

長大横ずれ断層による内陸地震の平均動的応力降下量の推定と  
強震動予測のためのアスペリティモデルの設定方法への応用  
ESTIMATION OF AVERAGED DYNAMIC STRESS DROPS OF INLAND  
EARTHQUAKES CAUSED BY LONG STRIKE-SLIP FAULTS  
AND ITS APPLICATION TO ASPERITY MODELS  
FOR PREDICTING STRONG GROUND MOTIONS

壇 一男\*, 具 典淑\*, 入江紀嘉\*\*, アルズペイマサマン\*\*\*, 石井やよい\*\*\*\*  
Kazuo DAN, Dianshu JU, Kiyoshi IRIE,  
Samaneh ARZPEIMA and Yayoi ISHII

We proposed a new procedure for evaluating the parameters of the asperity models for predicting strong ground motions from inland earthquakes caused by long strike-slip faults. The evaluation formula of averaged dynamic stress drops obtained by Irie *et al.* (2010)<sup>1)</sup> for surface ruptured faults 15 to 100 km long was adopted in our procedure, because the evaluation formula of the averaged static stress drops for circular cracks, commonly adopted in existing procedures, could not be applied to surface ruptured faults or long faults. The dynamic stress drop averaged on the entire fault was estimated to be 34 bars from the data of the rupture areas and the seismic moments of actual earthquakes, and the dynamic stress drop on the asperity was estimated to be 122 bars from the data of the short-period levels and the seismic moments of actual earthquakes. These results led to the conclusions that the asperity areas were 23 % of the entire ruptured areas.

**Keywords:** strong motion prediction, strike-slip inland earthquake, very long fault, asperity model, averaged dynamic stress drop  
強震動予測, 横ずれ内陸地震, 長大断層, アスペリティモデル, 平均動的応力降下量

1. はじめに

強震動を予測するために、現在、わが国で最も多く用いられている断層モデルはアスペリティモデルである(地震調査研究推進本部, 2005a など)<sup>2)</sup>。アスペリティモデルとは、応力降下量が大きく地震波を多く放出するアスペリティと、応力降下量が0でアスペリティにおける断層運動に引きづられて動くだけで地震波をあまり放出しない背景領域から構成されるモデルで、主なパラメータは、断層面積、平均応力降下量、アスペリティの面積、アスペリティの応力降下量、地震モーメント、短周期レベルの6つである。ここに、短周期レベルとは加速度震源スペクトルの短周期領域における振幅レベルである。上記6つのパラメータは、通常、活断層の長さや地震発生層の厚さを既知量として経験式や理論式によって算定され、その手順は、入倉による一連の研究(入倉・三宅, 2001 など)<sup>3)</sup>によって、「強震動予測のためのレシピ」としてまとめられている。

一方、内陸地震のうち、特に横ずれ断層に起因する地震を想定する場合、例えば中央構造線のように、その全長がきわめて長いとき、「強震動予測のためのレシピ」だとアスペリティの面積が断層

面積の50%を超え背景領域のすべり量が負となって、断層モデルが設定できないことがあり、課題となっている(地震調査研究推進本部, 2005b; 日本建築学会, 2008)<sup>4), 5)</sup>。

この長大な断層に関する課題に対処するために、壇・他(2005)<sup>6)</sup>は、断層面積と地震モーメントから平均応力降下量を算定するのに、円形クラックの式を用いる方法と、断層の下部に粘弾性的な基盤を考慮した Fujii and Matsu'ura (2000)<sup>7)</sup> によって示されている断層面積と地震モーメントおよび平均応力降下量の関係式を用いる方法を適用している。その結果、断層近傍において1つめの方法による強震動の最大速度が既往の距離減衰式(司・翠川, 1999)<sup>8)</sup> による最大速度の数倍もの大きさになったのに対して、2つめの方法による強震動の最大速度は既往の距離減衰式に近づいている。しかし、2つめの方法においても、最大速度は依然として平均値としてはやや過大評価となっていること、短周期レベルも実際の地震の短周期レベルよりやや大きくなっていることが課題であった。また、地震調査研究推進本部(2005b)<sup>4)</sup> では、2つめの方法のうち、平均応力降下量 31 bar の部分のみを採用して山崎断層帯の強震動予測に適用してい

\* 榑大崎総合研究所 博士(工学)  
\*\* 榑大崎総合研究所 理修  
\*\*\* 榑大崎総合研究所 工修  
\*\*\*\* 清水建設 工修

Ohsaki Research Institute, Inc., Dr. Eng.  
Ohsaki Research Institute, Inc., M. Sci.  
Ohsaki Research Institute, Inc., M. Eng.  
Shimizu Corporation, M. Eng.

るが、断層面積と地震モーメントの経験的な関係式としては入倉・三宅(2001)<sup>3)</sup>の式を用いており、物理モデルとして整合したものとはなっていない。

上述したような背景を踏まえて、入江・他(2010a)<sup>9)</sup>と壇・他(2010a)<sup>10)</sup>では、全長がきわめて長いとき、円形クラックの式で断層面積と地震モーメントから平均応力降下量を算定すると、壇・他(2001)<sup>11)</sup>による短周期レベルと地震モーメントとの経験的関係式が入倉・三宅(2001)<sup>3)</sup>による断層面積と地震モーメントとの経験的関係式と整合していないために、アスペリティの面積比が地震モーメントとともに大きくなり、背景領域のすべり量が負となることを示している。また、Irie *et al.* (2010)<sup>1)</sup>は、横に長く、かつ地表面で応力が解放されている長大な断層では、円形クラックの式を用いて断層面積と地震モーメントから平均応力降下量を算定することには問題があるため、断層面の形状と応力の境界条件をいろいろな長さの断層に適合させた動学的断層モデルを用いて、平均動的応力降下量を算定する式の比例定数の近似式を求めている。

そこで本論文では、まず既存の方法による長大断層のパラメータ設定における課題を簡単にまとめたうえで、Irie *et al.* (2010)<sup>1)</sup>の平均動的応力降下量の近似式を用いて、入倉・三宅(2001)<sup>3)</sup>による断層面積と地震モーメントの経験的関係式を見直し、平均動的応力降下量を求めた。また、この関係式に立脚して、壇・他(2001)<sup>11)</sup>による短周期レベルと地震モーメントの経験的関係式も見直し、アスペリティの動的応力降下量を求めた。ついで、これらの経験的関係式に基づいて、アスペリティモデルを記述する各パラメータの設定方法を提案した。最後に、この設定方法にしたがって、活断層長さが25 km、50 km、100 km、200 km、400 kmの5つの場合のアスペリティモデルのパラメータを算定し、円形クラックの式に基づいた方法によって設定したパラメータと比較し、考察を加えた。

なお、長大断層としては横ずれ断層の場合と逆断層の場合があるが、最近の壇・他(2010b)<sup>12)</sup>や佐藤(2010)<sup>13)</sup>による研究で、横ずれ断層による内陸地震の短周期レベルが逆断層による内陸地震の短周期レベルより系統的に小さいことが示されているため、本論文では両者を区別し、横ずれ断層による内陸地震のみを対象とした。

## 2. 既存の方法による長大断層のパラメータ設定における課題

### 2.1 アスペリティモデルのパラメータ設定法の整理

アスペリティモデルを記述する主なパラメータは、第1章で述べたように、断層面積  $S$ 、平均応力降下量  $\Delta\sigma$ 、アスペリティの面積  $S_{asp}$ 、アスペリティの応力降下量  $\Delta\sigma_{asp}$ 、地震モーメント  $M_0$ 、短周期レベル  $A$  の6つである。これらのパラメータの間には、下の3つの式が成り立っている(壇・他, 2002)<sup>14)</sup>。

$$\Delta\sigma = (7\pi/16)(\mu D/R) = (7/16)(M_0/R^3) \quad (1)$$

$$S\Delta\sigma = S_{asp}\Delta\sigma_{asp} \quad (2)$$

$$A = 4\pi\beta^2(S_{asp}/\pi)^{1/2}\Delta\sigma_{asp} \quad (3)$$

ここに、 $\mu$  と  $\beta$  は震源におけるせん断剛性率と  $S$  波速度、 $D$  は断層全体の平均すべり量で地震モーメントの定義  $M_0 = \mu SD$  より  $D = M_0/\mu S$ 、 $R$  は断層面を円形に置換したときの等価半径で  $R = (S/\pi)^{1/2}$  である。(1)式は Eshelby (1957)<sup>15)</sup>による円形クラックモデルにおける

断層面積  $S$  と地震モーメント  $M_0$  と平均応力降下量  $\Delta\sigma$  の理論的な関係式であり、(2)式は Madariaga (1979)<sup>16)</sup>によるアスペリティモデルの一般式、(3)式は円形クラックモデルを念頭においた Brune (1970)<sup>17)</sup>による経験式であるが、のちに、Boatwright (1988)<sup>18)</sup>が断層の動学的破壊シミュレーションによりアスペリティモデルにも適用できることを示した式である。また、(3)式では、背景領域から放出される地震波の短周期レベルはアスペリティから放出される地震波の短周期レベルに比べて十分に小さいとしている。

通常、内陸地震の強震動予測にあたっては、はじめに、活断層の長さ  $L$  と地震発生層の厚さ (Ito, 1999; Scholz, 2002)<sup>19),20)</sup>をもとに断層面積  $S$  を設定し、ついで、下に述べるように、地震モーメント  $M_0$  と短周期レベル  $A$  を経験式によって設定し、最後に、残りの3つのパラメータを(1)式~(3)式を用いて算定していく方法がとられている(地震調査研究推進本部, 2005a)<sup>2)</sup>。

地震モーメント  $M_0$  の設定には、震源断層が地震発生層を断ち切っていないと考えたときは、(4)式で示される Somerville *et al.* (1999)<sup>21)</sup>の経験的関係式が、震源断層が地震発生層を断ち切っていると考えたときは、(5)式で示される入倉・三宅(2001)<sup>3)</sup>の経験的関係式が用いられている。

$$S[\text{km}^2] = 2.23 \times 10^{-15} \times (M_0[\text{dyne}\cdot\text{cm}])^{2/3} \quad (4)$$

$$(M_0 < 7.5 \times 10^{25} \text{ dyne}\cdot\text{cm})$$

$$S[\text{km}^2] = 4.24 \times 10^{-11} \times (M_0[\text{dyne}\cdot\text{cm}])^{1/2} \quad (5)$$

$$(M_0 \geq 7.5 \times 10^{25} \text{ dyne}\cdot\text{cm})$$

ここに、(4)式では、断層長さ  $L$  と幅  $W$  と平均すべり量  $D$  の3つが比例すると仮定しており、地震モーメントは  $M_0 = \mu LWD$  で定義されるので断層長さ  $L$  の3乗に比例し、断層面積は  $S = LW$  であるので断層長さ  $L$  の2乗に比例し、その結果、地震モーメント  $M_0$  が  $S^{3/2}$  に比例することを用いている。また、(5)式では、断層幅  $W$  が地震発生層の厚さのため  $W = W_{max}$  で一定としたうえで、断層長さ  $L$  と平均すべり量  $D$  の2つが比例すると仮定しており、地震モーメント  $M_0 = \mu L W_{max} D$  は断層長さ  $L$  の2乗に比例し、断層面積  $S = L W_{max}$  は断層長さ  $L$  に比例し、その結果、地震モーメント  $M_0$  が  $S^2$  に比例することを用いている。以降、本論文では、Scholz (2002)<sup>20)</sup>にしたがい、(4)式が適用される震源断層が地震発生層を断ち切っていない地震を小地震とよび、(5)式が適用される震源断層を断ち切っている地震を大地震とよぶ。

なお、強震動予測の実務(例えば、地震調査研究推進本部, 2005など)<sup>2)</sup>では、(4)式と(5)式は地震発生層に位置する震源断層の面積として扱われ、それよりも浅い表層部分が破壊しても、それを面積として算入していない。しかしながら、実際の地震で推定されている断層面積は、表層部分が破壊したときには、それも含んでいる。つまり、(4)式と(5)式の  $S$  は本来、破壊面積とよぶべき量である。そこで、本論文では、これを区別するために、破壊したところが地震発生層か表層かに依らず、この領域を破壊領域、破壊領域のうち地震発生層に位置する部分を震源断層とよぶこととする。また、破壊領域の面積を  $S_{rup}$ 、震源断層の面積を  $S$  とする。同様に、断層幅も、破壊領域の幅を  $W_{rup}$ 、震源断層の幅を  $W_{max}$  とする。破壊領域と震源断層のイメージを図1に示す。ここでは、長大断層を対象としているため地表地震断層の長さ  $L_{sur}$  と震源断層の長さ  $L$  は等

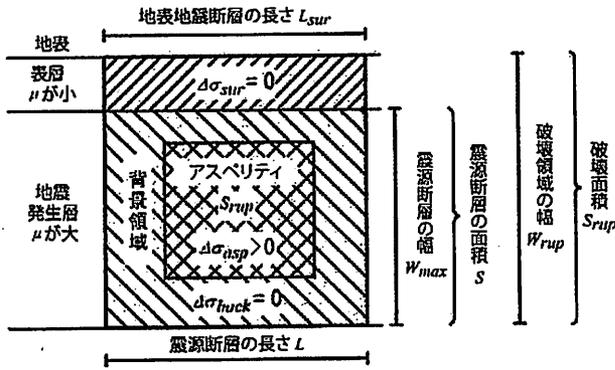


図1 破壊領域と震源断層のイメージ  
長大断層を対象としているため地表地震断層の長さ  $L_{sur}$  と震源断層の長さ  $L$  は等しいとした。このとき、破壊面積  $S_{rup}$  は  $L \times W_{rup}$  の領域で、震源断層の面積  $S$  は  $L \times W_{max}$  の領域である。

しいとした (Wells and Coppersmith, 1994)<sup>22)</sup>。図に示したように、地震発生層よりも浅い表層部分はせん断剛性率  $\mu$  が低く、全体の地震モーメントへの寄与は少ない (入江・他, 2010b)<sup>23)</sup>。

短周期レベル  $A$  の設定に用いられる経験式は、(6) 式で示される壇・他 (2001)<sup>11)</sup> による短周期レベル  $A$  と地震モーメント  $M_0$  の経験的關係式である。

$$A[\text{dyne}\cdot\text{cm}/\text{s}^2] = 2.46 \times 10^{17} \times (M_0[\text{dyne}\cdot\text{cm}])^{1/3} \quad (6)$$

ここに、上式は、円形クラックモデルにおいて、平均応力降下量  $\Delta\sigma$  が地震モーメントによらず一定ならば、短周期レベル  $A$  は  $M_0^{1/3}$  に比例することを考慮したものである。

震源断層面積  $S$  と地震モーメント  $M_0$  が設定されると、(1) 式により平均応力降下量  $\Delta\sigma$  が求まり、さらに、短周期レベル  $A$  が設定されると、(2) 式と (3) 式より、

$$S_{asp} = \pi(4\beta^2 S \Delta\sigma / A)^2 \quad (7)$$

$$\Delta\sigma_{asp} = A^2 / (16\pi\beta^4 S \Delta\sigma) \quad (8)$$

を得るので、 $S$  波速度  $\beta$  が決まれば、アスペリティの面積  $S_{asp}$  とアスペリティの応力降下量  $\Delta\sigma_{asp}$  も求まる。

強震動を予測するためには、アスペリティにおけるすべり量  $D_{asp}$  や背景領域における面積  $S_{back}$ 、すべり量  $D_{back}$ 、実効応力  $\sigma_{back}$  が必要となるが、それぞれ、下の (9) 式～(12) 式で算定される。

$$D_{asp} = 2D \quad (9)$$

$$S_{back} = S - S_{asp} \quad (10)$$

$$D_{back} = (SD - S_{asp}D_{asp}) / S_{back} \quad (11)$$

$$\sigma_{back} = \Delta\sigma_{asp}(D_{back} / W_{back}) / (D_{asp} / W_{asp}) \quad (12)$$

ここに、(9) 式は Somerville *et al.* (1999)<sup>21)</sup> による経験的關係式で、(10) 式はアスペリティの面積と背景領域の面積の和が全体の面積となること、(11) 式はアスペリティの地震モーメントと背景領域の地震モーメントの和が全体の地震モーメントとなることから導かれる。一方、(12) 式は実効応力はすべり量に比例し断層幅に反比例すると仮定したときの式で、アスペリティでは実効応力と応力降下量は等しいとしている (壇・他, 2002)<sup>14)</sup>。

以下、上述した式をもとに、全長がきわめて長いとき、(11) 式で示される背景領域のすべり量  $D_{back}$  が負となることを順を追って説明する。

## 2.2 平均応力降下量

はじめに、平均応力降下量  $\Delta\sigma$  について調べてみる。強震動予測の実務 (例えば、地震調査研究推進本部, 2005 など)<sup>2)</sup> に合わせて (4) 式と (5) 式が震源断層面積  $S$  と地震モーメント  $M_0$  との關係式であるとして、これらを (1) 式に代入すると平均応力降下量  $\Delta\sigma$  は下のようになる。

$$\Delta\sigma[\text{bar}] = \begin{cases} 23.1 & (M_0 < 7.5 \times 10^{25} \text{ dyne}\cdot\text{cm}) \\ 8.82 \times 10^{-6} \times (M_0[\text{dyne}\cdot\text{cm}])^{1/4} & (M_0 \geq 7.5 \times 10^{25} \text{ dyne}\cdot\text{cm}) \end{cases} \quad (13)$$

上式では、平均応力降下量  $\Delta\sigma$  は、小地震では 23.1 bar で一定なのに対して、大地震では  $M_0^{1/4}$  に比例して大きくなっている。

これはつぎのように説明できる。まず、円形クラックモデルの平均応力降下量の算定式である (1) 式では、等価半径  $R$  に比例してすべり量  $D$  も大きくなれば平均応力降下量  $\Delta\sigma$  は変わらない。このような特徴をもつ (1) 式に代入する等価半径  $R$  とすべり量  $D$  として、小地震に適用する Somerville *et al.* (1999)<sup>21)</sup> による (4) 式では断層長さ  $L$  と断層幅  $W$  は比例すると考えているので、等価半径  $R = (LW/\pi)^{1/2}$  は断層長さ  $L$  に比例することになる。また、すべり量  $D$  は断層長さ  $L$  に比例すると考えているので、結局、(1) 式による平均応力降下量  $\Delta\sigma$  は一定となる。一方、大地震に適用する入倉・三宅 (2001)<sup>3)</sup> による (5) 式では、断層幅は  $W = W_{max}$  で一定と考えているので、等価半径  $R = (LW_{max}/\pi)^{1/2}$  は、 $L^{1/2}$  に比例することになる。また、すべり量  $D$  は断層長さ  $L$  に比例すると考えているので、結局、(1) 式による平均応力降下量  $\Delta\sigma$  は  $L/L^{1/2} = L^{1/2}$  に比例することになる。つまり、長い断層ほど平均応力降下量は大きく算定される。

## 2.3 アスペリティの面積

つぎに、アスペリティの面積  $S_{asp}$  が地震モーメント  $M_0$  とともにどう変わるかを調べてみる。アスペリティの面積  $S_{asp}$  は (7) 式で表され、この式の平均応力降下量  $\Delta\sigma$  に (1) 式を代入すると、

$$S_{asp} = (\pi\beta)^4 \left( \frac{7M_0}{4A} \right)^2 \frac{1}{S} \quad (14)$$

となる。

上式の関係をわかりやすくするために、アスペリティの面積  $S_{asp}$  を震源断層面積  $S$  で割って、アスペリティの面積比で見ると下のようになる。

$$\frac{S_{asp}}{S} = (\pi\beta)^4 \left( \frac{7M_0}{4A} \right)^2 \frac{1}{S^2} = \begin{cases} 0.142 & (M_0 < 7.5 \times 10^{25} \text{ dyne}\cdot\text{cm}) \\ 3.93 \times 10^{-10} \times (M_0[\text{dyne}\cdot\text{cm}])^{1/3} & (M_0 \geq 7.5 \times 10^{25} \text{ dyne}\cdot\text{cm}) \end{cases} \quad (15)$$

ここに、右辺には (4) 式または (5) 式および (6) 式を代入した。また、 $S$  波速度  $\beta$  は既往の強震動の予測事例 (地震調査研究推進本部, 2005a など)<sup>2)</sup> を参考に 3.46 km/s とした。

上式によると、アスペリティの面積比  $S_{asp}/S$  は、小地震では 0.142

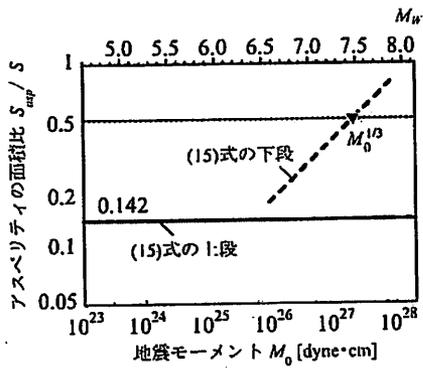


図2 アスベリティの面積比と地震モーメントとの関係

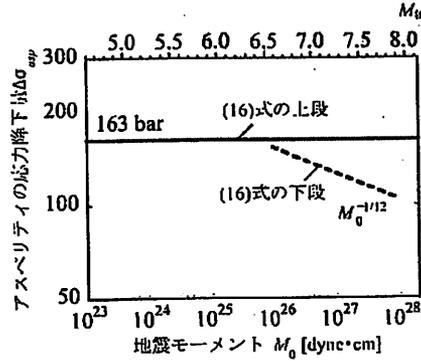


図3 アスベリティの応力降下量と地震モーメントとの関係

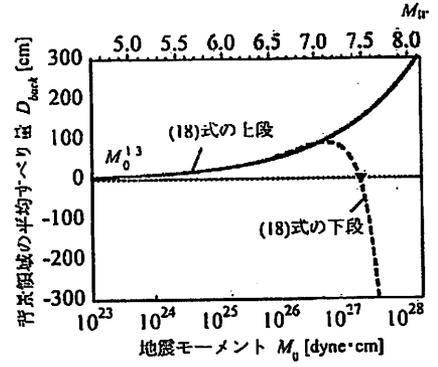


図4 背景領域のすべり量と地震モーメントとの関係

で一定なのに対して、大地震では  $M_0^{1/3}$  に比例して大きくなる。これを図にすると、図2のようになる。図中、 $M_W$  はモーメントマグニチュードで、 $M_W = (\log M_0 [\text{dyne}\cdot\text{cm}] - 16.1) / 1.5$  で定義されるマグニチュードである。この図では、相似則の変化をわかりやすくするため、(4)式の地震モーメント  $M_0$  の範囲の制限をはずしたものを示している。以降の図3と図4も同様に、小地震の相似則については、地震モーメント  $M_0$  の範囲の制限をはずした図を示す。

アスベリティの平均すべり量  $D_{asp}$  は、(9)式で示したように断層面全体の平均すべり量  $D$  の2倍としているので、アスベリティの面積比  $S_{asp}/S$  が0.5をこえると、背景領域の平均すべり量  $D_{back}$  は負にならないといけなくなる。そこで、アスベリティの面積比  $S_{asp}/S$  が0.5のときの地震モーメントを求めると、 $M_0 = [0.5 / (3.9 \times 10^{-10})]^3 = 2.1 \times 10^{27} \text{ dyne}\cdot\text{cm}$  となる(図2の黒三角の位置)。したがって、 $M_0 = 2.1 \times 10^{27} \text{ dyne}\cdot\text{cm}$  より大きな地震に対しては、背景領域の平均すべり量  $D_{back}$  は負になる。

## 2.4 アスベリティの応力降下量

一方、アスベリティの応力降下量  $\Delta\sigma_{asp}$  は、(8)式に、(4)式または(5)式、および(6)式と(13)式を代入して、下のようになる。

$$\Delta\sigma_{asp} [\text{bar}] = \begin{cases} 163 & (M_0 < 7.5 \times 10^{25} \text{ dyne}\cdot\text{cm}) \\ 2.25 \times 10^4 \times (M_0 [\text{dyne}\cdot\text{cm}])^{-1/12} & (M_0 \geq 7.5 \times 10^{25} \text{ dyne}\cdot\text{cm}) \end{cases} \quad (16)$$

ここに、 $S$  波速度  $\beta$  は既往の強震動の予測事例(地震調査研究推進本部, 2005a など<sup>2)</sup>)を参考に  $3.46 \text{ km/s}$  とした。

上式によると、アスベリティの応力降下量  $\Delta\sigma_{asp}$  は、小地震では163 barで一定なのに対して、大地震では  $M_0^{-1/12}$  に比例して小さくなる。これを図にすると、図3のようになる。これまで述べてきたパラメータ ( $S, A, \Delta\sigma, S_{asp}, S_{asp}/S$ ) が地震モーメント  $M_0$  の増大とともに大きくなるか、一定であるのに対して、大地震のアスベリティの応力降下量  $\Delta\sigma_{asp}$  のみ  $M_0^{-1/12}$  に比例すること、すなわち地震モーメントが大きくなるにしたがって、アスベリティの応力降下量  $\Delta\sigma_{asp}$  は小さくなることが特徴である。

## 2.5 背景領域のすべり量

最後に、背景領域のすべり量  $D_{back}$  が地震モーメント  $M_0$  とともにどのように変化するかを調べてみる。背景領域のすべり量  $D_{back}$

は、(11)式中のアスベリティのすべり量  $D_{asp}$  と背景領域の面積  $S_{back}$  に(9)式と(10)式を代入したうえで、平均すべり量  $D$  に  $M_0/\mu S$  を代入すると、

$$D_{back} = \frac{SD - S_{asp}D_{asp}}{S_{back}} = \frac{M_0}{\mu S} \frac{1 - 2S_{asp}/S}{1 - S_{asp}/S} \quad (17)$$

となる。ここで、アスベリティの面積比  $S_{asp}/S$  を(15)式で与え、震源断層面積  $S$  を(4)式または(5)式で与えると、結局、背景領域のすべり量  $D_{back}$  は下式のようにになる。

$$D_{back} [\text{cm}] = \begin{cases} 1.16 \times 10^{-7} \times (M_0 [\text{dyne}\cdot\text{cm}])^{1/3} & (M_0 < 7.5 \times 10^{25} \text{ dyne}\cdot\text{cm}) \\ 7.30 \times 10^{-12} \times (M_0 [\text{dyne}\cdot\text{cm}])^{1/2} & \times \frac{1 - 7.8 \times 10^{-10} \times (M_0 [\text{dyne}\cdot\text{cm}])^{1/3}}{1 - 3.9 \times 10^{-10} \times (M_0 [\text{dyne}\cdot\text{cm}])^{1/3}} & (M_0 \geq 7.5 \times 10^{25} \text{ dyne}\cdot\text{cm}) \end{cases} \quad (18)$$

ここに、せん断剛性率  $\mu$  は既往の強震動の予測事例(地震調査研究推進本部, 2005a など<sup>2)</sup>)を参考に  $3.23 \times 10^{11} \text{ dyne/cm}^2$  とした。

上式によると、背景領域のすべり量  $D_{back}$  は、小地震では  $M_0^{1/3}$  に比例するのに対して、大地震では少し複雑な関数となっている。これを図にすると、図4のようになる。

上の(18)式では、地震モーメント  $M_0$  が  $[1 / (7.8 \times 10^{-10})]^3 = 2.1 \times 10^{27} \text{ dyne}\cdot\text{cm}$  (図4の黒三角の位置) より大きいと、背景領域のすべり量は負になる。これは、アスベリティにおけるすべりの方向と背景領域におけるすべりの方向が逆になることを示しており、不自然である。

## 3. 断層パラメータの相似則の見直し

### 3.1 背景領域のすべり量が負になる原因とその解決方法

前章で示したように、既存の方法では長大断層の場合、背景領域のすべり量が負になってしまうが、その主な原因は、平均応力降下量  $\Delta\sigma$  を求めた(13)式のところで考察したように、入倉・三宅(2001)<sup>3)</sup> による(5)式と円形クラックの応力降下量を求める(1)式を組み合わせることにある。この問題を解決するには下の3つの方法が考えられる。

- 1) 震源断層面積  $S$  と地震モーメント  $M_0$  の経験的關係が、(4)式と(5)式で示されるように、小地震と大地震とで変化しているのに、

表1 横ずれ断層による内陸地震の断層パラメータ

(a) 日本									(b) 日本以外										
年	地震	気象庁 マグニ チュード	震源 断層 長さ	破壊 領域 幅	破壊 面積	地震モー メント	短周期 レベル	平均動的 応力 降下量	出典	年	地震	モーメン トマグニ チュード	震源 断層 長さ	破壊 領域 幅	破壊 面積	地震モー メント	短周期 レベル	平均動的 応力 降下量	出典
		$M_J$	$L$ [km]	$W_{rup}$ [km]	$S_{rup}$ [km <sup>2</sup> ]	$M_0$ [dyne·cm]	$A$ [dyne·cm/s <sup>2</sup> ]	$\Delta\sigma^{\#}$ [bar]				$M_W$	$L$ [km]	$W_{rup}$ [km]	$S_{rup}$ [km <sup>2</sup> ]	$M_0$ [dyne·cm]	$A$ [dyne·cm/s <sup>2</sup> ]	$\Delta\sigma^{\#}$ [bar]	
1891	濃尾 (7E)	8.0	80,34	15,13	1642	$1.5 \times 10^{27}$	-	37	(26),27)	1906	San Francisco	7.9	432	12	5184	$8.32 \times 10^{27}$	-	64	(25),35)
1927	北丹後	7.3	35	13	455	$4.6 \times 10^{26}$	-	70	(27),28)	1976	Motagua	7.5	257	13	3341	$2.04 \times 10^{27}$	-	24	(25),36)
1930	北伊豆	7.3	22	12	264	$2.70 \times 10^{26}$	-	102	(27),29)	1976	Tangshan	7.6	70	24	1680	$2.77 \times 10^{27}$	-	66	(25),36)
1943	鳥取	7.2	33	13	429	$3.6 \times 10^{26}$	-	61	(27),30)	1988	Lancang-Gengma	7.0	80	20	1600	$3.66 \times 10^{26}$	-	9	(25),36)
1948	福井	7.1	30	13	390	$3.3 \times 10^{26}$	-	66	(27),28)	1990	Luzon Island	7.7	120	20	2400	$4.07 \times 10^{27}$	-	68	(36),37)
1978	伊豆大島	7.0	17	10	170	$1.1 \times 10^{26}$	-	81	(27),31)	1992	Landers	7.3	69	15	1035	$1.06 \times 10^{27}$	$1.15 \times 10^{26}$	45	(11),21),36)
1995	兵庫県南部	7.3	60	20	1200	$1.80 \times 10^{26}$	$1.62 \times 10^{26}$	6	(12),21),27)	1997	Ardakul	7.2	100	15	1500	$7.35 \times 10^{26}$	-	20	(36),38)
2000	鳥取県西部	7.3	26	14	364	$8.62 \times 10^{25}$	$5.93 \times 10^{25}$	19	(12),27),32)	1997	Manysi	7.5	175	15	2625	$2.23 \times 10^{27}$	-	34	(36),39)
2005	福岡県西方沖	7.0	24	20	480	$1.15 \times 10^{26}$	$1.09 \times 10^{26}$	16	(33),34)	1999	Kocaeli	7.6	141	23.3	3285.3	$2.88 \times 10^{27}$	$3.05 \times 10^{26}$	35	(36),40)
										1999	Hector Mine	7.1	74.27	20	1485.4	$5.98 \times 10^{26}$	-	16	(36),41)
										1999	Duzce	7.1	49	24.5	1200.5	$6.65 \times 10^{26}$	-	23	(36),42)
										2001	Kunlun	7.8	400	30	12000	$5.9 \times 10^{27}$	-	20	(36),43)
										2002	Denali	7.8	292.5	18	5265	$7.48 \times 10^{27}$	-	57	(36),44)

(注) 濃尾地震の破壊面積は  $80 \text{ km} \times 15 \text{ km} + 34 \text{ km} \times 13 \text{ km} = 1642 \text{ km}^2$  で求めた。

短周期レベル  $A$  と地震モーメント  $M_0$  との経験的関係は変化していない。したがって、短周期レベル  $A$  と地震モーメント  $M_0$  の関係も小地震と大地震とで変化させて、アスペリティの面積比  $S_{asp}/S$  を地震モーメント  $M_0$  によらず一定となるようにすればよい。具体的には、(5) 式と (14) 式から、短周期レベル  $A$  が  $M_0^{1/2}$  に比例するように経験式を再決定すればよい。

- 一方、短周期レベル  $A$  が  $M_0^{1/3}$  に比例したままであるなら、震源断層面積  $S$  が小地震の場合と同じく、大地震でも  $M_0^{2/3}$  に比例すればよい。これは、 $M_0 = \mu L W_{max} D$  と  $S = L W_{max}$  より、平均すべり量  $D$  が断層長さの平方根  $L^{1/2}$  に比例すると仮定することを意味する。
- 1章で述べたように、横に長く、かつ地表面で応力が解放されている長大な断層を対象とした場合、円形クラックの式を用いて平均応力降下量  $\Delta\sigma$  を算定することには問題があるため、平均応力降下量  $\Delta\sigma$  を求めるときに、円形クラックの式を用いず、実際の地震の幾何形状や境界条件に合致した式を用いればよい。本論文では、そのような式として、Irie et al. (2010)<sup>1)</sup> の式を用いて、実際の地震の応力降下量  $\Delta\sigma$  を再評価してみる。ただし、Irie et al. (2010)<sup>1)</sup> の式は厳密には平均応力降下量ではなく平均動的応力降下量であるため、 $\Delta\sigma^{\#}$  と記すこととする。また、この場合、応力降下量の算定式の変更にともなって、破壊面積  $S_{rup}$  と地震モーメント  $M_0$  との経験的関係式および短周期レベル  $A$  と地震モーメント  $M_0$  との経験的関係式も実際の地震のデータに基づいて見直す。

上の3つの方法のうち、はじめの2つの方法では、付録に示すように、長大断層の背景領域のすべり量が負となる問題は解決できなかったため、本論文では、以下、3番目の方法について検討した結果を説明する。

### 3.2 Irie et al. (2010)<sup>1)</sup> による平均動的応力降下量の算定式

Irie et al. (2010)<sup>1)</sup> は、震源断層の幅  $W_{max}$  が 15 km で、断層長さ  $L$

が 15 km から 100 km までのいろいろな長さの横ずれ断層のアスペリティモデルを作成し、震源断層面積  $S = L W_{max}$  と地震モーメント  $M_0$  との関係を、動力学的断層破壊シミュレーションにより調べている。その結果、平均動的応力降下量  $\Delta\sigma^{\#}$  と震源断層面積  $S$  および地震モーメント  $M_0$  との関係として、Dのような関係式を得ている。

$$\begin{cases} \Delta\sigma^{\#} = c \frac{M_0}{S W_{max}} \\ c = 0.5 + 2 \exp[-L/W_{max}] \end{cases} \quad (19)$$

ここに、 $c$  は、断層のアスペクト比  $L/W_{max}$  で決まる比例定数である。また、平均動的応力降下量  $\Delta\sigma^{\#}$  は、アスペリティの面積  $S_{asp}$  およびアスペリティに与えた動的応力降下量  $\Delta\sigma_{asp}^{\#}$  を用いて、D式により定義されている。

$$\Delta\sigma^{\#} = \frac{S_{asp}}{S} \Delta\sigma_{asp}^{\#} \quad (20)$$

次節では、(19) 式を用いて、横ずれ断層による内陸地震の平均動的応力降下量  $\Delta\sigma^{\#}$  を算出し、その平均的な値を求める。

### 3.3 破壊領域の面積と地震モーメントとの関係の見直し

本論文で収集した断層パラメータは、断層長さ  $L$  と地震モーメント  $M_0$  の関係を調べた Shimazaki (1986)<sup>24)</sup> のデータおよび短周期レベル  $A$  と地震モーメント  $M_0$  の関係を調べた他 (2010b)<sup>12)</sup> のデータである。また、これだけでは長大断層のデータが不足しているため、Stirling et al. (2002)<sup>25)</sup> などのデータも参照した。

調査項目は、マグニチュード、震源断層長さ、破壊領域の幅、破壊面積、地震モーメント、短周期レベルである。

表 1(a) に日本の地震のデータ<sup>12),21),26)~34)</sup> を、表 1(b) に日本以外の地震のデータ<sup>11),21),25),35)~44)</sup> を示す。表 1(b) 中、1999 年トルコ Kocaeli 地震の短周期レベルは、Sekiguchi and Iwata (2002)<sup>40)</sup> が求めた断層面の各要素断層における平滑化された震源時間関数から、他 (2001)<sup>11)</sup> の方法により推定した値である。

表 1 から求めた震源断層面積  $S$  と地震モーメント  $M_0$  および震源

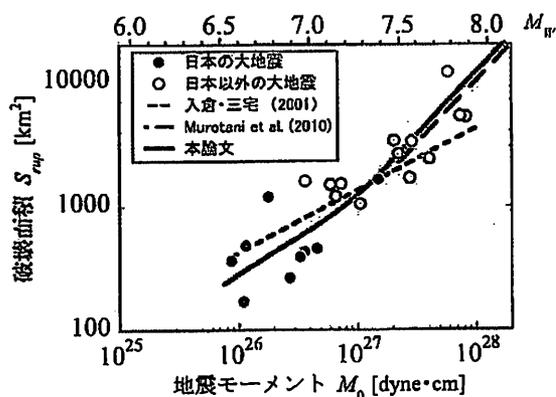


図5 破壊面積と地震モーメントとの関係

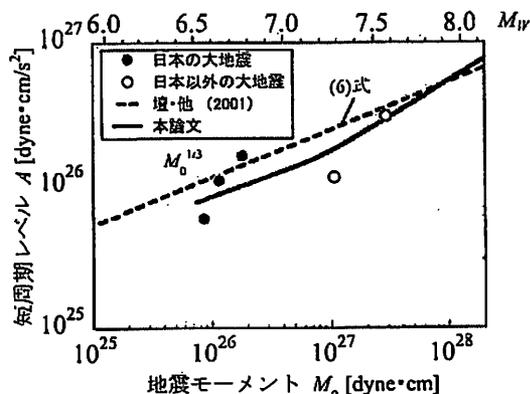


図6 短周期レベルと地震モーメントとの関係

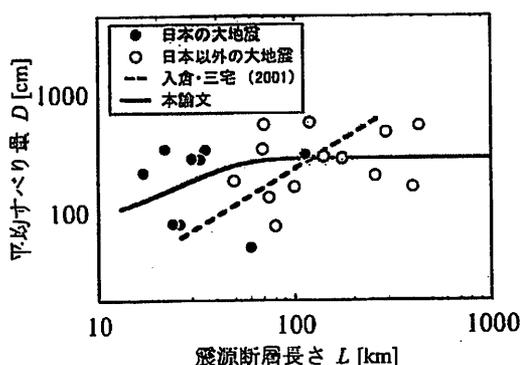


図7 平均すべり量と震源断層長さとの関係

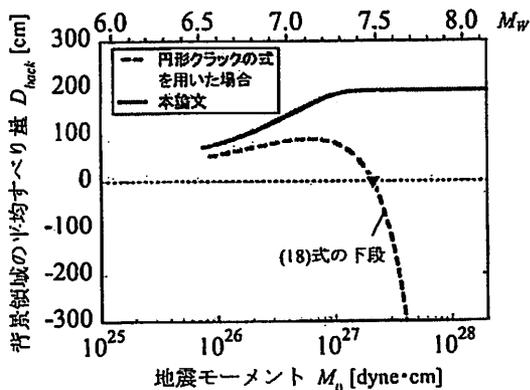


図8 背景傾城の平均すべり量と地震モーメントとの関係

断層長さ  $L$  を (19) 式に代入した結果、個々の地震の平均動的応力降下量  $\Delta\sigma^{\#}$  は表1に示したような値となり、これらの平均的な値として、平均動的応力降下量  $\Delta\sigma^{\#}=34$  bar が得られた。ここに、濃尾地震の断層長さは  $80 \text{ km}+34 \text{ km}=114 \text{ km}$  とした。また、震源断層の幅  $W_{max}$  は、個々の地震では不明であること、表1に示した破壊領域幅  $W_{rup}$  の平均を求めたところ  $16.4 \text{ km}$  が得られたこと、および Irie *et al.* (2010)<sup>1)</sup> や 壇・他 (2010a)<sup>10)</sup> による動学的断層破壊シミュレーションのモデルでは  $W_{max}=15 \text{ km}$  であることにより、平均的な値として  $W_{max}=15 \text{ km}$  と仮定した。さらに、震源断層面積  $S$  も求められていないので、地震発生層の深さを、既往の強震動の予測事例 (地震調査研究推進本部, 2005a など)<sup>2)</sup> を参考に  $3 \text{ km} \sim 18 \text{ km}$  とし、破壊面積  $S_{rup}$  から  $S=(15/18)S_{rup}$  で推定した。なお、表1の震源断層長さ  $L$  と仮定した  $W_{max}=15 \text{ km}$  から、震源断層面積  $S$  は  $S=LW_{max}$  でも推定できるが、ここでは  $S_{rup}$  の情報を重視した。

得られた平均動的応力降下量  $\Delta\sigma^{\#}=34$  bar は、境界条件は異なるが、Fujii and Matsu'ura (2000)<sup>7)</sup> の  $\Delta\sigma=31$  bar とほぼ同じ値である。

破壊面積  $S_{rup}$  と地震モーメント  $M_0$  との関係は、(19) 式と  $S=(15/18)S_{rup}$  より、

$$S_{rup} = \frac{18}{15} S = \frac{18}{15} \frac{cM_0}{\Delta\sigma^{\#} W_{max}} = \frac{18}{15} \frac{0.5 + 2 \exp[-L/W_{max}]}{\Delta\sigma^{\#} W_{max}} M_0 \quad (21)$$

と表される。図5に、上式による破壊面積  $S_{rup}$  と地震モーメント  $M_0$  の関係、および表1のデータを示す。図中、黒丸は日本の地震のデータで、白抜き丸は日本以外の地震のデータである。また、入倉・三宅 (2001)<sup>3)</sup> による (5) 式を点線で、Murotani *et al.* (2010)<sup>45)</sup> によ

る長大断層用の関係式を破線で示す。ここに、入倉・三宅 (2001)<sup>3)</sup> による (5) 式は、この式のエデータに合わせて、 $S$  を破壊領域の面積  $S_{rup}$  として示した。図より、点線で示した入倉・三宅 (2001)<sup>3)</sup> による値が、地震モーメント  $M_0$  が小さいところでデータの平均に比べてやや上側にきて、逆に地震モーメントが大きいところでデータの平均に比べてやや下側にきているのに対して、実線で示した本論文の式による値はデータの平均的な位置にきていることがわかる。また、Murotani *et al.* (2010)<sup>45)</sup> による関係式と本論文で得られた関係式はほぼ同じであることがわかる。

### 3.4 短周期レベルと地震モーメントとの関係の見直し

アスペリティの動的応力降下量  $\Delta\sigma_{asp}^{\#}$  を、実際の地震の短周期レベル  $A$  と地震モーメント  $M_0$  から求めるために、(3) 式の  $\Delta\sigma_{asp}$  を  $\Delta\sigma_{asp}^{\#}$  としたうえで、(19) 式と (20) 式から  $S$  と  $S_{asp}$  を消去すると、

$$\Delta\sigma_{asp}^{\#} = \frac{A^2 W_{max}}{16\pi\beta^4 \pi c M_0} = \frac{A^2 W_{max}}{16\pi\beta^4 \pi \{0.5 + 2 \exp[-L/W_{max}]\} M_0} \quad (22)$$

を得る。上式に表1の地震モーメント  $M_0$  と短周期レベル  $A$  を代入した結果、平均的な値として、アスペリティの動的応力降下量  $\Delta\sigma_{asp}^{\#}=122$  bar が得られた。ここに、震源断層長さ  $L$  は地震モーメント  $M_0$  から (19) 式で震源断層面積  $S$  を求め、これを  $W_{max}=15 \text{ km}$  で割って算定した。

(22) 式から、短周期レベル  $A$  を地震モーメント  $M_0$  の関数として表すと、

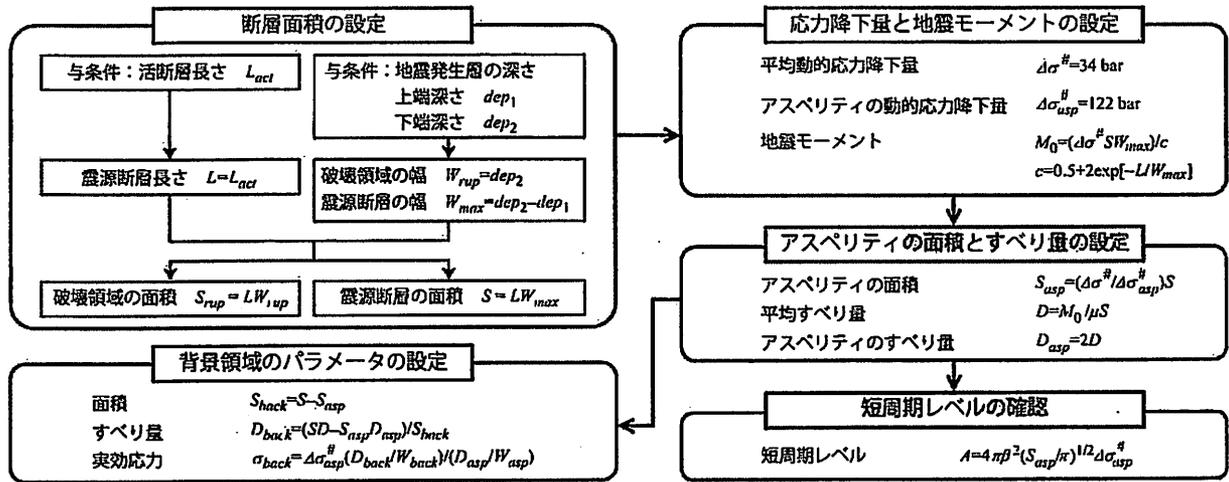


図9 長大な横ずれ断層による内陸地震の強震動予測用の断層パラメータ算定手順

$$A = 4\beta^2 \sqrt{\pi c \Delta\sigma_{asp}^{\#} M_0 / W_{max}} \quad (23)$$

となる。図6に、上式による短周期レベル $A$ と地震モーメント $M_0$ との関係、および表1のデータを示す。図中、黒丸は日本の地震のデータで、白抜き丸は日本以外の地震のデータである。また、壇・他(2001)<sup>11)</sup>による(6)式も点線で示している。図より、点線で示した壇・他(2001)<sup>11)</sup>による値が、データの平均に比べてやや上側にきていることがわかる。これは、壇・他(2010b)<sup>12)</sup>や佐藤(2010)<sup>13)</sup>により示されているように、横ずれ断層による内陸地震の短周期レベルが逆断層による内陸地震の短周期レベルより系統的に小さいためである。

一方、アスペリティの面積比を求めると、(20)式の平均動的応力降下量の定義より、

$$\frac{S_{asp}}{S} = \frac{\Delta\sigma^{\#}}{\Delta\sigma_{asp}^{\#}} = 0.28 \quad (24)$$

となる。また、 $S_{rup} = (18/15)S$ により、震源断層面積 $S$ を破壊面積 $S_{rup}$ にもとすと、

$$\frac{S_{asp}}{S_{rup}} = 0.23 \quad (25)$$

となる。これにより、アスペリティの面積比は地震モーメント $M_0$ によらず一定で、しかも0.5以下であるため、本論文の方法によれば背景領域のすべり量 $D_{back}$ は負にはならないことがわかる。

なお、(25)式の値は、Somerville et al. (1999)<sup>21)</sup>が15の内陸地震の非一様すべり破壊モデルを統計処理して求めた0.22とほぼ同じ値である。

### 3.5 平均すべり量および背景領域におけるすべり量の確認

小地震の震源断層面積 $S$ と地震モーメント $M_0$ の関係を表す(4)式では、平均すべり量 $D$ は震源断層長さ $L$ と比例すると仮定し、大地震の(5)式でも同じ仮定をしていると述べた。そこで、ここでは、本論文の方法で平均すべり量 $D$ と震源断層長さ $L$ とがどのような関係になっているかを調べた。本方法による平均すべり量 $D$ と地震モーメント $M_0$ の関係は、地震モーメントの定義式 $M_0 = \mu DS$ と(19)式から震源断層面積 $S$ を消去して、

$$D = \frac{\Delta\sigma^{\#} W_{max}}{c\mu} = \frac{\Delta\sigma^{\#} W_{max}}{\mu\{0.5 + 2\exp[-L/W_{max}]\}} \quad (26)$$

となる。

図7に、上式による平均すべり量 $D$ と震源断層長さ $L$ との関係を実線で示す。同図には、入倉・三宅(2001)<sup>3)</sup>による(5)式を強震動予測の実務(例えば、地震調査研究推進本部, 2005など)<sup>2)</sup>に合わせて震源断層面積 $S$ と地震モーメント $M_0$ の関係であるとして求めた平均すべり量 $D$ と震源断層長さ $L$ との関係も点線で示す。ここに、震源断層の幅は $W_{max} = 15$  kmとし、せん断剛性率 $\mu$ は既往の強震動の予測事例(地震調査研究推進本部, 2005aなど)<sup>2)</sup>を参考に $3.23 \times 10^{11}$  dyne/cm<sup>2</sup>とした。

図より、点線で示した入倉・三宅(2001)<sup>3)</sup>による値が、震源断層長さ $L$ が短いところでデータの平均に比べてやや下側にきて、逆に震源断層長さ $L$ が長いところでデータの平均に比べてやや上側にきているのに対して、実線で示した本論文による値はデータの平均的な位置にきていることがわかる。また、本論文の方法によれば、平均すべり量 $D$ は、震源断層長さ $L$ が約80 kmを超えるとほぼ300 cmで一定となることがわかる。したがって、本論文でいう長人断層とは約80 kmより長い断層であるといえよう。

この結果は、従来から指摘されているように、平均すべり量 $D$ は、小地震では震源断層の長さ $L$ に比例し、大地震になるにつれて震源断層の長さ $L$ にかかわらず一定になると考えられていること(例えば、入倉・三宅, 2001)<sup>3)</sup>と整合する結果である。

一方、背景領域のすべり量 $D_{back}$ は、(17)式に、(24)式の $S_{asp}/S = 0.28$ を代入して、

$$D_{back} = \frac{M_0 (1 - 2S_{asp}/S)}{\mu S (1 - S_{asp}/S)} = 0.61D \quad (27)$$

となる。

図8に、上式による背景領域のすべり量 $D_{back}$ と地震モーメント $M_0$ との関係を示す。図より、本論文の方法によれば、地震モーメント $M_0$ が大きくなっても、背景領域のすべり量 $D_{back}$ は負になることはないこと、および、地震モーメント $M_0$ が約 $2 \times 10^{27}$  dyne·cmを超えると約200 cmで一定となることがわかる。

表2 断層パラメータの設定例

活断層の長さ	破壊領域の長さ	破壊面積	震源断層の幅 <sup>(注1)</sup>	震源断層面積	地震モーメント	モーメントマグニチュード	短周期レベル	平均応力降下量 <sup>(注2)</sup>	アスペリティ面積	アスペリティの応力降下量 <sup>(注3)</sup>	アスペリティのすべり量	背景領域のすべり量
$L_{sur}$ [km]	$W_{rup}$ [km]	$S_{rup}$ [km <sup>2</sup> ]	$W$ [km <sup>2</sup> ]	$S$ [km <sup>2</sup> ]	$M_0$ [dyne·cm]	$M_W$	$A$ [dyne/cm/s <sup>2</sup> ]	$\Delta\sigma$ [bar]	$S_{asp}$ [km <sup>2</sup> ]	$\Delta\sigma_{asp}$ [bar]	$D_{asp}$ [cm]	$D_{back}$ [cm]
クラックの式を用いた地震調査研究推進本部(2005) <sup>2)</sup> による方法												
25	18	450	15	375	$7.82 \times 10^{25}$	6.5	$1.05 \times 10^{26}$	26	63	156	129	51
50	18	900	15	750	$3.13 \times 10^{26}$	6.9	$1.67 \times 10^{26}$	37	200	139	258	82
100	18	1800	15	1500	$1.25 \times 10^{27}$	7.3	$2.65 \times 10^{26}$	52	635	124	516	69
200	18	3600	15	3000	$5.01 \times 10^{27}$	7.7	$4.21 \times 10^{26}$	74	2017	110	1033	-543
400	18	7200	15	6000	$2.00 \times 10^{28}$	8.1	$6.68 \times 10^{26}$	105	6403 <sup>(注4)</sup>	-	-	-
本論文による方法												
25	18	450	15	375	$2.18 \times 10^{26}$	6.8	$1.06 \times 10^{26}$	34	105	122	360	110
50	18	900	15	750	$6.69 \times 10^{26}$	7.2	$1.50 \times 10^{26}$	34	209	122	552	169
100	18	1800	15	1500	$1.52 \times 10^{27}$	7.4	$2.12 \times 10^{26}$	34	418	122	628	193
200	18	3600	15	3000	$3.06 \times 10^{27}$	7.6	$2.99 \times 10^{26}$	34	836	122	631	194
400	18	7200	15	6000	$6.12 \times 10^{27}$	7.8	$4.23 \times 10^{26}$	34	1672	122	631	194

(注1) 地震発生層は深さ3 km~18 kmとした。(注2) 本論文による方法における平均応力降下量は平均動的応力降下量である。(注3) 本論文による方法におけるアスペリティの応力降下量はアスペリティの動的応力降下量である。(注4) アスペリティの面積のほうが震源断層面積より大きくなっているため、断層パラメータが設定できない。

4. 断層パラメータの算定手順とアスペリティモデルの設定例

前章において、平均動的応力降下量  $\Delta\sigma^{\#}$  とアスペリティの動的応力降下量  $\Delta\sigma_{asp}^{\#}$  が決まったので、震源断層面積  $S$  が与えられれば、アスペリティモデルを記述する他のパラメータが求まる。また、震源断層面積  $S$  は、震源断層長さ  $L$  と地震発生層の上端深さと下端深さから算定することができる。これらのことを踏まえて、活断層長さ  $L_{act}$  と地震発生層の上端深さ  $dep_1$  と下端深さ  $dep_2$  から、各パラメータがどのような手順で決まるかを示したのが図9である。この手順では、はじめに、地震調査研究推進本部(2005)<sup>2)</sup>と同様に、震源断層長さ  $L$  を活断層長さ  $L_{act}$  と等しいとしたうえで、破壊領域の幅  $W_{rup}$  を  $W_{rup}=dep_2$  で、震源断層の幅  $W_{max}$  を  $W_{max}=dep_2-dep_1$  で求めている。そのあとで、破壊面積  $S_{rup}$  を  $S_{rup}=LW_{rup}$  で、震源断層面積  $S$  を  $S=LW_{max}$  で算定し、順次、パラメータを算定している。なお、活断層は何回もの地震の活動により地表に残された痕跡で、前章まで扱った地表地震断層は1回の地震の活動により地表に表れた地変であるため、通常は地表地震断層より活断層の方が長い。したがって、ここでは、活断層に起因する地震のうち最大規模の地震を想定していることとなる。

図9に示した手順にしたがって、活断層長さが25 km、50 km、100 km、200 km、400 kmの5つの場合のアスペリティモデルのパラメータを算定し、クラックの式を用いた地震調査研究推進本部(2005)<sup>2)</sup>の方法によって設定したパラメータと比較した結果を表2に示す。

パラメータの算定にあたって、地震発生層は深さ3 km~18 kmとし、 $S$ 波速度  $\beta$  とせん断剛性率  $\mu$  は、2章と同じく、それぞれ  $\beta=3.46$  km/s と  $\mu=3.23 \times 10^{11}$  dyne/cm<sup>2</sup> とした。

表より、クラックの式を用いた方法では、活断層の長さが長くなって200 kmになると、背景領域のすべり量が負となり、さらに長くなって400 kmになると、アスペリティの面積が震源断層の面積よりも大きくなり、アスペリティモデルが設定できなくなることがわかる。

また、図5と図6に示したように、本論文による方法はクラック

の式を用いた方法に比べて、破壊面積が小さいときは、地震モーメントは大きめに、短周期レベルは小さめになるので、活断層長さが25 kmのときは、本論文による方法による短周期レベルとクラックの式を用いた方法による短周期レベルはほぼ等しくなっていることがわかる。一方、破壊面積が大きいときは、本論文による方法はクラックの式を用いた方法に比べて、地震モーメントは小さめに、短周期レベルはほぼ等しくなるので、活断層長さが200 kmや400 kmのときは、本論文による方法による短周期レベルはクラックの式を用いた方法による短周期レベルよりやや小さくなっていることがわかる。

さらに、アスペリティのすべり量について見てみると、クラックの式を用いた方法では活断層の長さに対するアスペリティのすべり量の変化率は一定で、活断層の長さに比例して大きくなっているのに対して、本論文による方法では、図7の平均すべり量と震源断層長さとの関係からもわかることではあるが、活断層の長さが長くなると、活断層の長さに対するアスペリティのすべり量の変化率は小さくなり、活断層の長さが200 kmを超えると、アスペリティのすべり量の変化率はゼロで、631 cmと一定となっていることが特徴である。

以上より、断層長さが100 kmを超えない場合は、本論文による方法とクラックの式を用いた方法で大きな差はなく、本論文による方法で設定した断層モデルで生成される地震波は、地震調査研究推進本部(2005)<sup>2)</sup>などによる既往の方法で設定した断層モデルで生成される地震波と整合したものと推察される。一方、断層長さが100 kmを超える場合については、比較できる既往の方法による断層モデルがないため、今後、統計的グリーン関数法などによる強震動の計算結果を実際の記録や距離減衰式と比較することにより、本論文による方法の妥当性を検証する必要がある。

5. まとめ

本論文では、はじめに、既存の方法による長断層のパラメータ設定における課題をまとめたうえで、Irie et al. (2010)<sup>1)</sup>による平均

動的応力降下量を算定する近似式を用いて、入倉・三宅(2001)<sup>3)</sup>による破壊面積と地震モーメントの経験的関係式を見直し、平均動的応力降下量を求めた。また、この関係式に立脚して、壇・他(2001)<sup>11)</sup>による短周期レベルと地震モーメントの経験的関係式も見直し、アスペリティの動的応力降下量を求めた。

その結果、平均動的応力降下量は34 barと求まり、アスペリティの動的応力降下量は122 barと求まった。これにより、破壊領域に占めるアスペリティの面積は0.23となり、長大断層でもパラメータが組めるようになった。

ついで、これらの経験的関係式に基づいて、アスペリティモデルを記述する各パラメータの設定方法を提案した。本方法では、既存の方法と同じく、活断層の長さ、地震発生層の上端深さと下端深さを与条件としているが、平均動的応力降下量とアスペリティの動的応力降下量を先験的に定めていることが特徴である。

最後に、この設定方法にしたがって、活断層長さが25 km、50 km、100 km、200 km、400 kmの5つの場合のアスペリティモデルのパラメータを算定し、円形クラックの式に基づいた方法によって設定したパラメータと比較し、考察を加えた。

以上より、従来から課題となっていた長大断層のパラメータが設定できるようになったが、本論文で用いた短周期レベルのデータは5地震と少なかった。したがって、今後、強震動予測の精度をさらに向上させるには、マグニチュード8クラスの地震のデータを含む数多くの内陸地震の短周期レベルの蓄積を行う必要がある。

また、本論文で提案した断層パラメータの設定方法によるアスペリティモデルが、実際の地震記録や距離減衰式などと整合する地震動を生成するかどうかについても、今後、統計的グリーン関数法などによる検討が必要である。

さらに、本論文では長大断層に占める割合が大きい横ずれ断層を対象として検討を行ったが、逆断層の長大断層も存在するため、今後、本方法を逆断層へ拡張できるかどうかについても検討する必要がある。

## 謝辞

京都大学防災研究所准教授の関口春子博士には、1999年トルコKocaeli地震の断層面の外要素断層における平滑化された震源時間関数(Sekiguchi and Iwata, 2002)<sup>40)</sup>をご提供いただきました。また、京都大学名誉教授の入倉孝次郎博士と大崎総合研究所の佐藤俊明博士、および文部科学省の地震調査研究推進本部の地震動予測手法分科会と強震動評価部会の委員の方々には、本研究をすすめるにあたって、有益なご教示とご議論をいただきました。ここに、記してお礼を申し上げます。

## 参考文献

- Irie, Kiyoshi, Kazuo Dan, Shinya Ikutama, and Kojiro Irikura: Improvement of kinematic fault models for predicting strong motions by dynamic rupturing simulation -Evaluation of proportionality constant between stress drop and seismic moment in strike-slip inland earthquakes-, First Kashiwazaki International Symposium on Seismic Safety of Nuclear Installations, 2010.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会:「全国を概観した地震動予測地図」報告書(平成17年3月23日公表,平成17年4月13日更新,平成17年12月14日更新),分冊2,震源断層を特定した地震動予測地図の説明,2005a.

- 入倉孝次郎・三宅弘恵: シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, Vol. 110, No. 6, pp. 849-875, 2001.
- 地震調査研究推進本部: 山崎断層帯の地震を想定した強震動評価について, 平成17年1月31日, 2005b.
- 日本建築学会: 地震荷重・性能設計への展望, p. 211, 2008.
- 壇一男・武藤孝彦・宮坂淳一・渡辺基史: 長大な横ずれ断層による内陸地震のアスペリティにおける実効応力の推定と強震動シミュレーション, 日本建築学会構造系論文集, 第589号, pp. 81-88, 2005.3.
- Fujii, Yoshihiro and Mitsuhiro Matsu'ura: Regional difference in scaling laws for large earthquakes and its tectonic implication, Pure and Applied Geophysics, Vol. 157, pp. 2283-2302, 2000.
- 司宏俊・堀川三郎: 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 第523号, pp. 63-70, 1999.9.
- 入江紀嘉・壇一男・具典淑・Arzpeima Samaneh: 横ずれ内陸地震の断層パラメータの相似則の変化を考慮した長大断層のアスペリティモデルの設定方法(その1) 研究の目的と現行方法における断層パラメータ相似則, 日本建築学会大会学術講演梗概集, B-2, 構造II, pp. 699-700, 2010a.
- 壇一男・入江紀嘉・具典淑・Arzpeima Samaneh: 横ずれ内陸地震の断層パラメータの相似則の変化を考慮した長大断層のアスペリティモデルの設定方法(その2) 現行方法の課題と長大断層のハラメータ設定法の考案, 日本建築学会大会学術講演梗概集, B-2, 構造II, pp. 701-702, 2010b.
- 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井透: 断層の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, No. 545, pp. 51-62, 2001.7.
- 壇一男・武藤真菜実・石井やよい・阿比留哲生: 内陸地震の断層タイプ別にみた各種マグニチュードの関係とそれに基づく断層モデルの設定と強震動の試算, 日本建築学会構造系論文集, 第650号, pp. 741-750, 2010b.4.
- 佐藤俊明: 逆断層と横ずれ断層の違いを考慮した日本の地殻内地震の短周期レベルのスケーリング則, 日本建築学会構造系論文集, 第75巻, 第651号, pp. 923-932, 2010.5.
- 壇一男・佐藤俊明・入倉孝次郎: アスペリティモデルに基づく強震動予測のための震源モデルの特性化手法, 第11回日本地震工学シンポジウム, pp. 555-560, 2002.
- Eshelby, J. D.: The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, Proceedings of the Royal Society of London, Series A, Vol. 241, pp. 376-396, 1957.
- Madariaga, Raul: On the relation between seismic moment and stress drop in the presence of stress and strength heterogeneity, Journal of Geophysical Research, Vol. 84, No. B5, pp. 2243-2250, 1979.5.
- Brune, James N.: Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, Journal of Geophysical Research, Vol. 75, No. 26, pp. 4997-5009, 1970.9.
- Boatwright, John: The seismic radiation from composite models of faulting, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 78, No. 2, pp. 489-508, 1988.4.
- Ito, Kiyoshi: Seismogenic layer, reflective lower crust, surface heat flow and large inland earthquakes, Tectonophysics, Vol. 306, pp. 423-433, 1999.
- Scholz, Christopher H.: The Mechanics of Earthquakes and Faulting, Second edition, Cambridge University Press, pp. 201-202, 2002.
- Somerville, Paul, Kojiro Irikura, Robert Graves, Sumio Sawada, David Wald, Norman Abrahamson, Yoshinori Iwasaki, Takao Kagawa, Nancy Smith, and Akira Kowada: Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, Seismological Research Letters, Vol. 70, No. 1, pp. 59-80, 1999.
- Wells, Donald L. and Kevin J. Coppersmith: New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 84, No. 4, pp. 974-1002, 1994.
- 入江紀嘉・壇一男・生玉真也・入倉孝次郎: 地中震源断層と地表地震断層の断層パラメータ間の経験的関係を拘束条件とした動力学的断層破壊モデルの構築 -強震動予測のための運動学的断層モデルの高度化をめざして-, 日本建築学会構造系論文集, 第75巻, 第657号, pp. 1965-1974, 2010b.11.
- Shimazaki, Kunihiko: Small and large earthquakes: The effect of thickness of seismogenic layer and the free surface, Geophysical Monograph 37 (Maurice Ewing Volume 6), American Geophysical Union, pp. 209-216, 1986.
- Stirling, Mark, David Rhoades, and Kelvin Berryman: Comparison of earthquake

scaling relations derived from data of the instrumental and preinstrumental era, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 92, No. 2, pp. 812-830, 2002.3.

26) Mikumo, Takeshi and Masataka Ando: A search into the faulting mechanism of the 1891 great Nobi earthquake, Journal of Physics of the Earth Vol. 24, pp. 63-87, 1976.

27) 気象庁: 地震を知る, 2009.3, <http://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/jishin0903/jishin-all.pdf> (2011.1.7 参照).

28) Kanamori, Hiroo: Mode of strain release associated with major earthquakes in Japan, Annual Review of Earth and Planetary Sciences, Vol. 1, pp. 213-239, 1973.

29) Abe, Katsuyuki: Dislocations, source dimensions and stresses associated with earthquakes in the Izu Peninsula, Japan, Journal of Physics of the Earth, Vol. 26, pp. 253-274, 1978.

30) Kanamori, Hiroo: Determination of effective tectonic stress associated with earthquake faulting. The Tottori earthquake of 1943, Physics of the Earth and Planetary Interiors, Vol. 5, pp. 426-434, 1972.

31) Shimazaki, Kunihiko and Paul Somerville: Static and dynamic parameters of the Izu-Oshima, Japan earthquake of January 14, 1978, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 69, No. 5, pp. 1343-1378, 1979.10.

32) 武藤真菜美・島津奈緒美・堀 一男・阿比留哲生: スペクトルインバージョン結果に基づく中国地方の地殻内地震のアスペリティモデルの構築 (その2) 2000年鳥取県西部地震, 日本建築学会大会学術講演梗概集, B-2, 構造 II, pp. 151-152, 2009.

33) 堀 一男・島津奈緒美・武藤真菜美: 多重クラックモデルからアスペリティモデルへの置換方法と想定地震による強震動予測への適用, 日本建築学会構造系論文集, 第 647 号, pp. 57-66, 2010.1.

34) 気象庁: 日本付近で発生した主な被害地震 (平成 8 年~平成 22 年 10 月), <http://www.scisvol.kishou.go.jp/eq/higai/higai1996-new.html> (2011.1.7 参照).

35) Ozacar, Arda A. and Susan L. Beck: The 2002 Denali fault and 2001 Kunlun fault earthquakes: Complex rupture processes of two large strike-slip events, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 94, No. 6B, pp. S278-S292, 2004.12.

36) Global CMT Web Page, <http://www.globalecm.org/> (2011.1.12 参照).

37) 阿部勝征: フィリピン・ルソン島地震 (1990 年 7 月 16 日) の地震学的調査, 地震研究所会報, Vol. 65, pp. 851-873, 1990.

38) 菊地正幸: リアルタイム地震学, 東京大学出版会, p. 171, 2003.

39) Hanks, Thomas C. and William H. Bakun: M-log A observations for recent large earthquakes, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 98, No. 1, pp. 490-494, 2008.2.

40) Sekiguchi, Haruko and Tomotaka Iwata: Rupture process of the 1999 Kocaeli, Turkey, earthquake estimated from strong-motion waveforms, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 92, No. 1, pp. 300-311, 2002.2.

41) Simons, Mark, Yuri Fialko, and Luis Rivera: Cosismic deformation from the 1999  $M_W$  7.1 Hector Mine, California, earthquake as inferred from InSAR and GPS observations, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 92, No. 4, pp. 1390-1402, 2002.5.

42) Burgmann, Roland, M. Emin Ayhan, Eric J. Fielding, Tim J. Wright, Simon McClusky, Bahadır Aktug, Coskun Demir, Onur Lenk, and Ali Turkezer: Deformation during the 12 November 1999 Duzce, Turkey, earthquake, from GPS and InSAR data, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 92, No. 1, pp. 161-171, 2002.2.

43) Lin, Aiming, Masayuki Kikuchi, and Bihong Fu: Rupture segmentation and process of the 2001  $M_W$  7.8 Central Kunlun, China, earthquake, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 93, No. 6, pp. 2477-2492, 2003.12.

44) Asuno, Kimiyuki, Tomotaka Iwata, and Kojiro Irikura: Estimation of source rupture process and strong ground motion simulation of the 2002 Denali, Alaska, earthquake, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 95, No. 5, pp. 1701-1715, 2005.10.

45) Murotani, S., S. Matsushima, T. Azuma, K. Irikura, and S. Kitagawa: Scaling relations of earthquakes on inland active mega-fault systems, Abstract S51A-1911, 2010 Fall Meeting, AGU, San Francisco, 2010.

#### 付録

本文の 3.1 節で、円形クラックの式に基づいて断層パラメータの相似則を見直した場合、短周期レベル  $A$  が  $M_0^{1/2}$  に比例するように経験的關係式を見直すか、断層面積  $S$  が  $M_0^{2/3}$  に比例するように見直すか、アスペリティの面積比  $S_{asp}/S$  は地震モーメント  $M_0$  によらず一定となり、背景領域のすべり量  $D_{back}$  が負にならない可能性を指摘した。

そこで、ここでは、はじめに、本文の表 1 に示した短周期レベル  $A$  と地震モーメント  $M_0$  のデータに基づいて、両者の経験的關係式を見直した。ついで、同じく本文の表 1 に示した破壊面積  $S_{rup}$  と地震モーメント  $M_0$  のデータに基づいて、両者の経験的關係式を見直した。

#### 1) 短周期レベルと地震モーメントとの経験的關係式の見直し

表 1 に示した短周期レベル  $A$  と地震モーメント  $M_0$  のデータに対して、短周期レベル  $A$  が  $M_0^{1/2}$  に比例すると仮定して、最小二乗法で比例定数を求めたところ、下式が得られた。

$$A[\text{dyne}\cdot\text{cm}/\text{s}^2] = 6.91 \times 10^{12} \times (M_0[\text{dyne}\cdot\text{cm}])^{1/2} \quad (\text{付1})$$

$$(M_0 \geq 7.5 \times 10^{25} \text{ dyne}\cdot\text{cm})$$

一方、本文の (5) 式は、破壊面積  $S_{rup}$  が  $M_0^{1/2}$  に比例するとして、実際の地震のデータから比例定数を定めたものであるが、横ずれ断層以外の地震のデータも含んでいる。そこで、ここでは、改めて、表 1 に示した横ずれ断層による地震のデータに適合するように比例定数を最小二乗法で定めた。結果は、下のとおりである。

$$S_{rup}[\text{km}^2] = 4.37 \times 10^{-11} \times (M_0[\text{dyne}\cdot\text{cm}])^{1/2} \quad (\text{付2})$$

$$(M_0 \geq 7.5 \times 10^{25} \text{ dyne}\cdot\text{cm})$$

アスペリティの面積比  $S_{asp}/S$  は本文の (15) 式の上段の式で表されるから、この式に上の (付 1) 式と (付 2) 式を代入すると下の値が得られる。

$$\frac{S_{asp}}{S} = \left(\frac{18}{15}\right)^2 (\pi\beta)^4 \left(\frac{7M_0}{4A}\right)^2 \frac{1}{S_{rup}^2} = 0.68 \quad (\text{付3})$$

ここに、(付 2) 式で表される破壊面積  $S_{rup}$  を (15) 式の震源断層の面積  $S$  に代入するときには、地震発生層の深さを 3 km~18 km として、 $S = (15/18)S_{rup}$  とした。

上式で示されるように、表 1 に示したデータで見直した短周期レベル  $A$  と地震モーメント  $M_0$  との経験的關係式でも、アスペリティの面積比  $S_{asp}/S$  は 0.5 を超え、背景領域のすべり量  $D_{back}$  が負となることを解決できないことがわかる。

#### 2) 破壊面積と地震モーメントとの相似則の見直し

つぎに、表 1 に示した破壊面積  $S_{rup}$  と地震モーメント  $M_0$  のデータに、破壊面積  $S_{rup}$  が  $M_0^{2/3}$  に比例すると仮定して最小二乗法で比例定数を求めたところ、下式が得られた。

$$S_{rup}[\text{km}^2] = 1.42 \times 10^{-15} \times (M_0[\text{dyne}\cdot\text{cm}])^{2/3} \quad (\text{付4})$$

$$(M_0 \geq 7.5 \times 10^{25} \text{ dyne}\cdot\text{cm})$$

一方、本文の (6) 式は、円形クラックモデルにおいて、平均応力降下域  $\Delta\sigma$  が地震モーメント  $M_0$  によらず一定ならば、短周期レベル  $A$  は  $M_0^{1/3}$  に比例することを考慮したうえで、実際の地震のデータから比例定数を定めたものであるが、横ずれ断層以外の地震のデータも含んでいる。そこで、ここでは、改めて、表 1 に示した横ずれ断層による地震のデータに適合するように比例定数を定めた。結果は、下のとおりである。

$$A[\text{dyne}\cdot\text{cm}/\text{s}^2] = 1.84 \times 10^{17} \times (M_0[\text{dyne}\cdot\text{cm}])^{1/3} \quad (\text{付5})$$

$$(M_0 \geq 7.5 \times 10^{25} \text{ dyne}\cdot\text{cm})$$

上述した (付 4) 式と (付 5) 式を (付 3) 式に代入すると、下の値が得られる。

$$\frac{S_{asp}}{S} = 0.90 \quad (\text{付6})$$

上式で示されるように、表 1 に示したデータで見直した破壊面積  $S_{rup}$  と地震モーメント  $M_0$  との経験的關係式でも、アスペリティの面積比  $S_{asp}/S$  は 0.5 を超え、背景領域のすべり量が負となることを解決できないことがわかる。

(2011年3月3日原稿受理, 2011年8月18日採用決定)