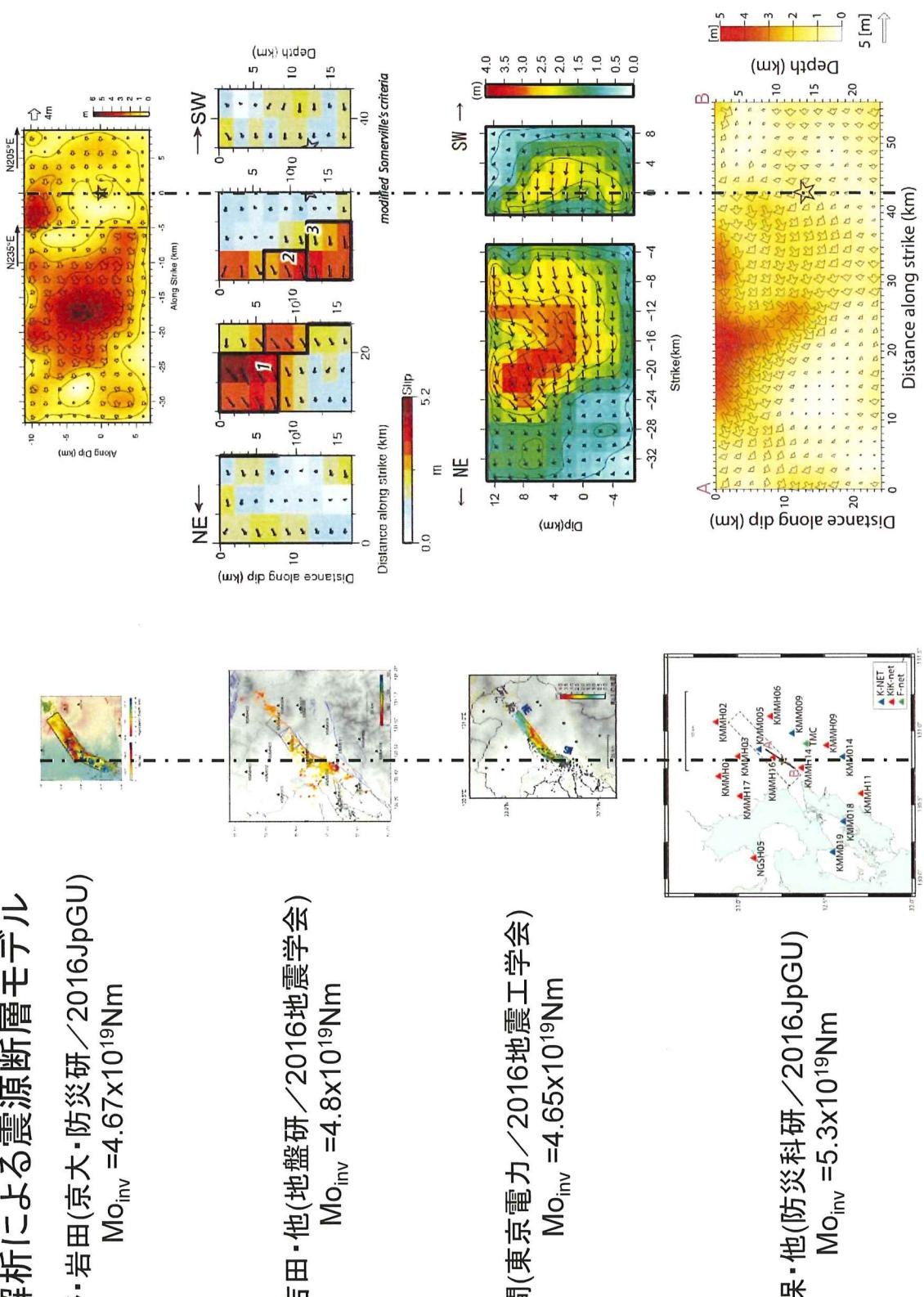


図 II-2 既知の活断層と地震後の地表地震断層

## 2. 地震モーメントスケーリング則について

震源過程解析による震源断層モデル

浅野・岩田(京大・防災研／2016)  $M_{O_{inv}} = 4.67 \times 10^{19} \text{Nm}$



図II-3 震源断層モデル

## 関西電力による地盤動評価ケース

FO-A～FO-B～熊川断層の地盤動評価ケース

考慮した不確かさ	短周期の地震動レベル	断層傾斜角	すべり角	破壊伝播速度 $V_r$	アスペリティ配置	破壊開始点
基本ケース	レシピ平均	90°	0°	$V_r=0.72\beta$	①断層ごとに敷地近傍に配置	9箇所
短周期の地震動レベル	レシピ平均×1.5倍	90°	0°	$V_r=0.72\beta$	①断層ごとに敷地近傍に配置	9箇所
断層傾斜角	レシピ平均	75°	0°	$V_r=0.72\beta$	①断層ごとに敷地近傍に配置	9箇所
すべり角	レシピ平均	90°	30°	$V_r=0.72\beta$	①断層ごとに敷地近傍に配置	9箇所
破壊伝播速度 $V_r$	レシピ平均	90°	0°	$V_r=0.87\beta$	①断層ごとに敷地近傍に配置	9箇所
アスペリティ配置	レシピ平均	90°	0°	$V_r=0.72\beta$	②敷地近傍に一塊(正方形)	5箇所
	レシピ平均	90°	0°	$V_r=0.72\beta$	③敷地近傍に一塊(長方形)	5箇所
短周期の地震動レベルおよび破壊伝播速度 $V_r$ の不確かさの組合せを考慮	レシピ平均×1.25倍	90°	0°	$V_r=0.87\beta$	①断層ごとに敷地近傍に配置	9箇所

■：不確かさを独立して考慮するパラメータ ■：不確かさを重畳して考慮するパラメータ

出典：第332回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合資料「大飯発電所 地震動評価について」

平成29年度原子力規制委員会

第6回会議議事録

平成29年4月26日(水)

原子力規制委員会

平成29年度 原子力規制委員会 第6回会議

平成29年4月26日

13:00～14:00

原子力規制委員会庁舎 会議室A

議事次第

議題1：特定重大事故等対処施設に係る工事計画の審査の進め方について

議題2：熊本地震の分析について

議題3：放射性同位元素取扱事業者による事故・故障等に係る評価について（案）

議題4：国際原子力機関（IAEA）核セキュリティ諮問委員会（AdSec）の結果概要について

て

○田中委員長

それでは、これより第6回原子力規制委員会を始めます。

国会の関係で少し時間がずれました。

本日は、先週お知らせしましたように、伴委員がWENRA（西欧原子力規制者会議）の総会でスイスに御出張中ですので、欠席です。

最初の議題は「特定重大事故等対処施設に係る工事計画の審査の進め方について」です。

これまで2件の特重施設（特定重大事故等対処施設）の設置変更について、原子力規制委員会で許可したところですけれども、今後の同施設の工事認可の申請等も見込まれることから、その対応の方針について御審議いただきたいと思います。

まず、山田原子力規制部長から説明をお願いします。

○山田原子力規制部長

原子力規制部長、山田でございます。

今、田中委員長から御紹介ございましたとおり、特定重大事故等対処施設につきましては、関西電力高浜発電所3、4号炉、九州電力川内原子力発電所1、2号炉について設置変更許可をしてございまして、本日、高浜3、4号炉の工事計画認可の申請が提出されるという連絡を受けておりますのに加え、今後、川内原子力発電所についても工事計画認可申請書の提出が見込まれるということで、工事計画の審査の進め方についてお諮りをさせていただきたいというものでございます。

「2. 対応方針（案）」でございます。まず、「(1) 申請書の公表について」でございます。特重施設の審査については、透明性を確保するとともに、セキュリティの観点にも配慮する必要があるということで、平成28年8月2日の原子力規制委員会資料「特定重大事故等対処施設に係る審査結果のとりまとめの公開に対する考え方について」におきまして、特重施設の設備の名称、設置場所、強度、数等に関する情報は情報公開法に基づく不開示情報として扱うこととされているところでございます。工事計画認可申請書につきましても、同じ方針のもとで取り扱う必要があると考えてございます。

特重施設に係る工事計画認可申請書につきましては、詳細設計としての機器の名称、設置場所、仕様、構造評価等に関するものが主となるということで、申請書の多くの部分が不開示情報になること、それから、今後、審査を踏まえて申請書の補正が数度見込まれることを踏まえまして、申請書の公表につきましては、認可するか否かの処分後に補正後の最終的な申請書について、マスキング等の処理を施した上で公表するという方針としてはいかがかと考えてございます。

「(2) 審査方法について」でございます。特重施設の工事計画の審査につきましても、他の工事計画の審査と同様に、基本的に事務局のヒアリングにおいて実施をするとした上で、審査の状況を踏まえ、必要に応じて審査会合を実施するという方針としてはいかがかと考えております。

なお、この審査に関しましては、主に不開示情報となる具体的な設備の仕様、配置場所、

構造評価等に関するものとなりますことから、事務局ヒアリング及びその審査資料は非公開とし、議事要旨のみ公開する。また、審査会合及びその審査資料については、原則非公開とし、その場合は議事要旨のみ公開するという方針としてはいかがかと考えているところでございます。

以上の方針について御審議いただきまして、御指示をいただければと考えてございます。

以上でございます。

○田中委員長

ありがとうございました。

それでは、ただいまの提案について、御審議、御意見いただきたいと思います。

更田委員、どうぞ。

○更田委員長代理

まず、申請書について。申請書については、これまでの審査の経験も踏まえて言えば、特定重大事故対処施設の申請書に関して、公表できる部分は極めて限られていて、マスキングをすると、要するに、何が書いてあるのか分からない代物になるので、申請時もそうだし、途中段階での補正時においてもそうだと思うのですが、この点は、最終補正についてのみはマスキングをした上で公表する。どちらかに判断すべきなのは、結局、いずれの回にわたっても全く公表しないというのは、マスキングをあれだけかけてしまうと、結局、何を読み取ろうと言っても読み取れないものだから、最終補正がなされた申請書を公開したところで、マスキング部分が非常に多くなる。ですから、全く公表しないというのも一つの提案ではあるのかもしれないけれども、マスキングをかけたものであっても一度も出さないというのも何だからということで、最後の固まった最終の補正の申請書のみということだろうと思います。これは一種の妥協と言つては何なのだけれども、さわりのない着地点というところだと思います。これは提案として致し方ないのかなと私は思います。

審査について、「必要に応じて、」というマジックワードが書かれているので、なかなかつかみにくいところはあるのですけれども、私は審査会合は工事計画認可にあっても、許可に至るまでの段階のような審査会合の頻度を持つ必要はないけれども、工事計画認可においても一定数の審査会合は開くべきだろうと思っています。これが何回かというのは議論のあるところだろうけれども、1つの審査につき、おおむね2～3回だろうと思っているのは、ヒアリングをずっと積み重ねていくけれども、審査会合というマイルストーンを置くことによって、それまでの判断や議論、それから、事実確認を一定程度まとめる効果を持ちますし、それから、設置変更許可、この場合は設置許可と工事計画の間の技術的な線引きというのが全くクリアにできるというものでもなくて、方針を具体的な施設に沿って確認するという工事計画の性格ではあるけれども、一定回数の審査会合は持った方がいいと思います。ですから、「必要に応じて、審査会合を実施する。」と書かれているので、この発言をテイクノートしてもらって、審査会合を開くことに関して、今後ともその方針を保ってもらえばと思います。

以上です。

○田中委員長

ほかにございませんでしょうか。よろしいですか。

今回は工事計画認可申請についての扱いなのですけれども、もともと先に許可の段階で、こういう内容のことを決めています。許可も、その後の工認も、今後、保安規定とか何かもあると思うのですね。それも同じだと思うのですが、その辺についてはいかがですか。

○山田原子力規制部長

今回は順を追ってということで、工事計画認可についてということで考え方を整理してお諮りをさせていただきましたけれども、あらかじめ保安規定についても、これと同様の方針で御指示をいただくということであれば、その方針で進めさせていただきたいと思います。

○田中委員長

更田委員、どうぞ。

○更田委員長代理

保安規定も全く同様であろうと思います。保安規定に定めることも、セキュリティ情報といいますか、脅威の際にどう対処するかの詳細について定めていくことになるし、工事計画認可と同様の理由で不開示情報を多く含んでいると思いますので、特段、保安規定に関して大きく工事計画認可と変わることはありません。審査会合についても、保安規定は非常に細部にわたって、ただし、技術的にはよく申請者との間で議論して共通理解を持たなければならぬところがあるので、これもやはり1案件について最低1回ぐらい審査会合を持つという形ではどうかと思います。

○田中委員長

ほかはよろしいですか。

まず、今、更田委員からもありましたけれども、マスキングでほとんど中身がわからぬものを公表する必要があるのかということなのですけれども、今まで、そういう姿勢で臨んできているということで、その辺、ほかの委員はいかがですか。

○石渡委員

どんな項目について審査しているかということも重要な情報だと思いますので、そういう意味では、マスキングはしてあっても公表することは必要なのではないかと私は考えます。

○田中委員長

田中知委員もよろしいですか。

○田中知委員

同様の考えです。

○田中委員長

更田委員はそれでいいですか。

○更田委員長代理

はい。

○田中委員長

事務局、ちょっと手間になりますけれども、そういうことで。マスキングは、公開を原則としつつも、これはちょっと別物ですので、そういう方向で扱っていただきたいと思います。

それから、審査会合を開くべきという提案で、これはいろいろな意味で、いろいろな議論を、ヒアリングだけではなくて、全体として、グループとしてまとめるという意味もあるだろうから、これは適宜やっていただくということでよろしいですか。

それから、今回、工事計画認可が来ているのですけれども、保安規定も一連のものは、特重に関しては全部同じ扱いにするということでいきたいと思うのですが、よろしいですか。

(首肯する委員あり)

○田中委員長

それでは、そういうことで処置したいと思いますので、よろしくお願ひします。どうもありがとうございました。

次の議題は「熊本地震の分析について」です。

昨年4月16日、ちょうど1年ちょっと前になりますけれども、発生した熊本地震の分析結果について、事務局より御報告いただきたいと思います。

これについては、石渡委員からの御指導もありまして、事務局を中心になって、いろいろ解析をしていただいたところでありますので、まず、小林安全技術管理官、飯島首席技術研究調査官から説明をお願いします。

○小林長官官房技術基盤グループ安全技術管理官（地震・津波担当）

技術基盤グループの地震・津波の管理官の小林です。

先ほどお話をありましたように、昨年の4月に熊本地震が発生してから約1年が経過しております。この熊本地震に関しましては、地震規模をあらわす地震モーメントにつきましては、入倉・三宅（2001）式の適用性を含めまして、いろいろな議論がなされ、この地震に関しまして、原子力規制委員会から調査・分析するように指示が出ていました。今回、技術基盤グループの地震・津波では、平成28年度の研究業務といたしまして熊本地震の分析を行いましたので、その結果について報告させていただきます。

なお、具体的な資料の内容に関しましては、飯島首席技術研究調査官より報告いたしますので、よろしくお願ひいたします。

○飯島長官官房技術基盤グループ安全技術管理官（地震・津波担当）付首席技術研究調査官

技術基盤グループの飯島です。よろしくお願ひします。

それでは、資料2の「熊本地震の分析について」、説明いたします。

まず「目的」でございますけれども、昨年の4月16日に熊本地震の本震が発生しております。この地震で重要な点は、これが兵庫県南部地震以降観測された国内最大規模の内陸地殻内地震であつただけではなくて、地震調査研究推進本部の長期評価の対象となつてゐる活断層帯、具体的には布田川・日奈久断層帶ですけれども、そこで生じて、地震後に地表にあらわれた断層の長さが事前の長期評価に用いていたものよりも長くて、地震規模が想定を超えていたということでございます。

熊本地震の本震の概要につきましては、別紙1、5ページを御覧いただきたいのですけれども、図A-1の左側の図が長期評価における活断層、右側の図が地震後の地表地震断層でございます。断層の長さとか、地震の規模、マグニチュードにつきましては、下の表にまとめてあります。

まず、長期評価においては、断層の長さが布田川区間で19キロメートル、地震の規模はマグニチュード7だったのですけれども、実際に発生した本震はマグニチュードが7.3、それから、断層長さにおきましては、布田川断層帶で28キロメートル、それから、日奈久断層帶の北部で6キロメートルでございました。

表の外に参考ということで、川内発電所適合性審査におけるこれらの断層の取扱いをまとめてございますけれども、布田川断層帶と日奈久断層帶の連動を考慮いたしまして、トータル92.7キロメートル、マグニチュード8.1という扱いになっております。

それから、最後の6ページの表A-1、それから、図A-2は、益城で観測された加速度のデジタル値と時刻歴の波形でございます。

最初のページに戻っていただきまして、この地震に関連いたしまして、震源断層面積と地震モーメントの関係をあらわす入倉・三宅式の適用性、こういったものを合わせて、地震規模の予測手法について、多くの議論がなされております。

この資料の目的でございますけれども、熊本地震の本震の観測記録に基づいて解析を行いまして、現行の断層モデルによる基準地震動策定手法への影響の有無について分析するということでございます。

分析の内容ですけれども、着眼点としては2つございます。

1つが、震源過程解析を基に、地震の断層面積と地震モーメントとの関係を整理しまして、入倉・三宅式との整合性について評価すること。

それから、もう一つが、地震動評価上重要な要因といたしまして、強震動、これは周期1秒以下の短周期成分を主体とする強い揺れということで、設備設計上は非常に重要な要素なわけでございますけれども、この大きさに支配的な震源断層の応力降下量の評価を行うということです。

なお、この分析につきましては、原子力規制庁の委託業務として行っております。委託先は地域地盤環境研究所でございます。

分析の結果について説明します。

まず、断層面積と地震モーメントとの関係でございますけれども、これにつきましては、

地震の観測記録を用いて震源過程の逆解析を行って、震源域のすべり分布を求めました。次に、得られたすべり分布から地震動への寄与度の低い、すべり量が小さい領域を除いて最終的な断層モデルを得たということで、それが図1に示すものです。長さは44キロメートル、深さ方向の幅は18キロメートルで、面積は792平方キロメートルとなります。すべり量の大小が色分けして示されていますけれども、このすべり量と、それぞれの面積及び岩盤の剛性率、これから地震モーメントを計算することができます。得られた地震モーメントが $4.8 \times 10^{19}$ Nmという結果でございました。

2ページに行きますと、この計算結果に加えまして、国内の4つの研究機関が同様に震源過程解析を行っておりまして、そこで得られた面積と地震モーメントの関係につきましても整理して、入倉・三宅式と比較を行いました。それが表1と図2でございます。

表1に書いてございますのが、一番左のYoshida et al.というのが、先ほどの図1の断層モデルです。それ以外の断層モデルにおける結果も、この表にまとめたとおりでございます。

こここの地震モーメントと震源断層面積との関係をプロットしたのが、その下の図2で、赤い三角形で示されているものです。この赤線が入倉・三宅式、それから、破線が過去のデータのばらつきを評価した上で算出した $\pm 1\sigma$ （シグマ）の線です。5つの結果と入倉・三宅式を比較いたしますと、入倉・三宅式とほぼ整合するという結果となりました。

あと、緑色の三角形が1つございますけれども、これにつきましては、表1に示すような震源過程解析ではなくて、F-net、これは防災科学技術研究所広帯域地震観測網ですけれども、この観測地震波から算出した地震モーメント、これが $4.42 \times 10^{19}$ Nm。それから、面積につきましては、表1の5つの平均をとって903平方キロメートルということで、この関係をプロットしたものでございます。これにつきましても入倉・三宅式と整合しているという結果となりました。したがいまして、今回の熊本地震の本震の断層面積と地震モーメントの関係は、入倉・三宅式と整合していると考えてございます。

それから、もう一つの評価のポイントでございます応力降下量についてでございますが、断層が破壊しますと強震動が生じます。震源断層の強震動生成領域（SMGA）の応力降下量が強震動の特性に大きく影響します。応力降下量を評価するに当たりましては、通常は地震動の再現解析を行いまして、観測波形に対して再現性のよい合成波形となるようなSMGAの応力降下量を求めるという方法が使われてございます。この検討におきましても、基本的にその手法で行っています。まずは検討では、震源過程解析から得られた最大速度すべり分布などを基に、図1に示す断層モデルの中に、3カ所にSMGAを設定しました。

図3を御覧いただきたいのですけれども、図3の黒い実線及び破線で示されているのが震源過程解析に基づく断層モデルです。地表面上への投影という形であらわしておりますけれども、4つのセグメントに分かれているというのが御覧いただけると思います。これを参考にしつつ、SMGAを設置しましたけれども、カルデラ内のセグメントにつきましては、地盤の剛性の強度上、動いたとしても強い地震動は生じないであろうという判断のもとに、

それ以外のセグメントに対応する形でSMGA、赤い線で示してございますけれども、それを設定しました。

その上で、再現解析といたしましては、参考文献1、これは4ページ目に示してございますけれども、これを参考に、SMGAの面積、それから、応力降下量、こういった震源断層のパラメータを設定しました。そして、これらを変化させて、観測波形等の残差が小さくなる合成波形を求めたということです。ただ、これはSMGAが3つございます。さらに観測点も多数ございまして、それらを同時にやるとものすごい計算量になるので、ここでは2つのステップに分けて計算を行っております。

具体的には、下の絵の黒い点がわかると思いますけれども、これは観測点を示しています。最初のステップでは、SMGA1、2、3、それぞれ順番に解析を行っています。SMGA1でいきますと、近傍の5つの観測点を対象といたしまして再現解析を行って、残差が一番小さくなるようなパラメータの値を出します。さらに、SMGAの値は固定しまして、次にSMGA2につきましても同様に、近傍の5つの観測点で残差が最小となるようなパラメータを求める。SMGA3についても同様でございます。次のステップとして、最後に、この3つのSMGA1～3と同時に、観測点を全部トータルで残差が最小となるような形ということで求めました。

その結果、最終的に得られたSMGAのパラメータの値が図3の表中に示したものでございます。

それから、図4は最終的な合成波形、これは赤色で示してございますけれども、それと観測波形との比較を示しています。

地震本部におきましては、国内の主要な活断層を対象といたしまして、強震動の予測を行っています。全国地震動予測地図（2009年版）におきます断層モデル、これは160個ほどあるのですけれども、ここでの応力降下量は12.8～17.5MPaです。今回の検討で得られました応力降下量は13.4及び13.6ということで、地震本部の応力降下量とほぼ同程度ということで、この結果から、熊本地震の知見といたしましては、現行の基準地震動策定において応力降下量の設定に関して新たに考慮すべき項目はないと考えてございます。

4ページ目でございますけれども、「まとめ」といたしまして、熊本地震の分析の結果、断層の面積と地震モーメントの関係は入倉・三宅式と整合しています。また、応力降下量については、従来の断層モデルにおける応力降下量と同程度の値となったということで、この2つの観点からは、基準地震動策定手法に影響する要因はないと判断しております。

それから、「今後の研究」でございますけれども、1つポイントとなるのが震源の大きさです。熊本地震の震源域において、物理探査、地質学的調査、こういったものを行いまして、地下構造を分析して、震源断層の大きさの事前評価に係る手法の高度化、具体的には地震でおおよそ震源断層の大きさがわかっておりませんので、その端部評価に軸足を置くような研究を行っていく予定です。成果につきましては、随時公表していく予定です。

この資料については以上でございます。

○田中委員長

ありがとうございました。

それでは、議論、質問をしたいと思いますが、まず、石渡委員からお願ひします。

○石渡委員

どうもありがとうございました。

私、地震の直後の原子力規制委員会で、これについては是非調査をしてくださいと申し上げて、きちんとした結果を1年後にこういう形で出していただいて、大変よかったです。結論としては、熊本地震は非常に強い揺れがあって、しかも、マグニチュード6以上の地震ということですと3回あったわけですね。俗に前震と本震と言われていますけれども、実際は4月14日と15日と16日、それぞれ1回ずつ、3回の強い地震があって、それ以外にもたくさんの強い余震が発生して、非常に大きな被害をもたらしたわけです。ここに出していただいたように、地震全体の断層の長さと強震動の関係ということで見ますと、これまでの内陸地殻内のいわゆる直下型の地震と比べて、特に異常なものだということではないと、そういう理解でよろしいわけですね。

○飯島長官官房技術基盤グループ安全技術管理官（地震・津波担当）付首席技術研究調査官

それで結構でございます。

○石渡委員

それについては、この資料は、原子力規制庁の委託研究のような形で行っていただいたものだけでなく、国内のほかの機関の研究結果も含めてまとめていただいて、こういう結論を導いていますので、これで結構かなと思います。

あと、最後におっしゃいましたけれども、今後の研究として、これは主に強震動についてまとめていただいたということで、これまで分かっていた、あることがはっきりしていた活断層が実際に動いたという例はそんなに多くはございません。特に今回の地震は規模も大きく、人口密集地の近くで起きた地震だということで、調査も非常によく行われております。原子力規制委員会、原子力規制庁としては、やはりこれを原子力規制に生かしていくという観点から、ほかの研究機関がなかなかできないような、例えば、断層の端の部分がどうなっているか、深いところがどうなっているか、あるいは断層のすぐ近くの強震動がどうだったかという観点から、さらに研究を進めていっていただければと思います。私が1年前に申し上げた、調査をしてくださいということに関しては、私としては、今回の御報告で十分であろうと思います。どうもありがとうございました。

○田中委員長

ありがとうございました。

ほかに。更田委員、どうぞ。

○更田委員長代理

ちょっと各論ですけれども、震源断層面積と地震モーメントの関係、図2にまとめられていますが、今回の熊本地震を対象として震源断層モデルを作つてということで、すべり

量から地震モーメントを求めており、地震モーメントの方には、それぞれの報告の中で大きな差はないのだけれども、震源断層面積に関して言うと、5つのうち4つは比較的近いところにあるのだけれども、久保という方の研究では、震源断層面積が非常に大きく変わっている。これはモデルの作り方の考え方には何か大きな違いがあるのですか。

○飯島長官官房技術基盤グループ安全技術管理官（地震・津波担当）付首席技術研究調査官

計算手法は変わりませんけれども、各研究者によって、逆解析をするときに、どの観測点の記録を使うかというところで差が出てくる場合がございます。この5人、全部同じ観測点を使ってやったわけではないので、そのあたりが影響しているのかと考えてございます。

○石渡委員

私の理解では、これは、どのモデルも大体、久保・他とほぼ同じぐらいの断層を最初は仮定して計算をするのですね。動きがほとんどないところは切り捨ててトリミングしたものが、この数字になっているのです。切り捨てる限界値というのが一応決まっていまして、平均の3割ぐらいとかいう話でしたか。

○飯島長官官房技術基盤グループ安全技術管理官（地震・津波担当）付首席技術研究調査官

平均の3割以下のものは切り捨てるという。

○石渡委員

だから、3割よりちょっと大きいと、そこは切り捨てられないわけです。その辺の微妙なところがあって、かなり大きな差が出てしまっているのではないかなどと思いますが、詳しい計算は、私が自分でやったわけではないので、その詳しいところは分かりませんが、おそらくそういうことではないかと思います。

○更田委員長代理

今のお話は、1ページに説明されている「寄与度の低いすべり量が小さい領域を除いて」ということで、残った部分で面積ということなのだろうと思うのですが、ただ、例えば、3割以下のところを除くというのが通説として明解になっているのだったら、立てた断層モデルの中で、強度の強い部分と弱い部分のめり張りというか、分布によって、この面積の評価の仕方が違ってくると。そこに考え方があると言うべきなのかどうなのかなのですけれども、5つの研究の中で、1つ、ただ、これはこのモーメントとの関係の中では $\sigma$ （シグマ）の範囲におさまっているということで、結論に変わりはないのでしょうか。

それから、もう一つ、飯島調査官は説明されていたのだけれども、ちょっともう一段説明を加えてほしいのは、強震動生成領域（SMGA）のところでの説明で、3ページにSMGAの緒元という形で書かれているのだけれども、面積であるとか、それから、例えば、破壊伝播速度は3つとも同じになっていて、地震モーメントも有効数字3桁で書かれています、1と2が同じになつて、何でこんなに同じになるのだというのを説明されていたと思うので

すけれども、もう一段詳しく説明してもらえませんか。

○飯島長官官房技術基盤グループ安全技術管理官（地震・津波担当）付首席技術研究調査官

これはまずは定性的な話になると思いますけれども、伝播速度については、これは岩盤的には非常に近いところというか、同じような岩盤ですので、速度的には同じになると思います。

それから、SMGAI、2ですけれども、これも大体地中の深さ的には同じぐらいのところ。岩盤中の応力というのは基本的には深さに応じて大体決まるということで、横ずれの荷重が加わって、それが発生して応力が解放されるとしても、大体同じ深さで、しかも、これはかなり近いところですので、岩盤的には大体似ているということで、それで、極端に違うということはやはりないのではないかと考えて、結果として同じような値になった、同じ値になったと。パラメータの振り方が、今回はある程度振り方自体にも影響するかもしれませんけれども、定性的にはそういった影響があると考えてございます。

○田中委員長

どうぞ、田中知委員。

○田中知委員

各論的なことで恐縮ですが、同じく3ページなのですけれども、これを見ると、応力降下量は13.4MPa及び13.6であって、これまでのいろいろな評価をされて12.8～17.5の中になるのだという話だったのですけれども、もしこれがどのぐらいこの応力降下量が大きいといふか、そういったときにはどういうふうなことを考慮しなくてはいけなくなるのでしょうか。

○飯島長官官房技術基盤グループ安全技術管理官（地震・津波担当）付首席技術研究調査官

柏崎の中越沖地震のときには、応力降下量を算出すると25を超えるような非常に大きな値が出たということで、それは今まで知られていたものから比べると大きかったということで、そういったものがあれば、やはり応力降下量の設定の中で考慮しなければいけないという形になります。

ちなみに、柏崎については、もう既に短周期レベルを1.5倍するとか、そういった応力降下量については、不確かさの要因という形で基準地震動策定の方に反映されていますけれども、今回はそういった要因が本当にあるのか、ないのか。熊本地震は大きかったですから、それで、そういう観点で調べた結果、通常のといいますか、平均的なといいますか、そういう値であったというふうな結果になったということでございます。

○田中委員長

よろしいですか。

では、私からちょっと。まず、表1の固有名詞が出ているのですけれども、この方たちの所属みたいなものというのは、ちょっと教えていただけますか。浅野・岩田さんという

のはどこの方。京都大学防災研究所ですね。

○飯島長官官房技術基盤グループ安全技術管理官（地震・津波担当）付首席技術研究調査官

参考1の8ページを御覧いただきたいのですけれども、ここに4つの方、浅野・岩田さんは京都大学、それから、引間さんは東京電力、それから、久保さんは防災科学技術研究所です。それから、もうお一方。

○小林長官官房技術基盤グループ安全技術管理官（地震・津波担当）

あと、小林さんは東京大学地震研究所の纒纒先生のところの学生さんで、纒纒先生の指導でやっている研究でございます。

○田中委員長

固有名詞ですけれども、それぞれ我が国を代表するような、こういった研究機関というか、大学だというふうに理解すればよろしいですね。

○小林長官官房技術基盤グループ安全技術管理官（地震・津波担当）

はい。

○田中委員長

それで、実は前に、この熊本地震に関しては、前の島崎元（原子力規制委員会）委員と議論したことがあります、そのときに島崎元委員の主張は、熊本地震によって新たな知見が得られたと。だから、今までの自分の考え方を変えるということで、入倉・三宅式は過小評価になるとおっしゃっていたのですけれども、今回の結果から見ると、表1を見るとそういうふうにはなっていないと。入倉・三宅でもいいと。「でもいい」というか、それが適用できるということが熊本地震の詳細な解析で分かったという理解でいいですか。

○小林長官官房技術基盤グループ安全技術管理官（地震・津波担当）

管理官の小林でございます。

元々、入倉・三宅式の地震モーメントと断層面積の関係で言っている断層面積は、地中で起きた地震の震源断層面積でございます。それと地震モーメントの関係でございまして、そういう関係でしっかりと各5人の研究者が見ていくと、地震の断層面積と地震モーメントの関係というのは、地震記録から再現した結果、入倉・三宅によく合うということが確認できたということでございます。

○田中委員長

私もそういう理解ですけれども、前に島崎元委員と石渡委員も入れて議論をしたときに、結局、彼は岩波の『科学』に震源断層の長さは31キロメートルで、深さが13~14キロメートルで、面積が416平方キロメートルという主張をされた。今回の結果を見ると、いずれも、逆に言うと値が小さいですよね、かなり。ですから、新たな知見が得られたという、そのベースになる熊本の知見というのがどうもマジョリティーにはなっていないなという気がするのですけれども、違いますか。

○小林長官官房耐震等規制総括官

規制総括官の小林でございます。

少し私の方から補足させていただきますと、先ほどの資料の4ページ目ですけれども、今後の研究の中で、震源断層の大きさの事前評価に係る手法の高度化ということで、より一層の、今回のはあくまでインバージョンですので、事後評価の点を中心にやったということで、事前評価に係る手法の高度化ということで、より精緻化しようということで、今後、取り組んでいきたいということでございます。

ただ、現状でも、一番最後のページを見ていただきますと、参考2でございます。これは、大飯の場合、以前に原子力規制委員会の中でこれを御説明させていただきましたけれども、大飯の例の不確かさの例でございます。この組み合わせ等を見ていただきますと、一番上の基本ケースというのがございます。

ここには書いてございませんけれども、この基本ケースというの、そもそもF0-A～F0-Bプラス熊川ということで、長さを35キロメートルから63キロメートルに長くしているということと、プラス、そもそも基本ケースの中ではアスペリティ、いわゆる強震動領域を敷地により近づけてやるとか、こういう保守性を考慮してございます。ですから、現状の評価としては、地震動については、現状でも十分な評価が行われているというのが実情でございます。ですから、今後、それをより精緻化しようというのが基盤グループの取組でございます。

以上でございます。

#### ○田中委員長

先ほど石渡委員からもありましたけれども、まとめの4のところに、今後の課題で、結局、実際に地震を起こす断層というのは地下深くにあるので、それを完全に予測するというのはなかなか難しい。そういう意味で、私どもの審査の過程では、今、小林総括官の方からあったように、この最後にあるように、いろいろな震源断層の長さを2倍、できるだけ長くとっているとか、最終的に1.5倍にするとか、島崎元委員は、横ずれ断層で90度だから面積が小さくなるということで、75度にとっているというようなことを申し上げたことがあるのですけれども、それはもう島崎元委員は、自分がこういうことを審査したのだから、十分承知の上でそういうことをおっしゃっているのかもしれませんけれども、私は今、かなり保守的に評価しているというふうに理解しています。

石渡委員にもちょっとコメントを頂きたいのですけれども、そういう理解でよろしいですかね。

#### ○石渡委員

そういう理解で結構だと思います。繰り返しになりますけれども、例えば、5ページのこの表の下の<参考>と注のように書いてあるところ、小さい字ですけれども、御覧いただくと、川内原子力発電所の審査においては、これは島崎先生が委員在任中に行われた審査ですけれども、布田川断層帯と日奈久断層帯は連動するものとして、一遍に動くということで、長さ92.7キロメートル、マグニチュード8.1の地震が起きるという想定でやってお

りました。今回はその北側の半分が動いたというようなことになるわけです。ですから、原子力発電所の審査としては、かなり厳しい条件を設定して行っているということは確かだと思います。

以上です。

○田中委員長

ありがとうございました。

その上で、なおかつ、やはりいかにその予測、精度よく予測するかというのが今後の課題だということなので、それについては、今後とも引き続きやっていただくということは非常に結構なことだと思いますし、先ほど石渡委員もそのことを申し上げていたのではないかと思いますので、是非それはそういうふうに進めていただければと思います。

そのほか、非常にいい解析というか、分析をしていただいたと私も思うので、感謝したいと思うのですが、そのほかになれば、本件、このあたりでよろしいですか。

(首肯する委員あり)

○田中委員長

どうもありがとうございました。

次の議題に移ります。次の議題は「放射性同位元素取扱事業者による事故・故障等に係る評価について（案）」です。

島根放射線規制室長から御説明をお願いします。

○島根長官官房放射線防護グループ放射線対策・保障措置課放射線規制室長

放射線規制室の島根でございます。

それでは、資料3の「放射性同位元素等取扱事業者における事故・故障等に係る評価について」、御説明させていただきます。

本日御説明させていただきますのは、平成28年度に報告を受けました事故・故障関係の3件及び危険時の措置に係るもの1件の計4件でございます。

さらに、あわせまして、それぞれについてINES（国際原子力・放射線事象評価尺度）の評価を行いましたので、御説明させていただくというものでございます。

それでは、2ページ目でございます。

2ページ目には法令報告に基づくものを載せさせていただいておりますけれども、まず、1番目といたしまして、株式会社ダイキヨウにおける放射性同位元素の盗取の件でございます。

本件は、社用車の中に置いていたセシウム137密封線源を内蔵しておりますポータブルレベルメーター、これはガスボンベの液化されたガス量の計測などを行う装置でございますけれども、これが盗取されたというものでございます。本件に関しましては、後日、警察より発見されたとの連絡が入り、現在は同社に戻っております。

盗取の主な原因といたしましては、事業所内に保管すべきところを車内に保管するという使用慣れによる管理の不備が挙げられるため、再発防止策といたしましては、使用・保

# 原子力発電所の耐震設計のための基準地震動

入倉孝次郎

●愛知工業大学

## 1. はじめに

「発電用原子炉施設に関する耐震設計審査指針」は4年に及ぶ議論を経て昨年9月19日に改訂された。今回の原子力発電所の耐震設計審査指針改訂における重要ポイントの1つは、耐震設計の前提となる基準地震動をどのように決めるかにあった。改訂が必要となった背景には、地震学などにおける新知見の蓄積や原子力発電所の耐震設計技術の進歩があるが、やはり、1995年に発生した兵庫県南部地震の経験が契機となっている。この地震で得られた強震動を含む種々の記録に基づいて、断層の活動様式、震源破壊過程と地震動特性、構造物の耐震性等にかかる貴重な知見が得られた。改訂理由の1つは、これらの最新の重要な知見を耐震安全性に対する信頼性向上に反映させることにある。もう1つは、国際的に原子力安全耐震設計に対し確率論的安全評価を取り入れるという動きがあり、この考え方を日本でも入れるべきとの意見が原子力のリスク研究者から出されていた。

原子力発電所の耐震設計審査指針の基準地震動の基本的な考え方は「地震学的および地震工学的見地から見て、施設の寿命中に極めてまれではあるが発生する可能性のある限界的地震動を基準地震動として最新の知見により策定し、そのような地震動に対して、発電用原子炉施設を、安全防護施設を含めて極必要な安全機能が損なわれず周辺の公衆に過度の放射線災害を与えないように設計する」ことにある。これは原子力発電所のように万一事故が起こったら広域に極めて重大な被害の発生が予想される施設に対しては当然のことで、旧指針においても同様の考えに基づいて耐震設計の方針が規定されていた。今回の指針の改訂でこれまでに比べて基準地震動の策定方法が大幅に高度化されるだけでなく、「この基準地震動は、個別の安全審査時における最新の知見に照らして、その妥当性が十分確認されなければならない」と明記された。これに加えて、「このような限界的地震動に対する安全性を達成しても、なおかつ地震によるリスクは残存する可能性があることを踏まえ、この『残余のリスク(注1)』を考慮して、公衆放射線災害のリスクを評価し、それを合理的に実行可能な限

り小さくすることに努力が払われるべきこと」も記されている。

## 2. 基準地震動にかかわる主な改訂点

旧指針では、「基本方針」として「発電用原子炉施設は、想定されるいかなる地震力に対しても、大きな事故とならない、誘因とならないような十分な耐震性を有していなければならない」と定められていた。ここでの「いかなる地震力」とは、耐震設計のための基準地震動は想定しうる最大限の地震動として与えることを前提としている、と考えられる。

新指針の「基本方針」では、地震動および地震力に関する定義を厳密化し、「施設の供用期間中にごくまれではあるが発生する地震動、基準地震動による地震力に対して、その安全性能が損なわれない設計をする」と規定された。これが基準地震動Ssを決める根拠となる。また、解説において以下のように記述されている。地震動の策定については、「『施設の供用期間中に極めてまれではあるが発生する可能性があり、施設に大きな影響を与えるおそれがあると想定することが適切な地震動』を適切に策定し、この地震動を前提とした耐震設計を行うことにより、地震に起因する外乱によって周辺公衆に対し、著しい放射線被爆のリスクを与えないようにすることを基本とするべきである」としている。さらに、「残余のリスク」の存在について、「地震学的見地からは、上記のように策定された地震動を上回る強さの地震動が生起する可能性は否定できない。このことは、耐震設計用の地震動策定において、『残余のリスク』が存在することを意味する」と記されている。

上のように「残余のリスク」が存在することは明記されたが、その評価方法および適用については、「安全目標が決められていない段階で、残余のリスクについて具体的な数値は決められないため、合理的に可能な限り小さくするための努力を払うべきである」と規定されている。なお、この問題については、分科会の見解という形で、安全審査とは別に、運転開始までに確率論的安全評価を試行的に実施、確認することとし、学問の進歩や国民的コンセンサスの状況を踏まえて改訂ができるよう、実際に残余のリスクを必ず評価して

データの蓄積を図ることとしている。

基準地震動の策定について、旧指針では工学的判断から決められた設計用最強地震S1と理学的観点から設計用限界地震S2の2種類が定義されていた。今回の改訂の審議で、基準地震動は最近の地震学および地震工学における蓄積を踏まえ、旧指針におけるS1およびS2の策定方針を統合し高度化して、科学的見地から限界地震動を決めるべきということで、Ssに統一した。設計用に必要なものとして地震工学的に定義されるSdが規定されることになった。また、これまで水平方向のみ決め、鉛直方向は水平方向の2分の1と仮定していたものを、検討対象とする地震とそのサイトの性質に応じて、水平方向に加え、鉛直方向についても策定するとした。これまでの応答スペクトルに加えて、断層モデルを用いた手法も採用するとともに、地震動のある種の不確実さについてもばらつきを考慮することが明記された。

検討対象とする活断層について、耐震設計の安全性を高めるため調査期間を5万年から後期更新世以降に拡大した。また活断層の調査方法について、敷地からの距離に応じて、地形学・地質学・地球物理学的手法等を総合した十分な調査を義務付けている。旧指針では、敷地又はその近傍で活断層が認められない場合においてもM6.5の直下地震による地震動を考慮すると規定されていたが、改訂指針では、詳細な調査をもとに敷地ごとに震源を特定するように最大限の努力をするが、なお見逃される可能性があるので、「震源を特定せず策定する地震動」として、一定レベルの地震動を別途設定することになった。

### 3. 基準地震動の策定

改訂指針において、基準地震動は、地震学および地震工学の最新の知見を踏まえ、かつ従来の指針と継続性がある形で、策定することが規定された。基準地震動Ssは、施設の耐震安全性を確保するための耐震設計の前提となる地震動で、その策定に当たっては、個別の安全審査時における最新の知見に照らして、その妥当性が十分確認されねばならないことも定められた。改訂の重要な1つは、基準地震動のSsを決めるために、必ず敷地ごとに、最も大きな影響を与える可能性のある地震について、地震活動・震源の性質、および伝播経路・サイト特性を十分調査することにある。これらの調査に基づき、基準地震動Ssは「敷地ごとに震源を特定して策定する地震動」及び「震源を特定せず策定する地震動」について策定する。

### 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

「敷地ごとに震源を特定して策定する地震動」は以下の手順で策定される。はじめに、敷地に影響を及ぼす地震について、「内陸地殻内地震」、「プレート間地震」、「海洋プレート内地震」という地震発生様式等に着目した分類により、それぞれについて地質・地形学的および地球物理学的調査を行い、敷地に影響の大きい地震がどれかを検討する。「内陸地殻内地震」のため評価すべき活断層は後期更新世以降に活動が否定できないものとする。「プレート間地震」や「海洋プレート内地震」は、過去の地震の発生状況を精査し、敷地周辺の中・小・微小地震の活動、応力場、地震発生様式に関する既往の研究成果を総合的に検討して選定される。このような調査に基づき、検討用地震を設定し、それぞれの検討用地震ごとに、「応答スペクトルに基づいた地震動評価」および「断層モデルに基づいた地震動評価」の双方を実施する。

応答スペクトルに基づく地震動評価に関しては、従来から活断層のマグニチュードと距離減衰式から大崎スペクトルを決めて、経験的な包絡関数からスペクトルを決めるという方法で基準地震動の策定がなされてきた。改訂指針でも、これまでの基準地震動策定の経験を生かして、同様の手法で基準地震動を策定する。設計用の応答スペクトルの形状は大崎スペクトル策定以後蓄積された強震動データを用いて求めなおした用いることが前提となる<sup>(1),(2),(3)</sup>。最近の各地で得られた強震動データから、応答スペクトルの経験的関係式は内陸地殻内地震やプレート間地震など地震発生様式の違い、震源域や伝播経路などの地域特性、により異なることがわかってきた<sup>(4),(5)</sup>。敷地ごとに応答スペクトルの適用に当たって上記のことを考慮することが必要となる。

断層モデルを用いた手法による地震動評価に関して、最近、地震調査委員会は標準的な評価法として「強震動予測レシピ」を推奨している<sup>(6)</sup>。この方法は、断層面積や地震規模のような震源の全体像を表す「巨視的断層パラメーター」と、震源断層の中の不均質性を表すアスペリティの面積やそこでの応力降下量などの「微視的なパラメーター」の両方を考慮して、強震動を算出する。これらの「巨視的断層パラメーター」と「微視的なパラメーター」は地震モーメントを関数として経験的に得られた2つの異なるスケーリング則により推定される(図1参照)。

内陸地殻内地震でもプレート境界や海洋プレート内に起る海溝型地震でも、種々の調査データから震源域の大きさやアスペリティの情報が得られると、レシピに基づいて震源断層がモデル化され、強震動波形の

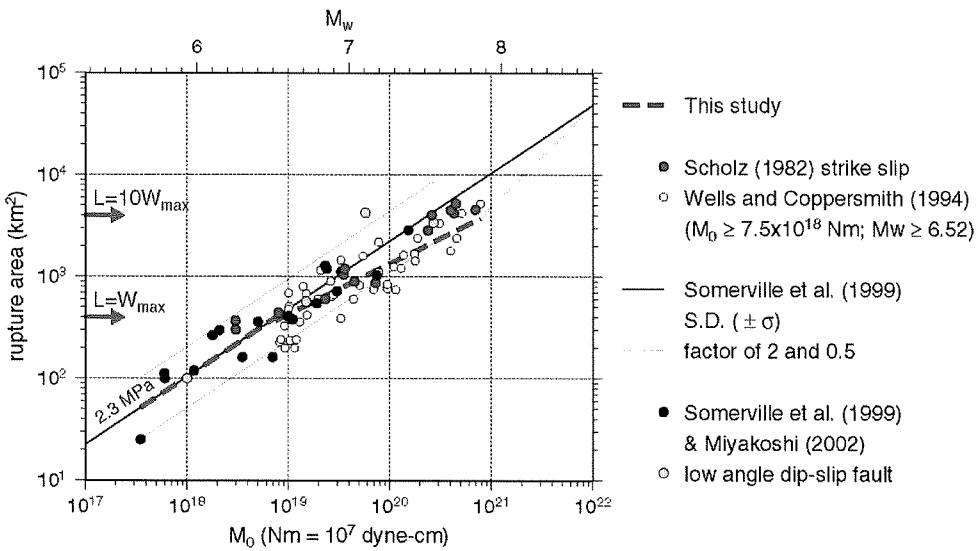


図1. 地震モーメントと断層面積のスケーリング則。太破線は3段階のスケーリングを示す。最初の折れ曲がりは、 $M_0$ が $7.5 \times 10^{18}$  Nm、Mwが6.52。(入倉, 2004)<sup>(16)</sup>より引用。

計算ができる。また、波形が得られれば応答スペクトル、最大加速度、最大速度などの情報も同時に得ることもできる。とくに、敷地が震源断層に近い場合には断層モデルを用いた方法を重視することが決められている。これは、震源近傍域では震源断層とサイトの幾何学的位置関係により強震動の波形が大きく影響を受けるからである。強震動の破壊力を評価する上で、波形の位相特性が非常に重要になる<sup>(7)(8)</sup>。

原子力施設の耐震安全性を確保するために、敷地ごとに十分な調査をし、震源を特定して地震の震源断層のモデル化を行って基準地震動を決めるということは世界に誇る最新の考え方である。これが今回の改訂の要点の1つで、国際的にも日本がはじめてのものである。

#### 震源を特定せず策定する地震動

今回の改訂では、基準地震動Ssは、詳細な活断層や海溝域の調査により敷地ごとに検討用地震を選定し、「震源を特定して策定する地震動」として与えられることを基本としているが、調査を行っても特定できない地震の存在も知られている。旧指針では、規模の小さい地震は見逃す可能性があるとして、すべての敷地でマグニチュード6.5の「直下地震」が震源距離10 kmに起こることを想定して、設計用限界地震の1つとして地震動の評価を行っていた。今回の耐震指針検討分科会の審議では、近年起きた地震と活断層の関係の調査研究により、マグニチュード6.5以上の活断層地震は震源が特定できるとは言い切れないことが指摘された。

活断層のないところに地震が発生した場合、①調査が十分に行われてなかっただけで、詳細な調査を実施すれば活断層の評価は可能であった、あるいは②事前に詳細な調査を行っても活断層の存在は特定できなかった、という2つのケースが考えられる。これまでの研究成果から、一般的には、一定規模以上の地震が発生したとき、地震に伴い地表断層が出現し、地震の痕跡が変動地形や地下構造に累積されるが、規模の小さい地震では地表断層が出現しないので、明瞭な断層地形は形成されない、ことはわかってきた。このような関係は「地震規模と地震断層の面積の関係」や「地震規模と震源断層の長さの関係」など断層パラメーターに関するスケーリングに顕著な折れ曲がりがみられることからも明らかになってきた(図1および図2上図参照)。しかしながら、最近の地震の兵庫県南部地震の震源過程の研究などから、アスペリティが浅い時には、地表断層が出現するが、アスペリティが深いと地表断層が出現しない、こともわかってきた<sup>(9)</sup>。このようなアスペリティ・モデルの考え方から、活断層を事前に特定できるかどうかを地震規模のみで規定するのは問題があることも分科会で指摘された。地震動の観点からは、震源が直下にあるとき、アスペリティが浅いと敷地へ影響の大きい揺れが生じるが、アスペリティが深いと敷地への影響は相対的に小さくなる。

そこで、改訂指針では、旧指針のようにM6.5の「直下地震」というような一定規模の「地震」を規定するのではなく、地震動のレベルから「震源を特定せず策定

する地震動」を基準地震動の1つとして別途に算定することとした。具体的には、震源と活断層を関連付けることが困難な内陸地殻内地震について、国内外の幅広い知見の収集、検討を行い、そのような地震の過去の観測記録を収集し、これらを基に敷地の地盤物性を加味した応答スペクトルを設定し、これに地震動特性を適切に考慮して地震動評価を行うこととした<sup>(10)</sup>。ただし、この考え方を具現化して策定された基準地震動の妥当性については、申請時点における最新の知見に照らして個別に確認する必要があることも規定されている。

#### その他考慮すべき問題点—その1：孤立した長さが短い活断層

先に述べた巨視的断層パラメータのスケーリング則から、一定規模以上の内陸地殻内地震は、多くの場合地表断層地表断層が出現し<sup>(11)</sup>、地表断層の長さと震源断層の長さがほぼ一致する<sup>(12)</sup>。したがって、地表に現

れている活断層の長さから将来起こる地震の規模が推定できると考えられている。

ところが、地形・地質調査などから孤立した長さの短い活断層の存在も知られている。たとえ短くてもそのような活断層は過去の地震活動の痕跡を示すもので、将来地震の源となる可能性が高いと考えられ、当然「震源を特定して策定する地震動」として評価対象とするべきである。ただし、地表に現れている活断層の長さから「断層長さと地震規模」のスケーリング則などにより地震規模を推定するのは問題がある。

これまでの内陸で活断層に関する地震に関して、地表地震断層の長さと地震規模や震源断層の長さの関係について、Stirling et al. (2002)<sup>(13)</sup>によりコンパイルされている。それらのデータの中には、信頼性に欠けるものや明らかな誤りなどが含まれているので、慎重にデータの選別を行い、信頼性のあるデータのみ用いて地震モーメント ( $M_w$ ) と地表断層長さ ( $L$ )

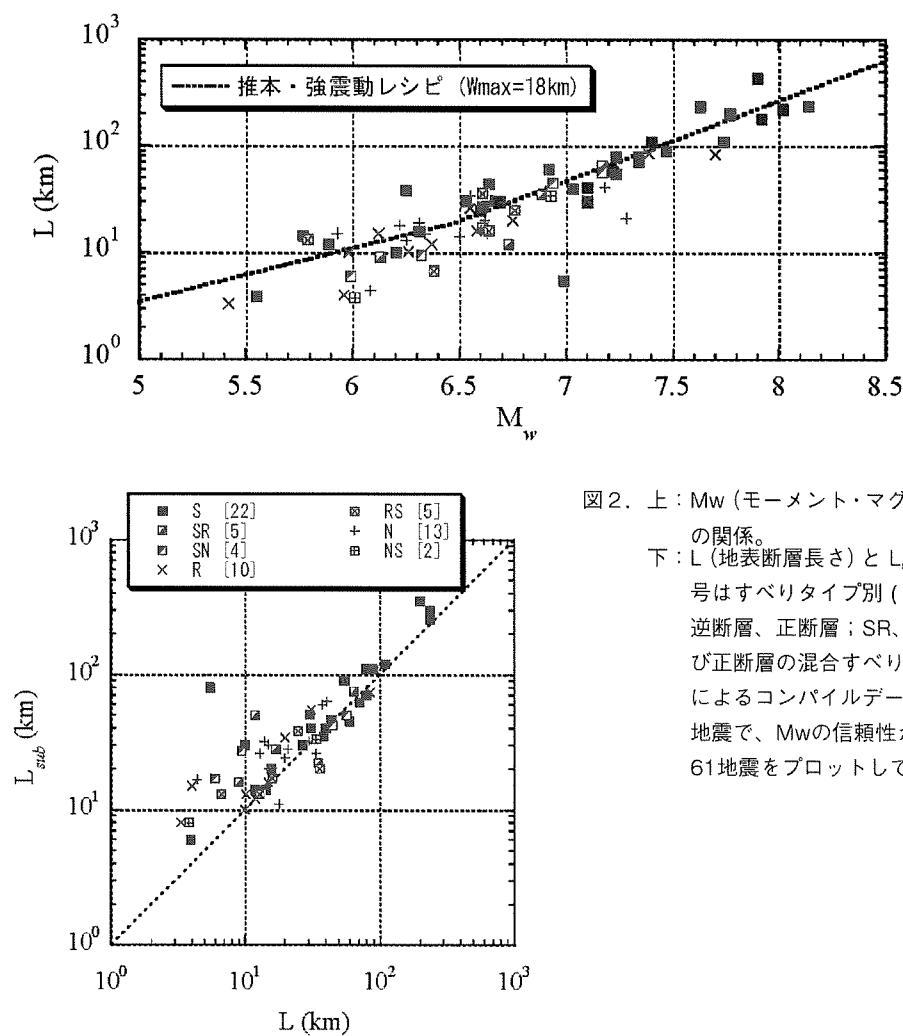


図2. 上： $M_w$  (モーメント・マグニチュード) と  $L$  (地表断層長さ) の関係。  
下： $L$  (地表断層長さ) と  $L_{sub}$  (震源断層長さ) の関係。記号はすべりタイプ別 (S、R、Nはそれぞれ横ずれ断層、逆断層、正断層；SR、SN、RSは横ずれ、縦ずれ、および正断層の混合すべり) を示す。Stirling et al.(2002)<sup>(13)</sup>によるコンパイルデータのうち、 $L$ と  $L_{sub}$  が記載された地震で、 $M_w$ の信頼性が低いと考えられるものを除いた61地震をプロットしている。野澤(2006)<sup>(14)</sup>より引用。

の関係(図2上参照)、および地表断層長さ(L)と震源断層(L<sub>sub</sub>)の関係が野澤等により作成された(図2下図参照)<sup>14)</sup>。

図2の上図は観測データから得られるMwとLの関係は、断層幅Wmaxが18 kmで飽和すると考えると、よく説明できることを示している。そのとき、Lが約20 kmでMwがほぼ6.5を境としてMwとLのスケーリング則が変化していることがわかる。また、図2の下図から、Lが20 kmよりも大きい地震ではLとL<sub>sub</sub>は比較的よく対応するが、Lが20 kmよりも小さくなると、両者は顕著にずれている。Lが小さくなてもL<sub>sub</sub>は約20 km付近に漸近し、それ以上小さくならない。これらの関係から、地表に数km程度の長さの孤立した活断層がある場合、地震学的に考えると地下には最低20kmくらいの断層が存在する可能性が否定できない。ただし、ここでの震源断層の長さ(L<sub>sub</sub>)は必ずしも精度良いものではなく目安値として考えるべきものである。

孤立した短い活断層の震源断層を想定するために、図1に示されるような震源断層の面積と地震モーメントに関するスケーリング則にしたがって、地表断層が現れる可能性が高い一定規模以上の地震(たとえば、M<sub>0</sub> > 7.5 10<sup>18</sup> Nm、Mw ~ 6.5)とするなど最新の知見の整理が必要と考える。

#### その他考慮すべき問題点—その2：ばらつきの評価—

検討用地震を選定して、地震規模、震源断層、アスペリティなど震源断層パラメーターを推定し、基準地震動Ssを策定するときに、種々の不確かさ(ばらつき)が存在する。この不確かさは基準地震動を過小あるいは過大な評価をもたらす可能性がある。

改訂指針では、本文で「基準地震動Ssの策定過程に伴う不確かさ(ばらつき)については、適切な手法を用いて考慮することとする」と明記し、解説においても「基準地震動Ssの策定過程に伴う不確かさ(ばらつき)」の考慮に当たっては、基準地震動Ssの策定に及ぼす影響が大きいと考えられる不確かさ(ばらつき)の要因及びその大きさの程度を十分踏まえつつ、適切な手法を用いることとする、と記されている。これは、断層パラメーターの不確かさにより、基準地震動が過小評価にならないように歯止めとして規定された。

地形・地質調査などにより、震源断層が推定されたとき、算定される地震動が過小評価にならないよう検討が必要である。活断層や地震活動の調査等で標準的な震源断層モデルが設定できたとき、ここの断層パラメーターの不確かさを考慮して敷地に影響の大きい震源断層モデルの想定して地震動の範囲を評価する必

要がある。

#### 4. おわりに

耐震指針検討分科会は、4年10ヶ月にわたる審議の結果、改訂指針(案)を平成18年4月28日に全会一致でとりまとめた。それを受け原子力安全基準・指針専門部会で審議を行い、一部修正の上承された。原子力安全委員会は、指針(案)の内容を妥当と認め、行政手続き法第39条の規定に基づき意見公募を行った。意見提出期間は30日間で短いものだったが、世論の関心の高さを反映して、680件のコメントが出された。特に、基準地震動については、4年間にわたる議論の中で意見相違の大きかったところであり、賛否を含む多様な意見が出された。

提出意見の中に、2006年6月に島根原子力発電所のサイト近傍のトレーンチ調査で活断層の存在が明らかになったのは、指針で規定されている活断層の調査法に問題があるのではないかの指摘があった。この問題は分科会における指針案のとりまとめの後に明らかになつたもので、「安全審査」は信頼性があることを前提とした指針作りそのものに問題があるのではないか、また原子力発電所にかかるこれまでの活断層調査が、変動地形学を中心とする現在の活断層研究が十分に反映されたものになっていない、などの意見が出されました。

これらの提出意見について審議の結果、指針に規定されている活断層調査に関する項目について、変動地形学的な研究者の指摘する変動地形学的調査を明示的に入れるよう修正された。安全審査の信頼性に関しては、今回の改訂指針は敷地からの距離に応じて詳細な活断層調査を規定しており、これまで以上に信頼性ある調査が行われることになる、との意見が多数を占めた。個人的意見としては、この問題に関して、今後安全審査において活断層の見落としなどがおこることのないように適切な専門家を委員とするなど適切な対応を関係機関に強く要望したい。

震源を特定せず策定する地震動の策定方針については、分科会においても意見が分かれたこともあり意見公募でも多くの意見が出された。この問題については、これまでの分科会での議論のまとめとして、指針の解説で敷地周辺の状況等を十分考慮した詳細な調査を実施しても、なお敷地近傍において発生する可能性のある内陸地殻内の地震の全てを事前に評価しうるとは言い切れないことから、敷地近傍における詳細な調査の結果にかかわらず、全ての申請において共通的に考慮すべき地震動と規定されている。すなわち、「震

源を特定せず策定する地震動」は詳細な地形・地質調査の結果、敷地周辺に活断層が確認されない場合でも、基準地震動として想定すべき minimum requirement を意味している。孤立した短い活断層が確認されたとき、断層の一部しか地表にあらわれない可能性も考慮し一定の長さ（約20 km程度）あるいは一定規模（Mw ~ 6.5）を想定するとともに、基準地震動が過小評価となるないように不確かさも考慮することなど、震源を特定せず策定する地震動と、震源を特定する地震動の境界がないように規定されている。このようないくつかの歯止めを掛けることにより、改訂指針で安全性の高い基準地震動の策定が可能となる、と考える。

今回の耐震指針の改訂は、現時点における地震学及び地震工学に関する新たな知見の蓄積等を反映してなされた。最重要の変更点である基準地震動の策定方法は現状の技術レベルから見て最先端の知識に基づいた高度化が図られている。

指針の改訂において、もう1つの重要な点である残余のリスクについても、その存在を十分認識しつつ、それを合理的に実行可能な限り小さくするための努力を払うべきであると規定されている。残余のリスクの評価に不可欠な確率論的な地震動予測は、個々の活断層や海溝域における地震発生の確率をどのように評価するか、また地震動の評価に直接的に影響する距離減衰式のばらつきをどのようにしたら少なくすることが可能かななどいまだ多くの問題が残されている。

基準地震動について、新たな評価方法を示すだけでなく、その限界を盛り込んでおり、世界に誇れることができるものであると私は考えている。残念ながら、議論に一部について全員の合意には至らず、最終段階で辞任された委員もいたが、はじめの段階で委員の間にあった大きな意見の隔たりが多くの議論により最終的には大変小さくすることができた。

注1：策定された地震動を上回る地震動の影響が施設に及ぶことにより、施設に重大な損傷事象が発生すること、施設から大量の放射性物質が放散される事象が発生すること、それらの結果として周辺公衆に対して放射線被爆による災害を及ぼすリスク。

## 参考文献

- 1) Nishimura, I., S. Noda, K. Takahashi, M.Takemura, S. Ohno, M. Tohdo, and T. Watanabe:Response spectra for design purpose of stiff structures on rock sites, Transactions, SMiRT 16, Paper#1133, 2001.
- 2) 佐藤智美・片岡正次郎・奥村俊彦：K-Net強震記録に基づく工学的基盤における加速度応答スペクトルと経時特性と推定式の検討、第11回日本地震工学シンポジウム論文集、2002年、pp.615-620。
- 3) Kanno, T., A. Narita, N. Morikawa, H. Fujiwara, and Y. Fukushima: A new attenuation relation for strong ground motion in Japan based on recored data, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 96, No. 3, 2006, pp.879-897.
- 4) 佐藤智美：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、第4巻、第1号、2004年、pp.1-4。
- 5) 原子力安全基盤機構：海溝型固有地震の地震動特性に関する検討【概要版】、JNES/SAE06-098. 06 解説部報-0098、2006年。
- 6) 入倉孝次郎：強震動予測レシピ 一大地震による強震動の予測手法一、京都大学防災研究所年報、第47号A、2004年、pp. 25-45。
- 7) 境有紀、纒綾一起、神野達夫：建物被害率の予測を目的とした地震動の破壊力指標の提案、日本建築学会構造系論文集、第555号、2002年、85-91。
- 8) 川瀬 博：建物の地震被害の予測とその軽減への展望、地学雑誌、110卷6号、2001、pp. 885—899。
- 9) 香川敬生・壇一男・大塚康弘・本橋章平：確率論的地震危険度評価のための潜在断層地震の発生確率設定法、土木学会地震工学論文集、047(CD-ROM), 2005年。
- 10) 加藤研一・宮腰勝義・武村雅之・井上大榮・上田圭一・壇一男：震源を事前に特定できない内陸地殻内地震による地震動レベル－地質学的調査による地震の分類と強震観測記録に基づく上限レベルの検討－、日本地震工学会論文集 第4巻、第4号、2004年、pp.46-86。
- 11) Shimazaki, K.: Small and large earthquakes: The effect of the thickness of seismogenic layer and the free surface, Earthquake Source Mechanics, AGU Geophysical Monograph 37, 1986, pp.209-216.
- 12) 松田時彦：活断層から発生する地震の規模と周期について、地震、第2輯、28号、1975年、pp.269-283。
- 13) Stirling, M. W., Rhoades, D. and Berryman, K.: Comparison of earthquake scaling relations derived from data of the instrumental and preinstrumental era, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 92, 2002, pp.812-830.
- 14) 野澤 貴：断層長さとモーメントマグニチュードの関係についての検討資料、論文準備中。