

# 耐震安全性バックチェック報告は地震動を過小評価している

— 「活断層で発生する地震の特性化震源モデル」の問題点とバックチェック報告の批判 —

大阪府立大学大学院工学研究科 長沢啓行 (生産管理システム)

電力各社は 2008 年 3 月末までに、新指針に基づくバックチェック報告を経済産業省原子力安全・保安院へ提出した。これは原子力発電所の耐震設計審査指針が 2006 年 9 月に改定されたのを受けたもので、新潟県中越沖地震 (M6.8, 2007 年 7 月 16 日) で停止中の柏崎刈羽原発を除く。新指針では応答スペクトル (耐専スペクトル) と断層モデルによる 2 つの方法に基づいて基準地震動  $S_s$  を策定し、耐震性を確認することとしている。その結果、基準地震動の最大加速度が軒並み 1.20 ~ 1.62 倍へ引き上げられた。それは、(1) 変動地形学的な観点と「後期更新世以降の活動を否定できない活断層」まで範囲が広がったことによる活断層と震源断層の見直し、(2) 孤立した短い断層を M6.8 以上とみなす震源断層の設定、(3) 隣接する断層群を一連の断層帯とみなす評価、(4) 不確かさの考慮などにより、旧指針と比べて震源断層と地震動をより大きく評価することになった結果である。このためすべての原発・核施設で旧指針の限界地震動  $S_2$  が不十分であったことが明確になったと言える。

電力各社、原子力安全委員会、経済産業省原子力安全・保安院はまず、このこと自体について深刻に反省すべきであろう。とくに「限界地震動  $S_2$  で万万が一を想定している」と豪語していたにもかかわらず、実際に新潟県中越沖地震による地震動が柏崎刈羽原発の限界地震動を超えて以降は、「限界地震動  $S_2$  を超える地震動は起きても不思議ではない」かのように振る舞ってきた。そして、今回の報告の中でも、これまでの断層と地震動の過小評価について何の釈明もなく、「審査指針が変更されたため、新指針に合わせて再評価しただけだ」と言わんばかりの姿勢である。これでは原発の耐震性に関する国民の不安に応えることはできないし、国民の理解を得ることなど到底できない。

では、新指針に基づく基準地震動  $S_s$  は過小評価されていないのであろうか。答は「依然として重大な過小評価がある」である。

ここでは、応答スペクトル (耐専スペクトル)

による地震動評価の問題については別の機会に譲り、「断層モデルによる地震動評価」についてだけ述べる。現在のレシピによる断層モデルでは次のような過小評価が問題となる。

- (1) 断層幅が短いほど地震規模が過小評価される。
- (2) 地震規模が大きいほど地震動が過小評価される。
- (3) 地震動の不確かさが十分考慮されていない。

これらについて、もう少し具体的に述べよう。

(1) 旧指針では断層長さ  $L$  を松田式 (1975 年) に代入して地震規模を求めていたが、新指針の断層モデルでは断層面積  $S$  から地震規模を求めている。ところが、断層幅  $W$  が 18km 未満の場合には、断層モデルによる地震規模は松田式による地震規模より小さくなり、旧指針と比べて地震規模が過小評価されてしまう。松田式と同様に国内の内陸地殻内地震のデータから導かれた Shimazaki (1986 年) の式や武村 (1998 年) の式に断層長さを代入して求めた地震規模は松田式より大きな地震規模となるため、これらと比べると断層モデルによる地震規模はさらに一層過小評価されることになる。関西電力・日本原子力発電・日本原子力研究開発機構のバックチェック報告で、断層長さがこれまでと同じか長くなっているのに地震規模が小さくなっているのはこのためだ。しかも、耐専スペクトルの地震規模にもこれを用いており、応答スペクトルによる地震動評価も過小評価されている。他の電力会社は、地震規模を従来通り松田式で求めているが、断層モデルによる地震動評価では過小評価された地震規模をこっそり用いている (志賀原発の「笹波沖断層帯 (全長)」を除く)。

このようになる理由は、松田式、Shimazaki の式、武村の式などは平均断層幅が約 13km の国内の地震を対象としているのに対し、断層モデルでは平均断層幅が約 17km で大半が米国の世界の地震を対象としているからである。同じ断層長さの場合、国内の地震の断層面積  $S = L \times W$  が米国等の地震より小さくなるため、国内の地震に断層モデルを用いると地震規模が小さく評価されてし

まうのである。逆に、志賀原発の邑知湯(おうちがた)断層帯のように傾斜角が小さく、断層幅  $W$  が 18km より長ければ、断層モデルで求めた地震規模は松田式より大きく評価される。

断層モデルによる過小評価を避けるため、断層幅が 18km 未満の震源断層による国内地震に対しては松田式、Shimazaki の式または武村の式で地震規模を評価すべきである。

(2) 断層モデルによる地震動評価は、震源断層のアスペリティの評価にかかっている。とくに、アスペリティの平均応力降下量が大きいと短周期地震動が大きくなるため極めて重要である。このアスペリティの応力降下量の求め方には、「短周期レベルによる方法」と「アスペリティ総面積を総断層面積の 22% ( $S_a = 0.22S$ ) に固定する方法」(「アスペリティ総面積固定法」とよぶ)の 2 通りがある。

地震規模が M7.2 (断層モデルにおける断層面積が  $524\text{km}^2$ 、岩盤の S 波速度を  $3.5\text{km/s}$  と仮定) 未満では、短周期レベルによる応力降下量のほうがアスペリティ総面積固定法より大きいため、アスペリティ総面積固定法で応力降下量を求めると地震動を過小評価することになる。島根原発の当初の断層モデルでは短周期レベルによる方法を用いていたが、途中でアスペリティ固定法に評価法を切り替えている。その理由がこれだと推定される。

ところが、短周期レベルによる方法では地震規模が大きくなるほどアスペリティ総面積が過大になり、アスペリティの平均応力降下量が小さくなる。M7.2 以上ではアスペリティ総面積固定法による平均応力降下量より小さくなってしまふ。つまり、地震規模が大きくなると M7.2 を境にして両者の大小関係が逆転するのである。したがって、M7.2 を超える地震に対して短周期レベルによる方法でアスペリティの平均応力降下量を求めると地震動を過小評価することになる。バックチェック報告の中にはこのような例が随所に見られる。

電力会社は、地震規模に応じて断層モデルにおけるアスペリティの平均応力降下量の評価法をうまく使い分けているのである。

このような過小評価を避けるためには、M7.2 未満では短周期レベルによる方法を使い、M7.2 以上ではアスペリティ総面積固定法を使うことである。

また、アスペリティ総面積固定法ではアスペリティの個数が増えると各アスペリティの平均応力降下量が大きくなる。アスペリティの個数は内陸地殻内地震の場合平均 2.6 個とされており、新潟県中越沖地震では 3 個のアスペリティがあるとされている。にもかかわらず、バックチェック報告では、断層パラメータが公開されているごく一部のデータを見ても、アスペリティの個数が大きな震源断層に 1 個しか置かれていないケースがみられる。これは、アスペリティの個数が増えることによる平均応力降下量の増大を避けるためだとはか思えない。

アスペリティの平均応力降下量を過小評価しないよう地震規模に応じて短周期レベルによる方法とアスペリティ総面積固定法を正しく使い分けたととしても、断層モデルによる評価ではアスペリティの平均応力降下量は、M6.8 以下では  $15.6\text{MPa}$  で一定、M6.8~M7.2 では地震規模とともに  $14.1\text{MPa}$  まで小さくなり、M7.2 以降は地震規模とともに増え、M7.8 でようやく  $20.6\text{MPa}$ 、M8.0 でも  $23.6\text{MPa}$  にしかならない。等分割のアスペリティ 2 個でも、M7.2 で  $18.3\text{MPa}$ 、M7.8 で  $27.4\text{MPa}$ 、M8.0 でも  $31.3\text{MPa}$  に留まる。ところが、2007 年の能登半島地震 M6.9 や新潟県中越沖地震 M6.8 では複数個のアスペリティで  $20\text{MPa}$  を超えた。このように、断層モデルでは実際のアスペリティの平均応力降下量を過小評価することになっており、M6.8 以上の単一アスペリティモデルでは  $20\text{MPa}$  以上、複数アスペリティでは  $30\text{MPa}$  程度に設定すべきである。

(3) レシピでは、アスペリティの個数・縦横比・位置、破壊開始点の位置、破壊伝播方式が地震動の評価に大きな影響を与えると指摘し、複数の評価を求めているが、マルチハイポセンター破壊やアスペリティ内の破壊開始点設定など最新の評価はレシピに含まれていない。また、レシピではアスペリティのライズタイム(立ち上がり時間)が 1 秒以上に大きく設定されるため地震動が過小評価されるおそれがある(レシピにない Somerville et al.(1999)の方法では地震の規模とともに大きくなり、M6.8~M7.1 で  $0.56\sim 1$  秒、M7.1 以上では 1 秒以上になる)。最新の知見から M7 クラスの地震規模では  $0.4\sim 0.6$  秒に小さく設定すべきである。

鳥取県西部地震 (M7.3, 2000 年 10 月 6 日), 能登半島地震 (M6.9, 2007 年 3 月 25 日), 新潟県中越沖地震などを再現するための断層モデルでは, 単純な同心円状 (放射状) の破壊伝播ではなく, アスペリティ内の破壊開始点に破壊が届いて以降はそこから新たに同心円状に破壊が進展する「マルチハイポセンター破壊」による評価が必要であると指摘されている。破壊開始点を形式的にアスペリティ内に置く検討も必要だと指摘されている。震源断層面の傾斜角の違いによる地震波の放射特性の違いとフォーカシング効果への影響の検討, 破壊進行方向に原発がある場合のディレクティブ効果の検討などもされている。

ところが, バックチェック報告では, 公開されたデータを見る限り, これらの経験が地震動評価の際に生かされたとはとても考えられない。

電力会社によってはアスペリティの平均すべり量やライズタイムなど地震動評価にとって極めて重要なパラメータの値が公表されず, 断層モデルの独自の設定法も公開されていない。ライズタイムの不確かさについて検討された形跡もない。

以上の3点を考慮しただけでも, 今回のバックチェック報告では, 断層モデルを都合よく使って地震動を過小評価していると言える。バックチェック報告を審査する原子力安全・保安院や原子力委員会はこれまでの断層と地震動の過小評価を真摯に反省し, 2度と同じ過ちを繰り返さないため, 断層モデルによる地震動評価法を根本的に見直し, 厳格な審査を実施すべきである。そのためには, 原子力安全・保安院を経済産業省と「原子力村」から独立させ, 審査能力を抜本的に高めるべきだ。

断層モデルによる地震動評価法は一種のシミュレーションであり, 決して完成されたモデルではない。とくに長大な断層による M7.2 を大きく超える地震に対するレシピは未完成だ。

阪神・淡路大震災 (1995.1.17) を契機として「行政施策に直結すべき地震に関する調査研究の責任体制を明らかにし, これを政府として一元的に推進する」ため, 地震防災対策特別措置法 (1995.7) が制定され, 文部科学大臣を本部長とする地震調査研究推進本部 (略称「推本」) が設置された。推本の地震調査委員会は 2005 年 3 月「全国を概観し

た地震動予測地図」報告書を公表し, 毎年改訂している。作成手法の高度化, 時間の経過, 大地震の発生による地震発生確率の変化を踏まえて適宜見直されている。同報告書の分冊 2「震源断層を特定した地震動予測地図の説明」[1]には「震源断層を特定した地震の強震動予測手法 (「レシピ」)」がとりまとめられており, これが強震動予測のレシピとして使われている。

このレシピは本来, 国や自治体が地震防災の施策を立案・実施することを目的として, 将来起こりうる強震動を面的に予測し, どの地域にどの程度の震度を想定すればよいか, 震災の帯など強震動に襲われる可能性のある地域はどこかを検討するためのものである。したがって, 原発敷地内の強震動を正確に予測することを直接の目的とはしていない。プレート間地震や海洋プレート内地震など百年単位で繰り返される地震の場合には地震観測記録に基づいて断層モデルの妥当性を検証できるが, 千年単位の内陸地殻内地震の場合には, 地震観測記録が存在しない場合が多く, 歴史記録に残されている震度記録やその推定値を用いるしかない。「検証なき断層モデル」は単なるモデルにすぎない。たとえ検証されたとしても将来の地震にそのまま当てはまるかどうかには疑問が残る。

2005 年 8 月の宮城県沖プレート境界地震 (M7.2) では, 1978 年宮城県沖地震 (M7.4) の地震観測記録に基づく推本の強震動予測は過小評価になっていたし, 1995 年の女川 3 号安全審査で国が評価・検討した「M7.4 の 1978 年宮城県沖地震に対する断層モデル」でも短周期地震動が過小評価されていた。鳥取県西部地震や新潟県中越沖地震では, 特定の観測点における地震観測記録を再現するためレシピを大幅に修正しなければならなかった。

原発で強震動を過小評価しないためには, 推本のレシピをベースにしながら, 断層モデルのパラメータ設定を原発サイトにとって最も厳しい条件に設定しなければならない。女川原発を襲った宮城県沖地震, 志賀原発を襲った能登半島地震, 柏崎刈羽原発を襲った新潟県中越沖地震は, それを警告していると言える。以下では, レシピのうち「活断層で発生する地震の特性化震源モデル」について, その概略を示し, 問題点を明らかにしたい。

## 活断層で発生する地震の 特性化震源モデルのレシピ

強震動を再現するために必要な震源の特性を主要なパラメータで表した震源モデルを「特性化震源モデル」という。活断層で発生する地震の特性化震源モデルの設定では、評価対象を断層全体の形状や規模を示す「巨視的震源特性」、主として震源断層の不均質性を示す「微視的震源特性」、破壊過程を示す「その他の震源特性」の3つの震源特性を考慮して、震源特性パラメータが設定されている。また、走向角、傾斜角、すべり角、地震モーメント、応力降下量など地震前後の差または断層形成の変化分によって決まるパラメータを「静的パラメータ」と呼び、ライズタイム(立ち上がり時間)や破壊伝播速度など断層形成の途中の運動を表すパラメータを「動的パラメータ」という。

レシピによる震源特性パラメータの設定方法は、あくまで「基本的な方針」であり、「強震動予測における震源断層パラメータの標準値の設定が、再現性をもってなされることを目指したものである」ことに注意しなければならない。

とくに、活断層で発生する地震(内陸地殻内地震)の場合には、変動地形学的調査や地表トレンチ調査による過去の活動の痕跡のみから特性化震源モデルを設定しなければならないため、海溝型地震(海洋プレート間地震、海洋プレート内地震)の場合と比較して、モデルの不確実性が大きくなる傾向にあり、レシピでは「そうした不確実性を考慮して、複数の特性化震源モデルを想定することが望ましい」とされている。

### (1) 巨視的震源特性

巨視的震源特性に関するパラメータは、震源断層モデルの位置と構造(位置、走向、セグメント)、震源断層モデルの大きさ(長さ・幅)・深さ・傾斜・地震規模、震源断層モデルの平均すべり量である。

図1のように、地表面(または断層上端の水平面)と断層面の交線を断層線、その方向を走向と呼び、走向の真北から時計回りの角度を走向角 $\delta$ で表す。傾斜角 $\theta$ ( $0^\circ \leq \theta \leq 90^\circ$ )は断層面が水平面から傾斜方向の下方へ何度傾いているかを表す。

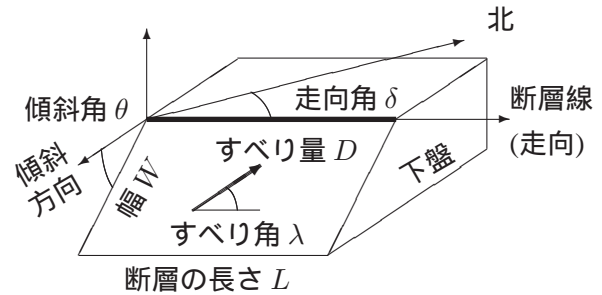


図1: 断層パラメータの定義

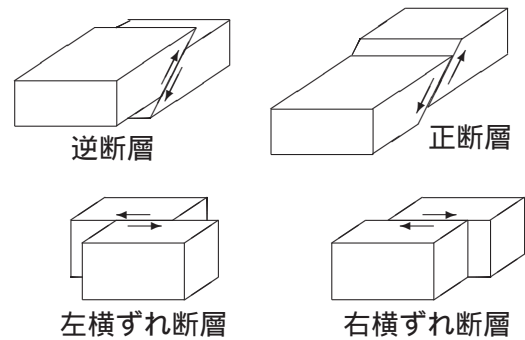


図2: すべり方向の違いによる断層の種類

「南東傾斜」とは傾斜方向が南東方向で、その下方に向かって断層面が傾斜していることを示す。断層面を境に下側の領域を下盤、上側を上盤と呼び、上盤のすべり方向を断層面上に太矢印で表し、その大きさをすべり量 $D$ と呼び、すべり方向の水平線からの角度をすべり角 $\lambda$ ( $-180^\circ \leq \lambda \leq 180^\circ$ )で表す。実際には、断層面は厚さゼロの平面ではなく余震分布の広がりから推測されるように数kmの厚さを持った複雑な面であるが、解析の便宜上、このような扱いをしている。その意味では、複雑な現実の断層運動を単純化して解析しやすく表現したものが特性化震源モデルなのである。

図2のように、上盤が断層面上を上へずれ上がるときが逆断層ですべり角は $90^\circ$ 、下へずれ落ちるときは正断層ですべり角は $-90^\circ$ になる。断層面が垂直で、断層線の向かい側の領域が左へずれ動くとき左横ずれ断層と呼ばれるが、手前側は右(断層線の走向と同じ向き)へ動くので、すべり角は $0^\circ$ になる。逆に、向かい側の領域が右へずれ動くときは右横ずれ断層と呼ばれ、手前側は走向と逆向き(左向き)になるので、すべり角は $180^\circ$ になる。実際には、これらの組み合わせになり、鳥取県西部地震(2000年)では、走向角 $309^\circ$ 、傾斜角 $87^\circ$ 、すべり角 $18^\circ$ のやや逆断層気味の左横ず

れ断層となる [26]。また、すべり量も断層面で様ではなく、アスペリティと呼ばれる大きくすべる所とそれ以外の背景領域とに分かれる。

#### (a) 震源断層モデルの位置・構造

震源断層モデルの位置の設定に際して、レシピでは次のように注意している。

地震調査委員会長期評価部会の評価結果で示された断層帯の両端の点は、直接的な資料で活断層（帯）の分布が確認されたその両端を示している。震源断層モデルの位置や走向を設定するには、必ずしもその活断層（帯）の両端の点を結んだ直線の走向に合わせる必要はない。長期評価における記述を参照し、両端の点より震源断層モデルを延長させること [2][3] や、両端の点を結んだ直線より震源断層モデルを平行移動させること [4] を検討する場合もある。また、活断層（帯）が屈曲しており、上記の両端の点を結んだ線から活断層（帯）の一部が 5km 以上離れている場合には、震源断層モデルを活断層（帯）に沿って複数の直線でモデル化することも想定する [5][6]。

セグメント（最大規模の地震を発生させる単位にまとめた活断層の中で、分割放出型地震としてやや規模の小さな地震を発生させる単位）については、長期評価で活動区間が分けられているものについては、それを強震動評価におけるセグメントに置き換えることを基本とするが、アスペリティ（震源断層の中で特に強い地震波を生成する領域、すべり量や応力降下量が大きい領域）の数、位置との関係も考慮して設定する。

なお、長期評価がなされていない活断層（帯）については、変動地形調査や既存のデータを取りまとめた「新編日本の活断層」、「都市圏活断層図」、「活断層詳細デジタルマップ」などを基に設定する。その際、付近に複数の断層が存在する場合には、松田の基準 [7] に従って、起震断層を設定する。

原子力安全・保安院は 2007 年 12 月 25 日「新潟県中越沖地震を踏まえ原子力発電所等の耐震バックチェックに反映すべき事項の中間取りまとめについて」を公表し、電力各社に通知した。そこでは、巨視的・微視的断層パラメーターの不確かさを考慮するよう指示し、「孤立した短い活断層によ

る地震の想定に当たっては、当該地域の地震発生層、活断層の性質等を考慮して想定するものとするが、少なくともマグニチュード 6.8 相当の地震規模を想定すること」とした。これまでは活断層の長さを機械的に松田式  $\log_{10} L = 0.6M - 2.9$ （活断層の長さを  $L$ 、気象庁マグニチュードを  $M$  とする）に当てはめて地震の規模を設定していたが、今後は M6.8 相当の 15km 未満（松田式による逆算）の活断層は少なくとも 15km 以上に評価することが求められる。しかし、内閣総理大臣を会長として全閣僚・指定公共機関の長・学識経験者で構成される中央防災会議は、「内陸部で発生する被害地震のうち、M7.3 以下の地震は、活断層が地表に見られていない潜在的な断層によるものも少なくないことから、どこでもこのような規模の被害地震が発生する可能性があると考えられる。」（第 5 回東南海南海地震専門調査会 2002.6.12）とし、「活断層が地表で認められない地震規模の上限については、今後の学術的な議論を待つ必要もあるが、防災上の観点から、今回の検討では、M 6 位の最大である M 6.9 の地震を想定する。」（第 18 回東南海・南海地震専門調査会 2005.2.18）としている。したがって、孤立した短い活断層に対して、なぜ、M7.3（断層長さ 30km 相当）や M6.9（同 17km 相当）ではなく M6.8 なのかについて、原子力安全・保安院はその根拠を説明すべきである。

また、原子力安全・保安院は同時に「なお、詳細な調査によりマグニチュード 6.8 以上の地震が起こらないことが明らかな場合は、調査結果に基づき適切に地震規模を想定すること」と逃げ道を用意していることにも注意しなければならない。この点では、新潟県中越沖地震が地表地震断層の現れない地下深くの震源断層で起きたこと、東京電力が設置許可申請当時、海底断層 F-B の長さや活動度を過小評価していたことなどの教訓から、「活断層や活構造の評価に際し、最終間氷期に形成された地形面や地層に変位・変形が認められないことをもって後期更新世以降の活動性を否定する場合には、その根拠を明確にすること」、「褶曲構造の評価に当たっては、断層関連褶曲の考え方を適用して地下の断層を推定するとともに、褶曲構造の形成・発達時期は背斜構造両翼の地層の変形パ

ターンに基づいて判断すること」としている点は重要である。褶曲構造のある地層では、これまでのように地層を切っているかどうかだけで活動度を判断してはならないということでは一歩前進だが、褶曲構造の形成・発達時期が過小評価されないようにする必要がある。

とくに、「新潟県中越沖地震の震源断層を活断層調査などから事前に予測できたかどうか」という点は、震源断層をどのように設定するのかという点で、今後の重要な争点になるであろう。

また、東京電力が海底断層 F-B を 2003 年に再評価し、長さ 20km で M7.0 相当の地震が予想され「限界地震動による基準地震動  $S_2$  で評価すべき活断層」としながら、逆断層であるにもかかわらず傾斜角を  $90^\circ$  として震央を活断層の中央に置き  $\Delta = 18.5\text{km}$  として大崎スペクトルを単純に求めたため、地震動を過小評価していた [53]。また、断層モデルによる評価もしていなかった。原子力安全・保安院もそれで良しとしていた。逆断層の傾斜角を考慮して、たとえば、震央距離を  $\Delta = 10\text{km}$  またはそれ以下と評価しておれば、表 1 (F-B 断層の値は筆者が計算) のように、原発にとって重要な周期帯  $0.02 \sim 0.4\text{sec}$  のうち  $0.2\text{sec}$  以下で  $S_2$  を超えることが予見できたかもしれない。しかし、原発の耐震設計とその安全審査では、大崎スペクトルを求める際、このように活断層の真中に震央を置いて断層の傾斜を無視したり、想定される震源断層からの最短距離を震源距離とはしないことが平然と行われてきた。

新指針では、大崎スペクトルに代わり、震源断層面内の地震波の強さを考慮した等価震源距離による「耐専スペクトル」が用いられるが、震源断層面の設定によっては応答スペクトルが過小評価されるおそれがある。

現時点では、F-B 断層の詳細調査から新潟県中越沖地震をもたらした震源断層を事前に想定できたかどうかは不明である。もし、「この震源断層を事前に想定するのは難しい」という結論になるのであれば、新指針における「震源を特定せず策定する地震動」の設定法を地表地震断層の有無にかかわらず M7.3 までの岩盤におけるすべての強震観測記録を包絡するように基準地震動の応答スベ

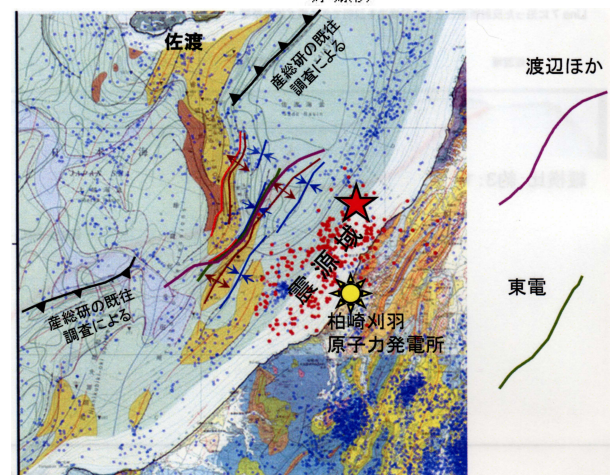
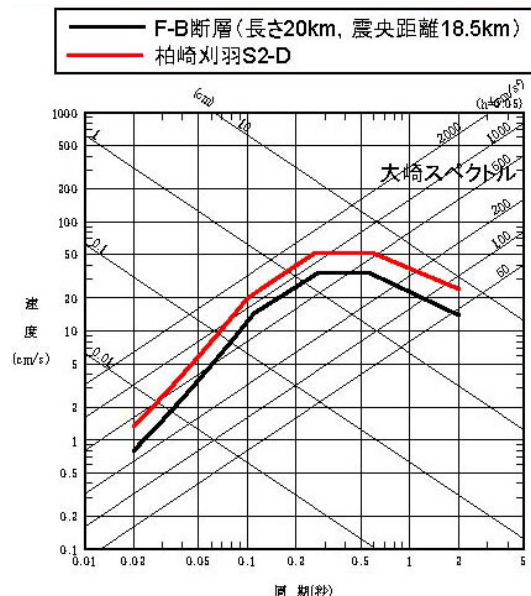


図 3: 東京電力による F-B 断層再評価結果 (上図: 上の山形が S2-D の大崎スペクトルで下の山形の F-B 断層はこれ以下に評価されている [53], 下図: 東電による 2003 年の F-B 断層評価は渡辺らの評価より依然として短い [57])

表 1: 柏崎刈羽原発の  $S_2$  と F-B 断層の大崎スペクトル ( $A \sim E$  はコントロールポイント)

	$S_2$ -D		F-B 断層 ( $L = 20\text{km}$ )			
	[sec]	[cm/s]	$\Delta = 18.5\text{km}$		$\Delta = 10\text{km}$	
	$T$	$S_v$	$T$	$S_v$	$T$	$S_v$
A	0.02	<b>1.33</b>	0.02	0.81	0.02	<b>1.37</b>
B	0.10	<b>19.90</b>	0.11	14.55	0.10	<b>21.45</b>
C	0.26	51.68	0.27	33.80	0.23	46.83
D	0.59	51.68	0.57	33.80	0.45	46.83
E	2.00	24.15	2.00	13.92	2.00	13.67

クトルを設定するなどのように、根本的に改めさせる必要がある。

また、「松田の基準による起震断層」について、電力各社はこれまで「詳細な調査によって活断層の連続性を評価できるから、松田の基準を用いる

必要はない」としていた。しかし、今回の原子力安全・保安院の中間とりまとめによって、孤立した活断層が長く評価されるため、結果として隣接した活断層が一連の活断層帯として評価されるようになり、あるいは不確実さを考慮する対象になった。

(b) 震源断層モデルの長さ  $L$ 、幅  $W$ ・深さ・傾斜

レシピでは、想定した震源断層モデルの形状に基づいて震源断層モデルの長さ  $L$ [km] を設定し、幅  $W$ [km] を入倉・三宅 [8] による次の経験的関係を用いて定めている。

$$W = \begin{cases} L, & L < W_{\max} \text{ の場合;} \\ W_{\max}, & L \geq W_{\max} \text{ の場合} \end{cases} \quad (1)$$

これは、内陸地殻内地震では、ある規模以上の地震に対して震源断層の幅が飽和することを示しており、微小地震の深さ分布などから地震発生層の上・下限の深さ ( $H_s, H_d$ ) および地震発生層の厚さ  $W_s \equiv H_d - H_s$  を求め [45]、断層の傾斜角  $\theta$  を用いて  $W_{\max} \equiv W_s / \sin \theta$  ( $W_s \leq 20\text{km}$ ) としている。入倉 [9] は経験的に  $W_{\max} = 15 \sim 20\text{km}$  の範囲で与えられるとしている。

詳しくは後述するが、式 (1) の上段で  $W = L$  と設定することにより、断層の長さから地震の規模を推定する旧来の松田式よりも地震の規模を過小評価することになっている。式 (1) の下段においては、断層幅が  $W = 18 \sim 20\text{km}$  に設定されれば、ほぼ松田式による地震の規模と一致するが、 $W$  が  $13 \sim 17\text{km}$  に小さく設定されると、地震の規模を松田式より過小評価することになる。

レシピでは「傾斜角  $\theta$  は地震規模の推定に大きな影響を与えるため注意深く設定する必要がある」と注意を喚起している。しかし、「地震発生層最下部にいたる活断層全体の形状が実際に明らかとなった例は少ない」と断った上で、傾斜角を推定する資料が得られない場合は、逆断層・正断層  $45^\circ$ 、横ずれ断層  $90^\circ$  を基本とし、対象断層と周辺の地質構造、特に活断層の分布との関係が説明できるように留意する。また、長期評価の「低角」では  $0 \sim 30^\circ$ 、「高角」では  $60 \sim 90^\circ$  の範囲内で設定する」としている。

新潟県中越沖地震の柏崎刈羽原発における強震動評価でも、傾斜角が  $30 \sim 50^\circ$  の間で変われば結

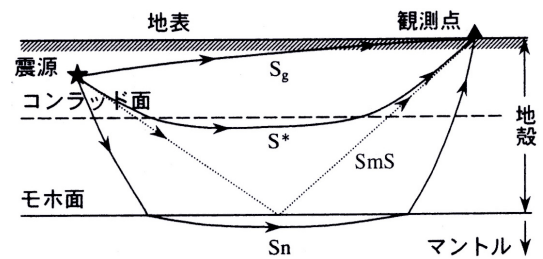


図 4: 直達 S 波 ( $S_g$ )、屈折波 ( $S^*$  波と  $S_n$  波)[52]

果が大きく変わっていること [10] に注意しなければならない。

レシピでは、震源断層モデルの上端の深度  $D_s$  [km] を微小地震発生層の上面の深度  $H_s$  (微小地震の浅さ限界) と一致させている。これは「震源の動力学モデルの研究から、地表付近の数 km に及ぶ堆積岩層において応力降下がほとんど発生しなくてもその下の基盤岩部分の地震エネルギーを放出させる破壊が堆積岩層に伝わり、地表に断層変位として達することがわかってきたためである。」つまり、地表地震断層は必ずしも地表付近に蓄積された歪みエネルギーが解放されてできる断層変位ではなく、地下の破壊が地表付近の堆積岩層に伝わって起きた断層変位であることがわかってきたのである。こうして、断層モデルの上端は地下数 km に置かれることになった。

断層幅の最大値  $W_{\max}$  が経験的に  $15 \sim 20\text{km}$  の範囲になるのは、地球の球殻構造に関係していると考えられる。マントルは主にカンラン岩 (比重 3.3) からなり、その上に地殻が乗っており、その境界は「モホ面 (モホロビッチ不連続面、モホ不連続面)」と呼ばれ、図 4 のように、地震波はこの面で屈折または反射して屈折波 ( $S_n$  波) や全反射波 ( $S_mS$  波) となる。これは、地震波が下方へ伝わったとき、S 波が遅く伝わる岩層から速く伝わる岩層に入ると屈折するためであり、また、入射角がある値以上に大きくなると全反射するためである。弾性論によれば P 波速度は  $V_p = \sqrt{(K_s + 4\mu/3)/\rho}$ 、S 波速度は  $V_s = \sqrt{\mu/\rho}$  で与えられ ( $\rho$ : 密度,  $K_s$ : 体積弾性率,  $\mu$ : 剛性率), Dziewonski et al. (1975) による典型的な地殻構造は表 2 のようになっている。このように、地下深いほど地震波 (P 波や S 波) の伝わる速度は速くなる。逆に、地震波が上方へ伝わると、S 波が速く伝わる岩層から遅く伝わる岩層に入るため、上方へ屈折し、地表ではほぼ垂直

表 2: 典型的な大陸地殻・海洋地殻の構造 [51]

地殻種類	層	深さ km	密度 g/cm <sup>3</sup>	Vp km/s	Vs km/s
大陸	上部地殻	0 ~ 20	2.72	5.80	3.45
	下部地殻	20 ~ 35	2.92	6.50	3.75
	マントル	35 ~	3.32	8.02	4.69
海洋	海	0 ~ 4	1.03	1.50	0.0
	堆積層	4 ~ 5	1.5	2.00	1.00
	地殻	5 ~ 11	2.85	6.40	3.70
	マントル	11 ~	3.32	7.90	4.55

に入射することになる。

震央距離 100km 以内では直達 S 波が初動となるが、より遠方では Sn 波や SmS 波の方が先に到着する。地殻は厚さ 5km (海底) ~ 60km (ヒマラヤ直下) で、平均 35km (海洋では 5 ~ 7km) である。地殻は玄武岩質 (比重 3.0) の下部地殻と花崗岩質 (比重 2.7) の上部地殻に分けられ、その境界は「コンラッド面」と呼ばれ、ここでも屈折波 S\* が生じる。

内陸地殻内地震は主に上部地殻の中でのみ起きており、下部地殻は温度が高く流動性に富むため地震を起こすほど歪みエネルギーを蓄積することができないとされている。したがって、内陸地殻内地震で断層幅の最大値が経験的に 15 ~ 20km 範囲に収まるのは、このコンラッド面の深さと関係があると考えられる。もっとも「深発地震」と呼ばれる地下数百 km のマントル内で起きる地震もあるが、その原因はまだよくわかっていない。

### (c) 地震規模 (地震モーメント $M_0$ )

レシピでは、地震モーメント  $M_0$  [dyn·cm] を震源断層の面積  $S$  [km<sup>2</sup>] との次の経験的關係 [8] から求めている。

$$S = \begin{cases} 2.23 \cdot 10^{-15} M_0^{2/3}, & S < 291 \text{ km}^2 \\ \text{(または } L < W_{\max} \text{) の場合;} \\ 4.24 \cdot 10^{-11} M_0^{1/2}, & S \geq 291 \text{ km}^2 \\ \text{(または } L \geq W_{\max} \text{) の場合} \end{cases} \quad (2)$$

ここで、291km<sup>2</sup> は式 (2) の上段と下段の両式による  $M_0$  の値が一致するときの  $S$  の値であり、上式を  $M_0$  に関する式として次のように表現し直すこともできる。

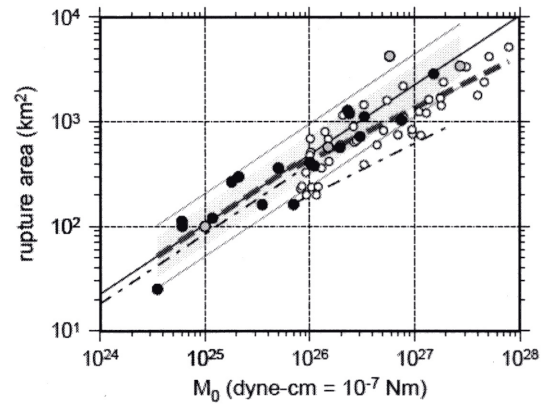


図 5: 断層面積  $S$  (rupture area) と地震モーメント  $M_0$  の関係 [8] (破線が式 (2) に相当、入倉らは  $L = 20$ km で  $W_{\max} = 16.6$ km に達すると仮定し、分岐点を  $M_0 = 7.5 \cdot 10^{25}$  dyn·cm としている。一点鎖線は武村 (1998) による  $W_{\max} = 13$ km とした関係式で分岐点の  $M_0$  は同じ)

$$M_0 = 4.7 \cdot 10^{25} \left( \frac{S}{291} \right)^{1.5}, \quad S < 291 \text{ km}^2 \text{ の場合;} \\ 4.7 \cdot 10^{25} \left( \frac{S}{291} \right)^2, \quad S \geq 291 \text{ km}^2 \text{ の場合.}$$

つまり、断層面積  $S$  が 291km<sup>2</sup> を超えると地震の規模 (地震モーメント  $M_0$ ) は経験的により大きくなるとされている。

震源断層の面積が 291km<sup>2</sup> の地震は  $M_0 = 4.7 \cdot 10^{25}$  [dyn·cm],  $M_w$  6.4 相当、気象庁マグニチュードで M6.8 相当となる。また、 $M_0 = 1.0 \cdot 10^{28}$  [dyn·cm] =  $1.0 \cdot 10^{21}$  [N·m] が上限とされている。これは  $M_w$  7.9 および M8.8 相当である。ただし、

$$M_w = (2/3)(\log_{10} M_0 [\text{N} \cdot \text{m}] - 9.1), \quad (3)$$

$$M = (1/1.17)(\log_{10} M_0 [\text{N} \cdot \text{m}] - 10.72) \quad (4)$$

の關係 [8] を用いた ( $1 \text{ N} \cdot \text{m} = 10^7 \text{ dyn} \cdot \text{cm}$ )。

入倉ら [8] は式 (2) を導く際、分岐点を  $S = 291 \text{ km}^2$  ではなく  $M_0 = 7.5 \cdot 10^{25} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$  とし、この分岐点以上と未満の範囲で、それぞれ独自に  $M_0$  と  $S$  の回帰式を求めたため、図 5 の破線のように分岐点で食い違いが生じている。しかし、これはそれほど大きな問題ではない。ここでは、式 (2) の上段の式からの図 5 のデータ (●) のばらつきが  $S/1.6 \sim 1.6S$  (標準偏差  $\sigma = 1.6$  で  $\pm\sigma$  に対応する範囲、図 5 の灰色の帯) [8] と比較的大きいことを記しておく。

式 (2) で注意すべきは、入倉ら [8] がこの式を求める際には  $L = 20$ km で断層幅  $W$  が  $W_{\max} = 16.6$ km ( $\sigma = 1.47$ , 低角逆断層を除くと 17.1km)



に達して飽和すると仮定していることである。他方、武村 (1998) は日本の内陸地震を対象として  $W_{\max} = 13\text{km}$  で飽和すると仮定し、 $L - M_0$  の関係式と組み合わせることにより  $S - M_0$  の関係式を求め、図 5 の一点鎖線の回帰式を導出している。この一点鎖線による断層面積  $S$  は同じ  $M_0$  に対し、 $L < W_{\max}$  で破線より 2~3 割減、 $L \geq W_{\max}$  で破線より半減している。逆に言えば、武村による一点鎖線の回帰式で地震規模  $M_0$  を推定すると「2 倍程度大きく推定され、安全サイドの評価となる。」[8] (正しくは、後述のように 1.4 倍ないし 4.7 倍になる) この点について、入倉らは「断層長さや幅を求めるときの定義の違いかあるいは日本周辺の地域性によるものか、今後の検討が必要とされる。」[8] としているが、その後検討された形跡はない。

レシピでは、原理的には断層幅が飽和しているかどうかでスケール則が変わるため、括弧内の  $L$  と  $W_{\max}$  の大小関係で区分する方が合理的だとし、震源断層の面積  $S$  の算出に際しては、この点にも配慮することとしている。しかし、国内の内陸地殻内地震の場合には、断層幅が短いため、この配慮により地震規模が過小算定される場合がある。たとえば、中国電力のバックチェック報告では、宍道断層の断層長さ  $L = 22\text{km}$  と断層幅  $W = 13\text{km}$  から断層面積を  $S = 286\text{km}^2$  とし、 $L > W$  となっていることから式 (2) の下段の式で  $M_0 = 4.5 \times 10^{18}\text{N}\cdot\text{m}$  (M6.8) を求めている。この場合、 $S < 291\text{km}^2$  だから、上段の式を使うこともでき、その場合は  $M_0 = 4.6 \times 10^{18}\text{N}\cdot\text{m}$  (M6.8) とやや大きくなる。断層長さが  $L = 13\text{km}$  のときはどちらも使うことができ、下段の式では  $M_0 = 1.59 \times 10^{18}\text{N}\cdot\text{m}$  (M6.4) だが、上段の式では  $M_0 = 2.08 \times 10^{18}\text{N}\cdot\text{m}$  (M6.5) とマグニチュードに差が出るほど大きくなる。

これは式の使い方の問題であり、影響はさして大きくない。この断層幅にもっと重大な問題点が隠されている。宍道断層の断層長さ  $L = 22\text{km}$  の地震規模は松田式によれば M7.1 である。ところが、断層モデルでは上に求めたように M6.8 にしかならない。地震のエネルギーにして 3 倍ほどの差がある。実は、式 (1) と式 (2) を組合せて得られる地震規模は、震源断層の長さ  $L$  から松田式で推定される地震規模より、系統的に小さいのである。

表 3: 震源断層の長さ  $L$  から松田式で推定される地震規模  $M$  に対応する  $M_0$ ,  $S$  および断層幅  $W$

$L$ km	$M$	$M_0$ dyn·cm	$S$ km <sup>2</sup>	$W$ km
10	6.5	$2.11 \cdot 10^{25}$	170	17.0
11	6.6	$2.55 \cdot 10^{25}$	193	17.5
12	6.6	$3.02 \cdot 10^{25}$	216	18.0
13	6.7	$3.53 \cdot 10^{25}$	240	18.4
14	6.7	$4.07 \cdot 10^{25}$	264	18.9
15	6.8	$4.66 \cdot 10^{25}$	289	19.3
17	6.9	$5.95 \cdot 10^{25}$	327	19.2
20	7.0	$8.17 \cdot 10^{25}$	383	19.2
25	7.2	$1.26 \cdot 10^{26}$	476	19.1
30	7.3	$1.80 \cdot 10^{26}$	569	19.0
35	7.4	$2.43 \cdot 10^{26}$	661	18.9
40	7.5	$3.16 \cdot 10^{26}$	753	18.8

表 4: 震源断層の長さ  $L$  から松田式で推定される地震規模  $M$  と断層幅  $W$  を変えて式 (1) と式 (2) の断層モデルから推定される地震規模  $M$  の比較

$L$ km	$M$	$W$ を変えたときの $M$ の値				
		$W=L$	13km	15km	17km	20km
10	6.5	6.2	6.3	6.4	6.5	6.6
11	6.6	6.3	6.4	6.5	6.6	6.6
12	6.6	6.4	6.5	6.5	6.6	6.7
13	6.7	6.5	6.5	6.6	6.6	6.7
14	6.7	6.6	6.5	6.6	6.7	6.8
15	6.8	6.7	6.6	6.7	6.7	6.8
16	6.8	6.7	6.6	6.7	6.8	6.9
17	6.9	6.8	6.6	6.7	6.8	6.9
20	7.0	-	6.7	6.8	6.9	7.0
25	7.2	-	6.9	7.0	7.1	7.2
30	7.3	-	7.0	7.1	7.2	7.3
35	7.4	-	7.1	7.2	7.3	7.5
40	7.5	-	7.2	7.3	7.4	7.6

それは、表 3 および表 4 を見れば明らかだ。

表 3 では、震源断層の長さ  $L$  から松田式で地震規模  $M$  (気象庁マグニチュード) を求め、これに対応する地震モーメント  $M_0$  を求め、式 (2) から対応する断層面積  $S$  を求め、最後に式 (1) から断層幅  $W$  を求めている。式 (1) で設定される断層幅が表 3 の右端欄の断層幅より短ければ地震規模は過小評価される。ところが、式 (1) の上段では、断層幅は  $W = L$  と断層長さに等しくなるように設定されるため、表 3 の断層幅より必ず小さくなり、

表4の「 $W = L$ 」の欄のように、地震規模が過小評価されることになる。また、式(1)の下段の飽和状態でも、 $W = 18 \sim 20\text{km}$ であればほぼ問題ないが、 $W = 13 \sim 17\text{km}$ であれば、地震規模は表4のように過小評価されることがわかる。

関西電力・日本原子力発電・日本原子力研究開発機構は敦賀半島周辺の断層評価が共通であるため共同でバックチェック報告を出しているが、柳ヶ瀬断層 ( $L = 28\text{km}$ , M7.2) と熊川断層 ( $L = 20\text{km}$ , M7.0) は断層長さが変わらないのに地震規模がそれぞれM7.0とM6.8へと小さくなった。高浜・大飯両原発の基準地震動  $S_s$  に係わる Fo-A 断層は旧指針では無視されていたが、今回長さ23kmと評価されながら、松田式ではM7.1なのにM6.9と過小評価されている。その理由は、いずれの断層も断層幅が14kmと小さく設定されているためである。

このような過小評価を避けるためには、式(2)を用いるのではなく、平均的に  $W = 13\text{km}$  で飽和すると仮定して導かれた図5の武村(1998)の回帰式を用いるべきであるし、応答スペクトルによる方法と整合性を持たせるのであれば、震源断層の長さから松田式でマグニチュード  $M$  および地震モーメント  $M_0$  を求めた後、式(2)で断層面積  $S$  を設定する以外にない。

関西電力等は断層長さが短い孤立した断層では、「地表地震断層の長さが短くなくても震源断層の長さは20km付近に漸近し、それ以上小さくならない」という Stirling et al.(2002) の知見に基づき、 $L = 20\text{km}$  としている。断層幅を  $W = 14\text{km}$  と設定しても断層面積は  $280\text{km}^2$  で式(2)下段から  $M_0 = 4.36 \times 10^{18}\text{N}\cdot\text{m}$  になるので、「少なくともM6.8以上」という基準を満たしているとしている (M6.75~M6.85は  $M_0 = 4.15 \sim 5.43 \times 10^{18}\text{N}\cdot\text{m}$  に相当する)。

ちなみに、円形破壊(円形クラック)面を仮定した式

$$M_0 = \frac{16}{7\pi^{3/2}} \Delta\sigma S^{3/2} \quad (5)$$

に式(2)上段の式を代入すると平均応力降下量が

$$\Delta\sigma = \frac{0.7}{16} \left( \frac{10\pi}{2.23} \right)^{3/2} \text{MPa} = 2.31\text{MPa} \quad (6)$$

と得られる ( $1\text{MPa} = 10^6 \text{N/m}^2$ )。つまり、断層面積  $S$  が  $291\text{km}^2$  未満 (M6.8相当) では、地震の規模

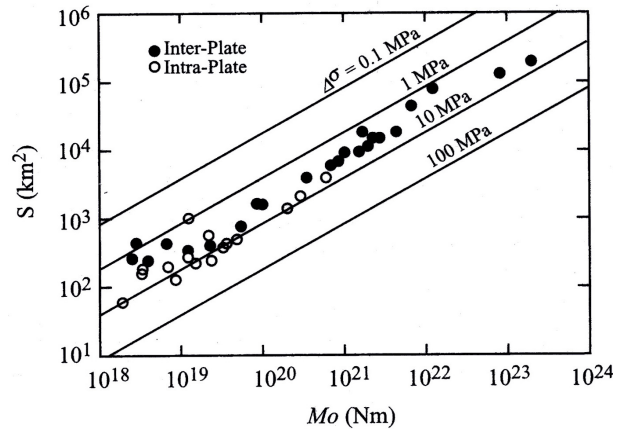


図6: 平均応力降下量  $\Delta\sigma$  と  $S - M_0$  の関係 [52]

に関わらず平均応力降下量  $\Delta\sigma$  は一定になる。中国電力 [47][48][49] など電力各社で平均応力降下量が同じ値になっているのはこのためである。

逆に言うと、上式で  $\Delta\sigma = 2.31\text{MPa}$  とすると、式(2)の上段の式が得られる。式(5)で  $\Delta\sigma$  を種々変えて描くと図6のようになる。先に、式(2)の上段の式による  $S$  のばらつき ( $\pm\sigma$ ) は  $S/1.6 \sim 1.6S$  であることを述べたが、これを式(5)に適用すると、 $\Delta\sigma$  のばらつきは  $1.14 \sim 4.68\text{MPa}$  に相当する。

応力降下量  $\Delta\sigma$  は、地震発生前のせん断応力  $\sigma_1$  と発生後のせん断応力  $\sigma_2$  の差、すなわち、 $\Delta\sigma = \sigma_1 - \sigma_2$  であり、これが地震波の強さと直結しているため、極めて重要である。応力降下量は地震前後の差を表すため「静的応力降下量」とも呼ばれる。これに対して、断層の静的摩擦応力  $\sigma_{fr}$  と動的摩擦応力  $\sigma_f$  の差を実効応力  $\sigma_e$  と呼ぶ。すなわち、 $\sigma_e = \sigma_{fr} - \sigma_f$  である。アスペリティでは、実効応力と応力降下量はほぼ等しいとされている。

複数の  $N$  個のセグメントが同時に動く場合は、 $i$  番目のセグメントの面積  $S_i$  から震源断層の面積  $S = \sum_{i=1}^N S_i$  を求め、式(2)で全体の地震モーメント  $M_0$  を求める。地震モーメントの  $i$  番目のセグメントへの配分  $M_{0i}$  については、次式による。

$$M_{0i} = M_0 \frac{S_i^{3/2}}{\sum_{i=1}^N S_i^{3/2}} \quad (7)$$

これは各セグメントで平均応力降下量  $\Delta\sigma$  が一定となるように配分した結果であり、円形破壊(円形クラック)面を仮定した式

$$M_{0i} = \frac{16}{7\pi^{3/2}} \Delta\sigma S_i^{3/2} \quad (8)$$

が各セグメントで成り立つと仮定し、

$$M_0 = \sum_{i=1}^N M_{0i}$$

$$= \frac{16}{7\pi^{3/2}} \Delta\sigma \sum_{i=1}^N S_i^{3/2} = \frac{M_{0i}}{S_i^{3/2}} \sum_{i=1}^N S_i^{3/2}$$

となることから導かれている。ただし、レシピでは、「セグメント分けを行った場合のスケーリング則や特性化震源モデルの設定方法については、現時点で研究段階にある」としており、長大な活断層の評価は今後の課題、つまり未完成なのである。

$S > 291\text{km}$ (断層幅飽和)のときには、式(2)の下段の式に、円形破壊面を仮定した式(5)を適用すると、

$$\Delta\sigma = \frac{0.7}{16} \left( \frac{10\pi}{2.23} \right)^{3/2} \sqrt{\frac{S}{291}} = 2.31 \sqrt{\frac{S}{291}} \text{MPa} \quad (9)$$

となる。この場合も、断層面積  $S$  によって平均応力降下量が決まる。日本原燃は、2007年11月に原子力安全・保安院へ提出した再処理施設と特定廃棄物管理施設の耐震安全性評価報告書[46]において、新潟県中越沖地震を考慮した断層モデルを策定しているが、断層の総面積が  $S = 356.7\text{km}^2 (> 291\text{km}^2)$  と大きいため、上の式(9)から断層の平均応力降下量を  $\Delta\sigma_a = 2.56\text{MPa}$  としている。

では、図5の一点鎖線で示される武村(1998)[61]の  $S - M_0$  関係式は、地震モーメントを不当に過大評価した全く役に立たない式なのであろうか。レシピが採用している入倉ら[8]による式(2)と一体どのような関係にあるのだろうか。これらについてもう少し詳しく検討してみよう。

武村[61]は、佐藤編著による「日本の地震断層パラメータ・ハンドブック」[62]で体系的に整理された地震データのうち表5の33の内陸地殻内地震をとりあげ、図7および次式のように  $L[\text{km}] - M_0[\text{dyn}\cdot\text{cm}]$  回帰式を導いている。

$$\log L = \begin{cases} \frac{1}{3} \log M_0 - 7.28, & M_0 < M_{0t}; \\ \frac{1}{2} \log M_0 - 11.82, & M_{0t} \leq M_0, \end{cases} \quad (10)$$

ただし、 $M_{0t} \equiv 7.5 \times 10^{25} [\text{dyn}\cdot\text{cm}]$  である。これは、Shimazaki(1986)[63]が日本列島周辺の地殻内地震の断層長さ  $L$  と  $M_0$  の関係を調べて

$$\log L = \begin{cases} 0.281 \log M_0 - 5.98, & M_0 < M_{0t}; \\ 0.524 \log M_0 - 12.44, & M_{0t} \leq M_0, \end{cases} \quad (11)$$

の関係式を導き、 $M_0 < M_{0t}$  では  $M_0 \propto L^3$ 、 $M_{0t} \leq M_0$  では  $M_0 \propto L^2$  のスケーリング則が成り立つと結論づけたことによっている。つまり、武村は、このスケーリング則が表5の地震データに対しても成り立つと仮定して式(10)を導いているのである。したがって、断層長さに対する地震モーメントの値は、両式ではほとんど差がない。

ところで、松田式  $\log L = 0.6M - 2.9$  に式(4)を適用すると、次式が得られる。

$$\log L = 0.513 \log M_0 - 11.99 \quad (12)$$

この式は入倉ら[8]も導いており、 $L - M_0$  図上で「Shimazaki(1986)の関係式とほぼ並行でかつ 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」と指摘している。しかし、松田や Shimazaki は日本国内の地震を対象にしており、Wells and Coppersmith は北米を中心とする地震のデータであり、断層幅が違うため、断層長さや地震モーメントの関係では一致しているように見えても、断層面積と地震モーメントの関係に直す場合には一致しなくなる。残念ながら、これに関する詳しい検討が未だに全くなされていない。

他方、武村は式(4)を  $\log M_0[\text{dyn}\cdot\text{cm}] = 1.2M + 17.7$  と簡略化して松田式に適用して

$$\log L = (1/2) \log M_0 - 11.75 \quad (13)$$

を導き、武村の式(10)と「ほぼ一致する」[61]と主張している。だが、このように小数点以下1位まで丸めると「ほぼ一致する」が、丸める前の式(12)で計算すると、 $M_{0t} \leq M_0$  の範囲で、松田式は Shimazaki の式(11)や武村の式(10)と比べて、同じ断層長さに対し地震モーメントが1/2程度に小さくなる。しかし、入倉らによるレシピの式(2)では、断層幅が大きい北米大陸の地震データに基づいているため、同じ断層長さに対し地震モーメントがさらに一層小さくなるのである。日本国内の震源断層の長さや地震モーメントを関係づける  $L - M_0$  関係式としては、これまで松田の式、Shimazaki の式、武村の式の3種類が出されており、いずれが正しいのかは今後さらなる検討が必要だが、原発の耐震設計を安全サイドで行うには武村の式で評価するのが妥当と言えよう。

表 5: 武村 (1998)[61] が解析に用いた断層モデルのデータ (地震名等は原典 [62] にならい,  $\Delta\sigma$  の値も記載した)

地震名	M	タイプ	傾斜角	L km	W km	D cm	$M_0$ dyn-cm	$\Delta\sigma$ MPa
1981.10.28 濃尾	8.0	横ずれ	90 °	85 *1	15 *1	380 *1	$1.5 \times 10^{27} *1$	4.0 (I)
1927. 3. 7 北丹後	7.3	横ずれ	64 °	33 *2	19 *2	370 *2	$4.6 \times 10^{26} *2$	10 *2 (C)
1930.11.26 北伊豆	7.3	横ずれ	90 °	22	12	300	$2.7 \times 10^{26}$	5.4 (D)
1943. 9.10 鳥取	7.2	横ずれ	90 °	33	13	250	$3.6 \times 10^{26}$	8.3 (C)
1995. 1.17 兵庫県南部 *3	7.2	横ずれ	86 °	25	15	220	$2.5 \times 10^{26}$	-
1948. 6.28 福井地震	7.1	横ずれ	90 °	30	13	200	$3.3 \times 10^{26}$	8.3 (C)
1961. 8.19 北美濃	7.0	斜めずれ	60 °	12	10	250	$9.0 \times 10^{25}$	16.0 (A+C)
1978. 1.14 伊豆大島近海 *4	7.0	横ずれ	85 °	17	10	185	$1.1 \times 10^{26}$	4.1 (D)
1931. 9.21 西埼玉	6.9	横ずれ	80 °	20	10	100	$6.8 \times 10^{25}$	4.3 (C)
1963. 3.27 若狭湾	6.9	横ずれ	68 °	20	8	60	$3.0 \times 10^{25}$	3.2 (C)
1974. 5. 9 伊豆半島沖	6.9	横ずれ	80 °	18 *5	8 *5	120	$5.9 \times 10^{25}$	6.5 (C)
1939. 5. 1 男鹿 *6	6.8	横ずれ	30 °	16	12	200	$1.7 \times 10^{26}$	7.0 (B)
1945. 1.13 三河	6.8	逆断層	30 °	12	11	225	$8.7 \times 10^{25}$	12.7 (A)
1984. 9.14 長野県西部	6.8	横ずれ	85 °	12	8	100	$2.9 \times 10^{25}$	3.2 (B)
1980. 6.29 伊豆半島東方沖	6.7	横ずれ	70 °	15 *7	7.5 *7	110 *7	$7.0 \times 10^{25} *7$	-
1969. 9 9 岐阜県中部	6.6	横ずれ	90 °	18	10	64	$3.5 \times 10^{25}$	1.5 (H)
1962. 4.30 宮城県北部	6.5	逆断層	56 °	12 *8	10 *8	60	$2.4 \times 10^{25}$	4.5 (G)
1935. 7.11 静岡	6.4	横ずれ	70 °	11 *9	6 *9	100	$2.2 \times 10^{25}$	7.0 (C)
1975. 4.21 大分県中部	6.4	逆断層	70 °	10 *10	20 *10	32	$2.2 \times 10^{25} *10$	不明
1970.10.16 秋田県南東部	6.2	逆断層	46 °	15	11	28	$1.4 \times 10^{25}$	1.5 (G)
1983.10.31 鳥取県中部	6.2	横ずれ	85 °	5	6	50	$4.5 \times 10^{24} *11$	-
1955.10.19 二ツ井	5.9	逆断層	64 °	15	4	20.5	$4.1 \times 10^{24}$	-
1984. 5.30 山崎断層	5.6	横ずれ	90 °	3	5	8	$3.2 \times 10^{23}$	3.4 (G)
1934. 3.21 南伊豆	5.5	横ずれ	90 °	7	4	10	$9.5 \times 10^{23}$	1.1 (C)
1976. 8.18 河津	5.4	横ずれ	82 °	9	3.5	20	$2.1 \times 10^{24}$	2.5 (C)
1968. 3.30 和歌山県西部	5.0	横ずれ	82 °	8	4	1.73	$1.9 \times 10^{23}$	0.25 (G)
1974. 7. 9 天城	4.9	横ずれ	90 °	3.5	3	9	$3.2 \times 10^{23}$	1.3 (C)
1968. 8.18 和歌山県西部	4.8	逆断層	90 °	6	3	1.58	$9.4 \times 10^{22}$	0.30 (G)
1969. 7. 9 和歌山県西部	4.4	横ずれ	68 °	3	3	0.71	$2.1 \times 10^{22}$	0.19 (G)
1970.1.28 和歌山県西部	4.3	横ずれ	90 °	2	4	0.76	$2.0 \times 10^{22}$	0.22 (G)
1967. 9.29 和歌山県西部	4.2	斜めずれ	68 °	2.5	2	1.63	$2.7 \times 10^{22}$	0.59 (G)
1969. 3.21 和歌山県西部	4.2	斜めずれ	90 °	4	8	0.22	$2.4 \times 10^{22}$	0.03 (G)
1970.11.23 和歌山県西部	3.8	斜めずれ	54 °	4	5	0.16	$1.1 \times 10^{22}$	0.03 (G)

注:  $\Delta\sigma$  の欄の (A)~(D), (G)~(I) は  $\Delta\sigma$  を求める計算式の種類であり, 断層運動のずれのタイプで異なる.

\*1: 震源断層は連続する 4 セグメントと枝分かれ伏在の 1 セグメントからなり,  $L, W, D$  は枝分かれ断層を除く主断層の値で,  $M_0$  は枝分かれ断層を含む全体の値 (総断層面積も  $S = \text{約 } 1700\text{km}^2$  としている) である. 連続 4 セグメントの「断層幅は余震の深さ分布および理論的上下変動と水準測量データとの比較から 15km と推定」(上端深さは 0km) したが, 「5km 程度の誤差」があり, 伏在セグメントは上端深さ 2km で幅 13km と推定されている [62].

\*2: 震源断層は離れた 2 セグメントの断層からなり,  $L, W, D$  は主断層の値.  $M_0$  と  $S (= \text{約 } 460\text{km}^2)$  の値については, Kanamori (1973) の 1 枚断層モデル ( $L = 35\text{km}, W = 13\text{km}, D = 300\text{cm}$ )[62] による値を用いている.  $\Delta\sigma$  もこのモデルによる.

\*3: 原典にはデータがないため, 武村は波形インバージョンによる武村 (1996) の結果を参考に  $M_0$  を求め, 断層面上のすべりの大きな部分から  $L, W$  を推定し,  $\mu = 3 \times 10^{11}\text{dyn/cm}^2$  として  $D = M_0/(\mu LW)$  を求めている. この結果はすべり分布の平均とほぼ整合するとしている [61].

\*4: 本震は第 1 震と 6 秒後の第 2 震からなり, 第 1 震の震源断層についてのデータだけを記載している. 第 2 震は第 1 震を後方から追いかける形になっている.

\*5: 余震の深さ分布が 3~11km であることから上端深さ 3km, 幅 km と推定し, 余震の長さが 5 月 12~16 日に 20km, 12~28 日に 24km であることから「本震直後の余震域は 20km より短かったものと想像」して  $L = 18\text{km}$  としている [62].

\*6: 男鹿地震は 1939.5.1 の 14:58(M6.8) と 15:00(M6.7) の 2 回起きているが, 武村は最初の地震だけを取り出している.

\*7: 余震分布から断層上端深さ 4km,  $L, W$  の値を推定.  $D$  と  $M_0$  については, Takeo(1988) の断層モデル (上端深さ 0.5km,  $L = 20\text{km}, W = 12\text{km}$ )[62] を採用し,  $S = 240\text{km}^2$  としている [61].

\*8:  $L$  および  $W$  は「本震および余震の震央分布と地割れや震災など地変の大きかった地域の広がりから推定」し, 「地表に断層が現れなかったことから断層面上端の深さを 2km」としている [62].

\*9: 震源断層の上端を深さ 20km に置き, 「被害分布の状況から断層の長さを推定し, 幅は長さの半分と仮定」している [62].

\*10:  $L$  と  $W$  の値は余震分布に基づき,  $M_0$  については畑中他 (1988) の長周期 P 波記録の解析から得た逆断層モデル ( $L = W = 10\text{km}$ ) の値 [62] を採用している.

\*11: 余震分布から  $L, W, D$  を求めているが, 過去のどの断層モデルにも  $M_0$  の値がないため, 武村は  $\mu = 3 \times 10^{11}\text{dyn/cm}^2$  と仮定して  $M_0 = \mu DLW$  の値を求めている. ちなみに, 表 2 より大陸上部地殻では  $\mu = \rho\beta^2 = 2.72\text{g/cm}^3 \cdot (3.45\text{km/s})^2 = 3.24 \times 10^{11}\text{dyn/cm}^2$  であり, 1943 鳥取地震の断層モデルでも  $\mu = 3.4 \times 10^{11}\text{dyn/cm}^2$  としている [62].

表 6: Somerville et al.(1998)[13] が解析に用いた断層モデルのデータ

地震名 *1	M <sub>W</sub>	タイプ	傾斜角	L km	W km	深さ km *2	D cm	M <sub>0</sub> dyn-cm
1992.6.28 Landers	7.22	横ずれ	90 °	69.0	15.0	0 ~ 15.0	269	7.5 × 10 <sup>26</sup>
1978.9.16 Tabas	7.14	逆断層	25 °	95.0	45.0	1.0 ~ 20.0	50	5.8 × 10 <sup>26</sup>
1989.10.17 Loma Prieta	6.95	斜めずれ	70 °	40.0	18.0	3.4 ~ 20.3	166	3.0 × 10 <sup>26</sup>
1995.1.17 兵庫県南部 *3	6.9	横ずれ	80 °	60.0	20.0	0.2 ~ 20.0	67	2.4 × 10 <sup>26</sup>
			85 °			0.2 ~ 20.1		
1983.10.28 Borah Peak	6.87	正断層	49 °	48.75	26.4	1.0 ~ 20.9	47	2.3 × 10 <sup>26</sup>
1985.12.23 Nahanni, N.W.T.	6.75	逆断層	25 °	34.67	16.49	2.0 ~ 9.0	80	1.5 × 10 <sup>26</sup>
1994.1.17 Northridge	6.66	逆断層	40 °	18.0	21.0	5.0 ~ 21.4	74	1.1 × 10 <sup>25</sup>
1985.10.5 Nahanni, N.W.T.	6.63	逆断層	35 °	29.33	13.92	0.2 ~ 8.2	86	1.0 × 10 <sup>26</sup>
1971.2.9 San Fernando	6.53	逆断層	54 °	13.36	12.03	3.0 ~ 12.7	150	7 × 10 <sup>25</sup>
1979.10.15 Imperial Valley	6.43	横ずれ	90 °	36.0	10.0	0.0 ~ 10.0	69	5 × 10 <sup>25</sup>
1987.11.24 Superstition Hills	6.33	横ずれ	90 °	20.0	8.05	3.95 ~ 12.0	78	3.5 × 10 <sup>25</sup>
1984.4.24 Morgan Hill	6.18	横ずれ	90 °	26.0	11.5	0.5 ~ 12.0	17	2.1 × 10 <sup>25</sup>
1986.8.7 North Palm Springs	6.14	斜めずれ	46 °	20.0	13.3	4.0 ~ 13.63	17	1.8 × 10 <sup>25</sup>
1987.10.1 Whittier Narrows	5.97	逆断層	30 °	10.0	10.0	12.1 ~ 17.1	26	1 × 10 <sup>25</sup>
1979.6.8 Coyote Lake	5.66	横ずれ	80 °	5.5	4.57	3.5 ~ 9.5	76	3.5 × 10 <sup>24</sup>

\*1: Tabas は Iran, 兵庫県南部は日本, Borah Peak は Idaho, Nahanni, N.W.T. は Canada, その他は California での地震である.

\*2: 震源断層の上端深さ ~ 下端深さを表し, 断層幅  $W$  は断層深さを  $\sin$  (傾斜角) で割って得られる.

\*3: 兵庫県南部地震の上下 2 段になっている箇所の上段は野島側, 下段は須磨/諏訪山側の断層に関するパラメータの値である.

武村は, 式 (10) の  $L - M_0$  関係を  $S - M_0$  関係に直す際, 表 5 で, 断層面積が注記されている地震については  $L = S/W$  で断層長さを設定し, 平均的な  $L - W$  関係式を図 8 および次式のように求め, これを式 (10) に代入している. つまり,

$$W = \begin{cases} \frac{2}{3}L, & M_0 < M_{0t}; \\ 13, & M_{0t} \leq M_0, \end{cases} \quad (14)$$

の関係を  $\log S = \log W + \log L$  に代入して

$$\log S = \begin{cases} 2 \log L + \log(2/3), & M_0 < M_{0t}; \\ \log L + \log 13, & M_{0t} \leq M_0, \end{cases} \quad (15)$$

を導き, これを式 (10) に代入すると, 図 9 および次式のように武村の  $S - M_0$  関係式が得られる.

$$\log S = \begin{cases} \frac{2}{3} \log M_0 - 14.74, & M_0 < M_{0t}; \\ \frac{1}{2} \log M_0 - 10.71, & M_{0t} \leq M_0, \end{cases} \quad (16)$$

または,

$$S = \begin{cases} 1.82 \cdot 10^{-15} M_0^{2/3}, & M_0 < M_{0t}; \\ 1.95 \cdot 10^{-11} M_0^{1/2}, & M_{0t} \leq M_0. \end{cases} \quad (17)$$

これを式 (2) と比較すると, 同じ地震モーメントに対し, 断層面積  $S$  は上段で約 2 割減, 下段で約半分になっていることがわかる. 逆に言うと, 同じ断層面積に対し, 地震モーメント  $M_0$  は上段で

約 1.4 倍 ( $((2.23/1.82)^{3/2} = 1.36)$ ), 下段で約 4.7 倍 ( $((4.24/1.95)^2 = 4.73)$ ) になる.

ところが, 入倉ら [8] も武村と全く同じスケールリング則を仮定してレシピの式 (2) を導いており, 両者の違いは  $S - M_0$  関係式を求める際の元になる地震データの違いにある. これをもう少し詳しく見てみよう.

上式の導出過程で明らかのように,  $L - W$  関係が極めて重要な役割を果たしている. 表 5 では,  $M_{0t} \leq M_0$  で平均的な断層幅が飽和して  $W_{\max} = 13$  km になるのに対し, 入倉ら [8] の用いた地震データでは断層幅が  $W_{\max} = 16.6$  km で飽和している. 実は, 入倉らの地震データは, (a) Somerville et al.[13] による表 6 の 15 地震 (米カリフォルニア 10 地震, 米アイダホ 1 地震, カナダ 2 地震, イラン 1 地震, 日本 1 地震で, ほとんどが北米大陸の地震), (b) Miyakoshi(2001 私信) のデータセット, (c) Wells and Coppersmith(1994) による 244 地震 (半数近くは米の地震, 1 割程度が日本の地震) の 3 種類からなる. データ数は多いが,  $M_{0t} \leq M_0$  となるデータの大半は (c) のデータであり, 武村 [61] は, Wells and Coppersmith(1994) が別のデータセットに対して求めた  $L - M_0$  回帰式を図 7 の点線で示し, これを 2 つの実線と比較した結果, Wells and Coppersmith(1994) が求めた断層パラメータ間

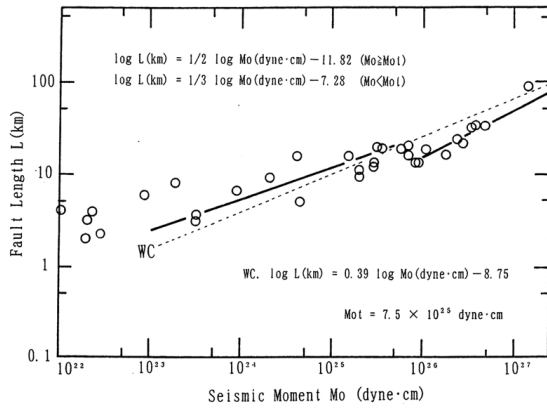


図 7: 武村 [61] による  $L - M_0$  の関係

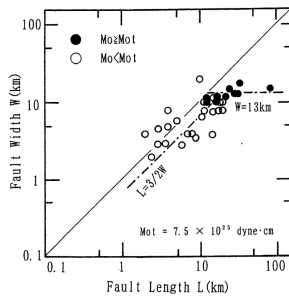


図 8: 武村 [61] による  $L - W$  の関係

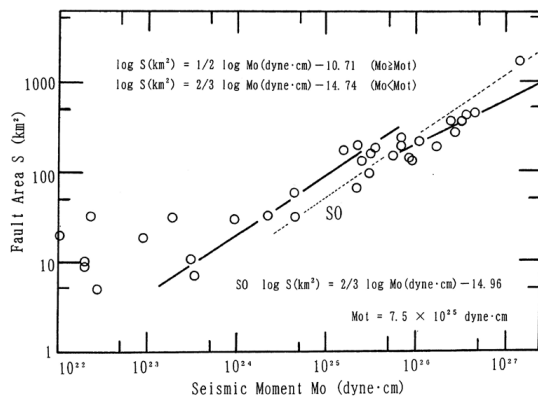


図 9: 武村 [61] による  $S - M_0$  の関係

の関係は日本列島の地殻内地震には適用できないようである」[61]と断じている。Wells and Coppersmith(1994)のデータの詳細は不明である。しかし、表5と表6を比べると、震源断層の深さは余り変わらないが、表5の日本国内の地震では横ずれ断層が多く、傾斜角が大きく、断層幅  $W$  が小さく、すべり量  $D$  も大きいのにに対し、表6の北米大陸を主とする地震では逆断層が多く、傾斜角が小さく、断層幅が大きく、しかも、すべり量が比較的小さい。つまり、日本以外の北米大陸などの地震では、震源断層の飽和断層幅  $W_{\max}$  が大きく、同じ地震規模でも断層長さが大きい母集団である可能性が高い。そのため、武村と入倉のレシピと

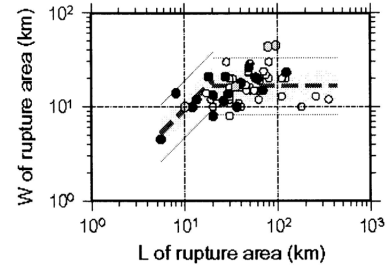


図 10: 入倉ら [8] による  $L - W$  の関係 (  $\bullet$  は Well et al.(1994)( $M_{0t} < M_0$ )、 $\circ$  は Somerville et al.(1999) および Miyakoshi(2001)、灰色の  $\square$  は低角逆断層のデータ)

では大きな差が出ているのではないかと考えられる。入倉ら [8] の図 5 には武村が用いたハンドブックのデータがプロットされていないため、図 5 の一点鎖線で示された武村の回帰式はデータからずれているようにみえる。だが、このこと自体が北米大陸と日本国内とでは地震断層のパラメータに大きな違いがあることを示唆している。

この母集団の違いは決定的であり、たとえば、入倉ら [8] による  $L - W$  関係式

$$W = \begin{cases} kL, & M_0 < M_{0t}; \\ W_{\max}, & M_{0t} \leq M_0, \end{cases} \quad (18)$$

を式 (10) に適用して式 (2) の結果を得るためには、 $k = 0.813$  および  $W_{\max} = 28$  km、つまり、断層幅が日本国内の地震データの 2 倍以上に大きくなければならない。ところが、入倉らによる地震データの統計的分析結果では、図 10 のように  $k = 0.955$  および  $W_{\max} = 16.6$  km となっており、 $L - M_0$  関係式も式 (10) とは異なる可能性がある。これを検討するための一つの素材が兵庫県南部地震のデータである。これは表 5 と表 6 で日本のデータとして唯一共通しており、 $M_0$  および  $\mu$ (両表とも  $3.0 \times 10^{10}$  Nm と逆算できる) はほぼ同じなのに、 $L, W$  および  $D$  がかなり異なる。そこで、表 5 の  $L$  と  $W$  の値を武村の式 (17) へ代入すると  $M_0 = 3.70 \times 10^{26}$  dyn·cm が得られ、表 5 の  $M_0$  の値の 1.5 倍に留まるが、表 6 の値をレシピの式 (2) に代入すると  $M_0 = 8.01 \times 10^{26}$  dyn·cm と表 6 の  $M_0$  の値の 3.3 倍にもなる。これは北米の地震データと比べても表 6 の兵庫県南部地震のデータは断層面積が大きすぎることを示唆している。逆に、表 5 の  $L$  と  $W$  の値をレシピの式 (2) に代入すると  $M_0 = 7.82 \times 10^{25}$  dyn·cm と桁落ちし、表 5 の  $M_0$  の値の 1/3 以下に小さくなってしまふのである。

したがって、日本での内陸地殻内地震を扱う上では、レシピの式 (2) ではなく、むしろ武村の式 (16) または式 (17) を用いるべきであろう。また、1995 年兵庫県南部地震以降、強震動観測網が整備され、M7 クラスの地震がいくつも観測されていることから、これらのデータを加えて  $S - M_0$  回帰式を更新すべきである。

表 5 の右端欄には「日本の地震断層パラメータ・ハンドブック」[62] に記載された応力降下量  $\Delta\sigma$  を参考のために示しておいた。これらの値は総じてレシピによる断層平均応力降下量の値より大きい。これは円形破壊を仮定した式 (5) (表 5 右端欄では (G) と表記) とは異なる下記のような計算式を用いていることにも関係している。しかし、(G) による計算値は (D) の  $3.83\sqrt{W/L}$  倍であり、表 5 の  $W/L$  の範囲では、(A) ~ (D) より大きく計算される。つまり、表 5 の (A) ~ (D) による平均応力降下量は、(G) (式 (5)) より過大評価にはならないため、国内の内陸地殻内地震における断層平均応力降下量はレシピによる値より大きいと考えられる。

(A) 無限長の潜在縦ずれ断層 (Starr, 1928)

$$\Delta\sigma = \frac{16\mu D}{3\pi W}, \text{ ((D) の } 8/3 \text{ 倍)}$$

(B) 無限長の地表垂直縦ずれ断層

$$\Delta\sigma = \frac{8\mu D}{3\pi W}, \text{ ((D) の } 4/3 \text{ 倍)}$$

(C) 無限長の潜在横ずれ断層 (Knopoff, 1958)

$$\Delta\sigma = \frac{4\mu D}{\pi W}, \text{ ((D) の } 2 \text{ 倍)}$$

(D) 無限長の地表垂直横ずれ断層

$$\Delta\sigma = \frac{2\mu D}{\pi W},$$

(G) 円形断層 (Eshelby, 1957) : 式 (5) と同じ

$$\Delta\sigma = \frac{7\pi\mu D}{16\sqrt{LW/\pi}}, \text{ ((D) の } 3.83\sqrt{W/L} \text{ 倍)}$$

(H) 有限長の潜在横ずれ断層の中央における値 (Chinnery, 1969)

$$\Delta\sigma = \frac{2\mu D (3 + 4(W/L)^2)}{3\pi W \sqrt{1 + (W/L)^2}},$$

(I) 有限長の地表垂直横ずれ断層の地表中点における値 (Chinnery, 1964)

$$\Delta\sigma = \frac{\mu D}{2\pi} \left( \frac{6}{L} + \frac{L}{aW} - \frac{L(3a + 4W)}{2a(a + W)^2} \right),$$

$$a \equiv \sqrt{L^2/4 + W^2}.$$

(d) 平均すべり量  $D$

レシピでは、地震発生層の密度と S 波速度から剛性率  $\mu$  [dyn/cm<sup>2</sup>] を求め、震源断層全体の平均すべり量  $D$  [cm] を地震モーメント  $M_0$  [dyn-cm] と震源断層の面積  $S$  [cm<sup>2</sup>] との関係から次式で求める。

$$M_0 = \mu DS \quad \text{または} \quad D = \frac{M_0}{\mu S} \quad (19)$$

ただし、剛性率  $\mu$  は、震源域における密度  $\rho$  と岩盤の S 波速度  $\beta$  から、次式で求められる。

$$\mu = \rho\beta^2. \quad (20)$$

(2) 微視的震源特性

微視的震源特性に関するパラメータは、アスペリティの位置・個数、アスペリティの面積、アスペリティ・背景領域の平均すべり量、アスペリティ・背景領域の実効応力、高周波限界遮断周波数  $f_{\max}$  (加速度スペクトル振幅レベルが高周波数側において急減し始める周波数)、すべり速度時間関数、すべり角である。

(a) アスペリティの位置・個数

レシピでは、「震源断層モデルのアスペリティの位置を、活断層調査から得られた 1 回の地震イベントによる変位量分布または変位量の地域的差異、もしくは平均変位速度 (平均的なすべりの速度) 分布 (時代区分の分布を示す資料から推定してもよい) より設定する」としている。しかし、これでは震源断層深部のアスペリティの位置が推定されないなど不確実性が高く、アスペリティの位置の違いが強震動予測結果に大きく影響するため、複数のケースを設定してアスペリティの位置に対する強震動予測結果のばらつきを把握するように求めている。

アスペリティの個数は、過去の内陸地殻内地震の震源インバージョン結果から 1 地震当たり平均 2.6 個 [13] と整理されているが、鳥取県西部地震 ( $M_w$  6.8) で 2 個、兵庫県南部地震 ( $M_w$  6.9) で 3 個、トルコ・コジャエリ地震 ( $M_w$  7.4) で 5 個、台湾・集集地震 ( $M_w$  7.6) で 6 個など、地震規模が大きくなると、同時に動くセグメントが増え、アスペリティ

の個数も増える傾向にある。レシピでは、これらをふまえて、アスペリティの個数を「状況に応じて1セグメントあたり1個か2個」に設定することとしている。ただし、新潟県中越沖地震 ( $M6.8$ ,  $M_w6.6$ ) では、地震規模が比較的小さかったが、観測地震波に3つの大きなピークが見られたことから、3個のアスペリティを設定しており、実際には起きてみないとわからないのが現実である。

(b) アスペリティの総面積  $S_a$

アスペリティの総面積  $S_a$  は、強震動予測に直接影響を与える短周期領域における加速度震源スペクトルのレベル (短周期レベル)  $A$  と密接な関係があることから、レシピでは、まず、震源断層モデルの短周期レベル  $A$  [dyn-cm/s<sup>2</sup>] を地震モーメント  $M_0$  [dyn-cm] との経験的關係 [14]

$$A = 2.46 \cdot 10^{17} M_0^{1/3} \quad (21)$$

より求め、 $r$  をアスペリティ総面積  $S_a$  の等価半径、 $R$  を断層面積  $S$  の等価半径、 $\Delta\sigma_a$  をアスペリティの応力降下量、 $\beta$  を震源域における岩盤のS波速度として、アスペリティ総面積  $S_a$  を次式から求める。これを「短周期レベルによる評価法」と呼ぶ。

$$S_a = \pi r^2 \quad (22)$$

$$r = \frac{7\pi M_0}{4AR} \beta^2 \quad (23)$$

ここでは、便宜的に震源断層とアスペリティの形状を円形と仮定しており、式 (23) はシングル・アスペリティモデルにおける  $M_0$  と  $A$  に関する次の理論式から導出している。

$$M_0 = \frac{16}{7} r^2 R \Delta\sigma_a \text{ (Boatwright1988)} [15] \quad (24)$$

$$A = 4\pi r \Delta\sigma_a \beta^2 \text{ (壇ほか 2001)} [16] \quad (25)$$

これらの理論式は、複数のアスペリティモデルを持つ場合 (マルチ・アスペリティモデル) にも拡張可能で、アスペリティの分割数によらない [14]。アスペリティが  $N_a$  個 (半径  $r_i$ ) 存在する場合の等価半径  $r$  は  $r = \sqrt{\sum_{i=1}^{N_a} r_i^2}$  で与えられる ( $S_{ai} = \pi r_i^2$  として  $S_a = \sum_{i=1}^{N_a} S_{ai}$  に対応する)。

ここで重要なことは、レシピにおいても「短周期レベルは、表層地盤の影響が少ない固い地盤の観測点や、表層地盤の影響が定量的に把握できている観測点の地震波形を基に推定することができ

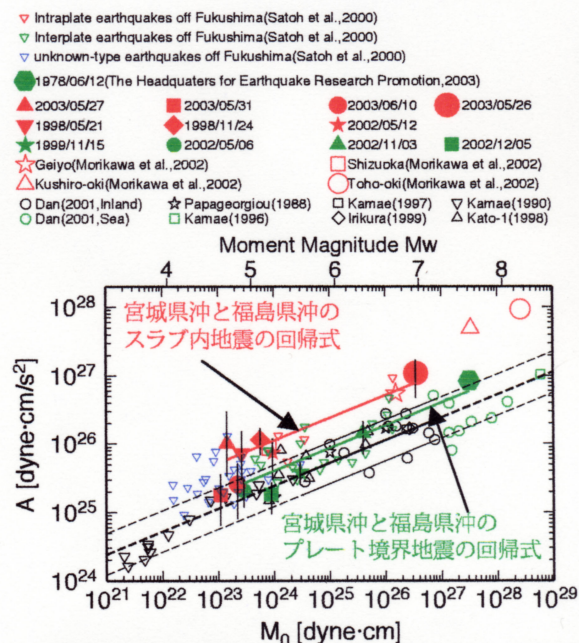


図 11:  $M_0$  と  $A$  の関係の比較 (最上部矢印先の赤線: スラブ内地震, 中ほど矢印先の緑線: プレート境界地震, 破線: 内陸地震の式 (25) に対応, 細線は倍半分の値を示す) [55]

るが、活断層で発生する地震については、発生間隔が非常に長いため、最新活動の地震による短周期レベルの想定が現時点では不可能である。」と指摘していることである。つまり、式 (21) が想定する地震の震源域で成り立つ保証はない。

レシピでは、プレート間地震や沈み込んだプレート内地震 (スラブ内地震) においても、想定震源域で最新活動の地震の短周期レベルが推定されない場合には式 (21) で短周期レベルを推定することになっている。しかし、短周期レベルは、内陸地殻内地震よりプレート間地震やスラブ内地震のほうが大きく、図 11 のように、23 個のプレート間地震で式 (21) の 1.7 倍、福島県沖と宮城県沖での 9 個のスラブ内地震で式 (21) の 4.6 倍、2003 年宮城県沖スラブ内地震では式 (21) の約 6 倍 (応力降下量は 104MPa) と報告されている [55]。

レシピでは、式 (21) ~ 式 (23) による以外に、内陸地震によるアスペリティ総面積  $S_a$  の占める割合が断層総面積  $S$  の平均 22% [13], 15% ~ 27% [18] であることから、これらの値も参照することとしている。つまり、次式で  $\gamma_s = 0.22$  などとする。これを「アスペリティ総面積固定法」と呼ぶ。

$$S_a = \gamma_s S \quad (26)$$

電力会社による断層モデルではこの方法がよく用



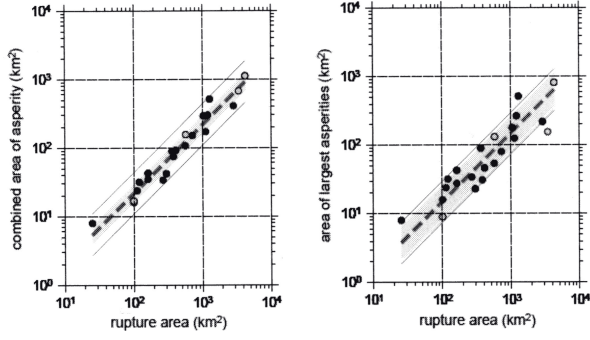


図 12: アスぺリティ総面積  $S_a$ (左図), 最大アスぺリティ面積  $S_{a1}$ (右図) と総面積  $S$  の関係 (破線が式 (29) と式 (30) に対応し, 両側の細線は倍半分の値を示す) [8]

いられるが,  $\gamma_s = 0.22$  の根拠は以下の通りである.

入倉ら [8] によれば, 15 の内陸地震の解析からアスぺリティ総面積  $S_a$  [ $\text{km}^2$ ], 最大アスぺリティ面積  $S_{a1}$  [ $\text{km}^2$ ] と  $M_0$  [ $\text{dyn}\cdot\text{cm}$ ] の間に次の経験的関係が成り立つ.

$$S_a = 5.00 \cdot 10^{-16} M_0^{2/3}, \quad (27)$$

$$S_{a1} = 3.64 \cdot 10^{-16} M_0^{2/3} \quad (28)$$

これらの式と式 (2) 上段との比より  $S_a/S = 0.224$  および  $S_{a1}/S = 0.163$  が得られるが, これを用いるのではなく, 図 12 のように 1999 年トルコ Kocaeli 地震や 2000 年鳥取県西部地震などの結果を加えて,

$$S_a = 0.215S, \quad (29)$$

$$S_{a1} = 0.150S \quad (30)$$

としている. これらの標準偏差は 1.34 および 1.75 であり,  $\pm\sigma$  のばらつきの範囲は  $S_a/1.34 \sim 1.34S_a$  および  $S_{a1}/1.75 \sim 1.75S_{a1}$  とやや広い. このアスぺリティ総面積  $S_a$  が大きいと応力降下量  $\Delta\sigma$  が小さくなるため, 注意を要する. その意味では, 1999 年トルコ Kocaeli 地震と 2000 年鳥取県西部地震の 2 つのデータが加わるだけで,  $S_a/S$  や  $S_{a1}/S$  の比の値が 5% 以上減少していることは注目に値する. すなわち, 内陸地殻内地震の観測記録が増えれば,  $\gamma_s = 0.22$  の値もかなり変わる可能性がある.

レシピでは, アスぺリティがセグメントに 2 個ある場合の各アスぺリティへの面積の比例配分は, 16 : 6 [8] または 2 : 1 [19] になるとの見方を参照することとしている.

(c) アスぺリティの平均すべり量  $D_a$  と背景領域の平均すべり量  $D_b$

レシピでは, アスぺリティ全体の平均すべり量  $D_a$  を震源断層全体の平均すべり量  $D$  の  $\xi$  倍で与え, 内陸地震の解析結果 [13][20] に基づき  $\xi = 2$  としている.

$$D_a = \xi D \quad (31)$$

背景領域の平均すべり量  $D_b$  は, 全体の地震モーメント  $M_0$ , アスぺリティの地震モーメント  $M_{0a}$ , 背景領域の地震モーメント  $M_{0b}$ , 背景領域の面積  $S_b$  の間に式 (19) の  $M_0 = \mu DS$ , 式 (48) の  $M_{0a} = \mu D_a S_a$  に加え,

$$M_{0b} = \mu D_b S_b \quad (32)$$

$$M_0 = M_{0a} + M_{0b} \quad (33)$$

$$S = S_a + S_b \quad (34)$$

の関係が成り立つことより,  $\gamma_s = S_a/S$  として, 次式で求めている.

$$D_b = \frac{M_{0b}}{\mu S_b} = \frac{M_0 - M_{0a}}{\mu(S - S_a)} = \frac{1 - \xi\gamma_s D}{1 - \gamma_s} \quad (35)$$

アスぺリティが複数ある場合, 個々のアスぺリティの平均すべり量  $D_{ai}$  は, 個々のアスぺリティを円形破壊面と仮定した等価半径  $r_i = \sqrt{S_{ai}/\pi}$  ( $S_{ai}$  は個々のアスぺリティの面積) との比が全アスぺリティで等しい ( $D_{ai}/r_i = C$ : 一定) と経験的に仮定し,  $\gamma_i = r_i/r$  と置けば,

$$M_{0a} = \mu D_a S_a = \mu\pi D_a r^2 \quad (36)$$

$$M_{0ai} = \mu D_{ai} S_{ai} = \mu\pi D_{ai} r_i^2 \quad (37)$$

$$M_{0a} = \sum_{i=1}^{N_a} M_{0ai} \quad (38)$$

より  $D_a = \frac{\sum_{i=1}^{N_a} D_{ai} r_i^2}{r^2} = r \sum_{i=1}^{N_a} \left( \frac{D_{ai}}{r_i} \right) \left( \frac{r_i}{r} \right)^3$   
 $= Cr \sum_{i=1}^{N_a} \gamma_i^3$  または  $C = \frac{D_a}{r \sum_{i=1}^{N_a} \gamma_i^3}$  となることから, 次式により算定する.

$$D_{ai} = Cr_i = \frac{\gamma_i}{\sum_{i=1}^{N_a} \gamma_i^3} D_a, \quad (39)$$

$$\gamma_i = r_i/r = \sqrt{S_{ai}/S_a}. \quad (40)$$

レシピでは, こうして得られた最大アスぺリティの平均すべり量がトレンチ調査で推定されたすべり量と著しく異なる場合には必要に応じて式 (31) の  $\xi$  の値を調整することとしている.

(d) アスペリティの応力降下量  $\Delta\sigma_a$  , 実効応力  $\sigma_a$   
および背景領域の実効応力  $\sigma_b$

レシピでは, アスペリティの応力降下量  $\Delta\sigma_a$  を次式で求めている [21] .

$$\Delta\sigma_a = \frac{S}{S_a} \Delta\sigma = \frac{1}{\gamma_s} \Delta\sigma \quad (41)$$

円形破壊面を仮定できる規模で断層幅が飽和していない震源断層 ( $S < 291\text{km}^2$ ) に対しては,  $M_0$  が  $S^{3/2}$  に比例する [23] ため, 式 (24) より, 次式で求めることができる .

$$\Delta\sigma_a = \frac{7M_0}{16r^2R} \quad (42)$$

ただし,  $r$  は式 (23) から得られる . 円形破壊面を仮定した式 (5) を式 (42) へ代入し,  $S = \pi R^2$  および  $S_a = \pi r^2$  を適用すると, 式 (41) が得られることから, 両式は全く等価であることがわかる .

しかし, 式 (41) における  $S_a$  または  $\gamma_s = S_a/S$  の設定には注意を要する . レシピでは, 短周期レベル  $A$  から式 (43) および式 (44) を用いて  $S_a$  を求めることとし,  $\gamma_s = 0.22$  および  $\gamma_s = 0.15 \sim 0.27$  の値も参照することとしている .

短周期レベルによる評価法では,  $S < 291\text{km}^2$  のとき, 式 (21) ~ 式 (23) および式 (2) の上段の式から次式を得る .

$$\begin{aligned} S_a &= \left( \frac{7\pi^2\beta^2}{4 \times 2.46 \cdot 10^{17} \times 2.23 \cdot 10^{-15}} \right)^2 S \\ &= 0.149 \left( \frac{\beta}{3.5} \right)^4 S \end{aligned} \quad (43)$$

$S \geq 291\text{km}^2$  のとき, 同様にして次式を得る .

$$\begin{aligned} S_a &= \left( \frac{7\pi^2\beta^2 291^{1/3} \times (S/291)^{1/3}}{4 \times 2.46 \cdot 10^{17} \times (4.24 \cdot 10^{-11})^{4/3}} \right)^2 S \\ &= 0.149 \left( \frac{\beta}{3.5} \right)^4 \left( \frac{S}{291} \right)^{2/3} S \end{aligned} \quad (44)$$

したがって, アスペリティの平均応力降下量  $\Delta\sigma_a$  は次式のように得られる .

$$\Delta\sigma_a = \begin{cases} \frac{1}{0.149} \left( \frac{\beta}{3.5} \right)^{-4} \Delta\sigma, & S < 291\text{km}^2 \text{ の場合;} \\ \frac{1}{0.149} \left( \frac{\beta}{3.5} \right)^{-4} \left( \frac{S}{291} \right)^{-2/3} \Delta\sigma, & S \geq 291\text{km}^2 \text{ の場合.} \end{cases} \quad (45)$$

表 7: 式 (21) の短周期レベル  $A$  と岩盤の  $S$  波速度  $\beta$  から式 (43) で算出される  $S_a/S$  および  $\Delta\sigma_a$  の値

$\beta$ [km/s]	$S_a/S$	$\Delta\sigma_a$ [MPa]	$\beta$ [km/s]	$S_a/S$	$\Delta\sigma_a$ [MPa]
3.20	0.104	22.2	3.52	0.152	15.2
3.30	0.118	19.6	3.54	0.156	14.8
3.40	0.133	17.4	3.56	0.159	14.5
3.42	0.136	17.0	3.58	0.163	14.2
3.44	0.139	16.6	3.60	0.167	13.9
3.46	0.142	16.3	3.70	0.186	12.4
3.48	0.145	15.9	3.80	0.207	11.2
3.50	0.149	15.6	3.90	0.229	10.1

ここで, 岩盤の  $S$  波速度  $\beta$  が表 2 より上部地殻で  $3.45\text{km/s}$ , 下部地殻で  $3.75\text{km/s}$  であることから,  $\beta = 3.2 \sim 3.9\text{km/s}$  の範囲で, 式 (43) の  $S_a/S$  および  $\Delta\sigma_a$  を求めると表 7 のようになる . また,  $\beta = 3.5\text{km/s}$  に固定した場合を表 8 の  $\Delta\sigma_a(A)$  欄に示す .

ところが, 式 (41) で  $\gamma_s = S_a/S = 0.22$  と置くアスペリティ総面積固定法では, 断層幅が飽和していない場合 ( $S \leq 291\text{km}^2$ ),

$$\Delta\sigma_a = \frac{1}{0.22} \Delta\sigma = 10.5\text{MPa} \quad (46)$$

となり, 短周期レベル  $A$  から算出される表 7 の値より小さくなる .

断層幅が飽和している場合 ( $S \geq 291\text{km}^2$ ) には,

$$\Delta\sigma_a = \frac{1}{\gamma_s} \Delta\sigma = 10.5 \sqrt{\frac{S}{291}} \text{MPa} \quad (47)$$

で求める . 表 8 の  $\Delta\sigma_a(R)$  欄の二重罫線より上が式 (46), 二重罫線より下が式 (47) による計算値である .

表 7 で  $\gamma_s = S_a/S = 0.22$ , または, 式 (45) で  $\Delta\sigma/\Delta\sigma_a = 0.22$  となるのは,  $S < 291\text{km}^2$  の場合,  $\beta = 3.86\text{km/s}$  のときであり,  $S \geq 291\text{km}^2$  の場合には  $\beta = 3.5\text{km/s}$  で  $S = 524\text{km}^2$  (M7.2 相当) のときである . つまり, M7.2 以下 (岩盤の  $S$  波速度を  $3.5\text{km/s}$  と仮定) では,  $S_a/S = 0.22$  とするアスペリティ総面積固定法で求めたアスペリティの平均応力降下量は短周期レベルによる評価法より小さくなる . 逆に, M7.2 以上 (岩盤の  $S$  波速度を  $3.5\text{km/s}$  と仮定) では, 表 8 で明らかのように, 短周期レベルによる評価法のほうがアスペリティ総面積固定法より平均応力降下量が小さくなる .

表 8: アスペリティの平均応力降下量のレシビにおける 2 つの求め方 (岩盤 S 波速度  $\beta = 3.5\text{km/s}$  と固定)

$M_0$ N·m	$M_J$	$M_W$	$A$ N·m/s <sup>2</sup>	$S$ km <sup>2</sup>	$S_a$ km <sup>2</sup>	$S_a/S$	$\Delta\sigma$ MPa	$\Delta\sigma_a(A)$ MPa	$\Delta\sigma_a(R) : S_a/S = 0.22$		
									MPa	16:6	11:11
$1.0 \times 10^{17}$	5.4	5.3	$2.46 \times 10^{18}$	22.3	3.3	0.149	2.31	15.6	10.5	12.9	14.0
$5.0 \times 10^{17}$	6.0	5.7	$4.21 \times 10^{18}$	65.2	9.7	0.149	2.31	15.6	10.5	12.9	14.0
$1.0 \times 10^{18}$	6.2	5.9	$5.30 \times 10^{18}$	104	15.4	0.149	2.31	15.6	10.5	12.9	14.0
$4.72 \times 10^{18}$	6.8	6.4	$8.89 \times 10^{18}$	291	43.4	0.149	2.31	15.6	10.5	12.9	14.0
$5.0 \times 10^{18}$	6.8	6.4	$9.06 \times 10^{18}$	300	45.4	0.152	2.35	15.5	10.7	13.1	14.1
$1.0 \times 10^{19}$	7.1	6.6	$1.14 \times 10^{19}$	424	81.0	0.191	2.79	14.6	12.7	15.6	16.8
<b><math>1.53 \times 10^{19}</math></b>	7.2	6.7	<b><math>1.32 \times 10^{19}</math></b>	524	115	<b>0.220</b>	3.10	14.1	14.1	17.3	18.7
$5.0 \times 10^{19}$	7.7	7.1	$1.95 \times 10^{19}$	948	310	0.327	4.17	12.8	19.0	23.3	25.2
$1.0 \times 10^{20}$	7.9	7.3	$2.46 \times 10^{19}$	1340	552	0.411	4.96	12.1	22.6	27.7	29.9
$5.0 \times 10^{20}$	8.5	7.7	$4.21 \times 10^{19}$	2998	2110	0.704	7.42	10.5	33.7	41.5	44.7
$1.0 \times 10^{21}$	8.8	7.9	$5.30 \times 10^{19}$	4240	3759	0.886	8.82	10.0	40.1	49.3	53.2

注: レシビでは, 断層全体の平均応力降下量  $\Delta\sigma$  を式 (5) から求め, アスペリティの平均応力降下量については, 短周期レベルの式 (25) から求める  $\Delta\sigma_a(A)$ , アスペリティ面積を  $S_a = 0.22S$  に固定し式 (41) で  $\gamma_s = 0.22$  とし求め  $\Delta\sigma_a(R)$  の 2 種類の方法がある.  $\Delta\sigma_a(R)$  の「16:6」の欄はアスペリティが 2 個で面積比が 16:6 の場合であり, 「11:11」は面積比が 11:11 の場合である. これより, アスペリティ面積が同じでも複数アスペリティのほうがアスペリティの応力降下量が大きくなり, 面積が等分される方が応力降下量が大きくなることわかる.

二重罫線より上では,  $S - M_0$  関係式として式 (2) の上段の式を用い, 二重罫線より下では式 (2) の下段の式を用いている. 短周期レベルからアスペリティ面積を求めると, 断層面積や地震モーメントが大きくなると  $S_a$  が過大に算定され,  $S_a/S$  が 0.22 を超えて大きくなり, アスペリティの応力降下量  $\Delta\sigma_a(A)$  が小さくなることわかる. これとは対照的に, アスペリティ面積を  $0.22S$  に固定して求めた  $\Delta\sigma_a(R)$  は断層面積や地震モーメントが大きくなると, 増大していることわかる. このため, レシビでは長大な断層の場合にはアスペリティ面積を  $0.22S$  に固定して求める方法を推奨している. ところが, 電力各社による原発耐震性評価の中間報告では, この推奨には従っていないと思われる.

入倉・三宅 [8] は, アスペリティ総面積固定法のもう一つ別のやり方を次のように提示している.

$$M_{0a} = \mu D_a S_a \quad (48)$$

と式 (19) の  $M_0 = \mu DS$  の関係から,

$$M_{0a} = \left(\frac{D_a}{D}\right) \left(\frac{S_a}{S}\right) M_0 = \xi \gamma_s M_0 \quad (49)$$

を導き, これに  $\xi \equiv D_a/D = 2.01$  ((c) 項のレシビでは  $\xi = 2$ ) と  $\gamma_s \equiv S_a/S = 0.22$  を代入して,  $M_{0a} = 0.44M_0$  を導いている. さらに, 式 (5) で  $M_0, S, \Delta\sigma$  を  $M_{0a}, S_a, \Delta\sigma_a$  に置き換えて

$$M_{0a} = \frac{16}{7} \left(\frac{S_a}{\pi}\right)^{\frac{3}{2}} \Delta\sigma_a \quad (50)$$

が成り立つと仮定し,  $M_{0a} = 0.44M_0$  および式 (27) をこれに代入して,  $\Delta\sigma_a = 9.64\text{MPa}$  を導いている. ここで, 式 (5) と式 (50) の両辺の比をとり, 式 (49) を適用すると,

$$\Delta\sigma_a = \frac{\xi}{\sqrt{\gamma_s}} \Delta\sigma \quad (51)$$

$$= \frac{1}{0.233} \Delta\sigma = 9.90\text{MPa} \quad (52)$$

が得られ,  $\Delta\sigma_a = 9.64\text{MPa}$  より大きくなる. ところが, 式 (50) と式 (51) は全く同じ式であり, 本来は同じ値になるはずである. この数値の違いは, 入倉ら [8] が  $S_a$  に式 (27) を代入しているため,  $S_a/S = 0.224$  となって  $S_a$  の値が  $0.22S$  よりやや大きくなるからである. いずれにせよ, このままではアスペリティの応力降下量  $\Delta\sigma_a$  は約  $10\text{MPa}$  に過小評価されることになる. 結果として, 強震観測記録に合わせるためには大幅修正が避けられない.

アスペリティが複数ある場合, 短周期レベルによる評価法ではアスペリティの等価半径  $r$  が  $r = \sqrt{S_a/\pi}$ ,  $S_a = \sum_{i=1}^{N_a} S_{ai}$  ( $S_{ai}$  はアスペリティ  $i$  の面積) で定義されるため単一アスペリティの場合と同じだが, 以下に示すように, アスペリティ面積固定法では複数アスペリティのほうがアスペリティの平均応力降下量が大きくなる.

まず, 複数のセグメントを考慮した式 (8) と同様に, 円形破壊 (円形クラック) 面を仮定した式

$$M_{0ai} = \frac{16}{7\pi^{3/2}} \Delta\sigma_{ai} S_{ai}^{3/2} \quad (53)$$

および  $\Delta\sigma_{ai} = \Delta\sigma_a$  が成り立つと仮定すれば,

表 9: レシピによるすべり量とアスペリティ数の関係 (剛性率  $\mu = 3.31 \times 10^{10} \text{N/m}^2$  と固定)

$M_0$ N·m	$D$ cm	$D_a$ cm	$D_{a1}, D_{a2}^{*1}$	
			16:6	11:11
$1.0 \times 10^{17}$	13.5	27.1	30.3, 18.6	27.1
$5.0 \times 10^{17}$	23.2	46.3	51.8, 31.7	46.3
$1.0 \times 10^{18}$	29.2	58.4	65.3, 40.0	58.4
$4.72 \times 10^{18}$	49.0	98.0	110, 67.1	98.0
$5.0 \times 10^{18}$	50.4	101	113, 69.0	101
$1.0 \times 10^{19}$	71.3	143	159, 97.6	143
<b><math>1.53 \times 10^{19}</math></b>	88.1	176	197, 121	176
$5.0 \times 10^{19}$	159	319	356, 218	319
$1.0 \times 10^{20}$	225	451	504, 309	451
$5.0 \times 10^{20}$	504	1010	1130, 690	1010
$1.0 \times 10^{21}$	713	1430	1590, 976	1430

\*1: アスペリティが2個ある場合の各アスペリティの平均すべり量について、式(31) ( $\xi = 2$ ) および式(39)でアスペリティの面積比を16:6および11:11として求めた。面積比が11:11の場合は  $D_{a1} = D_{a2}$  となるため、一つの値だけを示したが、複数アスペリティで面積比が等しい場合の平均すべり量は理論的に単一アスペリティの場合に等しくなる。 $M_0$ の値は表8に合わせたが、すべり量は地震モーメント  $M_0$  とアスペリティ間の面積比  $S_{a1} : S_{a2}$  で決まり、アスペリティの平均応力降下量  $\Delta\sigma_a$  とは違って  $S_a/S$  や短周期レベル  $A$  とは無関係である。

$$M_{0a} = \sum_{i=1}^{N_a} M_{0ai} = \frac{16\Delta\sigma_a}{7\pi^{3/2}} \sum_{i=1}^{N_a} S_{ai}^{3/2} = \frac{M_{0ai}}{S_{ai}^{3/2}} \sum_{i=1}^{N_a} S_{ai}^{3/2}$$

となる。ここで式(49)を考慮して

$$M_{0ai} = M_{0a} \frac{S_{ai}^{3/2}}{\sum_i S_{ai}^{3/2}} = \frac{\xi\gamma_s S_{ai}^{3/2}}{\sum_i S_{ai}^{3/2}} M_0 \quad (54)$$

を導き、これを式(53)に代入して次式を得る。

$$\Delta\sigma_a = \frac{\xi\gamma_s}{\sum_{i=1}^{N_a} (S_{ai}/S)^{3/2}} \Delta\sigma \quad (55)$$

$$= \frac{\xi}{\sqrt{\gamma_s} \sum_{i=1}^{N_a} (S_{ai}/S_a)^{3/2}} \Delta\sigma \quad (56)$$

これらの式は複数アスペリティに対する式だが、敢えて単一アスペリティに用い、 $\sum_{i=1}^{N_a} (S_{ai}/S_a)^{3/2} = 1$  ( $N_a = 1$ ) とすれば、式(41)ではなく式(51)に等しくなる。入倉ら[8]は  $\gamma_s = 0.22$  とし、アスペリティ面積が総断層面積の16%と6%の大小2個のアスペリティからなる場合について  $\xi = 2.01$ ,  $S_{a1}/S = 0.16$ ,  $S_{a2}/S = 0.06$  を式(55)に代入し、 $M_{0a1} = 0.358M_0$ ,  $M_{0a2} = 0.082M_0$  および

$$\Delta\sigma_a = 2.31 \times \frac{2.01 \times 0.22}{0.16^{1.5} + 0.06^{1.5}} = 12.9 \text{MPa} \quad (57)$$

を求めている(原文では12.6MPaだが誤植と思われる)。この12.9MPaは式(46)の10.5MPaよりやや大きい、単一アスペリティより複数アスペリティのほうがアスペリティの平均応力降下量が大きくなる傾向にあることを示している。また、式(56)からわかるのは、アスペリティの大小の差が小さいほどアスペリティの応力降下量が大きくなるということである。それでも、仮に2個のアスペリティ面積を11%ずつにしたとしても13.9MPaにしかならず、3個のアスペリティで7.3%ずつ均等にしても17.1MPaにしかならない。

2007年能登半島地震(M6.9)の震源モデルでは3個のアスペリティを想定し、面積比53.0:23.5:23.5で、応力降下量は20MPa, 20MPa, 10MPaであった[59]。新潟県中越沖地震の入倉らの南東傾斜断層モデル[10]でも3個のアスペリティで、面積比35.2:35.2:29.6で、応力降下量は23.7MPa, 23.7MPa, 19.8MPaであった。レシピ通りでは到底これらのレベルには届かない。

ちなみに、式(36)~式(40)は式(53)~式(56)とも整合的である。というのは、式(36)と式(37)の両辺の比をとると、

$$\frac{M_{0ai}}{M_{0a}} = \frac{D_{ai} S_{ai}}{D_a S_a} = \frac{\gamma_i}{\sum_{i=1}^{N_a} \gamma_i^3} \gamma_i^2 = \frac{S_{ai}^{3/2}}{\sum_{i=1}^{N_a} S_{ai}^{3/2}}$$

が得られ、式(54)と一致するからである。つまり、これらの式では、すべてのアスペリティで応力降下量が等しいと仮定されているのである。

入倉ら[58][9]は、アスペリティでのすべり量  $D_a$  と全破壊域での平均すべり量  $D$  との関係は動学的震源モデルに基づくシミュレーションによらなければ求められないとし、 $S_a/S = 0.22$ ,  $D_a/D = 2$  となるアスペリティの条件を3次元有限差分法による数値シミュレーションで求めている。断層幅が飽和していないSomerville et al.[13]による式(2)の上段の式が成り立つ条件下で、 $\Delta\sigma_a = 10.5 \text{MPa}$ ,  $V_r = 0.8V_s$  と固定した場合、 $D_a/D$ の値はアスペリティの数が増えると減少する傾向が見られ、アスペリティが1個から2個( $S_{a1} : S_{a2} = 16 : 6$ または11:11)へ増えると  $D_a/D$ は約10%減少することを明らかにしている。すなわち、 $\Delta\sigma_b/\Delta\sigma_a = 0$ のとき、 $D_a/D$ の値は2.4から2.0へ、 $\Delta\sigma_b/\Delta\sigma_a = 0.1$ のとき、 $D_a/D$ の値は2.0から1.8へ、 $\Delta\sigma_b/\Delta\sigma_a = 0.2$

のとき,  $D_a/D$  の値は 1.8 から 1.6 へ減少している。これより,  $S_a/S = 0.22$ ,  $D_a/D = 2$  の条件を満たす動力学的震源モデルは,  $\Delta\sigma_b/\Delta\sigma_a = 0$  のとき単一アスペリティ・モデル,  $\Delta\sigma_b/\Delta\sigma_a = 0.1$  のときアスペリティ 2 個のモデルになると結論づけている。この結論は,  $S < 291\text{km}^2$  の下で  $\Delta\sigma_a = 10.5\text{MPa}$ ,  $V_r = 0.8V_s$  と固定した場合の結論であり, 断層幅が飽和した  $S \geq 291\text{km}^2$  の下で断層全体の平均応力降下量が変わる場合などでは異なる結果になる可能性があることに注意しなければならない。

日本原燃は, 2007 年 11 月の再処理施設の耐震安全性評価報告書 [46] における新潟県中越沖地震を考慮した断層モデルで, 式 (47) を  $\gamma_s < 0.22$  の場合へ拡張した次式でアスペリティの応力降下量を求めている。

$$\Delta\sigma_a = 10.5 \left( \frac{0.22}{\gamma_s} \right) \sqrt{\frac{S}{291}} \text{MPa} \quad (58)$$

すなわち,  $\gamma_s = 48\text{km}^2/356.7\text{km}^2 = 0.135$  より,  $\Delta\sigma_a = 19.0\text{MPa}$  としている。入倉らの南東傾斜断層モデル [10] では, 3 つのアスペリティの応力降下量をそれぞれ 23.7MPa, 23.7MPa, 19.8MPa としており, 日本原燃の値はこれらよりやや小さめになっている。

レシピでは, 長大な断層に対し, 式 (2) の  $S = 4.24 \cdot 10^{-11} M_0^{1/2}$  で地震モーメント  $M_0$  を求めるが, アスペリティの面積  $S_a$  を求める際には, 円形破壊面を仮定したスケーリング則から導出される式 (21) ~ 式 (25) を用いている。そのため, 表 8 のように,  $S$  が大きいほどアスペリティの総面積  $S_a$  が過大評価され, アスペリティの応力降下量が過小評価される傾向がある。そこで, レシピでは, 長大な断層のアスペリティに関するスケーリング則についてはデータも少なく未解決の研究課題だと指摘したうえで,  $\gamma_s = 0.22$  として式 (41) を用いるアスペリティ総面積固定法を推奨している。ただし, 断層全体の平均応力降下量  $\Delta\sigma$  については, Fujii and Matsu'ura [22] が横ずれ断層を対象として導出した次式を用いる。

$$M_0 = \frac{WL^2}{aL+b} \Delta\sigma \quad (59)$$

$a$  と  $b$  は数値計算で得られる構造依存のパラメータである。Fujii and Matsu'ura は  $W = 15\text{km}$ ,  $a =$

$1.4 \cdot 10^{-2}$ ,  $b = 1.0$  と仮定し, 観測データに基づく  $L$  と  $M_0$  に関する回帰計算で  $\Delta\sigma = 3.1\text{MPa}$  を導出している。レシピでは, これを式 (41) へ代入すると ( $\gamma_s = 0.22$ ),  $\Delta\sigma_a = 14.4\text{MPa}$  となり, 既往の調査・研究成果とおおよそ対応することから, その適用範囲等について今後十分に検討していく必要があるとしながら, 現時点では, 暫定的に  $\Delta\sigma = 3.1\text{MPa}$ ,  $\Delta\sigma_a = 14.4\text{MPa}$  としている。ここでも, 断層幅は 15km と小さく設定されており, この設定では断層長さ  $L$  に対する総面積  $S$  が小さくなり, 式 (2) による地震規模  $M_0$  の推定値が過小評価になる可能性がある。しかし, 電力各社によるバックチェック報告ではこの推奨にも従わず, 長大な断層に対しても短周期レベルからアスペリティ面積を求めアスペリティの応力降下量を過小評価している。

レシピでは, アスペリティが複数ある場合, 特にその震源域の詳しい情報がない限り, 各アスペリティの応力降下量  $\Delta\sigma_{ai}$  はすべてアスペリティ全体の応力降下量  $\Delta\sigma_a$  に等しいと仮定し, アスペリティの実効応力  $\sigma_a$  は経験的にその応力降下量  $\Delta\sigma_a$  とほぼ等しいと仮定する。すなわち, 次式が成り立つとする。

$$\Delta\sigma_{ai} = \Delta\sigma_a \text{ および } \sigma_a = \Delta\sigma_a. \quad (60)$$

実は, レシピでは, 「背景領域の応力降下量はゼロ」と暗に設定している。それは, 式 (21) で求めた震源断層の短周期レベルを式 (25) ですべてアスペリティ (複数のアスペリティでも成立) に割り当てていること, 式 (41) で本来  $S\Delta\sigma = S_a\Delta\sigma_a + S_b\Delta\sigma_b$  とすべきところを  $\Delta\sigma_b = 0$  としていることから明らかである。ところが, 「シミュレーションの計算から, 応力降下をゼロと設定したアスペリティの外側 (背景領域) においてもすべり時間関数が振幅は小さいが立ち上がり急峻な Kostrov 型の形状を示すことがわかってきた。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ることを意味している。」 [8] そこで, 物理的意味は不明確だが, 「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」として「背景領域の実効応力  $\sigma_b$ 」を導入し, 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を整合的に与えるというのである [8]。

そこで、実際にアスペリティをどのように設定しているのかをみておこう。入倉ら [8] 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で容易に作成するため」、アスペリティを「すべり量が全破壊伝播面での平均すべり量の 1.5 倍以上の断層要素をすべて含む長方形領域」と定義している。矩形の中の横一列または縦一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より 1.25 倍未満である場合はその列または行を削除する。こうして、残った矩形をアスペリティとする。このようにして得られたアスペリティの一例が図 13 の 2000 年鳥取県西部地震の震源断層モデルである [26]。この図からも明らかのように、アスペリティ以外の背景領域でも、平均レベル以下とはいえ、すべり量はゼロではなく、応力降下量もゼロではない。しかし、解析の都合上、背景領域の応力降下量  $\Delta\sigma_b$  はゼロとし、すべり速度による地震波の生成を背景領域の実効応力  $\sigma_b$  として説明しようとするのである。

レシピでは、背景領域の実効応力  $\sigma_b$  を壇ら [24] に基づき次式で求める。

$$\sigma_b = \frac{D_b/W_b}{D_a/W_a} \sigma_a \quad (61)$$

アスペリティの個数が複数 ( $N_a$  個) の場合には、 $\gamma_i = r_i/r = \sqrt{S_{ai}/S_a}$  として次式より求める。

$$\sigma_b = \frac{D_b}{W_b} \frac{\sqrt{\pi r} \sum_{i=1}^{N_a} \gamma_i^3}{D_a} \sigma_a \quad (62)$$

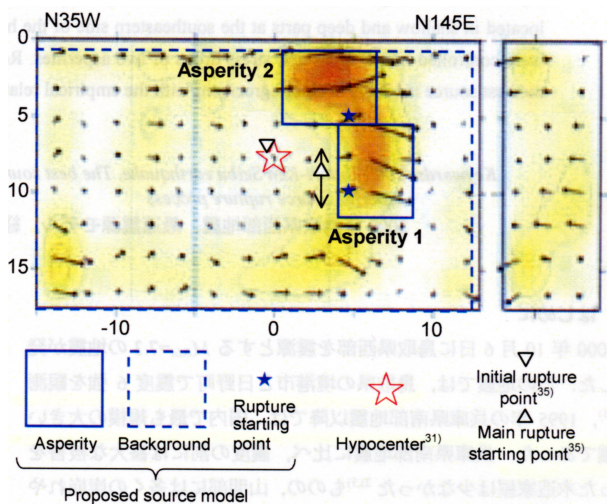


図 13: 鳥取県西部地震の震源断層モデル [26]

ただし、 $W_a$  はアスペリティ領域の幅、 $W_b$  は背景領域の幅とし、背景領域が矩形ではなく不整形の場合は震源断層の面積  $S$  と震源断層のおおよそのアスペクト比  $L/W$  から  $W_b = \sqrt{S/(L/W)}$  で求める。

式 (61) および式 (62) は次の比例関係・近似関係を用いている。

$$\begin{aligned} \text{実効応力 } \sigma & \quad \text{すべり速度 } \frac{dD}{dt} \\ & \quad \frac{\text{すべり量 } D}{\text{ライズタイム } t_r} \\ \text{すべり量 } D & \quad \frac{\alpha \times \text{破壊伝播速度 } V_r}{\text{震源断層の幅 } W} \end{aligned}$$

すなわち、

$$\sigma_a \frac{D_a}{W_a}, \sigma_b \frac{D_b}{W_b}, \text{ または } \frac{\sigma_a}{D_a/W_a} = \frac{\sigma_b}{D_b/W_b}$$

の関係が成り立つとする。

アスペリティの個数が複数の場合には、 $i$  番目のアスペリティの実効応力  $\sigma_{ai}$ 、すべり量  $D_{ai}$ 、領域の幅  $W_{ai}$ 、等価半径  $r_i$  ( $\pi r_i^2 = W_a^2 = S_a$  と仮定) の関係、式 (39) の  $D_{ai}/r_i = C$  (一定値 =  $D_a/(r \sum_{i=1}^{N_a} \gamma_i^3)$ ) の仮定および  $\sigma_{ai} = \sigma_a$  (実効応力がすべてのアスペリティ内で同一) という仮定から

$$\sigma_{ai} \frac{D_{ia}}{W_{ai}} = \frac{D_{ia}}{\sqrt{\pi r_i}} = \frac{D_a}{\sqrt{\pi r} \sum_{i=1}^{N_a} \gamma_i^3}$$

すなわち、 $\sigma_a \frac{D_a}{\sqrt{\pi r} \sum_{i=1}^{N_a} \gamma_i^3}, \sigma_b \frac{D_b}{W_b}$  または、

$$\frac{\sigma_a}{D_a/(\sqrt{\pi r} \sum_{i=1}^{N_a} \gamma_i^3)} = \frac{\sigma_b}{D_b/W_b}$$

の関係が成り立つとしている。

レシピでは、これらの震源特性パラメータにより得られた地震波形や震度分布が検証用の過去の地震データと一致しない場合には、「第一義的に推定される地震規模や、短周期レベルを優先してパラメータを再度設定する。過去の地震波形データがある場合は、波形のパルス幅などから個々のアスペリティ面積を推定できる可能性がある。」としている。実際に、鳥取県西部地震 [26] や新潟県中越沖地震 [10][11][12] では、アスペリティごとに応力降下量または実効応力を変えており、すべてのアスペリティで実効応力が同じという仮定は必ずしも成り立たない。

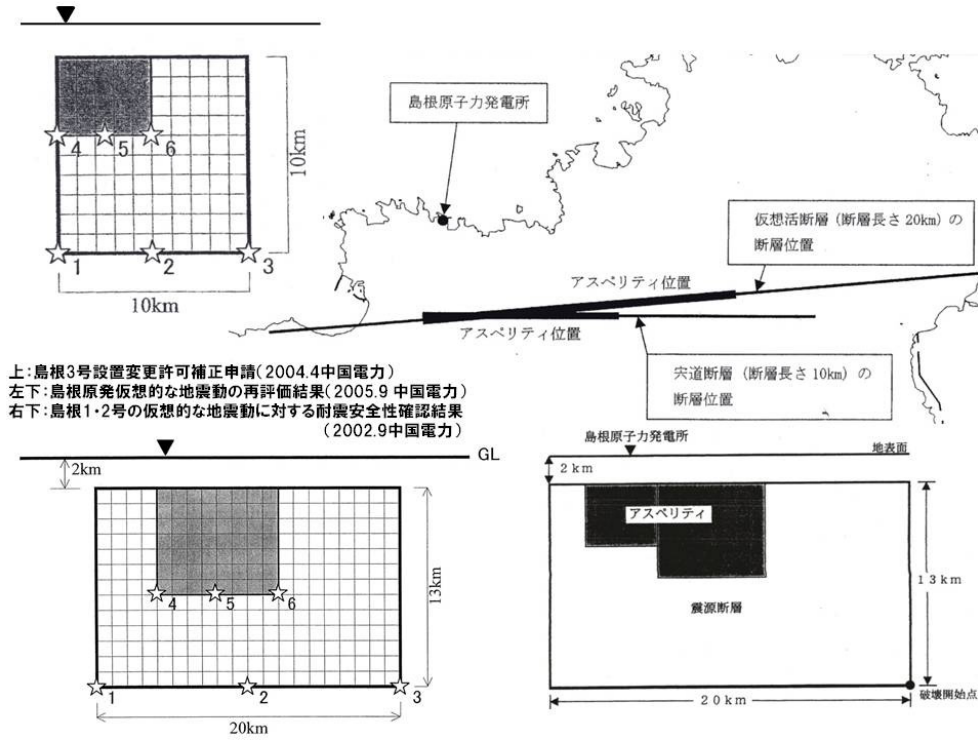


図 14: 島根原子力発電所耐震安全性評価に係る中国電力による穴道断層の断層モデル

「鳥取県西部地震の観測記録を利用した強震動評価手法の検証」[25]では、このレシピを以下のように修正して応力降下量  $\Delta\sigma_a$  や実効応力  $\sigma_a, \sigma_b$  を求めている。

$$\sigma_a = \frac{\gamma_\sigma(1-\gamma_s)}{1-\gamma_\sigma\gamma_s}\sigma_b, \quad (63)$$

$$\sigma_b = \frac{A}{4\beta^2\sqrt{\pi S}} \sqrt{\gamma_s \left[ \frac{\gamma_\sigma(1-\gamma_s)}{1-\gamma_\sigma\gamma_s} \right]^2 + 1 - \gamma_s}. \quad (64)$$

ただし、 $\gamma_\sigma = \sigma_a/\sigma$ 、 $\gamma_s = S_a/S$  である。これらの式は  $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$  とするレシピの式(41)

と矛盾する。なぜなら、 $\gamma_\sigma\gamma_s = (\sigma_a/\sigma)(S_a/S) = (\Delta\sigma_a/\Delta\sigma)(S_a/S) = 1$  となり、 $\sigma_b = 0$  となり、式(64)が無意味になってしまうからである。つまり、式(63)および式(64)では、 $\gamma_\sigma\gamma_s < 1$  すなわち、式(41)とは異なる  $S_b\Delta\sigma_b = S\Delta\sigma - S_a\Delta\sigma_a > 0$  という仮定が置かれているのである。

具体的には、式(21)で短周期レベルをアスペリティだけに割り当てていたのをやめ、アスペリティと背景領域に振り分けることにし、以下のように導出している。 $A = 4\pi r\Delta\sigma_a\beta^2$  (式(25)と同じ)と  $S_a = \pi r^2$  および  $\sigma_a = \Delta\sigma_a$  より、 $A = 4\sqrt{\pi S_a}\sigma_a\beta^2$  となるので、この  $A$  を  $A_a$  とし、背景

領域の短周期レベルを  $A_b$  として同様に定め、全体の短周期レベル  $A$  の定義を次のように設定し直す。

$$A^2 = A_a^2 + A_b^2, \quad (65)$$

$$A_a = 4\sqrt{\pi S_a}\sigma_a\beta^2, \quad (66)$$

$$A_b = 4\sqrt{\pi S_b}\sigma_b\beta^2 \quad (67)$$

これより、 $A = 4\sqrt{\pi}\beta^2\sqrt{S_a\sigma_a^2 + S_b\sigma_b^2}$  が得られ、

$$S = S_a + S_b, \quad (68)$$

$$\sigma S = \sigma_a S_a + \sigma_b S_b \quad (69)$$

の関係より、 $\gamma_\sigma = \sigma_a/\sigma$ 、 $\gamma_s = S_a/S$  とすると、

$$\begin{aligned} \sigma_a &= \gamma_\sigma\sigma = \gamma_\sigma[\sigma_a\gamma_s + \sigma_b(1-\gamma_s)] \\ &= \frac{\gamma_\sigma(1-\gamma_s)}{1-\gamma_\sigma\gamma_s}\sigma_b \quad (\text{式(63)}) \end{aligned}$$

が得られる。これを  $A = 4\sqrt{\pi}\beta^2\sqrt{S_a\sigma_a^2 + S_b\sigma_b^2}$  に代入すると、

$$A = 4\sqrt{\pi S}\beta^2\sigma_b \sqrt{\gamma_s \left[ \frac{\gamma_\sigma(1-\gamma_s)}{1-\gamma_\sigma\gamma_s} \right]^2 + 1 - \gamma_s}$$

(式(64)) が得られる。

鳥取県西部地震の検証 [25] では、このようにレシピを修正して2個のアスペリティの実効応力  $\sigma_{a1}, \sigma_{a2}$  と背景領域の実効応力  $\sigma_b$  を  $\sigma_{a1} = \sigma_{a2} = 10.6\text{MPa}$ 、 $\sigma_b = 3.8\text{MPa}$  としながら、観測記録に

表 10: 島根原子力発電所耐震安全性評価に係る中国電力による宍道断層の断層パラメータ

断層パラメータ		2002年9月 [47]	2004年4月 [48]	2005年9月 [49]	設定方法
断層位置 (断層上端中央)		N35.52 °E133.06 °			
走向		N85.5E			
傾斜角		90 °			
断層長さ $L$		20 km	10 km	20 km	
断層幅 $W$		13 km	10 km	13 km	式 (1)
断層面積 $S$		260 km <sup>2</sup>	100 km <sup>2</sup>	260 km <sup>2</sup>	$S = LW$
断層上端深さ		2 km			
破壊開始点		1 箇所・1 種類	1 箇所・6 種類	1 箇所・6 種類	
破壊伝播方式		同心円状 (放射状)			( 3 ) (c)
地震モーメント $M_0$		$3.98 \times 10^{18}$ N·m	$9.50 \times 10^{17}$ N·m	$3.98 \times 10^{18}$ N·m	式 (2)
剛性率 $\mu$		$3.31 \times 10^{10}$ N/m <sup>2</sup>	$3.37 \times 10^{10}$ N/m <sup>2</sup>	$3.36 \times 10^{10}$ N/m <sup>2</sup>	式 (20)(注 1)
平均すべり量 $D$		46.3 cm	28.2 cm	45.5 cm	式 (19)
平均応力降下量 $\Delta\sigma$		2.3 MPa			式 (6)
平均破壊伝播速度 $V_r$		2.5 km/s	2.54 km/s		式 (84)
ライズタイム $t_r$		0.69 sec	0.43 sec	0.69 sec	式 (82)
アスペリティ	地震モーメント $M_{0a}$	$1.75 \times 10^{18}$ N·m	$4.20 \times 10^{17}$ N·m	$1.76 \times 10^{18}$ N·m	式 (49)(注 2)
	面積 $S_a$	57.2 km <sup>2</sup>	22 km <sup>2</sup>	57.2 km <sup>2</sup>	式 (26)
	平均すべり量 $D_a$	92.6 cm	56.7 cm	91.5 cm	式 (31)
	応力降下量 $\Delta\sigma_a$	15.6 MPa (注 3)	10.5 MPa		式 (46)
最大アスペリティ	地震モーメント $M_{0a1}$	$1.42 \times 10^{18}$ N·m	—	—	式 (37)
	面積 $S_{a1}$	41.6 km <sup>2</sup>	—	—	式 (26)(注 4)
	平均すべり量 $D_{a1}$	103.5 cm	—	—	式 (39)
	応力降下量 $\Delta\sigma_{a1}$	15.6 MPa	—	—	$\Delta\sigma_{a1} = \Delta\sigma_a$
第 2 アスペリティ	地震モーメント $M_{0a2}$	$3.27 \times 10^{17}$ N·m	—	—	式 (37)
	面積 $S_{a2}$	15.6 km <sup>2</sup>	—	—	式 (26)(注 4)
	平均すべり量 $D_{a2}$	63.4 cm	—	—	式 (39)
	応力降下量 $\Delta\sigma_{a2}$	15.6 MPa	—	—	$\Delta\sigma_{a2} = \Delta\sigma_a$
背景領域	地震モーメント $M_{0b}$	$2.23 \times 10^{18}$ N·m	$5.30 \times 10^{17}$ N·m	$2.22 \times 10^{18}$ N·m	式 (33)
	面積 $S_b$	202.8 km <sup>2</sup>	78 km <sup>2</sup>	202.8 km <sup>2</sup>	式 (34)
	平均すべり量 $D_b$	33.2 cm	20.2 cm	32.5 cm	式 (35)
	実効応力 $\sigma_b$	3.1 MPa	2.1 MPa		式 (73)
$f_{\max}$		8.5 Hz			( 2 ) (e)

注 1: 2002 年の値は, 密度  $\rho = 2.7 \text{ g/cm}^3$  と岩盤での S 波速度  $\beta = 3.5 \text{ km/s}$  より  $\mu = 3.31 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$  となる.

2004 年と 2005 年の値は,  $S$ ,  $M_0$ ,  $D$  の値から式 (19) で逆算した.

注 2:  $\xi = 2.0$ (2002 年);  $2.01$ (2004 年, 2005 年) および  $\gamma_s = 0.22$  としている.

注 3: 15.6 MPa は, 式 (46) とは異なり, 式 (21) の短周期レベルを用いて式 (43) から算出されている. この場合,  $S_a/S = 0.149$  となり,  $S_a/S = 0.22$  とする式 (26) とは整合しない.

注 4: 最大アスペリティに対して  $S_{a1} = 0.16S$ , 第 2 アスペリティに対して  $S_{a2} = 0.06S$  としている. この場合も,  $S_a/S = 0.22$  が前提であり, 15.6MPa と対応する  $S_a/S = 0.149$  とは整合しない. しかし, 中国電力はアスペリティの平均応力降下量を求める際には, 式 (56) で  $\gamma_s = S_a/S = 0.149$ ,  $S_{a1}/S_a = 16/22$ ,  $S_{a2}/S_a = 6/22$  として,  $\Delta\sigma_a = 15.6 \text{ MPa}$  を求めている. アスペリティ 2 個の本モデルの場合, 本来なら  $S_a = 0.149S$ ,  $S_{a1} = 0.149 \cdot (16/22)S$ ,  $S_{a2} = 0.149 \cdot (6/22)S$  としなければ整合性がとれない.



あわせたケース2では、さらに、 $\sigma_{a1} = 16.0\text{MPa}$ 、 $\sigma_{a2} = 11.3\text{MPa}$ 、 $\sigma_b = 0.9\text{MPa}$ へ変更している。これは、観測記録にあわせるためにはレシピによる応力降下量や実効応力をいかに大きく修正しなければならないかを示す典型例である。

ちなみに、レシピにこだわらずに観測記録にあう断層モデルを求めた結果 [26] では、 $\sigma_{a1} = 28.0\text{MPa}$ 、 $\sigma_{a2} = 14.3\text{MPa}$ 、 $\sigma_b = 2.8\text{MPa}$ とさらに大きくなっている。

入倉・三宅 [8] は、 $M_{0a} = \mu D_a S_a$  と  $M_0 = \mu D S$  より  $M_{0a} = (D_a/D)(S_a/S)M_0 = 0.201 \times 0.22 \times M_0$  を求め、 $M_{0b} = M_0 - M_{0a}$ 、 $S_b = S - S_a$  および  $\sigma_b = (7\pi^{3/2}/16)(M_{0b}/S_b^{3/2})$  より、背景領域の地震モーメント、面積、実効応力を求めている。背景領域の実効応力  $\sigma_b$  については、

$$\begin{aligned}\sigma_b &= \frac{7\pi^{3/2}}{16} \frac{M_0}{S^{3/2}} \times \left(\frac{M_{0b}}{M_0}\right) \left(\frac{S_b}{S}\right)^{-3/2} \\ &= \Delta\sigma \left(1 - \frac{M_{0a}}{M_0}\right) \left(1 - \frac{S_a}{S}\right)^{-3/2} \\ &= \Delta\sigma_a \left(\frac{S_a}{S}\right) \left(1 - \frac{M_{0a}}{M_0}\right) \left(1 - \frac{S_a}{S}\right)^{-3/2} \\ &= \Delta\sigma_a \times 0.22(1 - 0.44)(1 - 0.22)^{-3/2} \\ &= 0.179\Delta\sigma_a\end{aligned}\quad (70)$$

となる。

他方、入倉ら [58][9] は、「宮武 (2002) による計算では、Somerville et al. [13] の経験的データに合わせて  $S_a/S = 0.22$ 、 $\Delta\sigma_a = 10.0\text{MPa}$ 、 $\Delta\sigma_b = 0.0\text{MPa}$  と設定したとき、背景領域における実効応力  $\sigma_b$  はアスペリティでの実効応力  $\sigma_a$  の 20% 程度となる」としている。これらの値を式 (65) ~ 式 (67) から導かれる次式に代入して、 $A_b/A_a = 0.38$ 、 $A_a/A = 0.94$  となることを示し、アスペリティの面積  $S_a$  や応力降下量  $\Delta\sigma_a$  を背景領域を無視した式 (43)、式 (44) および式 (41) で求めても「大きな差はない」としている。

$$\frac{A_b}{A_a} = \left(\frac{1}{S_a/S} - 1\right)^{1/2} \frac{\sigma_b}{\sigma_a}, \quad (71)$$

$$\frac{A_a}{A} = \frac{1}{\sqrt{1 + (A_b/A_a)^2}}. \quad (72)$$

中国電力 [47][48][49] や日本原燃 [46] は、これに基づき、次のように設定している。

$$\sigma_b = 0.2\sigma_a. \quad (73)$$

しかし、この式は、断層幅が飽和していない  $S < 291\text{km}^2$  の条件下で、 $S_a/S = 0.22$ 、 $\Delta\sigma_a = 10.0\text{MPa}$ 、 $\Delta\sigma_b = 0.0\text{MPa}$  と固定して導かれた式であることに注意する必要がある。この条件を無視して上式が適用される傾向があることに注意しなければならない。ただし、式 (70) のように、必ずしもこれらの条件に拘束されていなくても、上式に近い関係が導かれていることにも注意しておく必要がある。

入倉 [9] は、1995 年兵庫県南部地震にレシピを適用する際、背景領域の実効応力を  $\sigma_b = 0.0\text{MPa}$ 、 $0.1\sigma_a$ 、 $0.2\sigma_a$ 、 $4.0\text{MPa} (= 0.38\sigma_a)$  の 4 種類に設定して検証した結果、「合成地震動の最大速度や最大加速度は背景領域の実効応力を増加させてもほとんど変わらないことがわかった」としている。しかし、兵庫県南部地震では 1~2 秒の地震波が卓越しており、この結果を他の地震にも適用できるかどうかは検討の余地があると思われる。このうち 4 番目のモデルで  $\sigma_b = 0.38\sigma_a = 4.0\text{MPa}$  としているのは、次のような検討に基づく。式 (21) の短周期レベル A と比べて、式 (25) に  $\Delta\sigma_a = 10.5\text{MPa}$  を代入して算出される短周期レベルの値はやや小さい。それは、表 7 の  $\Delta\sigma_a$  の値が大きいことから明らかである。そこで、「残りの加速度震動が背景領域から発生している」とみなすと、 $\sigma_b = 4.0\text{MPa}$  となり、 $0.38\sigma_a$  に相当するというのである。

#### (e) 高周波限界遮断周波数 $f_{\max}$

レシピでは、 $f_{\max} = 6\text{Hz}$  を用いている。

これは、地震調査委員会強震動評価部会 [27] が、近畿地方で発生する地震に対して推定された  $f_{\max} = 6\text{Hz}$  [28] および仙台地域での中小地震観測記録から推定された  $f_{\max} = 13.5\text{Hz}$  [29] を比較した結果、前者の方が内陸地殻内地震に関する既存の距離減衰式との対応が良かったためである。海溝型地震の特性化震源モデルでは後者を用いている。

この  $f_{\max}$  の値は地震によってかなり異なり、このレシピ通りにはならない。鳥取県西部地震において、池田ら [26] は当初、地中観測波形から求めた震源変位スペクトルから  $f_c = 2.0\text{Hz}$  と読み取り、これを  $f_{\max}$  の値にしていたが、5Hz 付近以上で合成波が観測波より大きくなったため、5.5Hz へ補正している。鶴来ら [50] は、鳥取県西部地震

の KiK-net 地震観測記録から「本震の  $f_{\max}$  は約 8.5Hz, 余震の  $f_{\max}$  は 10Hz 以上」と同定し、「本震観測記録に見られるより低周波数領域での減衰は地盤の影響により生じていることが示唆される」と指摘している。中国電力 [47][48][49] は、鶴来ら [50] の結果を引用して、 $f_{\max} = 8.5\text{Hz}$  と設定している。

高周波限界遮断周波数  $f_{\max}$  は、統計的グリーン関数法における地震基盤における S 波主要動の加速度フーリエスペクトル  $A_{ij}(f)$  のモデルの中で次のように用いられている [54]。

$$A_{ij}(f) = \frac{F}{4\pi\rho_{ij}\beta_{ij}^3} \frac{M_{0ij}(2\pi f)^2}{1 + (f/f_{cij})^2} \times \frac{1}{\sqrt{1 + (f/f_{\max ij})^m}} \frac{1}{r_{ij}} \exp\left[-\frac{\pi f r_{ij}}{Q(f)\beta_{ij}}\right] \times 2\sqrt{\frac{\rho_{ij}\beta_{ij}}{\rho\beta}} \quad (74)$$

ただし、添え字  $ij$  は要素断層 ( $i, j$ ) に関するものであることを示し、 $F$  は地震波の放射特性、 $\rho_{ij}$ 、 $\beta_{ij}$  および  $M_{0ij}$  は要素断層 ( $i, j$ ) における地殻の密度、S 波速度および地震モーメント、 $f_{cij}$  は臨界振動数、 $m$  は定数、 $r_{ij}$  は震源距離、 $\rho$  と  $\beta$  は地震基盤の密度と S 波速度である。最終項は自由表面の影響および要素断層における地殻のインピーダンスと地震基盤のインピーダンスとの比較の相違を考慮したものである [54]。これより、 $m$  が大きいと、振動数  $f$  が  $f_{\max}$  より大きい高周波数領域 (短周期領域) では加速度振幅が急速に小さく算定されることがわかる。つまり、 $f_{\max}$  が小さく設定されると、短周期での地震動が過小評価されるおそれが生じる。

#### (f) すべり速度時間関数 $dD(t)/dt$

レシピでは、すべり速度時間関数  $dD(t)/dt$  として、次の近似式 [30] を用いている。

$$\frac{dD(t)}{dt} = \begin{cases} \frac{2V_m}{t_d} \cdot t \left(1 - \frac{t}{2t_d}\right), & 0 \leq t < t_b; \\ \frac{b}{\sqrt{t - \varepsilon}}, & t_b \leq t < t_r; \\ c - a_r(t - t_r), & t_r \leq t < t_s; \\ 0, & t < 0 \text{ or } t_s \leq t. \end{cases} \quad (75)$$

$$\varepsilon \equiv \frac{5t_b - 6t_d}{4(1 - t_d/t_b)} \quad (76)$$

$$b \equiv \frac{2V_m}{t_d} \cdot t_b \left(1 - \frac{t_b}{2t_d}\right) \sqrt{t_b - \varepsilon} \quad (77)$$

$$V_m = (\Delta\sigma/\mu)\sqrt{2f_c W V_r} \quad (78)$$

$$W = \begin{cases} W_a, & \text{アスペリティ領域の場合;} \\ W_b, & \text{背景領域の場合,} \end{cases} \quad (79)$$

$$t_d = 1/(\pi f_{\max}) \quad (80)$$

$$t_r = \alpha W/V_r, \quad \alpha = 0.5 \quad (81)$$

ただし、 $V_m$  は最大すべり速度振幅、 $V_r$  は破壊伝播速度、 $t_d$  は最大すべり速度到達時間、 $t_b$  はすべり速度振幅が  $1/\sqrt{t}$  に比例する Kostrov 型関数へ移行する時間、 $t_r$  はライズタイム、 $f_c$  はローパスフィルタのコーナー周波数 ( $f_{\max}$  と同等)、 $c$  および  $a$  は係数 (連続の条件から  $c = b/\sqrt{t_r - \varepsilon}$ 、 $c - a_r(t_s - t_r) = 0$ ) であり、 $t_r : t_s - t_r = 2 : 1$  (すなわち、 $t_s = 3t_r/2$ ) とされている。 $b$  と  $\varepsilon$  は  $t = t_b$  で連続かつ微分可能になる条件から導かれ、 $t_b$  は式 (75) の  $t = 0 \sim t_s$  の範囲での積分値が最終すべり量に等しいと置くことにより自動的に与えられるとしている。これより、すべり量が同じ場合には、ライズタイム  $t_r$  を大きくすると、積分範囲 ( $t = 0 \sim t_s$ ) が広がるため、 $t_b$  が大きくなり、ピーク ( $t_d$  で最大すべり速度  $V_m$  になる) 以降のすべり速度が小さくなる。逆に、 $t_r$  を小さくすると、ピーク以降のすべり速度が大きくなる。つまり、ライズタイムを小さくすると、より短時間により大きくすべることになり、短周期の地震波がより強くなると考えられる。ただし、すべり量が大きい場合には、ライズタイムも長くなる傾向にあるため、ライズタイムとすべり量および最大すべり速度  $V_m$  との関係に注意する必要がある。

レシピではライズタイムを  $\alpha = 0.5$  としているが、独立行政法人港湾空港技術研究所 [31] によれば、この値では兵庫県南部地震など実際の観測地震波を大幅に過小評価することになるため、これより系統的に小さな値を用いる必要があると具体的に指摘している。同研究所は、その理由として次のように指摘している。「実際の破壊領域の滑りは、滑り始めに速く、次第に遅くなる。地震波

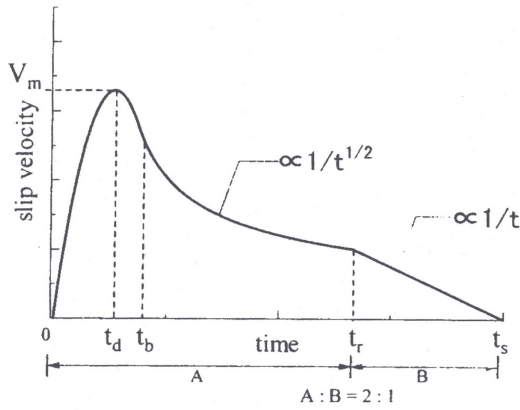


図 15: すべり速度時間関数 [52] (図 8.3.10)

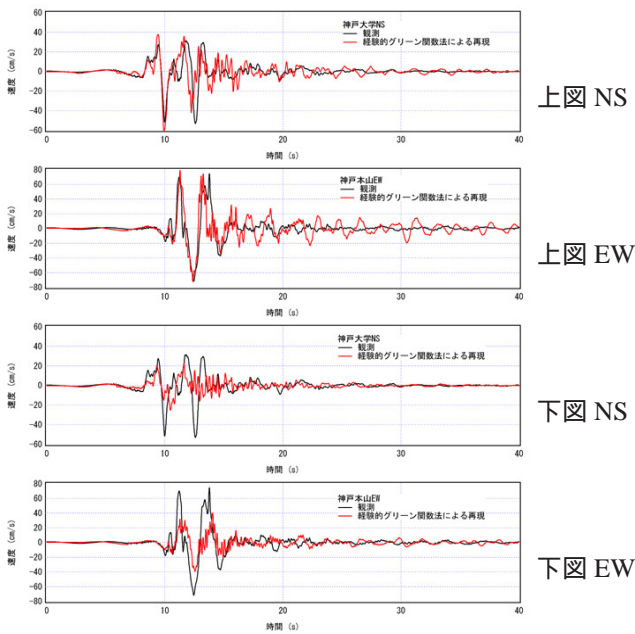


図 16: 経験的グリーン関数による神戸市内の速度波形の再現 (上図 NS と EW: 釜江・入倉 (1997) を改良した山田他 (1999) のモデル, 下図 NS と EW: ライズタイムを式 (81) に変えたとき: いずれも黒線が観測波, 赤線が再現)[31]

形の再現には滑り始めの速い部分を表現する必要があり, その部分の時間はトータルのライズタイムより短い. 破壊領域の破壊停止端付近ではライズタイムがかなり短く, 破壊領域全体の平均値としてはライズタイムがより短くなる. 破壊領域のサイズはライズタイムに影響を与えない (例えば Heaton[32] の考え方) .

レシピでは, このライズタイムの  $\alpha$  の値は壇・佐藤 [33] による重ね合わせを想定しており, シミュレーション解析における重ね合わせの方法に配慮すべきとしている. 具体的には, 釜江ら [34] による重ね合わせを用いた場合には, 4 個の内陸地殻内地震で  $\alpha = 0.2 \sim 0.4$  程度, 2 個の海溝型地震で  $\alpha = 0.25 \sim 0.6$  程度 [35], 「鳥取県西部地震の観測

記録を利用した強震動評価手法の検証」[25] では  $\alpha = 0.42 \sim 0.49$  とした場合に観測記録がよく再現できるとしており, 「これらの値を参考にして設定することもある」としている.

他方, 池田ら [26] は, 鳥取県西部地震 (M7.3) についてアスペリティのライズタイムを求めるため, 0.4 ~ 1.0sec の間を 0.1sec 刻みで変え, 最も波形一致度の高いライズタイムとして 0.6sec を得ており, 背景領域のライズタイムを断層パラメータのスケージング則から 2.04sec としている. この例も含めて, 片岡ら [56] は最近の内陸地殻内地震についてライズタイムを表 11 (2007 年の能登半島地震と新潟県中越沖地震を筆者が追加) のように整理している. これによれば, アスペリティでのライズタイムは 0.4 ~ 0.6sec と小さく,  $\alpha$  の値も 0.15 ~ 0.38 であり, 式 (81) の半分程度である. この結果に基づき, 片岡らは, 土木構造物の耐震設計用レベル 2 地震動の設定法を提言する際, 「ばらつきの範囲で安全側に評価し,  $t_r = 0.25W/V_r$  とする」

としている. 原発の耐震設計では, なぜこのような「安全側」の発想が通らないのであろうか. さらに, 片岡らは「半経験的波形合成では,  $t_r$  のおよそ 2 倍以上の周期をもつ地震動成分がコヒーレントに重ね合わされる」ため, 「 $t_r$  が小さくなるほど, より短い周期の地震動成分がコヒーレントに重ね合わされるようになり, 合成結果として大きな振幅をもつ地震動が得られる」と指摘している. 逆に言えば,  $t_r$  が大きいと 1 秒以下の短周期地震波が過小評価されることになってしまうのである.

さらに, レシピでは, 「すべり速度時間関数を  $1/\sqrt{t}$  の関数として計算した地震動は, 短周期領域での振幅が小さ目に予測される傾向がある」と指摘していることにも注意しなければならない.

Somerville et al.[13] は, ライズタイムを式 (81) ではなく,

$$t_r = 2.03 \cdot 10^{-9} M_0^{1/3} \quad (82)$$

の関係式を導いており ( $M_0$  [dyn-cm]), これに式 (2) を適用すると次式のように表せる.

$$t_r = \begin{cases} 0.733 \sqrt{\frac{S}{291}}, & S < 291 \text{km}^2 \text{ の場合;} \\ 0.733 \left( \frac{S}{291} \right)^{2/3}, & S \geq 291 \text{km}^2 \text{ の場合} \end{cases} \quad (83)$$

表 11: 内陸地震の震源モデルにおけるライズタイム  $t_r$ , 破壊伝播速度  $V_r$ , アスペリティの幅  $W_a$ , 背景領域の幅  $W_b$ , 係数  $\alpha = t_r V_r / W_{a \text{ or } b}$  [56] (能登半島地震と新潟県中越沖地震は文献 [59][10] から追加した)

1995 年兵庫県南部地震 (山田・他, 1999)				
	$t_r$ [sec]	$V_r$ [km/s]	$W_{a \text{ or } b}$ [km]	$\alpha$
アスペリティ1	0.4	2.8	4.8	0.23
アスペリティ2	0.5	2.8	6.4	0.22
アスペリティ3	0.6	2.8	11.2	0.15
アスペリティ4	0.6	2.8	8.0	0.21
1997 年 3 月の鹿児島県北西部地震 (三宅・他, 1999)				
アスペリティ	0.5	2.5	6	0.21
1997 年 5 月の鹿児島県北西部地震 (三宅・他, 1999)				
アスペリティ	0.5	2.5	3	0.38
2000 年鳥取県西部地震 (池田・他, 2002)				
アスペリティ1	0.6	2.5	4.8	0.31
アスペリティ2	0.6	3.0	4.8	0.38
背景領域	2.04	2.5	16.8	0.30
2007 年能登半島地震 (釜江ら, 2007) [59]				
アスペリティ1	0.6	2.5	7.2	0.21
アスペリティ2	0.5	2.5	4.8	0.26
アスペリティ3	0.5	2.5	4.8	0.26
2007 年新潟県中越沖地震 (入倉ら, 2007) [10]				
アスペリティ1	0.5	2.7	5.5	0.25
アスペリティ2	0.5	2.7	5.5	0.25
アスペリティ3	0.45	2.7	5.04	0.24

中国電力 [47][48][49] はこれを用いている。これによれば、断層面積  $S$ , 地震規模  $M$  や  $M_0$  が大きいほどライズタイム  $t_r$  が

$$t_r = 0.561 \text{sec} (M6.5, M_0 = 2.11 \cdot 10^{25} \text{dyn}\cdot\text{cm}),$$

$$t_r = 0.735 \text{sec} (M6.8, M_0 = 4.74 \cdot 10^{25} \text{dyn}\cdot\text{cm}),$$

$$t_r = 0.879 \text{sec} (M7.0, M_0 = 8.13 \cdot 10^{25} \text{dyn}\cdot\text{cm}),$$

$$t_r = 1.15 \text{sec} (M7.3, M_0 = 1.82 \cdot 10^{26} \text{dyn}\cdot\text{cm})$$

と長くなり、短周期地震波が過小評価されることになる。

電力会社のバックチェック報告では、中国電力は式 (81) を用いて宍道断層のアスペリティで 1.04 秒と 0.78 秒、関西電力・日本原子力発電・日本原子力研究開発機構は式 (82) を用いて 0.69~0.94 秒、北海道・東北・東京・中部・北陸・四国・九州の各電力は不記載で不明とバラバラだが、総じて 0.4~0.6 秒の短い値にはなっていないと思われる。

## (g) すべり角 $\lambda$

レシピでは、すべり角  $\lambda$  について、資料が得られない場合は、

$$\text{逆断層 } \lambda = 90^\circ, \text{ 正断層 } \lambda = -90^\circ,$$

左横ずれ断層  $\lambda = 0^\circ$ , 右横ずれ断層  $\lambda = 180^\circ$  を基本とするとしている。また、実際には震源断層の場所によってばらつきがあり、「すべり角を断層全体で一定にすると、ディレクティビティ効果が強震動予測結果に顕著に表れすぎる傾向がある」と注意している。

## (3) その他の震源特性

その他の震源特性に関するパラメータは、平均破壊伝播速度  $V_r$ , 破壊開始点, 破壊形態である。

### (a) 平均破壊伝播速度 $V_r$

レシピでは、震源域の詳しい情報がない限り、平均破壊伝播速度  $V_r$  [km/s] を Geller[36] による地震発生層の S 波速度  $V_s$  [km/s] との次の経験式から推定としている。

$$V_r = 0.72V_s \quad (84)$$

これについても、Somerville et al.[13] によれば 0.72 よりやや大きく、15 の内陸地殻内地震の震源モデルから平均破壊伝播速度は  $V_r = 2.4 \sim 3.0$  [km/s], 平均 2.7 [km/s] であり、地震発生層の S 波速度  $V_s$  を 3.4 [km/s] とすれば約 0.8 倍であるとされている [35]。電力会社の今回のバックチェックでは、東北電力・中部電力は不明だが、その他の電力会社ではほぼすべてこの式によっている。

鳥取県西部地震では、池田ら [26] は 2 個のアスペリティを設定し、 $V_r$  をアスペリティごとに 2.5 km/s と 3.0 km/s と変えている。推本による「鳥取県西部地震の観測記録を利用した強震動評価手法の検証」[25] でも、地震観測記録にあわせたケース 2 では、 $V_r$  をアスペリティごとに 2.3 km/s と 3.15 km/s と、より大きな値に変えている。

片岡ら [56] は、土木構造物の耐震設計用にレベル 2 地震動の設定法を提案しているが、破壊伝播速度  $V_r$  については Somerville et al.[13] を引用し、式 (84) を用いるのではなく、 $0.70V_r$ ,  $0.80V_r$ ,  $0.9V_r$  の 3 ケースを考慮し、ライズタイム  $t_r$  も

$t_r = 0.25W/V_r$  と設定し、これに合わせて3ケースを設定することとしている。

### (b) 破壊開始点

レシピでは、「中田ら [37] による活断層の分岐形態と破壊開始点および破壊進行方向との関係についてのモデル化に基づき、破壊開始点の位置を推定する。」とする一方、「破壊開始点の位置は強震動予測結果に大きな影響を与えるため、分布形態がはっきりしない場合には、必要に応じて複数のケースを設定するのが望ましい」としている。

また、レシピでは、「破壊開始点はアスペリティの外部に存在する傾向にあるため、アスペリティの内部には設定しないようにし、内陸の横ずれ断層は深い方から浅い方へ破壊が進む傾向にあるため、震源断層の下部に設定する」としている。

しかし、新潟県中越沖地震では、入倉ら [10] は、観測記録を説明するためにはアスペリティの外縁ではなく内部に設定する必要があると指摘している。ただし、これは必ずしも破壊開始点がアスペリティ内部にあるということではなく、震源特性と伝播経路特性の複合効果としてフォーカシング効果のモデル化に対応するものと考えられると注意している。つまり、フォーカシング効果をモデル化するためには、アスペリティの内部に破壊開始点を設定して解析することが必要だという点で重要である。

### (c) 破壊形態

レシピでは、「破壊開始点から放射状に破壊が進行していくものとし、異なるセグメント間では、最も早く破壊が到達する地点から破壊が放射状に伝播していくと仮定する」としている。なお、長大な断層におけるセグメント間の破壊伝播時刻差については、「セグメント間が連続している場合は、そのまま連続的な破壊伝播を仮定し、セグメント間が離れている場合は、セグメント間の歪み波（S波）の伝播を仮定して算出する」としている。

しかし、図 17 のように、鳥取県西部地震 [26] や新潟県中越沖地震 [10] では、単一セグメントではあるが、最初の破壊開始点（震源）から放射状（同心円状）に破壊が進行していくレシピによる方法では観測波形を再現できないため、各アスペリティ

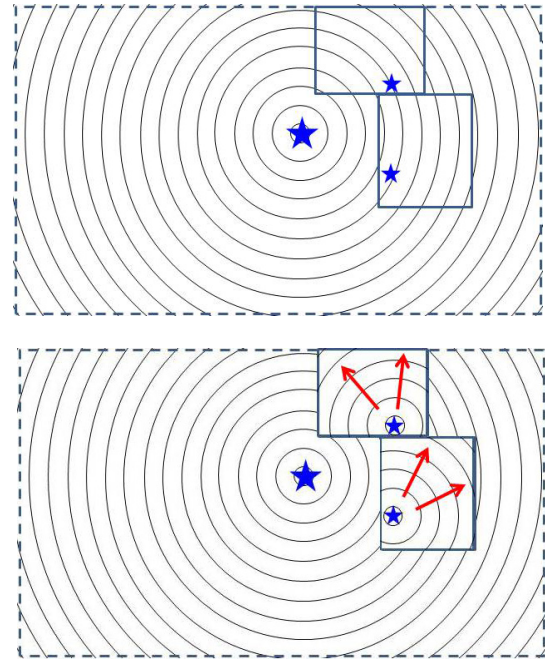


図 17: 鳥取県西部地震におけるレシピによる震源からの同心円状破壊伝播（上図）とマルチ・ハイポセンター破壊（下図）（池田ら [26] の震源モデルより作成）

の破壊開始点に破壊が到達した時点からそのアスペリティ内で放射状に伝播するマルチ・ハイポセンター破壊を仮定し、破壊伝播速度も各アスペリティで変えている。これは、アスペリティの位置だけでなく、破壊伝播の形態や破壊伝播速度も変えるなど、地震観測点にとって最も大きな影響を与える組み合わせを積極的に考慮しなければ、将来の強震動を過小評価する恐れがあるということを物語っている。

電力会社の今回のバックチェックでは震源断層モデルが過小評価されている可能性があるだけでなく、破壊開始点や破壊形態の不確かさが十分検討されたとは言いがたい。実際に観測された強震動がレシピのままでは再現できず、さまざまな工夫が必要であったことを踏まえるなら、形式だけの検討では決定的に不十分だと言えよう。

国内の原発で実際に強震動を受けたのは女川・志賀・柏崎刈羽の3カ所である。内陸地殻内地震による強震動という意味では志賀と柏崎刈羽だが、耐震安全性評価用の断層モデルが出されているのは志賀だけである。したがって、志賀の断層モデルを検討しておくことは特別に重要だと思われる。そこで、北陸電力によるバックチェック報告を次にとりあげて検討する。

## 志賀原子力発電所 耐震安全性 評価結果 中間報告書批判

北陸電力は2008年3月14日、志賀原子力発電所『発電用原子炉施設に関する耐震設計審査指針』の改訂に伴う耐震安全性評価結果 中間報告書」を原子力安全・保安院に提出した。これは961頁におよぶ膨大な報告書ではあるが、そこにはいわゆる「評価結果」しか記載されておらず、地震動をどのように解析し評価したのかを客観的に跡づけるために必要なデータも、説明もない。本文中に唯一示されているのが、評価した断層の長さでマグニチュード、基準地震動  $S_s$  を規定する「笹波沖断層帯(全長)」および参考資料としての邑知潟断層帯の断層パラメータの値である。使えるデータはこれらのごく限られたものにすぎないが、この中間報告書の問題点をできる限り掘り下げてみたい。

その結論は次の通りである。

(1) 北陸電力は、富来川断層 3km、酒見断層 9.1km、能登半の浦断層帯 10km などの孤立した断層の長さを 17.3km と見なし、そのマグニチュードを松田式から M6.9 と算出している。この「17.3km」という値は、地震発生層厚さを 15km、断層の傾斜角を  $60^\circ$  として断層幅を  $15\text{km} \div \sin 60^\circ = 17.3\text{km}$  と求め、断層幅がちょうど飽和するときの断層長さを断層幅と同じ 17.3km と置いたものである。これは、原子力安全・保安院の指示 = 「少なくとも M6.8 相当の地震規模を想定すること」(2007年12月25日) を満たしてはいるが、このような設定法には問題がある。

第1に「断層幅が飽和すると地震断層が現れる」ことを前提としてこのような設定が行われているが、2000年鳥取県西部地震(M7.3、北西-南東走向の長さ約20~30km、幅約10~15kmの左横ずれ断層)のように飽和して長く伸びた断層でも地震断層は現れていない。断層長さを断層幅に限定すると、地震発生層厚さの狭い震源断層では地震規模が過小評価されることになる。

第2に、傾斜角によって断層長さが変わり、マグニチュードが変わる。地震発生層厚さが15kmの場合、傾斜角  $45^\circ$  であれば、断層長さは21.2kmでマ

グニチュードは M7.0 (松田式による。この場合は断層面積が大きいため断層モデルでも M7.0) になるし、傾斜角  $90^\circ$  の横ずれ断層であれば、15.0km で M6.8 (断層モデルでは M6.7) と小さくなる。武村が示したとおり、表5のデータの平均断層幅は13kmであり、ほとんどが横ずれ断層だから、断層長さが13kmで M6.7 (断層モデルでは M6.5) 程度になってしまう。これでは原子力安全・保安院の指示を満たすこともできない。中国電力の山中付近の断層がこれに相当するが、中国電力は「安全評価上仮に傾斜角を  $60^\circ$ 」として  $15\text{km} \times 15\text{km}$  の震源断層(松田式で M6.8、断層モデルでは M6.7) に直している。

第3に、関西電力等は地表に地震断層が現れる地震の震源断層の長さは20kmより小さくならないとの Stirling et al.(2002) の知見に基づき、孤立した短い断層の震源断層を長さ20km、地震発生層を深さ4~18kmとし、傾斜角  $90^\circ$  の横ずれ断層では幅14kmと設定している。この場合、松田式で M7.0、断層モデルでも M6.8 になり、原子力安全・保安院の要求を満たすことになる。しかし、20kmの断層長さは地震断層が現れる最小の断層長さであること、短い活断層があれば当然、それ以上の長さの震源断層があるはずであり、20kmでも過小評価の可能性がある。そもそも、原子力安全・保安院の「孤立した活断層については少なくとも M6.8 の規模を想定すべし」との要求は最低限の要求に過ぎず、小さすぎるのである。

安全サイドに立つのであれば、地震断層が現れるとは限らない地震規模の上限と推定される M7.3 を孤立した断層による想定地震規模とし、断層長さを 30km とすべきであろう。

(2) 北陸電力は、2007年能登半島地震の断層モデルに基づいて「笹波沖断層帯(全長)」の断層モデルを作成しているが、レシピとは異なる設定手法を採用したため、断層平均すべり量の2倍程度になるべきアスペリティの平均すべり量が断層平均すべり量より小さくなるなど矛盾した設定になっている。アスペリティのライズタイムがレシピ通りに大きめに設定されていると、すべり量が小さく設定されたこととも相まって地震動が過小評価されているおそれがある。これらの平均すべり量や

表 12: 志賀原発耐震安全性評価結果中間報告における「敷地周辺で考慮すべき活断層の緒元」[64]

No.	活断層の名称	断層長さ	M *2	等価震源距離	備考
	酒見断層 *1	9.1 km	M6.9	15.8 km (18.5 km)	
	海士岬沖断層帯	18 km	M6.9	16.1 km	で代表させる
	富来川断層 *1	3.0 km	M6.9	17.0 km (22.3 km)	で代表させる
	能登半島の浦断層帯 *1	10 km	M6.9	19.2 km (19.4 km)	で代表させる
	坪山 - 八野断層 *1	10 km	M6.9	30.5 km (33.7 km)	で代表させる
	眉丈山第 2 断層	19 km	M7.0	15.3 km	
	能都断層帯	20 km	M7.0	36.5 km	で代表させる
	笹波沖断層帯 ( 東部 )	21 km	M7.0	22.1 km	
	笹波沖断層帯 ( 西部 )	22 km	M7.1	22.1 km	
	羽咋沖西撓曲	23 km	M7.1	31.5 km	で代表させる
	富山湾西側海域断層	22 km	M7.1	33.6 km	で代表させる
	前ノ瀬東方断層帯	30 km	M7.3	25.9 km	
	羽咋沖東撓曲	32 km	M7.3	27.7 km	で代表させる
	邑知潟南縁断層帯	34 km	M7.4	38.4 km	
	笹波沖断層帯 ( 全長 )	43 km	M7.6	22.1 km	と の連動を考慮
	猿山岬北方沖断層	49 km	M7.7	41.9 km	
	牛首断層	56 km	M7.7	81.8 km	で代表させる
	珠洲岬沖断層帯	69 km	M7.9	69.9 km	
	跡津川断層帯	69 km	M7.9	87.6 km	で代表させる
	御母衣断層	70 km	M7.9	90.4 km	で代表させる
②	糸魚川 - 静岡構造線活断層系	-	M8.5	158 km	

\*1: 北陸電力の注では、「地表付近の断層長さが短く、震源断層が地表付近の長さ以上に広がっている可能性も考えられることから、安全評価上、震源断層が地震発生層の上限から下限まで広がっているものとして、断層幅と同じ断層長さをもつ震源断層を仮定してマグニチュードおよび等価震源距離を算定した。震源断層の大きさは、地震発生層厚さ 15km と傾斜角 60° から長さ 17.3km × 幅 17.3km とした。断層位置は調査結果に基づく活断層の midpoint を基準として均等配置することを基本とするが、さらに位置の不確かさも考慮して、敷地に近づけた断層面も設定して評価した ( 等価震源距離欄の ( ) 内の数値は活断層の midpoint を基準として均等配置した場合の等価震源距離を示す ) 」としている。

\*2: 北陸電力の注では、「松田 (1975) による断層長さとマグニチュードの関係式による」としている。関西電力等の場合はこれとは異なり、断層モデルの式 (2) から地震モーメント  $M_0$  を求め、式 (4) で気象庁マグニチュードに変換している。そのため、断層幅が 18km 未満となる活断層では、旧指針で評価された地震規模より小さくなっている。邑知潟断層帯は傾斜角が 30° で断層幅が 32km と大きい断層モデルでは M7.8 となり、上表の M7.4 より大きくなっている。

ライズタイムなど重要なパラメータの設定値が公表されないのは非常に問題である。また、破壊開始点や破壊伝播方式も新潟県中越沖地震を踏まえた設定になっているとはいえず、地震波のフォーカシング効果、マルチ・ハイポセンター破壊、アスペリティ内の破壊開始点設定などが検討された形跡はない。断層モデルを検討し直し、地震動評価をやり直すべきである。

北陸電力はまず、(a) 佐藤ら [66] による 2007 年能登半島地震の断層モデル (長さ 20.6km × 幅 13.9km、傾斜角 60°、6.9km × 6.9km のアスペリティ 2 個) に従って、東部を 20.6km × 17.3km、西部を 22.2km × 17.3km に設定し、いずれにも 6.9km × 6.9km (東部 47.5km<sup>2</sup>、西部 47.3km<sup>2</sup>) のアスペリ

ティ 2 個を置いた。能登半島地震の断層モデルの総アスペリティ面積と総断層面積の比は 0.33 と大きく、レシピの 0.22 をはるかに超えていたが、断層幅を増やすことで 0.26 に近づけたと思われる。

(b) レシピでは断層面積から地震モーメントを求めべきところ、北陸電力は Shimazaki の式 (11) 下段の式で断層の長さから地震モーメントを求めている。その理由は不明だが、表 13 の右 2 列欄のようにレシピ通りに断層面積から求めた地震モーメントや短周期レベルは、松田式、Shimazaki の式、武村の式などから求めた値より小さくなるため、後述するように能登半島地震のデータと整合しなくなるからではないかと考えられる。ちなみに、参考資料として添付された邑知潟断層帯の断

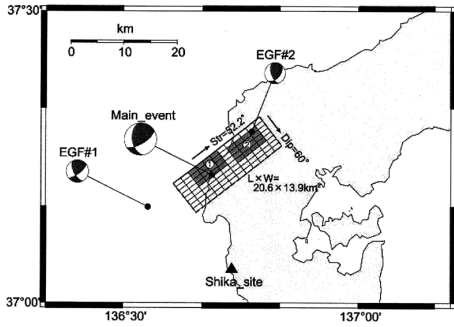


図 18: 佐藤ら [66] による能登半島地震の断層モデル [64] (走行 52.2°だが北陸電力は 66.7°に微修正, 断層面積は 20.6km × 13.9km で北陸電力も同じ)

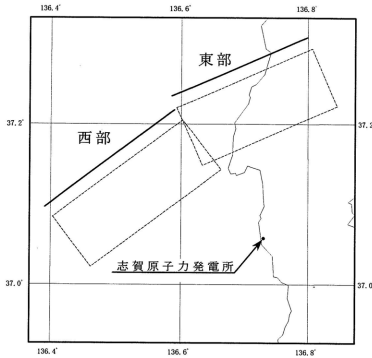


図 19: 笹波沖断層帯 (全長) の断層モデル [64]

層モデルでは, レシピ通り, 断層面積から地震モーメントを求めている.

(c) 北陸電力は, 佐藤ら [66] の能登半島地震断層モデル ( $\Delta\sigma_{a1} = 20\text{MPa}$ ,  $\Delta\sigma_{a2} = 10\text{MPa}$ ,  $\sigma_b = 4.3\text{MPa}$ ) に従い, 各アスペリティの面積を固定し, 応力降下量の比を 2 : 1 としたが, この場合の応力降下量の設定法はレシピにはない.

レシピでは, 4 個のアスペリティをもつ本モデルの場合, 表 13 の右 2 列欄に示したように, 地震モーメント  $M_0$  と短周期レベル  $A$  から式 (22) および式 (23) を用いてアスペリティ総面積  $S_a$  を求め, 「全アスペリティで応力降下量は同一」と仮定して, 式 (25) または  $r = \sqrt{S_a/\pi}$  で置き換えた式

$$A = 4\sqrt{\pi S_a} \Delta\sigma_a \beta^2 \quad (85)$$

からアスペリティの平均応力降下量  $\Delta\sigma_a$  を求めている. この方法はレシピには記載されていないが, 地震調査研究推進本部が糸魚川 - 静岡構造線断層帯 (北部, 中部:  $M_w 7.4$ ,  $M_0 = 1.50 \times 10^{20} \text{N}\cdot\text{m}$ ) [67] や山崎断層帯 ( $M_w 7.3$ ,  $M_0 = 1.2 \times 10^{20} \text{N}\cdot\text{m}$ ) [68] など長大な断層の強震動評価に用いている. ただし, この方法では, 断層面積 (したがって地震規

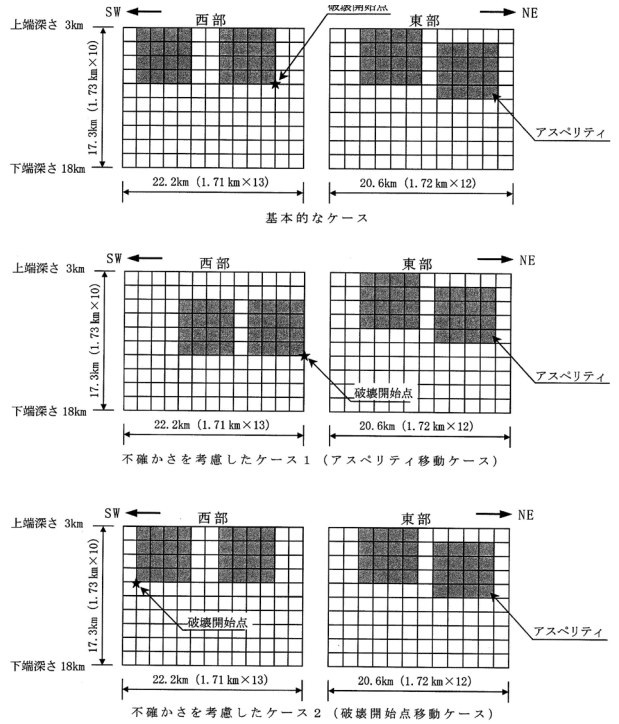


図 20: 笹波沖断層帯 (全長) 断層モデルにおけるアスペリティの配置と破壊開始点 (上: 基本的なケース, 中: アスペリティ移動, 下: 破壊開始点移動) [64]

模) が大きくなるとアスペリティ総面積がそれ以上に大きくなりアスペリティの平均応力降下量 (したがって地震動) が過小評価されるおそれがある. この方法によれば, 各セグメントの面積の  $S_a/S$  倍 (表 13 の右 2 列欄では 0.277 倍) を各セグメントのアスペリティ面積とし, セグメント毎にアスペリティの面積比を  $S_{ia1} : S_{ia2} = 1 : 1$  と定めて, 各アスペリティに面積を案分する. セグメント  $i$  のアスペリティ  $j$  の短周期レベル  $A_{iaj}$  については

$$A^2 = A_{1a1}^2 + A_{1a2}^2 + A_{2a1}^2 + A_{2a2}^2, \quad (86)$$

$$A_{iaj} = 4\sqrt{\pi S_{iaj}} \Delta\sigma_{iaj} \beta^2 \quad (87)$$

の関係が成り立つことから,  $\Delta\sigma_{iaj} = \Delta\sigma_a$  とおくと, 式 (85) と式 (87) より

$$A_{iaj} = A\sqrt{S_{iaj}/S_a} \quad (88)$$

が得られるので, これより求められる. 各アスペリティのすべり量  $D_{ai}$  は式 (31) および式 (39) から求め, 各アスペリティの地震モーメント  $M_{0iaj}$  は式 (19) より求める. 各セグメントへの地震モーメントの配分は式 (7) で求め, 背景領域の地震モーメントと面積は  $M_{0ib} = M_{0i} - M_{0ia1} - M_{0ia2}$  と  $S_{ib} = S_i - S_{ia1} - S_{ia2}$  より求める. 背景領域のす



表 13: 志賀原発耐震安全性評価結果中間報告による「笹波沖断層帯(全長)」の断層パラメータ [64]

断層パラメータ		北陸電力による設定値 [64]		レシピによる計算値	
		東部	西部	東部	西部
断層位置 (北緯 °東経 °)		N37.22 E136.59	N37.08 E136.40	同左	同左
走向		66.7 °	52.7 °	同左	同左
傾斜角 $\theta$		60 °		同左	
断層長さ $L_i$		20.6 km	22.2 km	同左	同左
地震発生層の厚さ $W_s$ *1		15.0 km	15.0 km	同左	同左
断層幅 $W_i = W_s / \sin \theta$		17.3 km	17.3 km	同左	同左
断層上端深さ		3 km		同左	
セグメント面積 $S_i = L_i W_i$		356.4 km <sup>2</sup>	384.1 km <sup>2</sup>	同左	同左
断層面積 $S = S_1 + S_2$		740.4 km <sup>2</sup>		同左	
破壊開始点 *1		1 箇所・2 種類		複数種類を設定	
破壊伝播方式 *1		同心円状(放射状)と推定される		同心円状(放射状)	
地震モーメント $M_0$ *3		$7.31 \times 10^{19}$ N·m		$3.05 \times 10^{19}$	
(セグメント別) $M_{0i}$ *1		$3.54 \times 10^{19}$ N·m	$3.77 \times 10^{19}$	$1.44 \times 10^{19}$	$1.61 \times 10^{19}$
モーメントマグニチュード $M_W$		7.2		6.9	
平均すべり量 $D = M_0 / (\mu S)$		298.4 cm		124.5	
剛性率 $\mu$ *2		$3.31 \times 10^{10}$ N/m <sup>2</sup>		同左	
S 波速度 $V_s$ (または $\beta$ )		3.5 km/s		同左	
平均破壊伝播速度 $V_r = 0.72V_s$		2.5 km/s		同左	
平均応力降下量 $\Delta\sigma = (7/16)M_0(\pi/S)^{2/3}$		8.83 MPa		3.69	
短周期レベル $A$		$2.41 \times 10^{19}$ N·m/s <sup>2</sup>		$1.66 \times 10^{19}$	
ライズタイム $t_r = 2.03 \times 10^{-9} M_0^{1/3}$ *1		不明	不明	1.37 sec	
アスペリティ	面積 $S_{a1}$	47.5 km <sup>2</sup>	47.3 km <sup>2</sup>	49.4	53.2
	地震モーメント $M_{0a1}$	$3.35 \times 10^{18}$ N·m	$3.34 \times 10^{18}$	$3.99 \times 10^{18}$	$4.46 \times 10^{18}$
	応力降下量 $\Delta\sigma_{a1}$	24.8 MPa	24.8 MPa	13.3	
	短周期レベル $A_1$	$1.49 \times 10^{19}$ N·m/s <sup>2</sup>	$1.49 \times 10^{19}$	$8.12 \times 10^{18}$	$8.43 \times 10^{18}$
	平均すべり量 $D_{a1}$ *1	213 cm	212 cm	244	253
アスペリティ	面積 $S_{a2}$	47.5 km <sup>2</sup>	47.3 km <sup>2</sup>	49.4	53.2
	地震モーメント $M_{0a2}$	$2.36 \times 10^{18}$ N·m	$2.34 \times 10^{18}$	$3.99 \times 10^{18}$	$4.46 \times 10^{18}$
	応力降下量 $\Delta\sigma_{a2}$	12.4 MPa	12.4 MPa	13.3	
	短周期レベル $A_2$	$8.34 \times 10^{18}$ N·m/s <sup>2</sup>	$8.34 \times 10^{18}$	$8.12 \times 10^{18}$	$8.43 \times 10^{18}$
	平均すべり量 $D_{a2}$ *1	150 cm	149 cm	244	253
背景領域	地震モーメント $M_{0b}$	$2.97 \times 10^{19}$ N·m	$3.20 \times 10^{19}$	$6.42 \times 10^{18}$	$7.18 \times 10^{18}$
	面積 $S_b = S - S_a$ *1	261.4 km <sup>2</sup>	289.5 km <sup>2</sup>	257.7	277.7
	平均すべり量 $D_b$ *1	343 cm	334 cm	75.3	78.2
	実効応力 $\sigma_b$	4.3 MPa	4.3 MPa	1.67	1.73
$f_{\max}$		不明		6 Hz	

\*1: 北陸電力の中間報告書の表 4.2.5-1 には記載されていない。  $W_s$  の値は  $W_i$  から逆算し、  $M_{0i}$ 、  $D_{a1}$ 、  $D_{a2}$  および  $D_b$  の値は、  $M_{0i} = M_{0ia1} + M_{0ia2} + M_{0ib}$ 、  $D_{a1} = M_{0a1} / (\mu S_{a1})$ 、  $D_{a2} = M_{0a2} / (\mu S_{a2})$ 、  $D_b = M_{0b} / (\mu S_b)$  により求めた。

\*2: 式 (20) で密度  $\rho = 2.7$  g/cm<sup>3</sup> とすれば、岩盤での S 波速度  $\beta = 3.5$  km/s より  $\mu = 3.31 \times 10^{10}$  N/m<sup>2</sup> となる。

\*3: レシピによる計算値は式 (2) 下段の  $S = 4.24 \cdot 10^{-11} M_0^{1/2}$  ( $M_0$ [dyn·cm]) による。北陸電力による設定値はこの倍以上であり、Shimazaki の式 (11) 下段の  $\log L = 0.524 \log M_0 - 12.44$  に  $L = 43.3$  km を代入して得た値に等しい (両断層の長さの和 42.8 km では、  $7.14 \times 10^{19}$  N·m になる)。武村の式 (10) 下段の  $\log L = (1/2) \log M_0 - 11.82$  に  $L = 43.3$  km を代入すると、  $8.18 \times 10^{19}$  N·m となり、式 (16) 下段の  $\log S = (1/2) \log M_0 - 10.71$  に  $S = 740.4$  km<sup>2</sup> を代入すると、  $1.44 \times 10^{20}$  N·m とさらに大きくなる。松田式では、式 (12) の  $\log L = 0.513 \log M_0 - 11.99$  に  $L = 43.3$  km を代入すると  $3.65 \times 10^{19}$  N·m となり、式 (13) の  $\log L = 0.5 \log M_0 - 11.75$  では  $5.93 \times 10^{19}$  N·m となる。

べり量は式 (19), 実効応力は式 (62) より求める.

こうして得た結果が表 13 の右 2 列欄のレシピによる計算値である. 東部の断層モデルは佐藤ら [66] の能登半島地震断層モデルに対応するが, その応力降下量 (20MPa と 10MPa) よりかなり小さくなっている.

レシピには, アスペリティの平均応力降下量を短周期レベルから求める方法以外に, アスペリティ面積を総断層面積の 0.22 と設定して求める方法がある. この方法は, 式 (56) で  $\gamma = 0.22$ ,  $S_{iaj}/S_a = 1/4$  として  $\Delta\sigma_a$  を求めるが, 表 13 の右 2 列欄の条件でも 31.4MPa とかなり大きくなり, 地震動が大きくなってしまふ. ただし, レシピでは長大な断層に対して表 13 右 2 列欄の  $\Delta\sigma = 3.69\text{MPa}$  の代わりに, 別の式 (59) から  $\Delta\sigma = 3.1\text{MPa}$  とし, 単一アスペリティでは  $\Delta\sigma_a = 14.4\text{MPa}(= 3.1\text{MPa}/0.22)$  とするが, 同一面積の 4 個のアスペリティでは, 式 (56) より  $\Delta\sigma_a = 26.4\text{MPa}$  になる. 実は, レシピではこれらの方法が推奨されているが, 北陸電力はこの方法を採用していない.

北陸電力はこれらのいずれの方法にもよらず, 式 (86) および式 (87) で  $S_{1a1} = S_{1a2} = 47.5\text{km}^2$ ,  $S_{2a1} = S_{2a2} = 47.3\text{km}^2$ ,  $\Delta\sigma_{1a1} = 2 * \Delta\sigma_{1a2} = \Delta\sigma_{2a1} = 2 * \Delta\sigma_{2a2}$  と置いて,  $\Delta\sigma_{1a1} = 25.5\text{MPa}$ ,  $\Delta\sigma_{1a2} = 12.7\text{MPa}$  を求めたと推定される. ただし, 表 13 の北陸電力による応力降下量はそれぞれ 24.8MPa と 12.4MPa となっており, 微妙に異なる. このとき, レシピ通りに短周期レベルを  $A = 1.66 \times 10^{19}\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2$  とすれば,  $\Delta\sigma_{1a1} = 17.5\text{MPa}$ ,  $\Delta\sigma_{1a2} = 8.8\text{MPa}$  となり, 能登半島地震の断層モデルに届かない. そこで, レシピとは異なる Shimazaki の式で断層長さから地震モーメントを求め, 短周期レベルが大きめになるよう工夫したのではないかと推定される.

しかし, この無理な工夫があだとなり, アスペリティの平均すべり量は 213cm, 212cm, 150cm, 149cm と断層平均すべり量 298.4cm より大幅に小さくなってしまった. しかも, 背景領域のほうが平均すべり量が 343cm, 334cm と大きいという非常に矛盾したモデルになってしまったのである. これでは断層モデルの条件を満たさない. この平均すべり量が小さいと, ライズタイムの値 (報告書

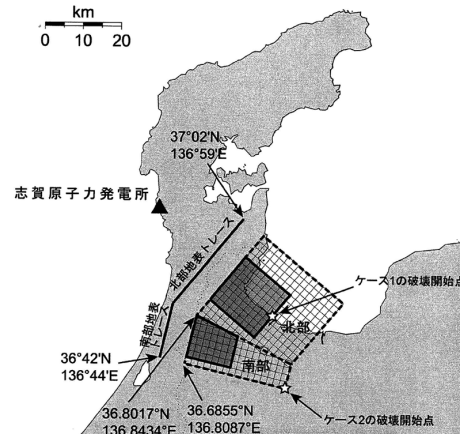


図 21: 邑知潟断層帯の断層モデル [64]

不記載) とも関係して, すべり速度時間関数の形状が指数関数に近づき, 短周期地震動が過小評価されるおそれがある.

また, 北陸電力によるアスペリティの短周期レベルの設定値は, アスペリティ については上記の方法による値 ( $1.53 \times 10^{19}\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2$ ) とほぼ一致するが, アスペリティ については一致せず (上記の方法では  $7.63 \times 10^{18}\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2$ ), 式 (87) の関係 (各アスペリティの平均応力降下量に比例する) を満たしてもいない. アスペリティの地震モーメントについては, レシピでは各アスペリティの面積と平均すべり量を式 (37) に代入して求めているが, 北陸電力はこの方法を用いてはならず, 式 (53) による方法でもなく, 設定の根拠が全く不明である.

北陸電力は, 笹波沖断層帯 (全長) の断層モデル設定の根拠を公開し, なぜ, 基本条件を満たさない「できそこないの断層モデル」を設定したのかを説明し, 本断層モデルを撤回して一からやり直すべきである. 笹波沖断層帯 (全長) の断層モデルではレシピにない方法をとらざるを得ないのであるから, その方法とその妥当性を能登半島地震に即して詳細に記述し直すべきである.

(3) 北陸電力は, 笹波沖断層帯 (全長) 以外の断層モデルについては, 参考資料として邑知潟断層帯の断層モデルを添付しているだけで, 他の断層モデルについてはパラメータを一切示していない. これで, 客観的な評価や審査を行えという方が無理である. 邑知潟断層帯の断層モデルでは, 表 13 の右 2 列欄と同様の断層モデルを用いて表 14 のように短周期レベルからアスペリティの平均応力降下

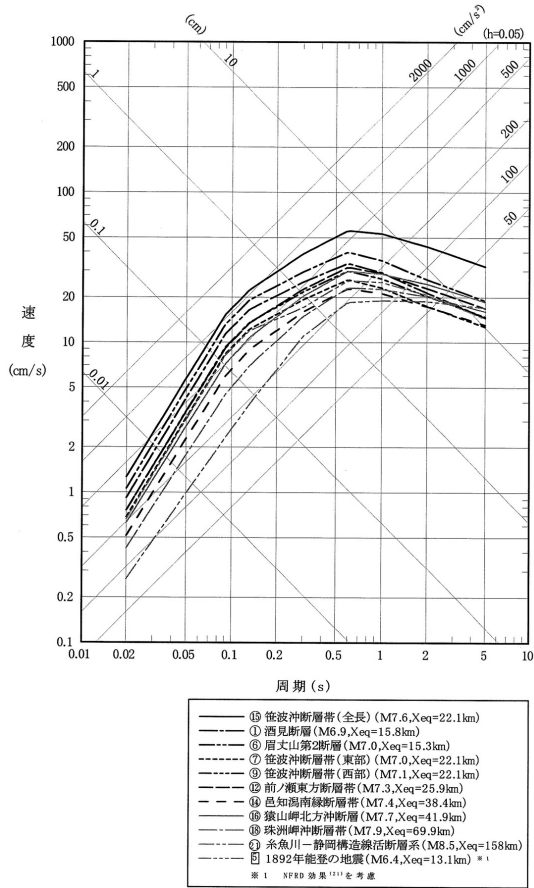


図 22: Noda et al.(2002) による各地震の速度応答スペクトル (耐専スペクトル) [64]

量を 12.5MPa と求めているが、長大な断層に対してこの短周期レベルによる方法を用いるとアスペリティ面積が過大評価され平均応力降下量 (したがって地震動) が過小評価されるおそれがあるとレシビ自身が警告していること、能登半島地震や新潟県中越沖地震ではアスペリティの平均応力降下量が 20MPa を超えたことなどを考慮して、アスペリティの平均応力降下量を 20MPa 以上に設定し直すべきであろう。

邑知潟断層帯の場合には、表 14 のように、傾斜角が 30° と小さく、断層幅が 32.0km にもなるため、断層モデルでは  $M_0 = 6.78 \times 10^{19} \text{Nm}$  (Mw7.2) となるが、Shimazaki の式 (11) で断層長さを 34.6km とすると  $M_0 = 4.76 \times 10^{19} \text{Nm}$  (Mw7.1)、武村の式 (10) でも  $M_0 = 5.23 \times 10^{19} \text{Nm}$  (Mw7.1) に留まり、断層モデルより小さくなる。これは笹波冲断層帯とは逆の関係であり、邑知潟断層帯の断層パラメータが、Shimazaki や武村の式が対象としている地震データとは異なり、入倉らの対象とした北米の地震データに近いからだと推定される。こ

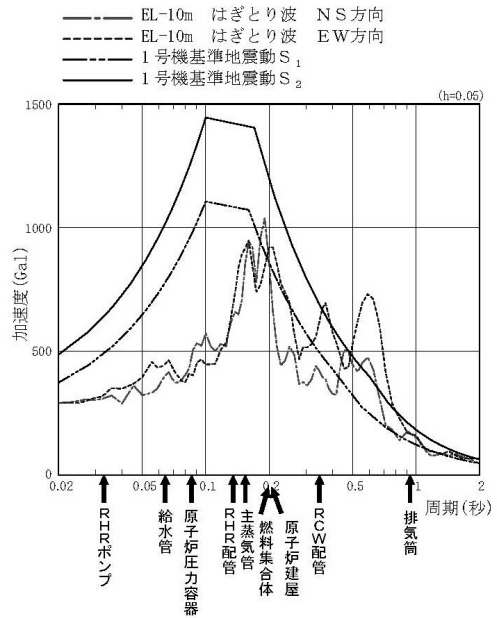


図 23: 2007 年能登半島地震の志賀原発解放基盤表面はぎとり波の加速度応答スペクトル [69]

のことは、逆に、傾斜角が小さく断層幅が 18km 程度以上と大きい場合には断層モデルで評価するのが妥当と言え、傾斜角が大きく断層幅が 18km 程度未満であれば、Shimazaki や武村の式を用いて地震モーメントを求めるべきだと言える。

短周期レベルからアスペリティの平均応力降下量を求めるのではなく、レシビが推奨しているアスペリティ面積を総断層面積の 0.22 倍とする方法を邑知潟断層帯に適用すると、表 14 の右 2 列欄のように、アスペリティの平均応力降下量は 26.1MPa ( $\Delta\sigma = 3.1\text{MPa}$  とすると 17.9MPa) と 12.5MPa の 2 倍以上 (1.5 倍) になる。また、12.5MPa という値は、長大な横ずれ断層に対する Fujii and Matsu'ura[22] の式 (56) による 14.4MPa よりも小さい。これらのことを考慮すれば、短周期レベルから求めたアスペリティの平均応力降下量は小さすぎると考えられる。北陸電力はアスペリティの平均応力降下量を設定し直し、破壊開始点や破壊伝播方式に新潟県中越沖地震の教訓を取り入れ、さまざまな不確かさを考慮して、ディレクティブティ効果やフォーカシング効果の可能性も検討し直すべきであろう。

(4) 北陸電力は、2007 年能登半島地震 (M6.9) に対応する笹波冲断層帯 (東部) による地震の耐専スペクトルを図 22 の破線「笹波冲断層帯 (東部) (M7.0,  $X_{eq} = 22.1\text{km}$ )」のように求めている。こ

表 14: 志賀原発耐震安全性評価結果中間報告による「邑知潟断層帯」の断層パラメータ [64]

断層パラメータ		北陸電力による設定値 [64]		$S_a/S = 0.22$ とした場合	
		北部	南部	北部	南部
断層位置 (北緯 °東経 °)		N36.80 E136.84	N36.69 E136.81	同左	同左
走向		40.1 °	13.7 °	同左	同左
傾斜角 $\theta$		30 °		同左	
断層長さ $L_i$		24.5 km	10.1 km	同左	同左
地震発生層の厚さ $W_s$ *1		16.0 km	16.0 km	同左	同左
断層幅 $W_i = W_s / \sin \theta$		32.0 km	32.0 km	同左	同左
断層上端深さ		4 km		同左	
断層面積 $S$		1104.0 km <sup>2</sup>		同左	
破壊開始点 *1		1 箇所・2 種類		—	
破壊伝播方式 *1		同心円状 (放射状) と推定される		—	
地震モーメント $M_0$ *3		$6.78 \times 10^{19}$ N·m		同左	
モーメントマグニチュード $M_W$		7.2		同左	
平均すべり量 $D = M_0 / (\mu S)$		185.7 cm		同左	
剛性率 $\mu$ *2		$3.31 \times 10^{10}$ N/m <sup>2</sup>		同左	
S 波速度 $V_s$ (または $\beta$ )		3.5 km/s		同左	
平均破壊伝播速度 $V_r = 0.72V_s$		2.5 km/s		同左	
平均応力降下量 $\Delta\sigma = (7/16)M_0(\pi/S)^{2/3}$		4.50 MPa		同左	
短周期レベル $A$		$2.16 \times 10^{19}$ N·m/s <sup>2</sup>		同左	
アスペリティ	面積 $S_a$ *4	266.0 km <sup>2</sup>	133.0 km <sup>2</sup>	161.9	81.0
	地震モーメント $M_{0a}$	$3.62 \times 10^{19}$ N·m	$1.28 \times 10^{19}$	$2.20 \times 10^{19}$	$7.79 \times 10^{18}$
	応力降下量 $\Delta\sigma_a$	12.5 MPa		26.1	
	短周期レベル $A_a$	$1.76 \times 10^{19}$ N·m/s <sup>2</sup>	$1.25 \times 10^{19}$	同左	同左
	平均すべり量 $D_a$ *1	411.5 cm	291.0 cm	同左	同左
背景領域	地震モーメント $M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	$1.88 \times 10^{19}$ N·m		$3.80 \times 10^{19}$	
	面積 $S_b = S - S_a$ *1	705.0 km <sup>2</sup>		861.1	
	平均すべり量 $D_b$ *1	80.6 cm		133.3	
	実効応力 $\sigma_b$ *5	2.5 MPa		5.2	

\*1: 北陸電力の中間報告書の参考資料第 2-1 表には記載されていない。  $W_s$  の値は  $W_i$  から逆算し、  $D_a$  および  $D_b$  の値を含めて、北陸電力による邑知潟断層帯の断層パラメータ設定値は表 13 の右 2 列欄のレシピによる計算値と同じ方法で設定されていることを確認した。ただし、セグメントに分けず、アスペリティ 2 個の単一の断層と見なしている。邑知潟断層帯の断層モデルでは、笹波沖断層帯 (全長) の断層モデルとは異なり、アスペリティの地震モーメントや短周期レベルの設定値にレシピとの矛盾は存在しない。

\*2: 式 (20) で密度  $\rho = 2.7 \text{ g/cm}^3$  とすれば、岩盤での S 波速度  $\beta = 3.5 \text{ km/s}$  より  $\mu = 3.31 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$  となる。

\*3: 笹波沖断層帯とは異なり、式 (2) 下段の  $S = 4.24 \cdot 10^{-11} M_0^{1/2}$  ( $M_0$  [dyn·cm]) により設定している。

\*4: 北陸電力は、短周期レベルからアスペリティ総面積を  $399.1 \text{ km}^2$  と求め、これを 2 : 1 の比で北部と南部に案分している。右 2 列欄の  $S_a/S = 0.22$  とした場合は、アスペリティ総面積を  $S_a = 0.22S = 242.9 \text{ km}^2$  とし、これを 2 : 1 の比で北部と南部に案分している。この場合、アスペリティの面積比が変わらないため、アスペリティの短周期レベルと平均すべり量は北陸電力の設定値と同じだが、アスペリティの平均応力降下量は複数アスペリティの場合の式 (??) ~ 式 (56) から 26.1 MPa と求められ、12.5 MPa より大きくなる。短周期レベルによるアスペリティ総面積  $S_a$  は断層面積  $S$  との比が  $S_a/S = 0.361$  と大きくなり、その結果としてアスペリティの平均応力降下量  $\Delta\sigma_a$  が小さくなる。そのため、レシピでは長大な断層の場合には  $S_a/S = 0.22$  と設定する方法を推奨している。

\*5: 北陸電力は、背景領域の実効応力を  $\sigma_b = 0.20\sigma_a$  から求めている。これはレシピの一つの方法でもあり、右 2 列欄の  $S_a/S = 0.22$  とした場合においてもこの方式を採用した。

れを図 23 の能登半島地震の志賀原発敷地内解放基盤表面でののはぎとり波の応答スペクトルと比較すると、周期 0.13 ~ 0.8 秒の範囲で応答速度や応

答加速度が過小評価されており、0.2 秒付近でははぎとり波が約 1000 gal に対し耐専スペクトルは約 500 gal にすぎない。つまり、耐専スペクトルは実

際に起きた地震をも過小評価しており、これによる耐震安全性評価は将来の地震を過小評価することになる。笹波沖断層帯(全長)に関する断層モデルによる評価結果は、0.1秒以下では耐専スペクトルによる評価とほぼ符合するが、0.1~0.8秒では耐専スペクトルを超えている(第4.2.5-11図[64])。

また、耐専スペクトルでは図22の3点鎖線「笹波沖断層帯(西部)(M7.1,  $X_{eq} = 22.1\text{km}$ )」のように西部の方が東部より応答スペクトルが大きいが、断層モデルでは、逆に、表13のように東部より西部のほうがアスペリティの地震モーメントが小さい。この矛盾は解消されるべきである。

(5) 北陸電力は、新潟県中越沖地震による柏崎刈羽原発敷地内解放基盤表面での観測地震動のはざとり波が未だに再現されていないため、これを用いた地震動評価を行っていない。新潟県中越沖地震が事実として事前に安全審査で想定できなかった以上、これは「震源を特定せず策定する地震動」に加えて今後の耐震設計に生かすべきである。これを行っていない中間報告は現実に起こった地震動を過小評価していることになると考えられる。

## あとがき

新指針では、旧指針以上に電力会社による地震動評価が見えにくくなっている。その理由は、重要な情報が公開されていないということに加えて、「耐専スペクトル」や「断層モデル」という難解な手法が用いられていることにもよる。これを市民サイドで批判的に検討していくためには、面倒でも、どのように評価結果が出されたのか、その道筋をたどって頂く以外にない。本稿では、その道筋を付けたつもりだが、一般の読者には険しい道であることは否めない。また、前回のニュースにも掲載された内容が多く含まれているが、それを省くと一層理解しづらくなるおそれがあり、重要なものは敢えて削らずに残した。バックチェック報告がいかにか地震動を過小評価しているか、そのからくりを本稿で知って頂き、自ら確信を得ることで批判の輪が広がることを期待する。

## 参考文献

[1] 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2006):「全国を概観した地震動予測地図」報告書 2006年版分冊2「震

源断層を特定した地震動予測地図の説明」(平成17年3月23日,平成18年9月25日改訂,平成19年5月28日一部修正)

[2] 地震調査委員会(2003):三浦半島断層群の地震を想定した強震動評価(平成15年10月28日公表)

[3] 地震調査委員会(2004):砺波平野断層帯呉羽山断層帯の地震を想定した強震動評価(平成16年3月22日公表)

[4] 地震調査委員会(2004):高山・大原断層帯の地震を想定した強震動評価(平成16年9月27日公表)

[5] 地震調査委員会(2003):山形盆地断層帯の地震を想定した強震動評価(平成15年11月25日公表)

[6] 地震調査委員会(2004):石狩低地東縁断層帯の地震を想定した強震動評価(平成16年11月29日公表)

[7] 松田時彦(1990):最大地震規模による日本列島の地震分帯図,東京大学地震研究所彙報,65,1,289-319

[8] 入倉孝次郎・三宅弘恵(2001):シナリオ地震の強震動予測,地学雑誌,110,849-875

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

[10] 入倉孝次郎・香川敬生・宮腰研・倉橋奨(2007):2007年新潟県中越沖地震の強震動-なぜ柏崎刈羽原子力発電所は想定以上の破壊的強震動に襲われたのか?- (2007年12月24日修正版),[http://www.kojiro-irikura.jp/pdf/cyuetsu\\_071228.pdf](http://www.kojiro-irikura.jp/pdf/cyuetsu_071228.pdf)

[11] 入倉孝次郎・香川敬生・宮腰研・倉橋奨(2007):2007年新潟県中越沖地震の強震動と震源断層モデル-柏崎刈羽原子力発電所を襲った破壊的強震動-(修正版:2007年9月4日),[http://www.kojiro-irikura.jp/pdf/2007cyuetsu\\_ppt.pdf](http://www.kojiro-irikura.jp/pdf/2007cyuetsu_ppt.pdf)

[12] 入倉孝次郎(協力:宮腰研・倉橋奨)(2007):2007年新潟県中越沖地震の強震動と震源断層モデル(2007年9月10日地震調査委員会提出資料),<http://www.kojiro-irikura.jp/pdf/070910jishincyouysaiinnkai.pdf>

[13] 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, *Seismological Research Letters*, 70, 59-80

[14] 入倉孝次郎・三宅弘恵・岩田知孝・釜江克宏・川辺秀憲(2002):強震動予測のための修正レシピとその検証,第11回日本地震工学シンポジウム論文集,567-572

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

[16] 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井透(2001):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

[17] 佐藤俊明・渡辺基史・早川崇(2004):巨大地震の長周期地震動予測のための広帯域ハイブリッド法(その1)~(その3),21261-21263,日本建築学会大会学術講演梗概集,521-526

[18] 宮腰研・関口春子・岩田知孝(2001):すべりの空間的不均質性の抽出,平成12年度科学振興調整費「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」研究成果報告書,99-109

[19] 石井透・佐藤俊明(2000):強震動評価のための不均質断層モデルの主破壊領域の面積とモーメントの関係,日本地震学会2000年秋季大会予稿集,B09

[20] 石井透・佐藤俊明・Somerville, P. G. (2000):強震動評価のための不均質断層モデルの主破壊領域の抽出,日本建築学会構造系論文集,527,61-70

[21] Madariaga, R. (1979): On the relation between seismic moment and stress drop in the presence of stress and strength heterogeneity, *J. Geophys. Res.*, 84, 2243-2250

[22] Fujii, Y. and Matsu'ura, M. (2000): Regional difference in scaling laws for large earthquakes and its tectonic implication, *Pure and Applied Geophysics*, 157, 2283-2302

[23] Eshelby, J. D. (1957): The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, *Proc. Roy. Soc.*, A241, 376-396.

[24] 壇一男・佐藤俊明・入倉孝次郎(2002):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,555-560

- [25] 地震調査研究推進本部地震調査委員会強震動評価部会 (2002): 鳥取県西部地震の観測記録を利用した強震動評価手法の検証 (平成 14 年 10 月 31 日), [http://www.jishin.go.jp/main/chousa/02oct\\_tottori/index.htm](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/02oct_tottori/index.htm)
- [26] 池田隆明・釜江克宏・三輪滋・入倉孝次郎 (2002): 経験的グリーン関数法を用いた 2000 年鳥取県西部地震の震源のモデル化と強震動シミュレーション, 日本建築学会構造系論文集 第 561 号, 37-45
- [27] 地震調査委員会強震動評価部会 (2001): 糸魚川 - 静岡構造線断層帯 (北部, 中部) を起震断層と想定した強震動評価手法 (中間報告) (平成 13 年 5 月 25 日公表)
- [28] 鶴来雅人・香川敬生・入倉孝次郎・古和田明 (1997): 近畿地方で発生する地震の  $f_{max}$  に関する基礎的検討, 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, 103
- [29] 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明 (1994): 表層地盤の影響を取り除いた工学的基盤波の統計的スペクトル特性, 仙台地域のポアホールで観測された多数の中小地震記録を用いた解析, 日本建築学会構造系論文集, 462, 79-89
- [30] 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, 地震第 2 輯, 53, 1-9.
- [31] 独立行政法人港湾空港技術研究所構造振動研究室: 研究ノート「強震動の再現に必要なライズタイム」, [http://www.pari.go.jp/bsh/jbn-kzo/shindo/japanese/japanese\\_research/japanese\\_results\\_13.htm](http://www.pari.go.jp/bsh/jbn-kzo/shindo/japanese/japanese_research/japanese_results_13.htm)
- [32] Heaton, T. H. (1990): Evidence for and Implications of self-healing pulses of slip in earthquake rupture, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 64, pp.1-20
- [33] 壇一男・佐藤俊明 (1998): 断層の非一様滑り破壊を考慮した半経験的波形合成法による強震動予測, 日本建築学会構造系論文集, 509, 49-60
- [34] 釜江克宏・入倉孝次郎・福知保長 (1991): 地震のスケールリング則に基づいた大地震時の強震動予測: 統計的波形合成法による予測, 日本建築学会構造系論文集, 430, 1-9.
- [35] 片岡正次郎・日下部毅明・村越潤・田村敬一 (2003): 想定地震に基づくレベル 2 地震動の設定手法に関する研究, 国土技術政策総合研究所研究報告, 15
- [36] Geller, R. J. (1976): Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 1501-1523
- [37] 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.
- [38] 松岡昌志・翠川三郎 (1994): 国土数値情報とサイスマックマイクロゾーニング, 第 22 回地盤震動シンポジウム資料集, 23-34
- [39] 藤本一雄・翠川三郎 (2003): 日本全国を対象とした国土数値情報に基づく地盤の平均 S 波速度分布の推定, 日本地震工学会論文集, Vol.3, 3, 13-27
- [40] 司宏俊・翠川三郎 (1999): 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 523, 63-70.
- [41] 地震調査委員会 (2003): 宮城県沖地震を想定した強震動評価 (平成 15 年 6 月 18 日公表)
- [42] 地震調査委員会 (2004): 三陸沖北部の地震を想定した強震動評価 (平成 16 年 5 月 21 日公表).
- [43] 地震調査委員会強震動評価部会 (2004): 2003 年十勝沖地震の観測記録を利用した強震動予測手法の検証 (平成 16 年 12 月 20 日公表)
- [44] 地震調査委員会 (2005): 日向灘の地震を想定した強震動評価 (平成 17 年 9 月 26 日公表)
- [45] Ito, K. (1999): Seismogenic layer, reflective lower crust, surface heat flow and large inland-earthquakes, *Tectonophysics*, 306, 423-433
- [46] 日本原燃株式会社: 既設再処理施設「発電用原子炉施設に関する耐震設計審査指針」等の改訂に係る耐震安全性評価報告書 (平成 19 年 11 月)
- [47] 中国電力株式会社: 島根原子力発電所第 1 号機耐震安全性確認結果 (平成 14 年 9 月)
- [48] 中国電力株式会社: 島根原子力発電所原子炉設置変更許可申請書 (平成 16 年 4 月一部補正)
- [49] 中国電力株式会社: 島根原子力発電所仮想的な地震動の再評価結果 (平成 17 年 9 月)
- [50] 鶴来雅人・香川敬生・三明雅幸・羽田浩二・入倉孝次郎 (2002): 2000 年鳥取県西部地震本震および余震の  $f_{max}$ , 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, 41
- [51] 原辰彦 (2005): 地球の地震学的構造, 地学雑誌, 114, 3), 323-337
- [52] 日本建築学会 (2005): 地盤振動-現象と理論-, 丸善
- [53] 東京電力株式会社 (2007): 新潟県中越沖地震に対する柏崎刈羽原子力発電所の耐震安全性の検討状況について, 総合資源エネルギー調査会原子力安全・保安部耐震・構造設計小委員会地震・津波, 地質・地盤合同WG (第 2 回, 2007 年 12 月 5 日) 配付資料合同 W2-1-2
- [54] 先名重樹・藤原広行・河合伸一・青井真・功刀卓・石井透・早川譲・森川信之・小林京子・大井昌弘・奥村直子 (2006): 山崎断層帯の地震を想定した地震動予測地図作成手法の検討, 防災科学技術研究所研究資料第 294 号
- [55] 佐藤智美 (2004): 宮城県沖のスラブ内地震とプレ-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, 1-4
- [56] 片岡正次郎・日下部毅明・村越潤・田村敬一 (2003): 想定地震に基づくレベル 2 地震動の設定手法に関する研究, 国土技術政策総合研究所研究報告, 第 15 号
- [57] 産業技術総合研究所 (2007), 各機関の調査結果, 第 177 回地震調査委員会資料「平成 19 年 (2007 年) 新潟県中越沖地震の評価」, [http://www.jishin.go.jp/main/chousa/08jan\\_chuetsu\\_oki/p11.htm](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/08jan_chuetsu_oki/p11.htm)
- [58] 入倉孝次郎・三宅弘恵・岩田知孝・釜江克宏・川辺秀憲, Luis Angel Dalguer (2003): 将来の大地震による強震動を予測するためのレシビ, 京都大学防災研究所年報, 第 46 号 B, 16pages
- [59] 釜江克宏研究室・池田隆明・三輪滋 (2003): 2007 年 3 月 25 日能登半島地震 (MJ6.9) の震源のモデル化, <http://www.rii.kyoto-u.ac.jp/jishin/eq/notohantou/notohantou.html>
- [60] 入倉孝次郎 (2006): 強震動地震学の発展の歴史とレシビへの展開, 日本建築学会第 34 回地盤震動シンポジウム, 1-10
- [61] 武村雅之 (1998): 日本列島における地殻内地震のスケールリング則—地震断層の影響および地震被害との関連—, 地震第 2 輯, 51, 211-228.
- [62] 佐藤良輔編著, 阿部勝征・岡田義光・島崎邦彦・鈴木保典 (1989): 日本の地震断層パラメータ・ハンドブック, 鹿島出版会, 105-381
- [63] Shimazaki, K (1986): Small and large earthquakes: The effect of the thickness of seismogenic layer and the free surface, *Earthquake Source Mechanics*, *Am. Geophys. Union Geophys. Monogr.*, 37, 209-216.
- [64] 北陸電力株式会社 (2008): 志賀原子力発電所「発電用原子炉施設に関する耐震設計審査指針」の改訂に伴う耐震安全性評価結果 中間報告書 (平成 20 年 3 月 14 日). [http://www2.jnes.go.jp/atom-lib/online\\_doc/anzensinsa/shika-honbun.pdf](http://www2.jnes.go.jp/atom-lib/online_doc/anzensinsa/shika-honbun.pdf)
- [65] 堀川晴央 (2007): 2007 年能登半島地震の破壊過程 (第二報), <http://unit.aist.go.jp/actfault/katsudo/jishin/notohanto/hakaikatei2.html>
- [66] 佐藤比呂志・岩崎貴哉・金沢敏彦・宮崎真一・宮内崇裕・加藤直子・伊藤谷生・平田直 (2008): 反射法地震探査・余震観測・地殻変動から見た 2007 年能登半島地震の特徴について, 東京大学地震研究所彙報 (投稿中)
- [67] 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2002): 糸魚川 - 静岡構造線断層帯 (北部, 中部) の地震を想定した強震動評価, <http://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/pdf/20021031itoshizu.pdf>
- [68] 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2005): 山崎断層帯の地震を想定した強震動評価, <http://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/pdf/20050131yamasaki.pdf>
- [69] 北陸電力株式会社 (2007): 能登半島地震を踏まえた志賀原子力発電所の耐震安全性確認について (修正) (平成 19 年 8 月 20 日). <http://www.meti.go.jp/committee/materials/downloadfiles/g70824b19j.pdf>