

2013年12月26日

## 伊方原子力発電所の耐震安全性は保証されていない

大阪府立大学名誉教授 長沢 啓行

## 要旨

伊方原子力発電所の耐震設計において四国電力による地震動過小評価には目に余るものがある。それは原子力ムラに共通したものであり、その縮図でもある。原子力規制当局は「規制の虜」となって、これに迎合し、安全の「お墨付き」を与えてきた。本小論では、伊方3号炉の1984年設置変更許可申請書以降の四国電力による地震動過小評価への批判を通して、それを具体的に明らかにした。

第1に、四国電力は当初、敷地前面海域の断層群25kmの地震動評価結果をベースに設計用基準地震動S2を設定していたが、岡村の調査で「この断層群が1万年前以降に活動しており基準地震動S1の対象である」ことが判明したことから、1997年に基準地震動を見直した。ところが、「S1を従来のS2に引き上げ、S2をさらに余裕を持って引き上げる」べきところ、同じ断層群の中で「46kmをS1対象、より短い25kmをS2対象」とし、「S1を少し引き上げてS2を変更なし」とした。四国電力は作為的に地震動を過小評価しており、これを通商産業省資源エネルギー庁が了承したのは、明らかに瑕疵である。

第2に、1997年の基準地震動再評価時に、四国電力はSomerville et al.(1993)の論文を引用し、日本国内と北西アメリカとで断層パラメータに大きな違いがあることを認識していたが、同じ断層面積では地震規模が1/3程度に小さくなる北西アメリカの経験式を用いて地震動を過小評価した。その後も、国内と海外とで地震データの断層パラメータに食い違いがあることが示されたにもかかわらず、四国電力など電力会社や原子力安全規制当局はこれを無視し、海外地震データに基づいて地震動を過小評価し続けた。これは、犯罪的であり、不作為の瑕疵と言える。

第3に、2003年の地震調査研究推進本部による中央構造線断層帯の長期評価結果を受け、四国電力は130kmモデルの地震動評価を行ったが、断層平均応力降下量を無限長垂直横ずれ断層モデルで

過小設定し、地震動を過小評価した。

第4に、2006年耐震設計審査指針改訂を受け、四国電力は2008年にバックチェック中間報告を出し、断層モデルのレシピと耐専スペクトルによる地震動評価を初めて行ったが、いずれも地震動を過小評価していた。北米中心の地震データに基づく断層モデルのレシピを国内の活断層にそのまま適用すると地震規模が過小評価されることを知りつつ、それを適用し、地震調査研究推進本部が広く用いている松田式で求めた地震規模より1/2~1/5程度に小さく設定した。さらに、応力降下量を楕円クラックモデルで過小設定し、断層モデルのレシピからさらに過小となるように地震動評価を行った。130kmモデルではカスケードモデルを用いて地震規模を過小算定し、規制当局から通常のスケールリング則に基づいて評価するよう指示された際には、応力降下量を楕円クラックモデルから無限長垂直横ずれ断層モデルに切り替えて、地震動を過小評価した。

耐専スペクトルでは、松田式で地震規模Mを求めるべきところ、断層モデルの地震規模 $M_0$ を用い、さらに、簡略化した $M_0$ -M換算式を用いてMの値を1/4程度に過小算定し、地震動を大幅に過小評価した。また、近距離地震に対しては適用範囲外だとして無視し、保守的参考値としても採用しなかった。

第5に、2013年の伊方3号炉設置変更許可申請書では、敷地前面海域の断層群54kmを基本モデルとしたが、耐専スペクトルでは、2008年バックチェック時に1.5倍の震源特性を考慮するため内陸補正をしなかったにもかかわらず、内陸補正を行って地震動を過小評価し、54km・90度モデルは適用範囲外として採用しなかった。本小論では、四国電力が参考値として示した54km・90度モデルや69km・90度モデルの耐専スペクトルによれば、1.5倍の震源特性を考慮した（または内陸補正を行わない）耐専スペクトルが基準地震動Ssを大きく超えることを明らかにした。断層モデルでも、

松田式で地震規模を算定し、楕円クラックモデルの適用をやめ、スラブ内地震を要素地震に用いた問題点を補えば、地震動が基準地震動  $S_s$  をはるかに超えることを明らかにした。

第6に、2013年申請時に、四国電力は480km連動ケースを基本モデルとして再検討しているが、そこでは、断層モデルとして壇ら(2011)のモデルを用い、Fujii-Matsu'ura(2000)のモデルを傾斜ケースで用いている。壇らのモデルは、結果として、国内地震データに基づく武村式と海外データが中心の長大断層に対する Murotani et al.(2010)の式に接するように作成された経験式になっており、Fujii-Matsu'uraのモデルは武村式と長大断層に対する Scholz(2002)の式に接するように作成された経験式になっている。本小論では、いずれにおいても北米中心の地震データに基づく入倉式とはかなりずれていること、これは国内の地震データに基づいて適用すべき断層モデルを構築し直さなければならないことの証左であることを明らかにした。また、壇らは、Irie et al.(2010)による動力学的断層破壊シミュレーションの解析結果を地震データで回帰して、応力降下量を  $\Delta\sigma = 3.4\text{MPa}$ 、 $\Delta\sigma_a = 12.2\text{MPa}$  と導き、四国電力はそのまま用いているが、これは過小評価である。本小論では、正しく回帰すれば  $\Delta\sigma = 4.3\text{MPa}$ 、 $\Delta\sigma_a = 19.5\text{MPa}$  にすべきことを明らかにした。傾斜ケースについても、四国電力は応力降下量を Fujii-Matsu'ura から  $\Delta\sigma = 3.1\text{MPa}$  としながら、断層モデルのレシピに従うのであれば  $\Delta\sigma_a = 3.1/0.22 = 14.4\text{MPa}$  とすべきところ、アスペリティ面積を大きく設定し、 $\Delta\sigma_a = 3.1/0.276 = 11.2\text{MPa}$  と意図的に小さく設定していることを明らかにした。

最後に、本小論では、2008年岩手・宮城内陸地震の地下で1000ガルを超える地震波を解放基盤表面はざとりに波に換算すれば2000ガル程度にもなり、伊方原発は耐えられないことを示した。

断層モデルの妥当性は、結局、実際の地震データで検証するしかないが、巨大な地震が起きてからでは取り返しがつかない。フクシマ事故を教訓とし、予防原則の立場に立ち、起こりうる最大限の地震動を想定し、耐えられない原発は閉鎖すべきである。伊方原発はその最たるものである。

## 1 緒言

四国電力は伊方原子力発電所の地震動を過小評価してきた。その手口は実に多彩であり、ときに乱暴であり、他の電力会社が採用しない方法を大胆に導入してきた。

断層モデルでは、活断層から将来起こりうる地震規模を推定することから始めるが、その際、国内の地震データに基づくのか、北米中心の地震データに基づくのかで結果に大きな差が出る。

国内データへの回帰式としては、断層長さから地震規模を求める松田式(1975)[30]があり、地震調査研究推進本部の活断層長期評価で広く使われている。Shimazaki(1986)[49]の式、武村(1998)[55]の式もあるが、これらの間に大差はない(注1)。

他方、北米中心データへの回帰式としては、Somerville et al.(1999)[53]および入倉ら(2001)[14]の式があるが、断層長さではなく断層面積から地震規模を算出している。ところが、国内データでは断層幅が約13kmと短く、北米中心データでは16.6kmと長い。そのため、同じ地震規模でも、北米中心データでは断層面積が広く、国内データでは断層面積が狭い。日本国内の地震ではより狭い震源断層面から大きな歪みエネルギーが放出されていることになる。つまり、地震規模をはじめ応力降下量などの重要な断層パラメータの値が北米中心データとは異なるのである。その象徴となるのが、松田式による地震規模と入倉式など断層モデルによる地震規模の食い違いである。

この問題は、Somerville et al.(1993)[52]によって具体的に問題提起されたものの、それ以後、武村(1998)や入倉ら(2001)が再提起しながら、再検討されないままに放置されてきた。これが、今日の断層モデルによる地震動過小評価の核心である。

この Somerville et al.(1993)の論文に最初に触れた電力会社が四国電力ではないかと思われる。それが、1997年の基準地震動再評価時の断層モデルによる地震動評価である。四国電力は、この時点で、国内データと北西アメリカのデータ間に明らかに大きな食い違いがあることを認識していた。そして、北西アメリカの地震データへの回帰式を用いて地震動を過小評価した。その後の四国電力による地震動過小評価はすべてこの延長線上にあ

る。ところが、480km連動モデルを基本モデルとして地震動評価せざるを得なくなり、壇ら(2011)のモデル[4]を持ち出した。これ自身は、地震動過小評価にとって都合のいいモデルをピックアップし、適当につぎはぎする四国電力らしい、いつものやり方であった。しかし、壇らのモデルは武村式と Murotani et al.(2010)[32]の地震データに回帰しており、当然のことながら、入倉式とは大きく食い違うモデルであった。どの地震データに回帰すべきかという根本問題をえぐり出してしまったのである。この壇らのモデルも国内地震データ等に回帰したといいながら、応力降下量を過小推定していた。ここに来て、断層モデルをめぐる問題点が再浮上した感がある。

また、旧来の大崎スペクトルに替わって作成された耐専スペクトルは、国内地震データに基づいて地震動を推定する経験式だが、11年前に発表された時点では地震観測記録が少なく、適用範囲が狭かった。ところが、1995年の阪神・淡路大震災を契機に強震観測網が広がり、震源近傍の地震データが収集されてきた。これらに基づいて耐専スペクトルを再構築すれば、地震動を過小評価できなくなる可能性が出てきた。そこで、電力会社がとった地震動過小評価対策は、「適用範囲外なので耐専スペクトルは用いない」という「適用除外」路線、および「最近20年間の地震データを用いて耐専スペクトルを再構築するようなことはしない」という「現状放置」路線である。

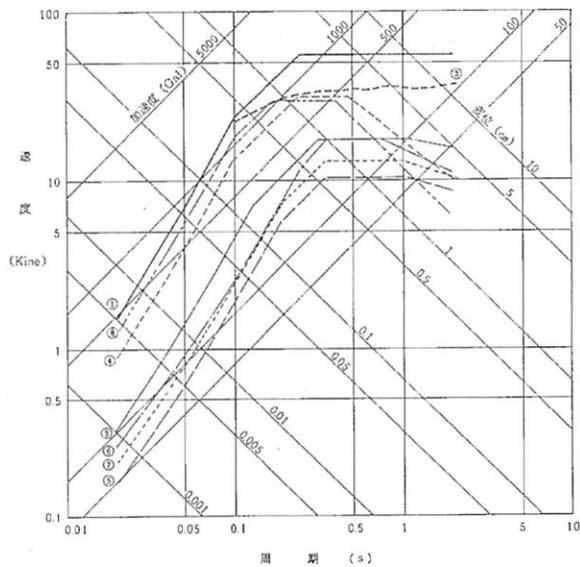
本小論では、伊方3号炉の1984年設置変更許可申請書以降、四国電力がどのようにして地震動を過小評価してきたのかを跡づけ、批判する。そして、最近20年間の国内地震データに基づいて断層モデルや耐専スペクトルを再構築すれば、地震動評価結果が現在の基準地震動 $S_s$ を大きく超えることは間違いないこと、2007年新潟県中越沖地震や2008年岩手・宮城内陸地震の観測記録は基準地震動 $S_s$ をはるかに超えること、これらを考慮すれば、伊方原子力発電所は閉鎖する以外にないことを具体的に明らかにする。

## 2 1984年設置変更許可申請と1997年基準地震動再検討

四国電力は、1984年の伊方原子力発電所(3号炉)原子炉設置変更許可申請書において、設計用限界地震の基準地震動 $S_2$ を設定した経緯を次のように説明している[54]。

「敷地前面海域の断層群については、A層(沖積層)に変位を与えていないことから、1万年前以降の活動性が認められないと評価し、基準地震動 $S_2$ 対象とした。」「当該断層群は、46kmの範囲に断続的かつ雁行状に分布する。地震動評価上はこの区間が一連として活動するものと評価したが、基準地震動 $S_2$ 対象であることから、工学的見地からの検討を加え、想定される最大の地震動を抽出することを目的として、46kmの範囲において断層長さを各種変えて感度解析を実施した。」その結果、検討した小林・翠川(1981)の手法[29]、村松・入倉(1981)の手法[31]、佐藤(1984)の手法[39]のうち「小林・翠川の手法が短周期側で最も厳しい地震動を導き出した。そして、断層長さの感度解析を実施した結果、断層端から破壊が始まり敷地をわずかに過ぎたところで破壊が終了する25kmモデルが敷地において最大の短周期地震動を与える結果となった。そして、この25kmモデルの解析結果を包絡するように最大加速度473galの基準地震動 $S_2$ を設定した。」([54], p.59)

図1の②の破線「敷地前面海域の断層群による地震(断層モデル,  $L=25\text{km}$ )」が小林・翠川の手法による25kmモデルの解析結果(応答スペクトル)であり、46km以下で断層長さを種々変えた場合の解析結果の一部は図6にも示されている。図6から、周期(period)0.1sec付近の応答スペクトルで見れば、擬似応答速度 $pSv[\text{kine}(=\text{cm}/\text{sec})]$ は、断層長さが46kmで最も小さく、11km, 27km, 25kmの順に大きくなり、25kmで最大になることがわかる。46kmを超える断層長さに対する解析は1997年に行ったものだが、46km, 55km, 77kmと断層長さが長くなると疑似応答速度も単調に増加している。しかし、46km以下では、逆に、断層長さが短くなるほど疑似応答速度は増加し、11kmになると激減する。このように疑似応答速度と断層長



凡 例

① 基準地震動 S <sub>2</sub>	
② 敷地前面海域の断層群による地震	(断層モデル, L=25 km)
③ 伊予断層による地震	(M=7.1, d=42 km)
④ 伊予灘及び宇和島地域の地震	(M=7.4, X=30 km)
⑤ 日向灘地域の地震	(M=7.4, d=135 km)
⑥ 南海沖沖の地域の地震	(M=8.5, d=190 km)
⑦ 四国内陸部の地域の地震	(M=7.4, d=110 km)
⑧ 直下地震	(M=6.5, X=10 km)

図 1: 伊方 3 号炉設置 (変更) 許可申請時の基準地震動 S<sub>2</sub> と検討用地震の大崎スペクトル [7]

さの関係が単調でないのは、表 7 の脚注で説明したような小林・翠川の手法におけるパラメータ設定の特殊性によると考えられる。

ところが、1996 年に岡村真 (1996)[37] が伊予灘西断層系 (27km) と伊予灘東断層系 (28km) は最新活動時期が 1 万年前以降で A 級活動度の活断層であり、S<sub>1</sub> 対象の活断層であることを調査で明らかにした。これを受けて四国電力は「自主保安の観点から安全評価上は当該断層群を基準地震動 S<sub>1</sub> とみなすこととした」[54] のである。基準地震動 S<sub>1</sub> は弾性設計用に想定される最強地震に対応しており、耐震設計上重要な建物・構築物や機器・配管等の安全機能維持確認用に想定される限界地震に対応する基準地震動 S<sub>2</sub> より小さい。

しかし、ここで大きな問題が浮上した。小林・翠川の手法によれば、敷地前面海域断層群のうち 46km 以下では 25km モデルが最大の短周期地震動を与えるが、これを包絡するように S<sub>2</sub> を設定しており、これを S<sub>1</sub> とすれば S<sub>2</sub> をより大きく設定し直さざるを得なくなる。

そこで、考え出された理屈が次のようなものである。「断層の連続性、断層の存在位置、断層の形

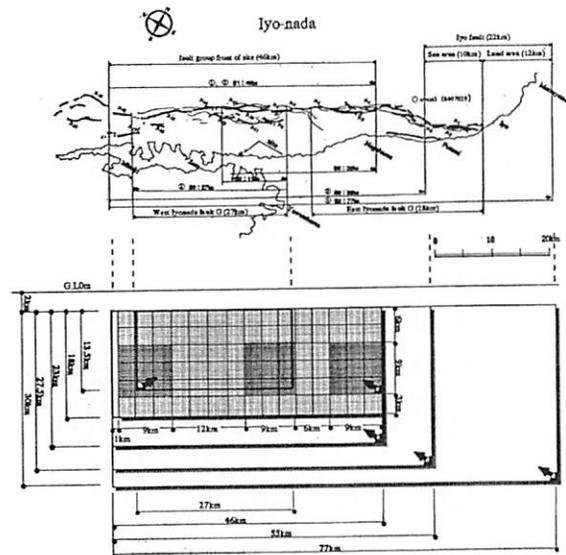


図 2: 1997 年基準地震動再評価時の断層モデル [54]

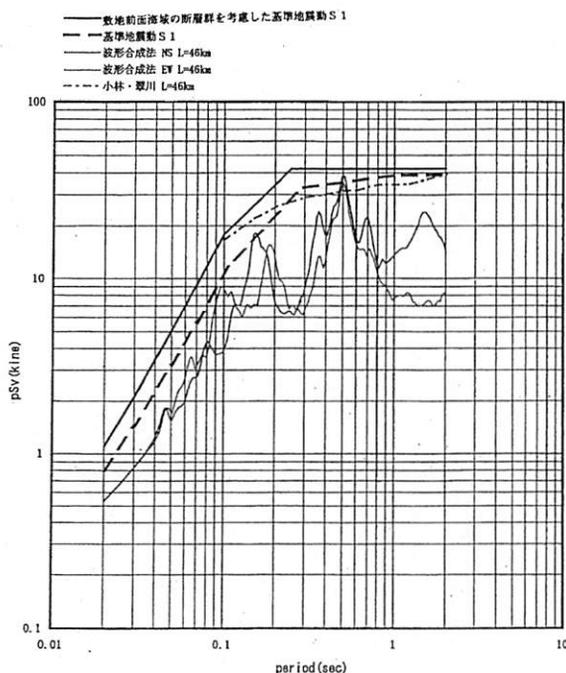


図 3: 1997 年基準地震動再評価時の敷地前面海域断層群 46km に関する小林・翠川の手法および波形合成法による地震動評価結果と基準地震動 S<sub>1</sub> [51]

態の特徴、活動時期、深部地質構造を考慮して再評価した結果、1984 年の評価同様、46km を一連のセグメントとするのが妥当と評価された (大野ほか, 1997)[36] ため、これを基準地震動 S<sub>1</sub> 対象とした。一方、基準地震動 S<sub>2</sub> 対象としては、1984 年の評価において、46km の断層分布範囲の中で感度解析を実施し、敷地に及ぼす地震動が最大となるケースを抽出した。したがって、これを上回るケースは考えがたいが、岡村教授等の指摘も踏

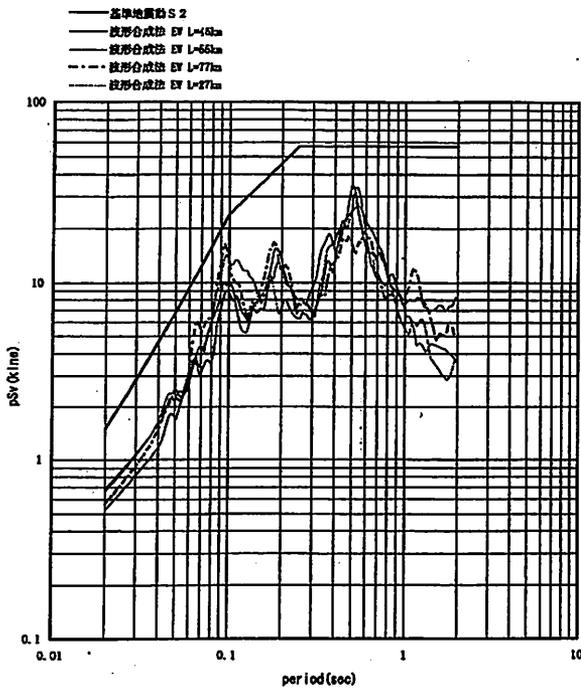


図 4: 1997 年基準地震動再評価時の敷地前面海域断層群 27, 46, 55, 77km に関する波形合成法による地震動評価結果と基準地震動 S2(EW 成分)[51]

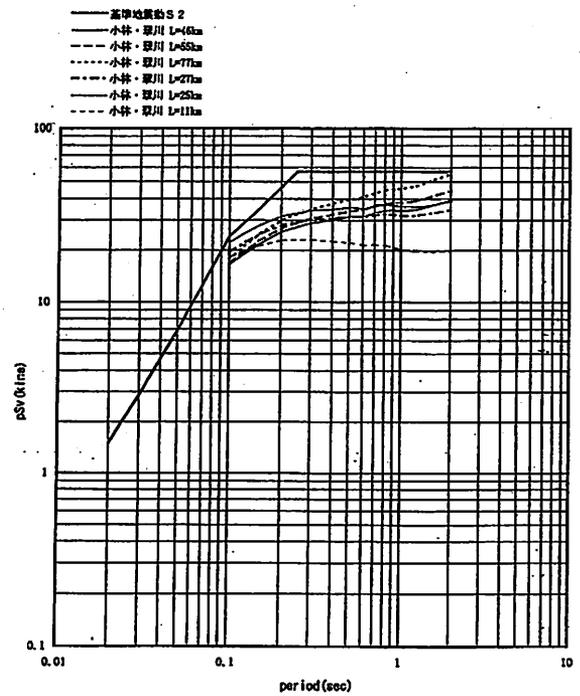


図 6: 1997 年基準地震動再評価時の敷地前面海域断層群 11, 25, 27, 46, 55, 77km に関する小林・翠川の手法による地震動評価結果と基準地震動 S2[51]

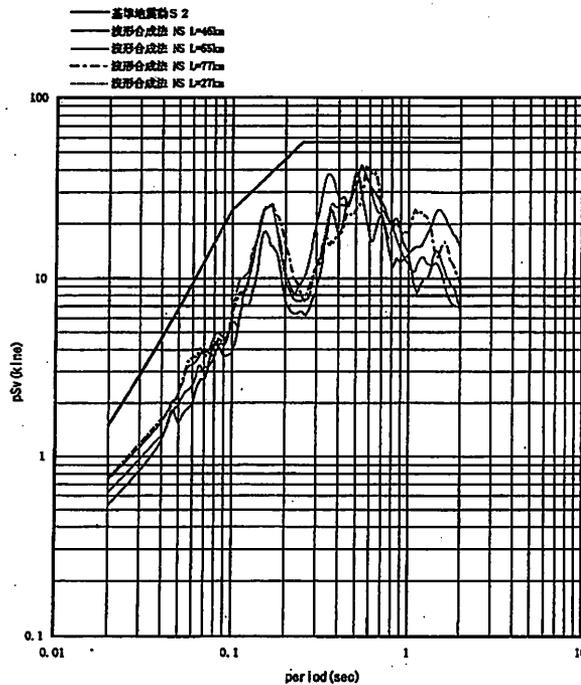


図 5: 1997 年基準地震動再評価時の敷地前面海域断層群 27, 46, 55, 77km に関する波形合成法による地震動評価結果と基準地震動 S2(NS 成分)[51]

まえ、工学的見地から各種の長さ (11, 25, 27, 46, 55, 77km : 図 2 参照) を設定した。」 ([54], p.61)

この文面だけからみれば、「S1 対象として 46km モデルを採用し、S2 対象として 11~77km モデルを考慮する」から S2 の方が広い範囲をとっている

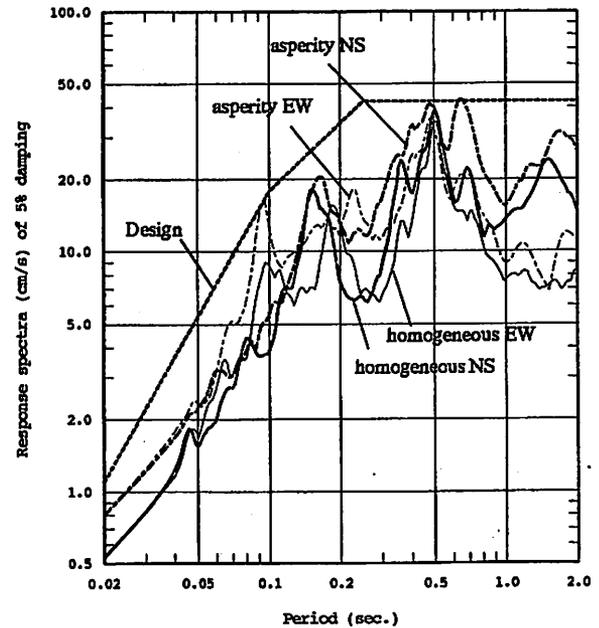


図 7: 2001 年評価時のアスペリティを考慮した非一様断層モデルと一様断層モデルの比較 [54]

ように見える。しかし、小林・翠川による手法で解析した結果から言えば、「11~77km モデルのうち、25km モデルが最大、46km モデルが最小の短周期地震動になるから、25km モデルを S2、46km モデルを S1 に設定した」ということになる。S1 も S2 も同じ敷地前面海域の断層群を対象にしながら、「S1 より S2 のほうが想定する断層長さ

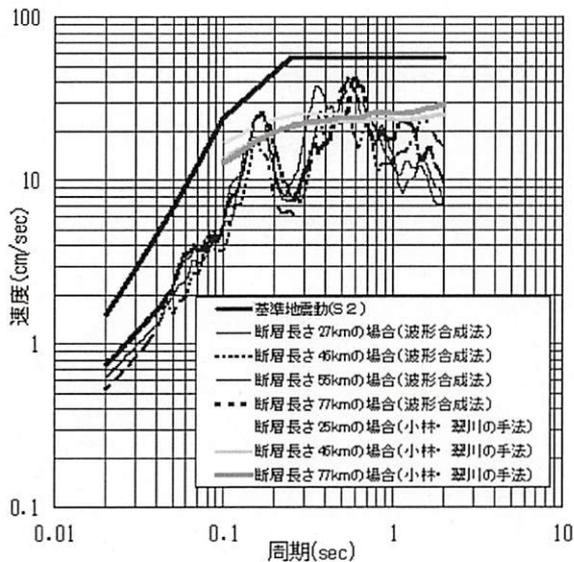


図 8: 2003 年報告で引用された 1997 年基準地震動再評価時の断層モデルによる評価結果と 2001 年評価での小林・翠川の手法による評価結果 (1997 年評価結果とは異なる)[51, 54, 40]

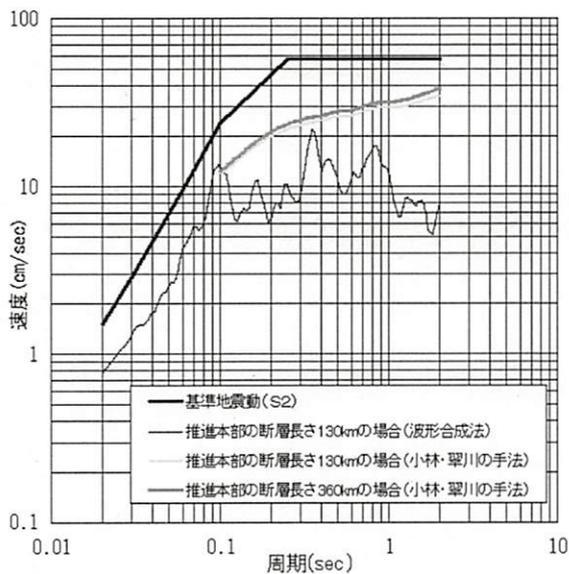


図 9: 2003 年報告における中央構造線断層帯 130, 360km に関する地震動評価結果 [40]

が短い」というのは科学的に納得できるであろうか。25km モデルはなぜ 46km モデルに包含されないのか、それを科学的に説明できる理屈は存在しない。

ところが、当時の安全規制当局である通商産業省資源エネルギー庁の原子力発電安全企画審査課<sup>1</sup>はこれを妥当と判断し、S2 を変えることなく、図 3

<sup>1</sup>2001 年 1 月 6 日の中央省庁再編で経済産業省が設置され、原子力安全・保安院が設置された。2012 年 9 月 19 日に原子力安全・保安院は廃止され、現在の原子力規制委員会が設置された。

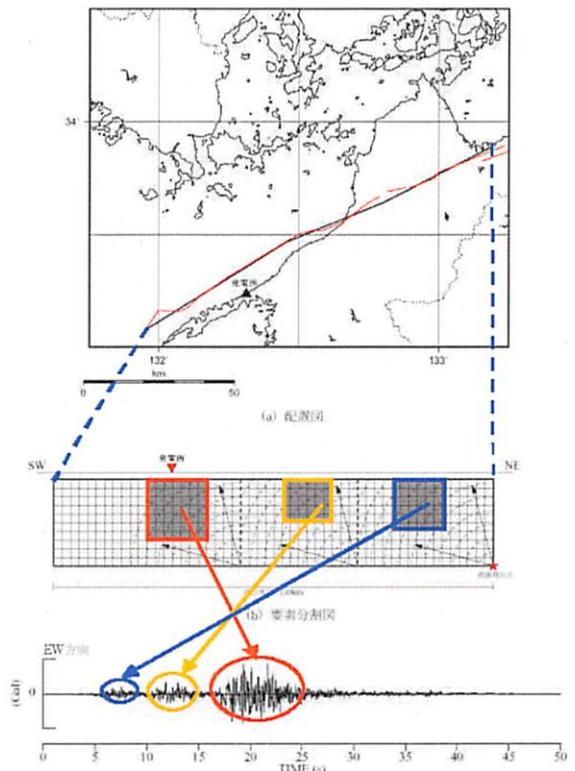


図 10: 2003 年報告における「断層長さがさらに長くなっても敷地での最大地震動は変わらない」とする四国電力の説明図 [40]

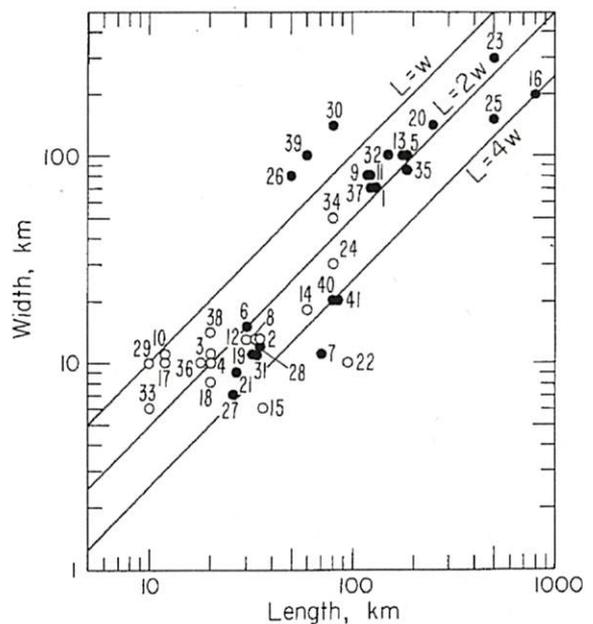


図 11: 断層幅  $W$  を断層長さ  $L$  の  $1/2$  とした根拠となる Geller(1976) のグラフ (○は内陸地殻内地震, ●は海洋プレート間地震) [8]

(破線が旧 S1, 実線が新 S1) のように、小林翠川の手法による 46km モデルの解析結果を包絡するように S1 を 221gal から 350gal へ改定するだけで妥当としたのである [51]。伊方原発の耐震安全性

は、四国電力によるご都合主義的な理屈で積み上げられた虚構の上に成り立っており、原子力安全規制当局はこれまでそれを無批判的にそのまま飲み込んできたと言える。国会事故調が嘆いた「規制の虞」とは、正にこのことであろう。

### 3 2001年のアスペリティを考慮した非一様断層モデルの評価

四国電力は、1997年の基準地震動再評価時に表8の一様断層モデルを用いた波形合成法による地震動評価を行ったが、同時に、断層長さ46kmのモデルについては、アスペリティを考慮した非一様断層モデルについても検討していた。その結果は、当時の原子力安全規制当局である通商産業省資源エネルギー庁へは報告されていないようだが、Fukushima et al.(2001)[7] および高橋ら(2001)[54]が、表9および図7のように評価結果を報告している。図7で注意すべきは、表8の一様断層モデルと表9の非一様断層モデルとでは、断層長さと同じ46kmモデルではあっても、断層幅、地震モーメント、断層平均すべり量が全く異なるということである。断層平均応力降下量と要素地震は同じだが、ここまで断層パラメータが違ふと、同じ図の上で比較することに意味があるとは思われない。しかし、敢えて、両者を比較すれば、アスペリティを考慮したモデルでは、アスペリティの平均応力降下量が断層平均の2倍になっているため、一様断層モデルより断層面積が小さいにもかかわらず、短周期側で地震動が大きく評価されていることがわかる。周期0.1sec付近で、設定し直した基準地震動S1のグラフ(Designと記された太い点線の折れ線グラフ)に接するほどである。また、周期0.02secの応答値(解放基盤表面での地震動の最大加速度に対応する)も大きくなっている。つまり、アスペリティの面積、平均応力降下量、平均すべり量などのパラメータ設定が地震動評価において極めて重要であることがわかる。これらのパラメータとの関連で、断層全体の面積、地震モーメント、平均応力降下量、平均すべり量などマクロなパラメータ設定が重要になる。このパラメータ設定が過小評価されていれば、地震動評価結果は過小評

価されることになる。

断層モデルのパラメータ設定法の詳細は、一様断層モデルについては表7や表8の脚注、非一様断層モデルについては表9の脚注に記されているが、後者の脚注\*3(地震モーメント $M_0$ の設定法)がとりわけ重要な意味を持っている。

四国電力は、Somerville et al.(1993)[52]が北西アメリカの12の地震データから得た式 $S = 2.05 \times 10^{-15} M_0^{2/3}$ で $M_0$ を求め、アスペリティと背景領域については、 $M_{oa} = \mu D_a S_a$ と $M_{ob} = M_0 - M_{oa}$ の式より求めている。ところが、Somerville et al.(1993)は、日本国内の8の地震データから $S = 1.09 \times 10^{-15} M_0^{2/3}$ という別の関係式をも導き出し、次のように記している。「日本の地殻内地震の断層面積は北西アメリカの地震の0.53倍であり、平均すべり量は1.86倍大きく、対応する日本の地殻内地震の静的応力降下量は平均で北西アメリカの地震の2.6倍大きい。日本のSlip Constant Ratioの平均は1.57であり、アスペリティの破壊面積の合計は断層全体の面積の42%を平均で示している。北西アメリカではそれぞれ1.875と26%である。このことは日本の地殻内地震はすべり量のコントラストが小さいアスペリティで、より広い領域が覆われていることを示す。アスペリティの絶対面積は日本の地震と北西アメリカの地震で大きな差はない。すなわち、日本の地殻内地震は北西アメリカの地震とほぼ同じ大きさのアスペリティを持っているが、すべり量の小さい領域は少ない。つまり、破壊領域全体の面積は小さい。すべり継続時間は平均して、3.6倍日本の地殻内地震のほうが北西アメリカの地震より大きい。しかし、すべりモデルを求めたインバージョン解析に固有周期6秒の気象庁1倍強震計の変位記録を用いていることに注意が必要である。」[52]

断層モデルのパラメータ設定法は経験式に基づいており、どの地震データに依拠するかで経験式が異なってくる。Somerville et al.(1993)は、日本国内の地震データと北西アメリカの地震データをつきあわせることで、その違いを明確に記述し、今後の検討が必要であることを示唆していたのである。断層モデルがもてはやされる現在だが、20年前にすでにその問題点が指摘されていたと言える。

当時は国内地震観測記録も少なかったが、1995年の兵庫県南部地震による阪神・淡路大震災を契機に強震観測計の全国ネットワークが構築されるに伴い、M7クラスの地震観測記録が次々ととられ、震源近傍の観測記録さえ入手可能になってきた。ところが、国内地震データで断層モデルを再構築する動きは学界では見られない。すでに「構築」された断層モデルの体系を崩すことにつながるものが懸念されるからかもしれないが、重大事故につながる可能性の高い原発の耐震設計で矛盾を知りつつ地震動を過小評価し続けることは許されない。

付言すれば、表7および表8では、断層幅を断層長さの1/2と設定しており、断層長さが40kmを超えると断層幅は20kmを超え、長さ77kmでは幅38.5kmにもなってしまう。垂直横ずれ断層の場合には断層幅がコンラッド面の深さ、すなわち、上部地殻の深さ約20kmを超えることはなく(注2)、内陸地殻内地震の垂直横ずれ断層に $W = L/2$ の関係式を機械的に適用するのは間違いである。四国電力は、長さ77kmに対して断層幅を38.5kmではなく30kmに設定しているのは、このことに気付いていた証拠と言えるが、長さ46kmで23km、長さ55kmで27.5kmと設定するなど、現実とは合わない設定になっている。四国電力が $W = L/2$ の関係式を適用した根拠はGeller(1975)[8]の示した図11だが、○の内陸地殻内地震だけを取り出してみれば、断層長さが長くなっても断層幅が頭打ちになり、飽和していることがわかる。内陸地殻内地震には、傾斜して断層幅が20kmを超える逆断層もあるため、厳密にはさらにこれらを層別して分析する必要がある。今日では、内陸地殻内地震では断層幅が飽和する(頭打ちになる)ことが学界の共通認識となり、 $W = L/2$ の関係を機械的に適用するようなことはないが、データ処理や関係式の適用に際しては細心の注意が必要だということの教訓だと言える。

#### 4 2001年中央構造線断層帯の長期評価に伴う2003年中間報告

地震調査研究推進本部地震調査委員会が2003年2月12日に「中央構造線断層帯(金剛山地東縁-

伊予灘)の長期評価について」を公表し、「石鎚山脈北縁西部の川上断層から伊予灘の佐田岬北西沖に至る区間が活動すると、マグニチュードが8.0程度もしくはそれ以上の地震が発生し、その際に2~3m程度の右横ずれが生じる可能性がある」[22]とし、また、金剛山地東縁から伊予灘に至る5つの区間、全長360kmが「同時に活動する可能性を否定できない」としたことから、四国電力は石鎚山脈北縁西部-伊予灘の130kmおよび全長360kmの地震動評価を行った。

その結果は、図8および図9の通り、基準地震動S2を超えないとするものであり、経済産業省原子力安全・保安院も2003年3月19日、「四国電力の評価は問題ないものとする」としている。四国電力は、図8は1997年時の評価結果と同じだと主張しているが、1997年の図5および図6と比べてみると奇妙なことに気がつく。波形合成法による評価結果は全く同じだが、小林・翠川の手法による評価結果は図8のほうが小さくなっている。より長い断層帯である130kmと360kmを評価した図9の小林・翠川の手法による評価結果は、図8よりは大きい、図6の25~77kmのどの結果よりも小さい。図8にも25kmモデルの結果が薄い線で描かれているが、明らかに図6の25kmモデルの結果(周期0.1secの擬似応答速度pSvが一番大きい細線のグラフ)より小さい。四国電力は、この違いについてきちんと説明すべきである。

また、波形合成法の結果についても、図8と図5(または図8)を比べると、周期0.1sec付近を除いて130kmモデルの結果のほうが27~77kmモデルの結果より小さくなっている。130kmの断層モデルのパラメータは表9の通りであり、77km以下の一様断層モデルのパラメータは表8の通りだが、その差が一番目だつのは断層平均応力降下量 $\Delta\sigma$ である。後者が5.0MPaであるのに対し、前者は2.55MPaでしかない。実は、四国電力は断層モデルのレシピを使うと、 $\Delta\sigma = 4.3\text{MPa}$ になり、アスペリティ平均応力降下量も $\Delta\sigma_a = \Delta\sigma/0.22 = 19.5\text{MPa}$ と大きくなってしまいうため、わざわざ無限長垂直横ずれ断層モデルの場合の応力降下量を適用して2.55MPaに押さえ、アスペリティ平均応力降下量も11.6MPaに押さえたのである。その結

果、図7および表9の断層長さ46kmの非一様断層モデルの結果と比べても、小さな結果となっている。断層幅が頭打ちになった飽和断層のスケーリング則によれば、80~100km程度までは、断層面積の二乗に比例して地震規模が大きくなり、応力降下量も大きくなり、地震動が大きくなる。四国電力による130kmモデルの解析結果はそうっていない。それは、断層モデルのスケーリング則に従うような姿勢を示しながら、応力降下量の設定には無限長垂直横ずれ断層モデルを持ち出すなどご都合主義的なパラメータ設定をしているからである。

また、四国電力は図10で、断層長さが長くなっても地震動評価結果は変わらないと説明しているが、長大な断層では破壊伝播速度が非常に大きくなる場合があり、そうなれば、地震波が重なって大きな地震動になる可能性がある。このことは、2013年10月30日の原子力規制委員会「第39回原子力発電所の新規基準適合性に係る審査会合」でも指摘され、四国電力の宿題になっている。

## 5 耐震設計審査指針改定に伴う2008年中間報告

原子力安全委員会は2006年9月19日、「発電用原子炉施設に関する耐震設計審査指針」を大幅に改定した。地震動解析手法に関しては、それまでの大崎スペクトルが耐専スペクトル<sup>2</sup>[34]に置き換えられ、断層モデルによる評価が正式な手法として組み込まれた。耐震設計で考慮すべき活断層や基準地震動の定義が大きく変わったこともあり、既存の原子力発電所にもバックチェックがかけられた。

四国電力は2008年3月28日、「伊方発電所『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

<sup>2</sup>電力会社、電気機器メーカー、その他、電気に関連する事業全般にわたる事業者や個人で構成される一般社団法人日本電気協会に「原子力発電耐震設計専門部会」が設置され、部会内の「地震・地震動ワーキンググループ」が、青森と関東地方で1977年から20年間に収集された地震観測記録を用いて大崎スペクトルに代わる経験式を作った。1998年の国内シンポジウムで初めてそのスペクトルが発表された。耐専部会で審議されたスペクトルであることから「耐専スペクトル」と命名されている。

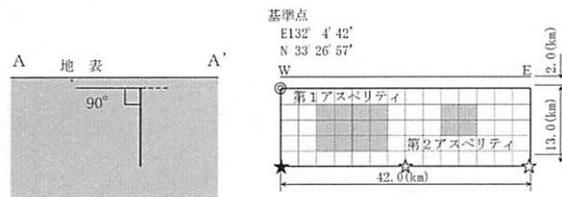
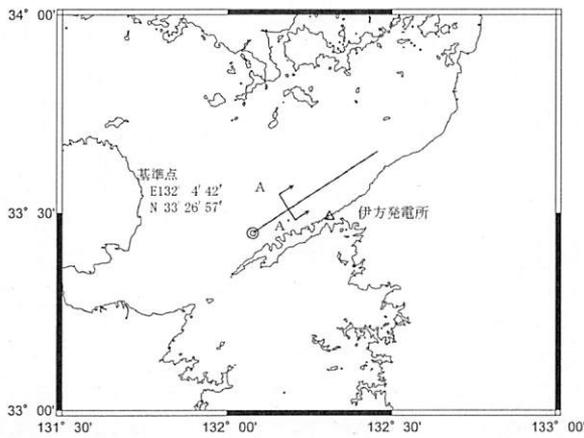
力安全・保安院に提出した。

その地震動評価結果は図23および図24の通りであり、結果として図25および図26の基準地震動Ssが設定された。図23および図25には破線で旧基準地震動S2が新基準地震動Ssに沿うように描かれている。すなわち、新基準地震動Ssは、原発にとって重要な周期0.03~0.5秒(注2)で、旧基準地震動S2とほとんど変わっていない。

四国電力は、この中間報告で初めて断層モデルのレシピを本格的に適用し、また、耐専スペクトルも初めて適用している。したがって、2008年中間報告については、断層モデルと耐専スペクトルに分けて、少し詳細に分析する。

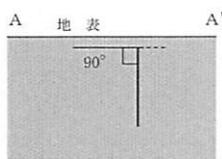
ここで、「断層モデルのレシピ」とは地震調査研究推進本部地震調査委員会(以下「推本」と略す)の作成した「震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)[23,25]のことをさす。断層モデルのレシピはいくつも提案されているが、「入倉レシピ」[14,15]などと特に呼ばない場合には推本のレシピをいう。同地震調査委員会が、2002年に糸魚川-静岡構造線断層帯の断層モデル[21]を作成して以降、国内計14の活断層に対して種々の断層モデル設定法を検証し、2005年に最初の「全国を概観した地震動予測地図」報告書を作成し、その別冊に「震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)[23]としてまとめたのが最初である。この「『レシピ』は、震源断層を特定した地震を想定した場合の強震動を高精度に予測するための、『誰がやっても同じ答えが得られる標準的な方法論』を確立することを目指しており、今後も強震動評価における検討により、修正を加え、改訂されていくことを前提としている。」[23]この考え方にに基づき、推本は2005年以降、全国地震動予測地図・全国を概観した地震動予測地図をほぼ毎年作成し公表しているが、そのたびにレシピも改訂してきた。2009年12月21日改訂版[25]が最新のレシピである。

中でも、2008年4月11日の改訂[24]は断層モデルのパラメータ設定に本質的な修正を加えたものである。推本による活断層長期評価では活断層の長さから松田式[30]を用いて将来起こりうる地震の規模を推定していたが、レシピの断層モデル



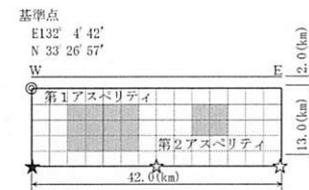
上端深さ：2 km

(A-A'断面図)



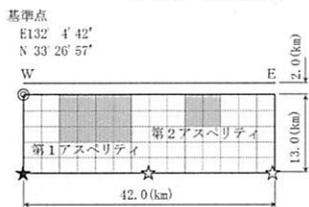
上端深さ：2 km

(A-A'断面図)



断層モデル

☆☆☆：破壊開始点



断層モデル

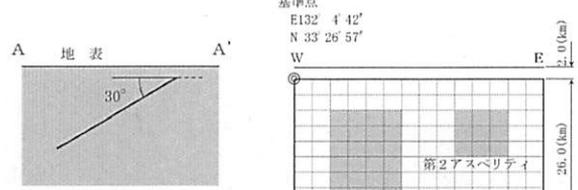
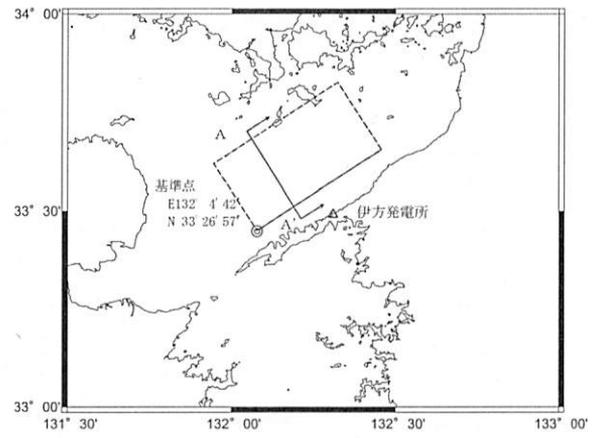
☆☆☆：破壊開始点

図 12: 2008 年中間報告における敷地前面海域断層群の断層モデル(上:アスペリティ中央配置の基本モデル, 下:アスペリティ上端配置の不確かさ考慮モデル)[42]

では断層面積から地震規模を推定しており、これが松田式による地震規模と比べて2~5分の1に過小算定されるという問題点があった。しかし、松田式による地震規模をそのままレシピに適用すると、地震動評価結果が非常に大きくなるため、現実の震源断層とは別に仮想モデルとして断層幅や断層長さを長くし、断層面積を少し増やしてレシピを適用するという折衷的なモデル設定法を追加したのである。以下ではこれを「修正レシピ」とよぶ。四国電力が2008年中間報告で用いた断層モデルのレシピは2008年改訂前のレシピである。

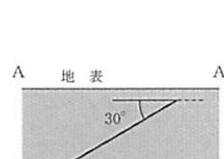
四国電力による2008年地震動評価の問題点を先にまとめておくと以下ようになる。

(a) 断層モデルのレシピでは断層面積から地震規模を求めており、推本の活断層長期評価では断層長さから松田式で地震規模を求めている。その結



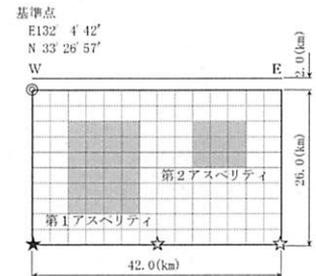
上端深さ：2 km

(A-A'断面図)



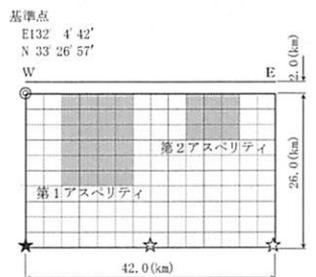
上端深さ：2 km

(A-A'断面図)



断層モデル

☆☆☆：破壊開始点



断層モデル

☆☆☆：破壊開始点

図 13: 2008 年中間報告における敷地前面海域断層群の30度傾斜モデル(上:アスペリティ中央配置の基本モデル, 下:アスペリティ上端配置の不確かさ考慮モデル)[42]

果、断層モデルによる地震規模は長期評価と比べて2~5分の1へ過小評価されている。これは四国電力に限ったことではなく、レシピそのものに含まれる問題点であり、修正レシピが導入されるに至った理由でもある。地震規模が小さく設定されれば、断層モデルによる地震動も過小評価される。

(b) 四国電力は断層モデルのレシピに従うと言いながら、応力降下量に限ってはレシピに従わず、楕円クラックモデルや無限長垂直横ずれ断層モデルを使って、応力降下量をレシピより小さく設定し、地震動を一層過小評価している。

(c) 四国電力は断層モデルの経験的グリーン関数法で使われる要素地震を内陸地殻内地震とは異なる性質を持った海洋プレート内地震(スラブ内地震)

で代用しており、経験的グリーン関数法による地震動を過小評価している。

(d) 四国電力は130kmの断層モデルとしてレシピのスケーリングモデルではなくカスケードモデルを採用しており、地震規模や応力降下量を過小設定し、地震動を過小評価している。

(e) 四国電力は耐専スペクトルを作成する際に、断層長さから松田式で地震規模を求めるべきところ、断層モデルによる地震規模をそのまま適用しており、地震動が過小評価されている。

以下ではこれらについて、具体的に論述する。

## 5.1 レシピに基づく断層モデルと四国電力による修正

### 5.1.1 敷地前面海域の42kmモデル

四国電力は2008年中間報告で敷地前面海域の断層群の長さを42kmと評価し、図12(上)のように2つのアスペリティを深さ方向中央に配置したモデルを基本断層モデルとした。その上で、不確実さの考慮として、(1)基本モデルのアスペリティを断層上端へ配置したモデル(図12(下)), (2)基本モデルの90度垂直モデルから北側へ30度傾斜させたモデル(図13(上)), (3)アスペリティ上端配置と30度北側傾斜を同時に考慮したモデル(図13(下)), さらに、(4)敷地前面海域の42kmの断層群に伊予・川上セグメントを加えた「石鎚山脈北縁西部-伊予灘区間」約130kmのモデル(図27(b))および(5)「金剛山地東縁-伊予灘区間」約360kmのモデル(図27(c))についても評価している。

これらのうち(4)と(5)は「長大な断層」の評価法に関わるため、後述することにして、ここでは(1)~(3)に絞って検討する。

四国電力は敷地前面海域の断層群の長さを42kmとし、それまでの46kmより短く設定しているが、これについては当時の原子力安全・保安院および原子力安全委員会の審議会で指摘され、「震源断層の基本モデルを断層長さ54kmとし、断層長さ69kmまでの不確実さを考慮する」ことになった。震源断層の基本モデルをどのように設定するかは、それ自身として重要であるばかりか、基本モデルを中心として不確実さの考慮を行うため、とりわけ

重要である。最終的には是正されたため、ここでは、四国電力が基本モデルを過小に設定していたという事実を指摘するに留め、2008年中間報告の42kmモデルを対象に批判する。

まず、断層モデルのレシピ自身に含まれる問題点(a)について述べる。

表10に敷地前面海域42kmの震源断層に対する断層モデルのレシピによる断層パラメータを示す。推本の活断層長期評価では、断層長さ $L = 42\text{km}$ から松田式 $\log_{10} L = 0.6M - 2.9$ を使って地震規模がM7.5(気象庁マグニチュード)と算定され、断層モデルのレシピからは、断層面積 $S = 546.0\text{km}^2$ から次式を使って地震モーメント $M_o = 1.66 \times 10^{19}\text{N}\cdot\text{m}$ (M7.3相当)が求められる。

$$S = \begin{cases} 2.23 \times 10^{-15} M_o^{2/3}, & M_o < M_{ot}; \\ 4.24 \times 10^{-11} M_o^{1/2}, & M_o \geq M_{ot}, \end{cases} \quad (1)$$

ただし、 $M_{ot}$ は、断層幅 $W$ が断層長さ $L$ に等しくなり、これ以上の地震規模では断層幅が変らない飽和状態 $W = W_{\max}$ になる地震モーメントの値であり、レシピでは $M_{ot} \equiv 7.5 \times 10^{25} \text{ dyn}\cdot\text{cm}$ ,  $1\text{N}\cdot\text{m} = 10^7 \text{ dyn}\cdot\text{cm}$ , とされている。

表10に示すとおり、松田式によるM7.5は地震モーメントで $M_o = 3.13 \times 10^{19}\text{N}\cdot\text{m}$ に相当し、断層モデルによる地震規模は地震モーメントの値でほぼ1/2になる。これでは震源断層から半分程度のエネルギーしか放出されないことになり、地震動は大きく過小評価されてしまうのである。

なぜこうなるのかというと、Somerville et al.(1993)[52]が指摘したように日本国内の地震データと北西アメリカのデータでは断層パラメータに大きな差があるからである。レシピの元になったデータは入倉ら(2001)[14]の図14に示されるデータである。入倉らの地震データは、(a) Somerville et al.[53]による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、 $M_{ot} \leq M_o$ となるデータの大半は(c)のデータであり、武村[55]は、Wells and Coppersmith(1994)が別のデータセットに対し

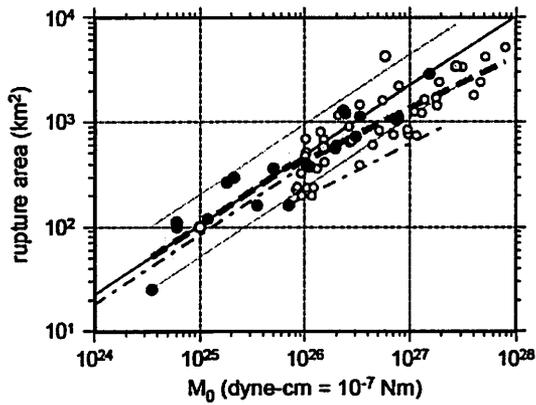


図 14: 断層面積  $S$ (rupture area) と地震モーメント  $M_0$  の関係 [14] (破線がレスピの式に相当, 入倉らは  $L = 20\text{km}$  で  $W_{\max} = 16.6\text{km}$  に達すると仮定し, 分岐点を  $M_0 = 7.5 \cdot 10^{25}\text{dyn-cm}$  としている. 一点鎖線は武村 (1998) による  $W_{\max} = 13\text{km}$  とした関係式で分岐点の  $M_0$  は同じ)

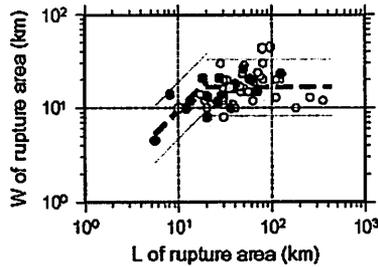


図 15: 入倉ら [14] による  $L - W$  の関係 (○は Well et al.(1994)( $M_{0t} < M_0$ ), ●は Somerville et al.(1999) および Miyakoshi(2001), 灰色の○は低角逆断層のデータ)

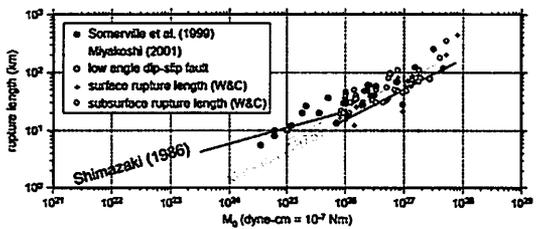


図 16: 断層長さ  $L$ (rupture length) と地震モーメント  $M_0$  の関係 [14] (薄い線が松田式に相当)

て求めた  $L - M_0$  回帰式を図 17 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」 [55] と断じている.

$S - M_0$  関係を示す図 14 の一点鎖線は

$$\log_{10} S = \begin{cases} \frac{2}{3} \log_{10} M_0 - 14.74, & M_0 < M_{0t}; \\ \frac{1}{2} \log_{10} M_0 - 10.71, & M_{0t} \leq M_0, \end{cases} \quad (2)$$

または,

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

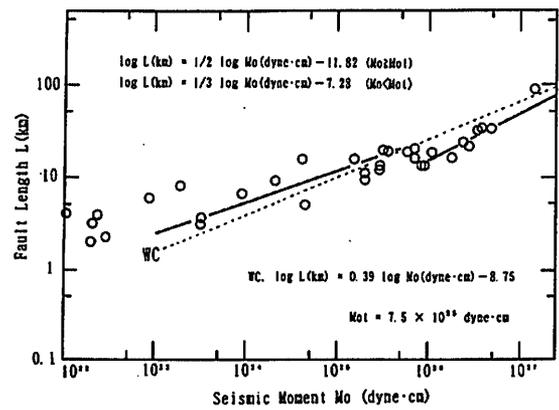


図 17: 武村 [55] による  $L - M_0$  の関係

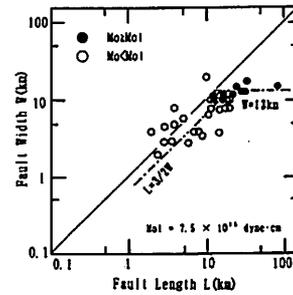


図 18: 武村 [55] による  $L - W$  の関係

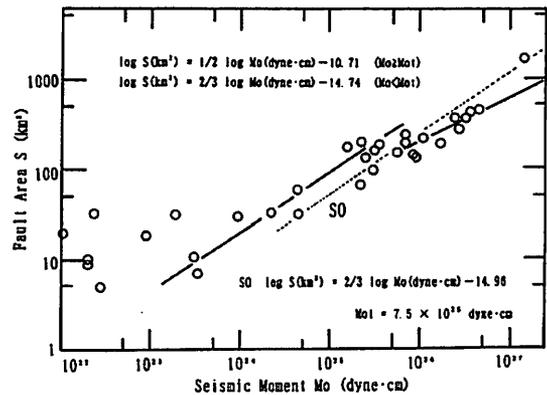


図 19: 武村 [55] による  $S - M_0$  の関係

と表される武村の式であり, 図 17 に示される日本国内の地震データから導かれたものである. 具体的には, 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」 [38] で体系的に整理された地震データの 33 の内陸地殻内地震を使っている. 図 14 の入倉式 (太い破線) と武村式 (一点鎖線) を比べると武村式の方が下方にあり, 同じ断層面積でも地震規模に大きな差があることが明らかである.

武村の  $S - M_0$  関係式は, 最初に図 17 の国内地震データに対して  $L - M_0$  回帰式を

$$\log_{10} L = \begin{cases} \frac{1}{3} \log_{10} M_0 - 7.28, & M_0 < M_{0t}; \\ \frac{1}{2} \log_{10} M_0 - 11.82, & M_{0t} \leq M_0, \end{cases} \quad (4)$$

と導き、国内データでは断層幅が

$$W = \begin{cases} \frac{2}{3} L, & M_0 < M_{0t}; \\ 13, & M_{0t} \leq M_0, \end{cases} \quad (5)$$

となることを利用している。つまり、断層長さが断層幅以上に長く、 $M_0 \geq M_{0t}$  (M6.8 程度以上) の地震をもたらす飽和断層における断層幅の平均値は国内データで 13km であり、入倉ら (2001) の北米中心の地震データの 16.6km より小さいのである。

武村の  $L$ - $M_0$  関係式 (4) は、Shimazaki(1986)[49] 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

$$\log_{10} L = \begin{cases} 0.281 \log_{10} M_0 - 5.98, & M_0 < M_{0t}; \\ 0.524 \log_{10} M_0 - 12.44, & M_{0t} \leq M_0, \end{cases} \quad (6)$$

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図 17 の地震データに対しても成り立つと仮定して式 (4) を導いているのであり、両式で大差はない。

他方、松田式  $\log_{10} L = 0.6M - 2.9$  に  $M = (1/1.17)(\log_{10} M_0[\text{N}\cdot\text{m}] - 10.72)$  の関係を適用すると、 $\log_{10} L = 0.513 \log_{10} M_0 - 11.99$  が得られる。この式は入倉ら [14] 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。つまり、震源断層の長さや地震規模の関係を表す松田式は日本国内の地震データだけでなく、北米中心の地震データに対しても成り立つのである。ところが、国内と海外では断層の平均幅が大きく異なるため、断層面積と地震規模の関係を求めると大きく食い違ってくるのである。

この食い違いについて最初に問題提起したのは、Somerville et al.(1993)[52] であり、武村 (1998)[55]

が続いた。入倉ら (2001) も「断層長さや幅を求めるときの定義の違いがあるいは日本周辺の地域性によるものか、今後の検討が必要とされる。」[14] と提起しながら、その後検討された形跡はない。

推本ではこの問題に対して松田式で地震規模を求め、震源断層の断層モデルをそれに合わせて修正する「修正レシピ」[24] を用いることで対処しようとしている。しかし、四国電力をはじめどの電力会社も修正レシピを用いようとはせず、地震規模を過小評価する旧来の断層モデルをそのまま使って地震動を過小評価し続けている。

推本の修正レシピも決して科学的とは言えないし、断層面積を非現実的に拡大しすぎることにより、地震動を過小評価している可能性もある。阪神・淡路大震災以降、最近までに M 7 クラスの多くの地震が強震観測計で記録されており、地震動解析も進んでいる。最も科学的な方法は、これらのデータを集約して、日本国内に適用できる断層モデルの設定法を日本独自に開発することであろう。それができるまでは、推本の活断層長期評価で行っているように、断層長さから松田式で地震規模を求めて断層モデルレシピを適用するか、少なくとも、推本の修正レシピで地震動評価をやり直すことが必要である。

ちなみに、2006 年の中央防災会議第 26 回「東南海、南海地震等に関する専門調査会」では、国内の主要活断層に対し、将来起こりうる地震の規模を推定するため各種推定式を適用して図 20 の結果を得ている [2]。地震規模はモーメントマグニチュード  $M_w$  で示されているが、どの活断層においても、武村 (断層面積)、武村 (断層長さ)、Shimazaki, Fujii-Matsu'ura, Irikura et al.(入倉式) の順で地震規模が小さくなり、断層モデルのレシピで使われている入倉式で最も小さい地震規模になることは明白である。同専門調査会では推定結果がこのように非常にばらついていたため、独自に回帰式を作成し、◇で示される関係式を導いている。具体的には、断層長さから松田式  $\log_{10} L = 0.6M - 2.9$  で地震規模 (気象庁マグニチュード  $M$ ) を求め、国内地震データのモーメントマグニチュード  $M_w$  と  $M$  の関係式  $M_w = 0.88M + 0.54$  を求め、 $\log_{10} M_0 = 1.5M_w + 9.1$  で地震モーメントに変換している。当

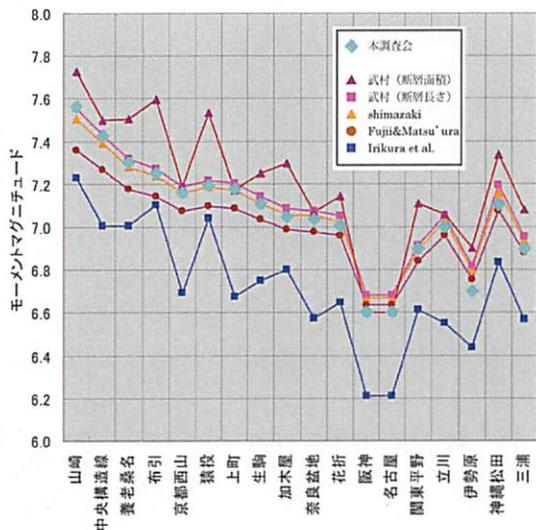


図 20: 中央防災会議東南海, 南海地震等に関する専門調査会で検討された国内活断層に対する各種地震規模推定式とその評価結果 [2]

然のことはあるが、国内地震データに回帰させているため、同専門調査会の推定結果は武村 (断層長さ) や Shimazaki の結果とほぼ同じである。

表 10～表 15 には、断層モデルのレシピに基づく断層パラメータおよび四国電力が独自に設定した断層パラメータを示すと共に、断層長さの行に松田式で求めた地震規模を気象庁マグニチュードで示し、この地震規模に対し断層モデルのレシピを適用した結果も記載した。さらに、修正レシピを適用した場合も表 16～表 18 に示しておいた。これらを比較すれば、断層モデルのレシピをそのまま適用した場合に地震規模がいかに過小評価されるかは明白である。

次に、問題点 (b) へ移る。

これは、四国電力にのみ特有のテクニックであり、他のどの電力会社も行っていないと思われる応力降下量の過小評価手法である。

断層モデルのレシピでは、円形破壊 (円形クラック) 面を仮定した次式で断層平均応力降下量  $\Delta\sigma$  を求めている。

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

この式に式 (1) を適用すると、

$$\Delta\sigma = \begin{cases} 2.31, & M_o < M_{ot}; \\ 2.31 \sqrt{\frac{S}{291}}, & M_o \geq M_{ot}, \end{cases} \quad (8)$$

が得られる。つまり、未飽和断層では、断層平均応力降下量は  $\Delta\sigma = 2.31\text{MPa}$  と一定になり、断層

が飽和した後では、断層面積の平方根に比例する形で図 21 の「円形クラックモデル (入倉・三宅)」の線に沿って大きくなっていく。

レシピに従うのであれば、この円形クラックモデルで応力降下量を求めるべきところ、四国電力は楕円クラックモデル [58] を持ち出し、図 21 のように、レシピの円形クラックモデルより応力降下量が小さくなるように設定している。具体的な数値は、表 10 のように、円形クラックモデルが 3.17MPa に対し、括弧内に示したとおり、楕円クラックモデルでは 2.22MPa、2/3 程度の値にしかない。アスペリティの平均応力降下量では、円形クラックモデルで 14.4MPa に対し、楕円クラックモデルでは 10.1MPa に留まる。

どのモデルを採用するのが最も適切であるかは、現実に発生している国内地震データに沿った値になっているかどうかで判断すべきである。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 [28]。新潟県中越沖地震の入倉らの南東傾斜断層モデル [16] 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。断層モデルのレシピ通りでは到底これらのレベルには届かないし、楕円クラックモデルではなおさらである。地震規模を断層長さから松田式で求める方法も表 10 に示しておいたが、これによれば、断層平均で  $\Delta\sigma = 6.0\text{MPa}$ 、アスペリティ平均で  $\Delta\sigma_a = 27.1\text{MPa}$  になる。これらの値は少し高めになっているので、修正レシピを適用すると、表 16 のように、断層平均で  $\Delta\sigma = 4.1\text{MPa}$ 、アスペリティ平均で  $\Delta\sigma_a = 18.5\text{MPa}$  になる。少なくとも、この程度の値でなければ現実を反映したモデルとは言えない。

付言すれば、アスペリティの平均応力降下量を求める断層モデルによる計算式には複数種類があり、その主なものとして短周期レベル A による方法 (A 法) とアスペリティ総面積を総断層面積の 22% とする方法 (アスペリティ総面積固定法または  $S_a/S = 0.22$  法) の 2 種類がある。

「短周期レベル A [dyn·cm/s<sup>2</sup>]」とは「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

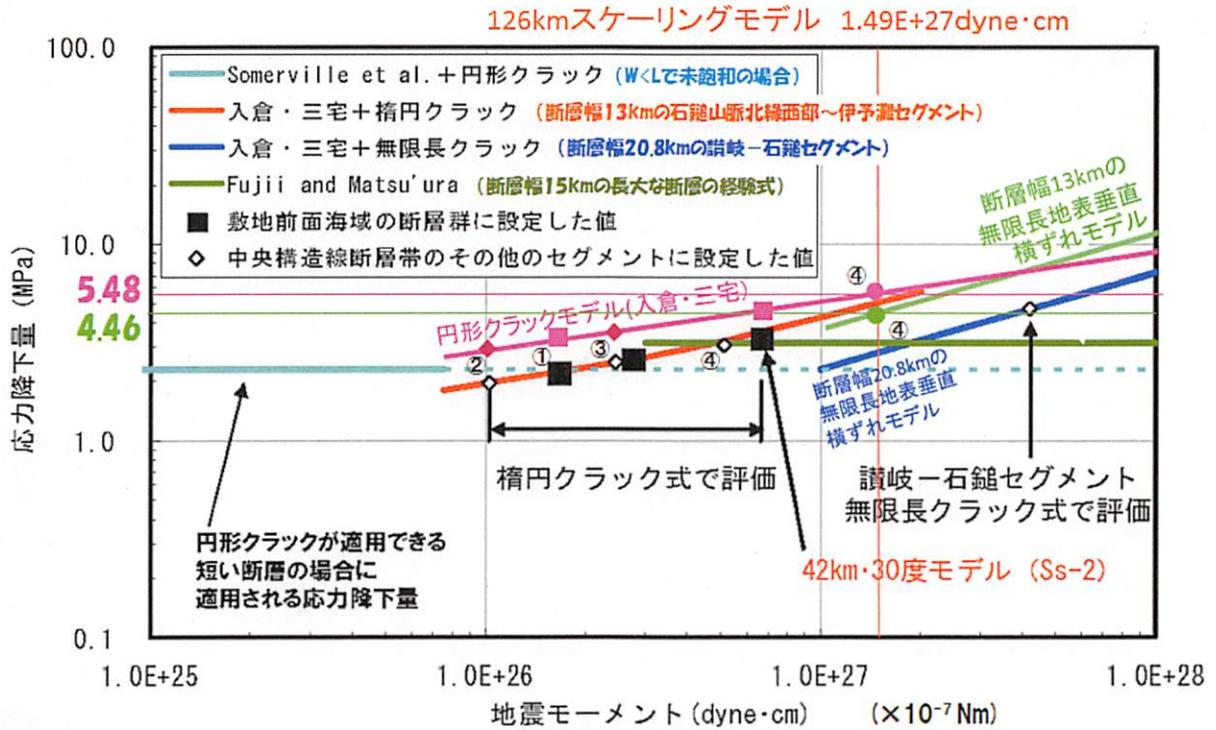


図 21: 四国電力が 2008 年中間報告で採用した楕円クラックモデル [58] と無限長垂直横ずれ断層モデル [38] による断層平均応力降下量 (四国電力の資料 [43] に引用者が加筆)

震源スペクトルのレベル」のことであり、「A 法」では、まず、この値を次の経験式から求める。

$$A = 2.46 \cdot 10^{17} M_0^{1/3}. \quad (9)$$

続いて、 $r$  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、 $\beta$  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。

$$S_a = \pi r^2, \quad (10)$$

$$r = \frac{7\pi M_0}{4AR} \beta^2. \quad (11)$$

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 (11) 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。

$$M_0 = \frac{16}{7} r^2 R \Delta\sigma_a \text{ (Boatwright 1988) [1]}, \quad (12)$$

$$A = 4\pi r \Delta\sigma_a \beta^2 \text{ (壇ほか 2001) [5]}. \quad (13)$$

したがって、式 (12) または式 (13) からアスペリティの平均応力降下量  $\Delta\sigma_a$  を逆算できる。ここで、式 (12) と式 (7) を組み合わせると、

$$\Delta\sigma_a = \frac{S}{S_a} \Delta\sigma \quad (14)$$

という単純な式が得られる。そこで、式 (8) のように整理すると次式が得られる。

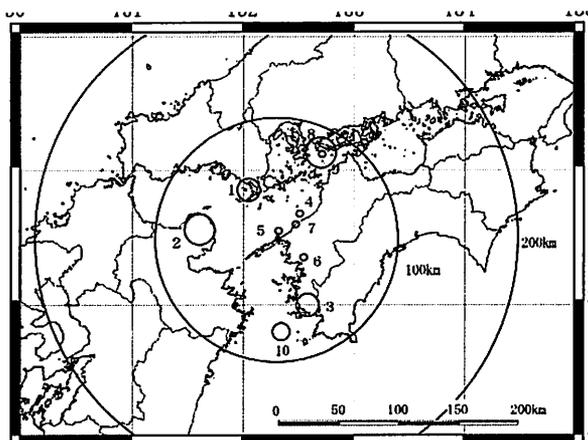
$$\Delta\sigma_a = \begin{cases} \frac{1}{0.149} \left(\frac{\beta}{3.5}\right)^{-4} \Delta\sigma, & M_o < M_{ot}; \\ \frac{1}{0.149} \left(\frac{\beta}{3.5}\right)^{-4} \left(\frac{S}{291}\right)^{-2/3} \Delta\sigma, & M_o \geq M_{ot}. \end{cases} \quad (15)$$

ところが、A 法では、地震規模が大きくなるとアスペリティ総面積  $S_a$  が大きくなりすぎてアスペリティの平均応力降下量  $\Delta\sigma_a$  が小さくなりすぎる。そこで、断層モデルのレシピでは、長い断層で地震規模が大きい場合にはこの短周期レベルによる方法は使わないよう警告している。それに代わる方法が「アスペリティ総面積固定法」であり、アスペリティ総面積  $S_a$  を震源断層総面積  $S$  の 22% に固定する。この方法による断層パラメータの値が表 10 などでの「 $S_a/S = 0.22$  法」の列のパラメータ値である。

四国電力は、130km モデルに対して、断層モデルのレシピとは異なる方法で断層パラメータを設定しているが、その批判は後述する。

次は、問題点 (c) についてである。

波形合成法や断層モデルの経験的グリーン関数



番号	震央位置 または地震名	発生日時	凡 例
1	岡防震	1979年7月13日 17時10分	○ 5.0 ≤ M < 5.5 ○ 5.5 ≤ M < 6.0 ○ 6.0 ≤ M < 6.5 ○ 6.5 ≤ M < 7.0
2	大分県北郡	1983年8月26日 5時23分	
3	愛媛県南予	1985年5月13日 19時41分	
4	伊予灘	1988年7月29日 18時59分	
5	伊予灘	1991年1月4日 3時36分	
6	愛媛県南予	1993年8月14日 10時29分	
7	伊予灘	1993年8月31日 0時8分	
8	2001年安芸灘地震	2001年3月24日 15時27分	
9	安芸灘	2001年3月26日 5時40分	
10	豊後水道	2001年4月25日 23時40分	

図 22: 主な観測地震の震央分布 (4 と 9 のスラブ内地震がそれぞれ 1997・2003 年報告と 2008・2013 年報告で断層モデルの要素地震として使われている) [42]

法では、格子状に分割された小断層で破壊開始点からの破壊伝播時間分だけ遅れて地震波が発生すると仮定し、それらを原子力発電所の敷地などの観測点で足し合わせて地震波を作成する。

その際、小断層で発生させる地震波を乱数によるホワイト・ノイズを使って人工的に作成する場合を「統計的グリーン関数法」といい、震源断層内の M5 程度の小地震観測記録から生成する場合を「経験的グリーン関数法」という。地震波の特性は、震源特性、伝播経路特性、サイト特性（地盤特性）の 3 つによって決まるため、これらを適切に設定することが重要である。経験的グリーン関数の場合には、実際にサイトで観測された地震波を用いるため、その中にこれらすべての特性が反映されており、最も適切な方法と言える。しかし、サイトによっては、このような観測記録が存在しないため、統計的グリーン関数法によらざるを得ない。その場合にはこれら 3 つの特性を適切に反映させた地震波を人工的に作成できているかどうか問題になる。原子力発電所の場合には、とりわけ、0.03~0.5sec の短周期側の地震波の影響が最も大きいので、この領域での特性を正確に反映できているかどうか重要になる。

四国電力は、表 8 および表 9 の波形合成法では要

素地震として 1988 年 7 月 29 日に発生した M5.1 の伊予灘地震（図 22 の No.4）を用いており、2008 年中間報告および 2013 年申請では、2001 年 3 月 26 日に発生した M5.0 の安芸灘地震（図 22 の No.9）を用いている。これらの地震は敷地前面海域断層群の震源断層面内（内陸地殻内）で発生したのではなく、1988 年伊予灘地震は震央距離 28km、深さ 53km、2001 年安芸灘地震は震央距離 87km、深さ 49km で起きた海洋プレート内地震（スラブ内地震）である。一般に、スラブ内地震は内陸地殻内地震とは震源特性において大きな違いがあり、スラブ内地震では応力降下量が大きく、短周期地震波が強い。現に、1988 年伊予灘地震の応力降下量は 20MPa、2001 年安芸灘地震では 30MPa と評価されている。波形合成法や断層モデルの経験的グリーン関数法で小断層の要素地震波とする際には、断層平均あるいはアスペリティ平均の応力降下量との比に応じて要素地震波が小さく設定されるため、地震動が過小評価されている可能性がある。

図 23 および図 24 は断層モデルの経験的グリーン関数法による地震動評価結果だが、地震モーメント、応力降下量、要素地震の 3 点における過小評価が重なった結果として、基準地震動 Ss はもとより、旧指針における基準地震動 S2 すら長周期側を除いて全く超えない形で地震動評価結果がきれいに収まっている。

四国電力はこの評価結果に基づき、図 25 および図 26 のように基準地震動 Ss を設定した。曰く、「想定敷地前面海域の断層群による地震③(経験的グリーン関数法を用いた破壊開始点西下端)の評価結果は、水平方向の地震動が上記設計用応答スペクトル Ss-1H の短周期側で最も接近しているため、その時刻歴波形を基準地震動 Ss として採用する。その水平方向の地震動を Ss-2NS, Ss-2EW とし、鉛直方向の地震動を Ss-2UD とする。」([42], IV-19)

四国電力は、ここで指摘した地震モーメント、応力降下量、要素地震における過小評価をやめ、断層モデルのパラメータ設定法の根本に立ち返って、断層モデルを構築し直し、断層モデルによる地震動評価を根本的にやり直すべきである。その際、次のような点にも配慮すべきである。

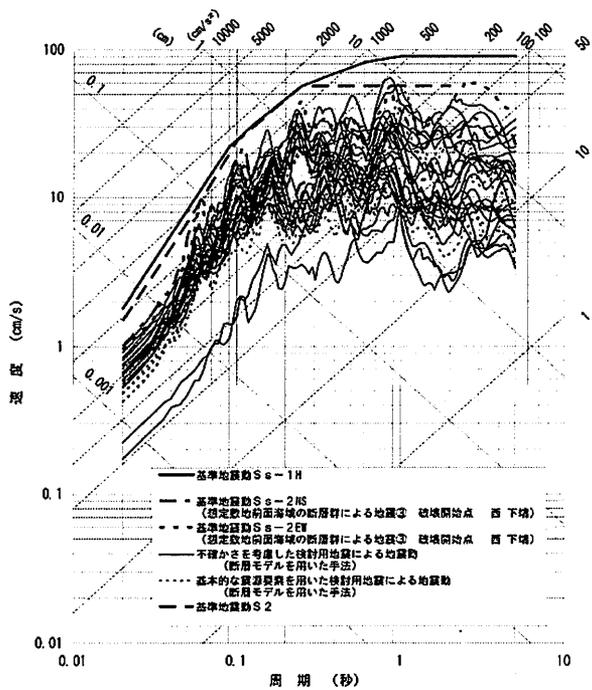


図 23: 2008 年中間報告における断層モデルの手法による基準地震動 Ss と検討用地震 (水平方向)[42]

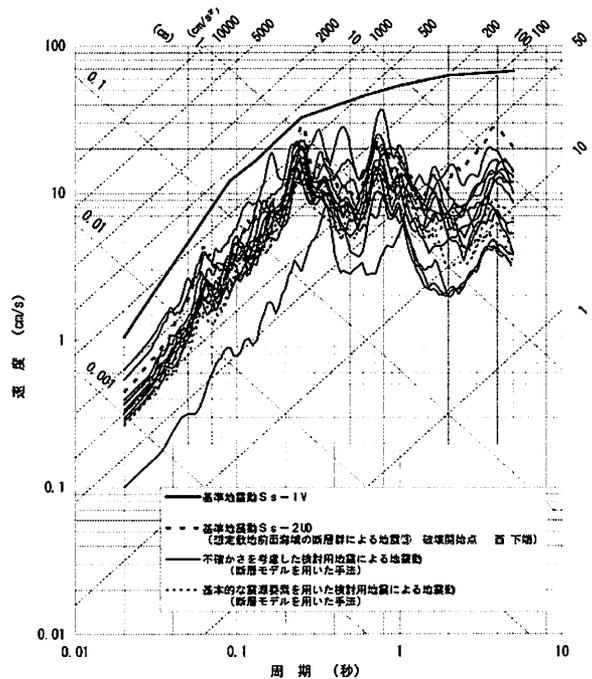


図 24: 2008 年中間報告における断層モデルの手法による基準地震動 Ss と検討用地震 (鉛直方向)[42]

四国電力は、2008 年中間報告以降、地震動評価の際に用いられるライズタイムの値を公表していない。表 7~表 9 のように 2003 年までの波形合成法で公表されているライズタイムは Geller(1976) による式  $\tau = 16R / (7\pi V_s)$ ,  $S = \pi R^2$ , で求めたものだが、46km モデルで 3.8sec と極めて大きい。ライズタイムが大きいと、すべり速度が全体として

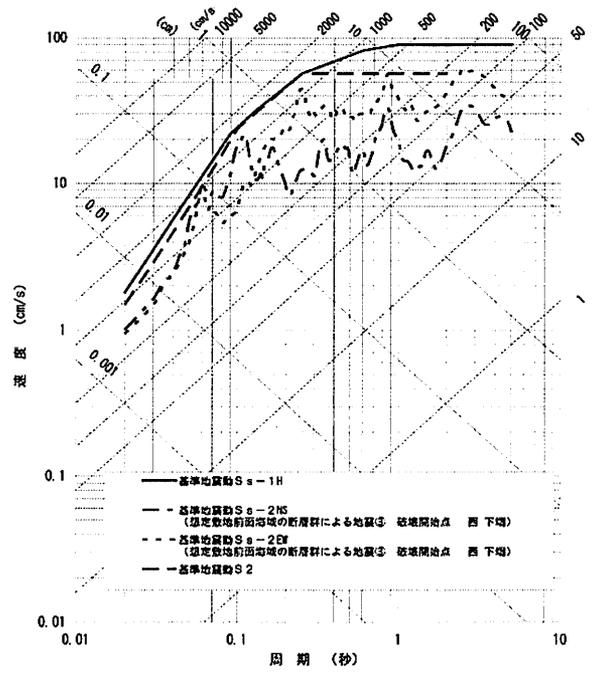


図 25: 2008 年中間報告で設定された基準地震動 Ss(水平方向)[42]

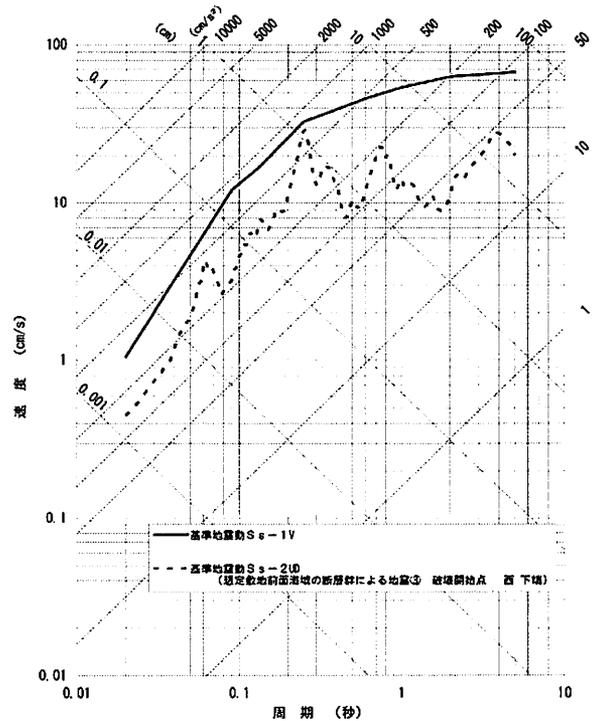


図 26: 2008 年中間報告で設定された基準地震動 Ss(鉛直方向)[42]

小さくなるため、断層モデルで生成される地震波が抑制される。2008 年中間報告でどのような値に設定されているのかは不明だが、すべり量が小さく設定された上に、ライズタイムが大きく設定されているとすれば、地震動がひどく過小評価されることになる。ライズタイムは、表 1 の M6.8~M7.3 の国内内陸地殻内地震の例にならい 0.4~0.6

表 1: 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  $\alpha = t_r V_r / W_a$  or  $b$  [27] (能登半島地震と新潟県中越沖地震は文献 [28][16] 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]	$W_a$ 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) [28]				
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) [16]				
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

秒に小さく設定すべきである。

また、2000 年鳥取県西部地震 (M7.3), 2007 年能登半島地震 (M6.9), 2007 年新潟県中越沖地震 (M6.8) を教訓として、アスペリティの応力降下量を 20~30MPa に設定したうえで、地震動再現解析でよく行われているように、アスペリティの破壊開始点に破壊が到達してからアスペリティ内で改めて同心円状に破壊が伝播するマルチハイポセンター破壊を想定すべきである。アスペリティの配置や破壊開始点の位置もディレクティビティ効果やフォーカシング効果が現れるように想定し、原発にとって最悪のシナリオを描いて評価し直すべきである。

### 5.1.2 石鎚山脈北縁西部-伊予灘の 130km モデル

中央構造線断層帯の「石鎚山脈北縁西部-伊予灘区間(約 130km)」について、四国電力はカスケードモデルを用いている。表 10~表 13 の地震モーメント  $M_0$  についてはレシピ通りに求めているが、表 14~表 15 の地震モーメント  $M_0$  についてはレシピ通りに計算していないことでそれが分かる。実は、これらの表における地震モーメントの値は、敷地前面海域の断層群、伊予セグメント、川上セグメントについて個別に求めた地震モーメントの値をたし合わせて求めた値である。これは「カスケードモデル」と呼ばれ、地震モーメントで表される地震規模が断層面積の大きさに比例すると、暗に仮定しているのと同じである。

ところが、飽和断層の場合、レシピでは地震モーメントは総断層面積の 2 乗に比例して大きくなる。断層面積が 2 倍になれば地震モーメントは 2 倍ではなく 4 倍になるのである。断層面積が 3 倍になれば 9 倍になり、その差は一層広がる。正確に言えば、レシピにおける断層モデルのスケーリング則では、 $M_0 \leq 7.5 \times 10^{18} \text{N}\cdot\text{m}$  では、 $M_0$  は  $S$  の 1.5 乗に比例して増大し、 $7.5 \times 10^{18} \text{N}\cdot\text{m} \leq M_0 \leq 7.5 \times 10^{20} \text{N}\cdot\text{m}$  では  $M_0$  は  $S$  の 2 乗に比例して増大する。Scholz(2002)[50]によれば、 $M_0 > 7.5 \times 10^{20} \text{N}\cdot\text{m}$  では、 $M_0$  は  $S$  に比例し、 $S[\text{km}^2] = 5.30 \times 10^{-18} M_0[\text{N}\cdot\text{m}]$  が成り立つとしているが、レシピでは「長大な断層についてはまだ研究段階である」として採用されていない。最近では、Murotani et al.(2010)[32] が、 $M_0 > 1.8 \times 10^{20} \text{N}\cdot\text{m}$  に対して  $S[\text{km}^2] = 1.00 \times 10^{-17} M_0[\text{N}\cdot\text{m}]$  の経験式を導いている。その意味では、地震モーメントが  $7.5 \times 10^{20} \text{N}\cdot\text{m}$  (または、 $1.8 \times 10^{20} \text{N}\cdot\text{m}$ ) を超える「金剛山地東縁-伊予灘区間(約 360km)」のより長大な中央構造線断層帯を考える場合には妥当と言えるかも知れないが、「石鎚山脈北縁西部-伊予灘区間(約 130km)」を扱う場合には不適切である。

四国電力は当初、カスケードモデルを採用し、地震モーメントは表 14 および表 19 の括弧内に記載の値を採用していた。平均応力降下量の計算もレシピによらず、楕円クラックモデルを用いていた。ところが、バックチェック報告の審議会でスケーリング則による評価を求められると、地震モー

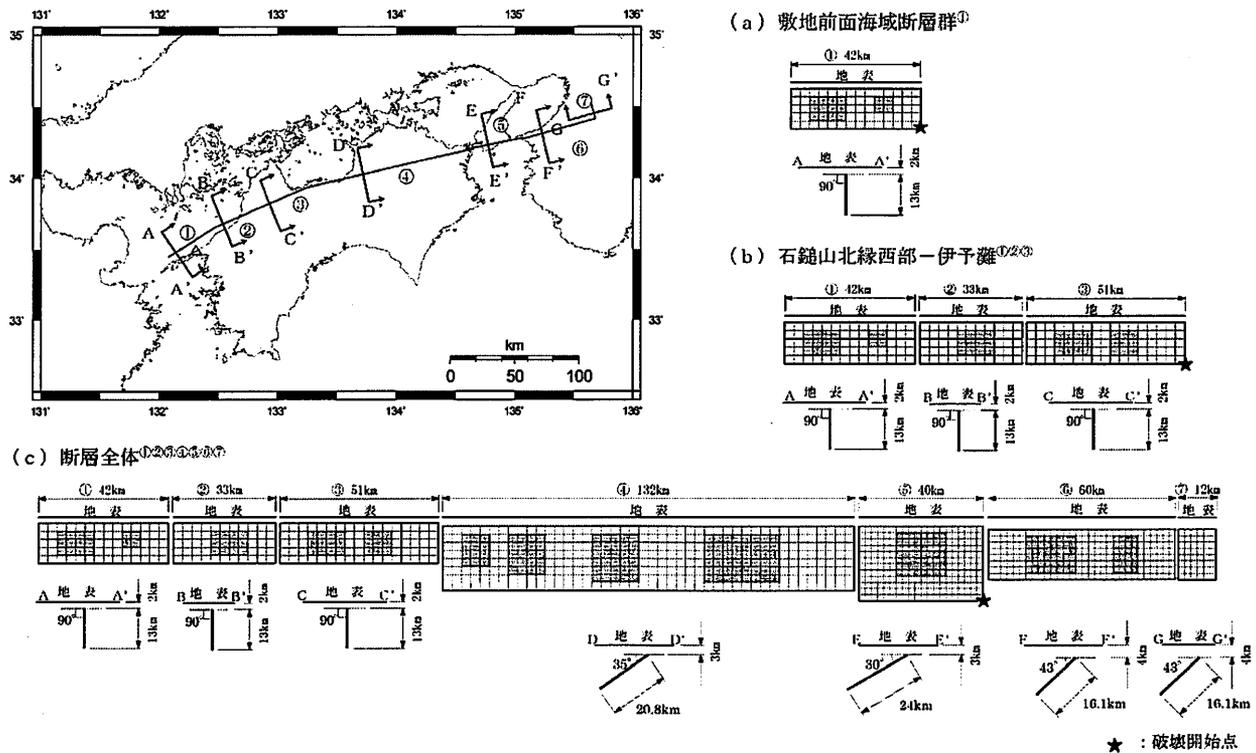


図 27: 2008 年中間報告における中央構造線断層帯断層モデル図(42km, 130km, 360km モデル)[42]

メントなど巨視的パラメータについてはスケーリング則に従いながら、断層平均応力降下量を無限長地表垂直横ずれ断層モデルによる計算式  $\Delta\sigma = 2\mu D/(\pi W)$  を用いて、レシピから得られる 5.5MPa ではなく、4.46MPa へ下げている。アスペリティの平均応力降下量についても、アスペリティ面積を  $S_a = 0.22S$  と固定せず、 $S_a = 0.34S$  と大きくすることで、本来なら  $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma = 24.9(= 5.5/0.22)$ MPa または  $20.3(= 4.46/0.22)$ MPa とすべきところ、 $\Delta\sigma_a = 13.3(= 4.46/0.34)$ MPa と小さく設定している。

四国電力は、「石鎚山脈北縁西部-伊予灘区間(約 130km)」について、レシピのスケーリング則を適用するのであれば、表 14~表 15 のように、M8.1 の規模の断層モデルで  $S_a/S = 0.22$  法を適用し、また、全長 126km を松田式に適用して得られる M8.3 の規模の断層モデルで地震動を評価し直すべきである。

### 5.1.3 2008 年の修正レシピを適用した場合

地震調査研究推進本部は 2008 年 4 月 11 日にレシピを修正し [24]、従来の方法は「(ア) 過去の地震記録などに基づき震源断層を推定する場合や詳

細な調査結果に基づき震源断層を推定する場合」とし、これとは別に「(イ) 地表の活断層の情報をもとに簡便化した方法で震源断層を推定する場合」をレシピに追加した。これがレシピ修正モデルである。

レシピ修正モデルでは、松田の式から求めた地震規模に断層面積をできるだけ合わせるが、断層幅  $W_{\text{model}}$  を  $W + 2\text{km}$  まで、断層長さ  $L_{\text{model}}$  を  $L + 5\text{km}$  までしか大きくできない。そこで、この方法を敷地前面海域の断層群、伊予セグメント、川上セグメントおよび断層帯全長に適用したのが、表 16~表 18 である。断層帯全長については、3つのセグメントで 5km ずつ追加しているため、合計 15km を追加し、できるだけ地震モーメントに対応した総断層面積に近づけている。

地震調査研究推進本部の長期評価によれば、この 126km の断層帯により「M8.0 程度またはそれ以上の地震が発生し、その際に 2~3m 程度の横ずれが生じる可能性がある」[22] としている。これらの表によれば、「M8.3 で平均すべり量 3.2m」であることから、長期評価にも整合すると言える。

ところが、四国電力による 2008 年中間報告では、表 14 の「断層モデルで M8.1 とした場合」の「 $S_a/S = 0.22$  法」の列に示すとおり、M7.5 で平

均すべり量は0.8mにすぎない。これでは地震調査研究推進本部の長期評価にも整合しない。四国電力は断層モデルの設定法を根本的に改め、地震動評価をやり直すべきである。

四国電力など電力会社は、原発の場合には詳細な調査を行うから従来からの(ア)の方法でよいと主張する。しかし、(ア)の方法では「過去の地震記録などにに基づき震源断層を推定する場合には、その知見を生かした断層モデルの設定を行う。」とあり、過去の地震記録など震源断層を推定するに十分な知見がなければならない。女川、志賀、柏崎・刈羽、福島など「詳細な調査によって策定された」はずの設計用限界地震の基準地震動 S2(1981 年旧指針)や基準地震動 Ss(2006 年指針)が、実際に起きた地震によって超えられてしまったことを真摯に受け止めるべきであろう。ところが、四国電力の場合も、伊方原子力発電所において想定する震源断層領域内での M5 以上のクラスの地震観測記録は存在しない。そうである以上、地震規模を過小評価することなく、活断層の長さから松田式で地震規模を求め、少なくとも、(イ)の方法で地震動評価を行うべきであろう。(イ)の方法は、「長期評価で評価された地表の活断層長さ  $L$ [km] から推定される地震規模から、地震規模に見合うように震源断層の断層モデルの面積を経験的關係により推定する。」この修正レシピでも、断層モデルを実際の震源断層とは異なる断層パラメータに修正しているため、地震動を過小評価している可能性は否めない。したがって、最近 20 年間の強震動観測記録を加えて、(ア)のレシピそのものを日本国内の地震データに合うよう大幅に作り替えるべきである。

## 5.2 耐専スペクトルと距離減衰式による応答スペクトル

2006 年に耐震設計審査指針が改訂されるまでは、「大崎スペクトル」[35]という距離減衰式に基づく応答スペクトルがもっぱら基準地震動作成に使われてきた。これは、震源を断層ではなく点震源とみなし、原発サイトまでの震源距離に基づき距離減衰を考慮して応答スペクトルを作成するものである。地震の規模には気象庁マグニチュードを用

い、想定する地震の気象庁マグニチュードと震源距離が設定されれば応答スペクトルが作成されるという簡単なものであった。震源距離を断層最短距離や等価震源距離に置き換え、距離減衰を考慮した応答スペクトルも多く作成されている。その中でも、耐専スペクトル[34]は、大崎スペクトルに替わるものとして日本電気協会が 1977 年から 20 年がかりで収集した地震観測記録に基づいて作成した応答スペクトルである。1998 年の国内シンポジウムで初めて発表され、2006 年の新指針で断層モデルとともに基準地震動作成法として認定された。この耐専スペクトルは国内地震データに基づく現実的な応答スペクトルとして評価されているが、1995 年兵庫県南部地震以降に、震源近傍を含めて記録された M 7 クラスの多くの地震観測記録が反映されておらず、適用範囲が狭い。また、内陸地殻内地震と海洋プレート間地震が混在しており、「内陸補正」した場合には、内陸地殻内地震による地震動や震源近傍の地震動を過小評価する可能性もある。また、原発サイトから遠ざかる方向へ伸びていく断層の場合には、断層が長くなるほど等価震源距離が大きくなるため地震動が小さくなるという矛盾も見られる。とはいえ、他の距離減衰式による応答スペクトル設定法は、海外の地震データがより多く含まれており、日本国内の地震動を評価するには適していないと思われる。

たとえば、図 28 は、2008 年中間報告で検討された距離減衰式による応答スペクトルだが、Noda et al.(2002)とある耐専スペクトルと比べて、Zhao et al.(2006), Kanno et al.(2006), 内山・翠川(2006)らの応答スペクトルがかなり下方にあり、小さめの地震動評価になっていることがわかる。これは、元になる地震観測記録が海外中心か国内中心かの違いによると思われる。

Zhao et al.(2006)が用いたのは主に国内地震だが、図 29 に示すようにプレート間地震やプレート内(スラブ内)地震が多く、主な内陸地殻内地震は兵庫県南部・鳥取県西部の国内 2, イラン 1, 米西部 20 と国外中心である。他方、Noda et al.(2002)の耐専スペクトルでは、図 30 に示すように、耐専スペクトル作成に用いた 44 地震、107 観測記録(海洋プレート間地震 32, 81 記録, 内陸地殻内地震

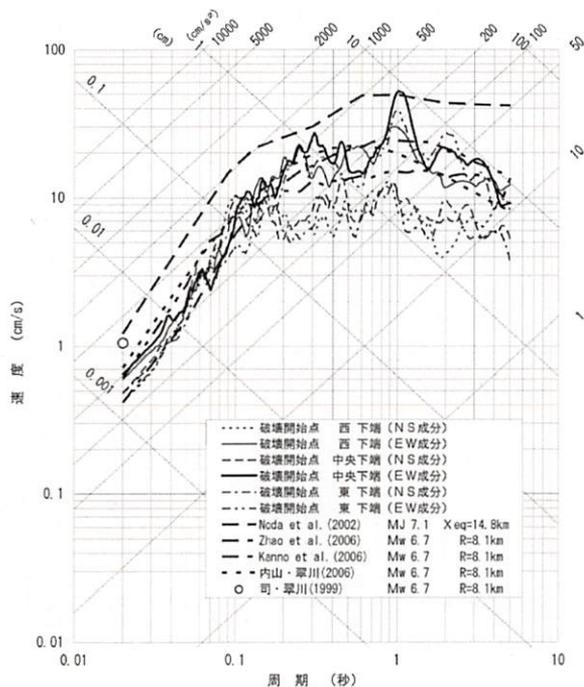


図 28: 2008 年中間報告における耐専スペクトルと距離減衰式による応答スペクトル(水平方向)[42]

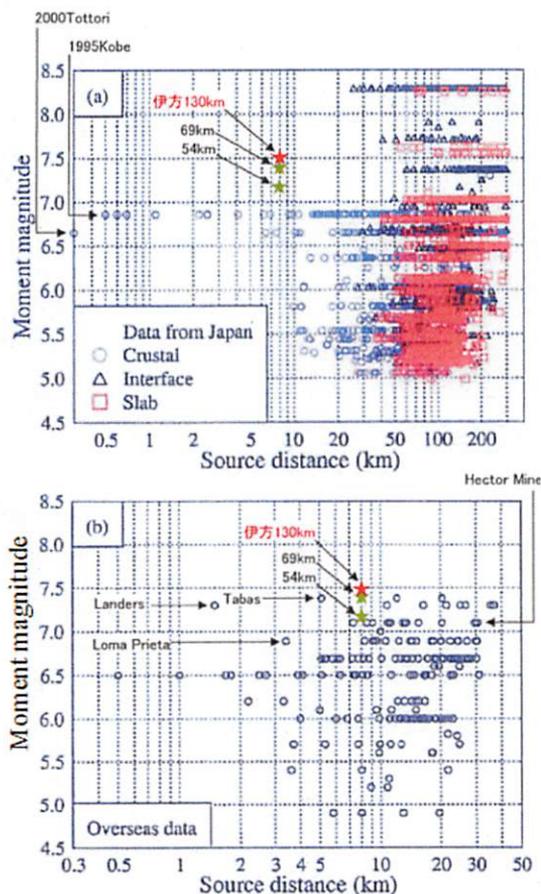


図 29: Zhao et al.(2006) の距離減衰式の原因になった地震観測データ [44]

12, 26 記録) はすべて国内地震だが、震源近傍を含めて近距離地震データが反映されておらず、適

用範囲が狭い。図 30 には、適用範囲外の領域に最近の震源近傍データも記されており、これらを含めて最近の M7 クラスの地震データを反映させれば、適用範囲はもっと広がるはずである。また、適用範囲を少し外れれば直ちに適用範囲外だとするのも問題である。少なくとも、保守的に適用範囲外の場合も採用すべきであろう。

耐専スペクトルでは、地震観測データの不足を補うため、海洋プレート間地震(スラブ内地震は含まれていない)と内陸地殻内地震の観測データが混在しており、内陸地殻内地震の応答スペクトルを作成するには「内陸補正係数(周期 0.02~0.7sec では 0.6)」を掛けて補正する必要がある。つまり、海洋プレート内地震のほうが、応答スペクトルが大きいのである。ところが、2007 年 7 月に起きた M6.8 の新潟県中越沖地震では、図 31 のように、柏崎・刈羽原発で 1699gal という非常に大きな地震動(解放基盤表面はぎとり波)が観測された。内陸補正した耐専スペクトルの約 6 倍の地震動に相当する。東京電力や独立行政法人原子力安全基盤機構 JNES の解析によれば、震源特性の要因で約 1.5 倍、深部地盤構造の伝播経路特性で約 2 倍、敷地下の古い褶曲構造などサイト(地盤)特性で約 2 倍、合計約 6 倍に増幅されたという [56]。これ以降、震源特性として約 1.5 倍の不確かさを考慮し、深部地下構造や 3 次元地盤構造を詳細に調べることが常識となった。そのため、耐専スペクトルでは、内陸補正を行わないことで震源特性の不確かさを考慮することになったのである。断層モデルでは、不確かさの考慮として応力降下量と短周期レベルを 1.5 倍しているのはこのためである。

2008 年中間報告でも、「内陸地殻内地震の応答スペクトルには、敷地内で観測された地震記録がないことから、内陸地震の補正は考慮していない。これは、Noda et al.(2002) の内陸地震の補正の項に記載されているように、敷地内で観測された記録が無くても、内陸地震に対する補正を考慮することは問題ないと考えるが、不確かさを考慮するものとして、内陸地震に対する補正を用いないこととする。」([42], IV-26)としている。しかし、2013 年の再稼働に向けた伊方 3 号炉設置変更許可申請時には、耐専スペクトルの「内陸補正」を行い、1.5

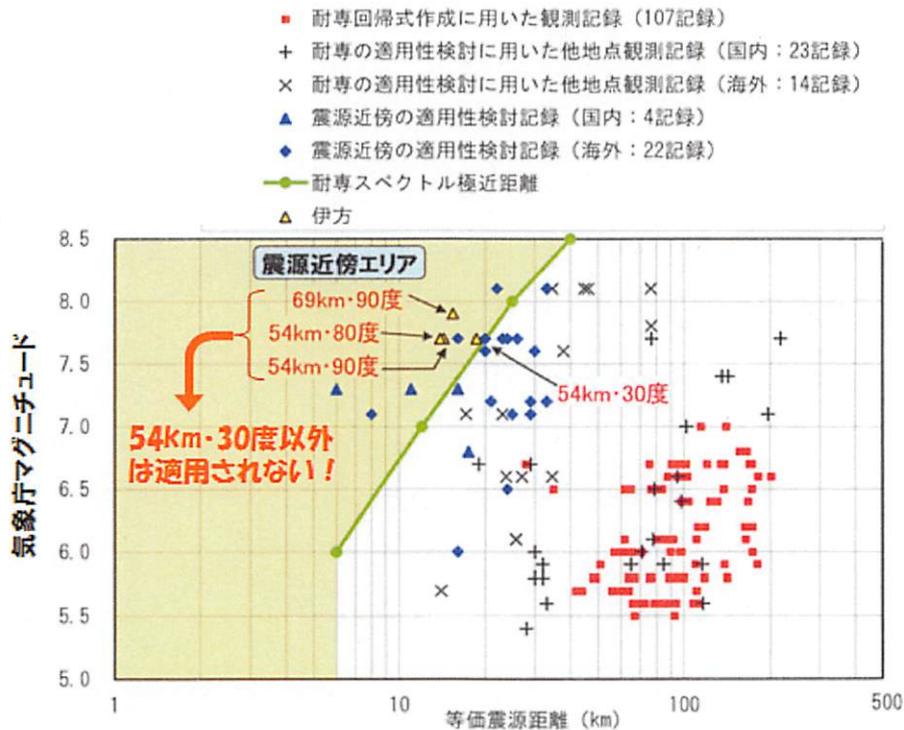


図 30: 耐専スペクトルの元になった地震観測データと適用限界

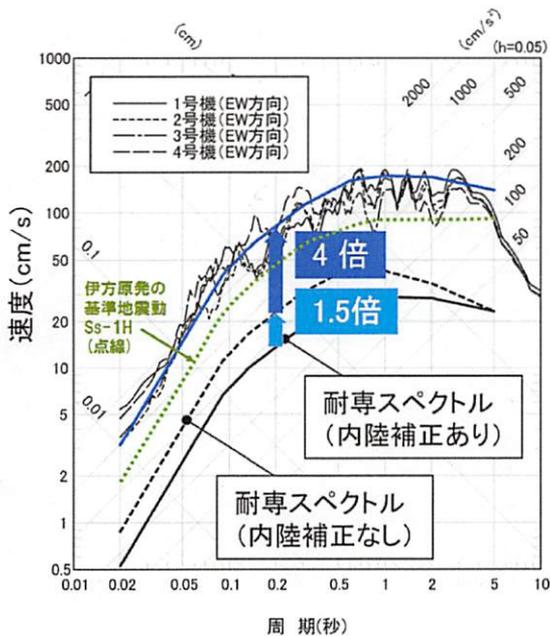


図 31: 新潟県中越沖地震の柏崎・刈羽原発での解放基盤表面地震動はざと波と耐専スペクトル [56]

倍の不確かさの考慮をしていない。

図 32 を見れば、2008 年中間報告で策定された基準地震動 Ss に対し、敷地前面海域断層群 42km(M7.1, 等価震源距離  $X_{eq} = 14.8\text{km}$ ) と 30 度傾斜モデル (M7.6,  $X_{eq} = 20.5\text{km}$ ) の耐専スペクトルがかなりの程度、基準地震動 Ss に接近していることがわかる。このように、耐専スペクトルは基準地震動策定時に重要な働きをするのである。

ここで、四国電力は耐専スペクトルを小さく作成するテクニックを使っている。表 10 を見れば、敷地前面海域断層群 42km の地震規模は、四国電力による M7.1 ではなく断層モデルでは M7.3、松田式では M7.5 であることがわかる。耐専スペクトルでは、断層長さから松田式を使って気象庁マグニチュードを求めるのが正しい方法である。ところが、四国電力は、(1) 気象庁マグニチュードが小さくなる断層モデルによる地震規模を求め、しかも、(2) 地震モーメント  $M_0$  から気象庁マグニチュード M を求める式を「工夫」している。通常は、 $M = (1/1.17)(\log_{10} M_0 - 10.72)$  ( $M_0$  の単位は N・m) で気象庁マグニチュードを求めるところ、係数を小数点以下 1 桁で丸めた式  $M = (1/1.2)(\log_{10} M_0 - 10.7)$  ( $M_0$  の単位は N・m) を用いている。その結果、気象庁マグニチュードは 0.2 も小さくなるのである。実に涙ぐましい「工夫」である。

「42km(M7.1,  $X_{eq} = 14.8\text{km}$ )」ではなく「42km (M7.5,  $X_{eq} = 14.8\text{km}$ )」で耐専スペクトルを描き直せば、図 32 の基準地震動 Ss を超える可能性が高いが、今度は図 30 に示される適用範囲の外になり、採用されないという結果になる。つまり、基準地震動 Ss を超えるような耐専スペクトルは元々適用範囲外になり、採用されないような仕組みに

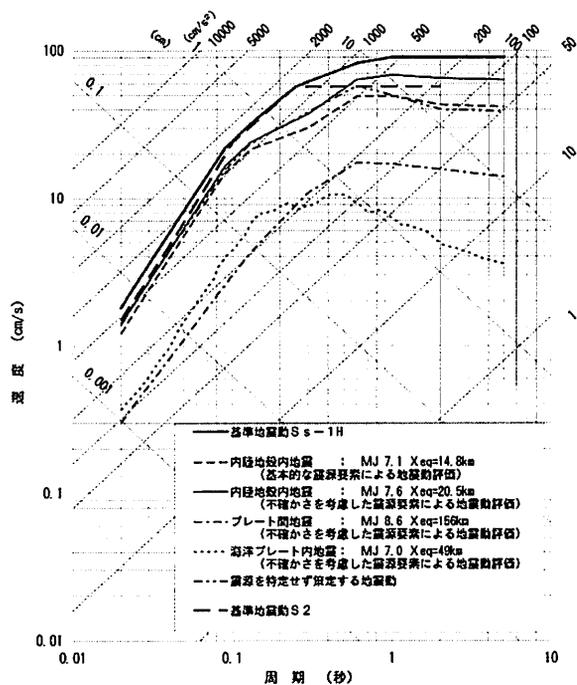


図 32: 2008 年中間報告における耐専スペクトルと基準地震動 Ss[42]

なっているのである。この壁を乗り越えるには、最近の地震データを取り込んで耐専スペクトルを作り直し、適用範囲を広げる以外にない。しかし、図 29 のように、Zhao et al.(2006) でも、断層最短距離 10km 未満の地震観測記録は 2 つの地震程度であり、耐専スペクトルを作り直すまでの間は、現在の耐専スペクトルを外挿して得たスペクトルを保守的な評価として適用すべきであろう。

実は、四国電力だけではなく、関西電力、日本原子力発電、日本原子力研究開発機構も、2008 年バックチェック中間報告では、耐専スペクトルの地震規模を断層モデルで過小評価する (1) の方法を用いていたが、その後、四国電力も含めて松田式を用いる正しい方法に直している。しかし、四国電力は、四国電力にのみ特有の換算式 (2) を 2013 年申請時にも用いている。耐専スペクトルで用いる気象庁マグニチュードを断層長さから松田式で直接求めるようになったため、(2) の「工夫」で断層モデルの地震モーメントを気象庁マグニチュードに換算しても使い道がなく、全く無意味なのだが、四国電力は、一度犯した過ちを認めたくないのか、断層モデルによる地震規模と松田式による地震規模の食い違いをことさらに強調したいのか、意図は不明だが、そのまま使い続けている。

## 6 2013 年 3 号炉設置変更許可申請における耐震性評価

四国電力は、2008 年中間報告に対する原子力安全・保安院の審議会での意見を受け、いくつかの点について修正した上で、2009 年 2 月 2 日に改訂版「伊方発電所 3 号機『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報告書」を提出した。原子力安全・保安院は 2010 年 1 月 7 日に、この評価結果を「確認」し「妥当なもの」と判断した」とする報告書「耐震設計審査指針の改訂に伴う四国電力株式会社伊方発電所 3 号機耐震安全性に係る評価について (基準地震動の策定及び主要な施設の耐震安全性評価)」を公表した [10]。

2009 年評価結果報告書における 2008 年中間報告からの主な変更点 (前述の批判点に限る) は次の通りである。

- (1) 敷地前面海域の断層群による地震の基本モデルを長さ約 42km から約 54km へ延長し、長さ約 69km も不確かさとして考慮した。基本モデルでのアスペリティの配置場所を断層深さ中央から断層上端へ移動させた。
- (2) 耐専スペクトルに必要な気象庁マグニチュードを求める際、断層モデルの地震規模を用いるのをやめ、断層長さから松田式で求める方式へ変更した。
- (3) その結果、適用範囲に入った耐専スペクトルは断層長さ約 54km、断層傾斜角北傾斜 30 度の場合だけになった。また、他の距離減衰式による評価結果と整合させるため、「内陸補正係数」を用いて応答スペクトルを低減させた。
- (4) 応力降下量を 1.5 倍にする不確かさの考慮については、中間報告で用いた耐専スペクトル (内陸補正無) またはその 1.5 倍化で考慮できるにもかかわらず、それを行わず、断層モデルでのみ考慮することとした。

断層モデルについては、敷地前面海域の断層群の長さを延長したこと以外は、楕円クラックモデルや無限長垂直横ずれ断層モデルで応力降下量を算出するなどほとんどそのままである。

原子力安全・保安院のお墨付きを得た四国電力

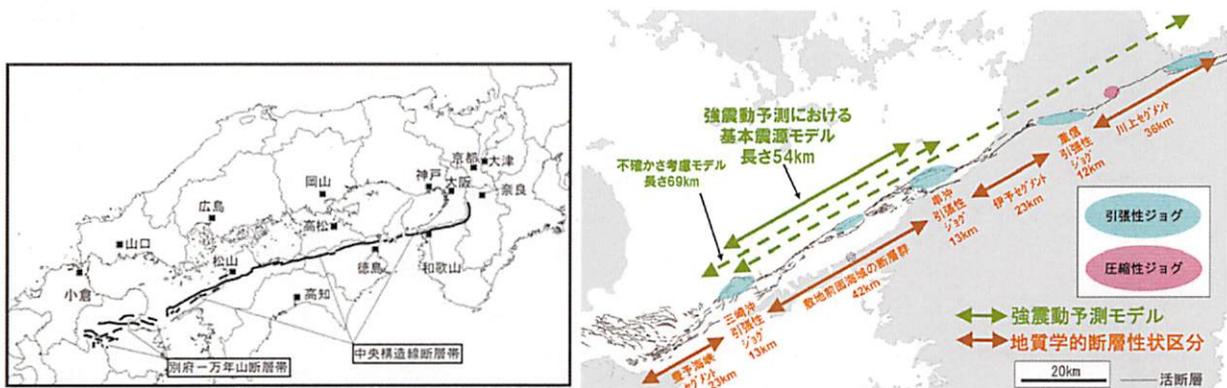


図 33: 2013 年設置変更許可申請書で四国電力が考慮した中央構造線断層帯 [46, 47]

は、2013 年 7 月 8 日、新しい規制基準の下、原子力規制委員会へ「伊方発電所の発電用原子炉設置変更許可申請書（3号原子炉施設の変更）」を提出した [46]。しかし、その中身は、2009 年の耐震安全性評価結果報告書とほとんど変わらないものであった。

ところが、原子力規制委員会は図 33 の左図に示される「480km（中央構造線断層帯と別府-万年山帯断層帯の連動）」を考慮するように求め、四国電力は 2013 年 10 月 30 日、480km を基本震源モデルとする解析結果 [48] を回答した。この回答を受けた原子力規制委員会は、「長大な断層の場合には破壊伝播速度が横弾性波速度（S 波速度） $V_s$  を超える場合もあるので考慮するように」と指示し、2013 年 12 月末現在、四国電力の解析結果待ちになっている。

断層モデルのレシピでは、破壊伝播速度が S 波速度の 0.72 倍と設定しており、不確かさ考慮でも 0.84 倍までである。このレシピに基づくと、破壊伝播より地震波の伝播の方が速いので、複数の断層が連動する場合、図 10 のように、後から破壊する断層の地震波は遅れて到達するため、互いに重なり合うことはない。しかし、破壊伝播速度が地震波（ここでは S 波）の伝播速度に近いと、より速いと、複数の断層破壊からの地震波が互いに重なり合って大きくなる場合がある。四国電力はこれを解析するように指示されているのである。この問題は、断層モデルのレシピが依然として大きな改善点を有していることの証左でもあるが、ここではこれ以上踏み込まない。

以下では、まず、2013 年申請における耐専スペクトルをベースに、54km モデルや 69km モデルで

1.5 倍を考慮すれば、耐専スペクトルが基準地震動 Ss を超えること、54km や 69km の断層モデルで地震規模や応力降下量の設定法を変え、要素地震の適用法を変えれば地震動評価結果が基準地震動 Ss を超える可能性があることを指摘する。その上で、480km モデルで新たに用いられた壇ら (2011) のモデルを検討し、それが断層モデルの問題点を浮き彫りにしていることを示す。

## 6.1 耐専スペクトル

四国電力は 2013 年申請で、図 34 に示すとおり、基本ケース (54km, 90 度) について、耐専スペクトルとその他距離減衰式による応答スペクトルの比較を行っている。

しかし、ここには 2 つの問題点がある。

第 1 に、2008 年中間報告では「不確かさを考慮するものとして、内陸地震に対する補正を用いないこととする」としていたにも関わらず、2013 年申請では、内陸補正を行い、耐専スペクトルでも行える「震源特性で 1.5 倍の不確かさの考慮」を行っていない。その理由は、原子力安全委員会の「応答スペクトルに基づく地震動評価」に関する専門家との意見交換会 [57] において「断層近傍の観測記録に対する耐専スペクトルの適用性を検証したところ、内陸補正を適用すると概ね観測記録を説明できた」との報告がなされているからだという。耐専スペクトルが海洋プレート間地震と内陸地殻内地震の混在するデータに基づいて策定されていることから、内陸地殻内地震用に内陸補正を行う必要があるのは当然である。しかし、2008 年中間報告で内陸補正ナシの耐専スペクトルを用い

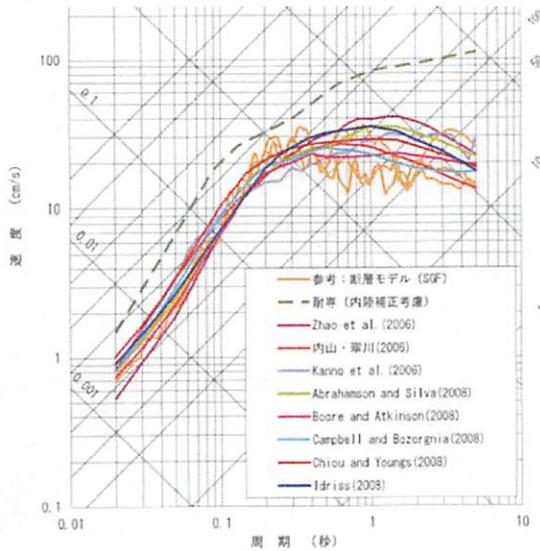


図 34: 2013 年申請時の基本ケース (54km, 90 度) に対する耐専スペクトルとその他の距離減衰式による応答スペクトル等との比較

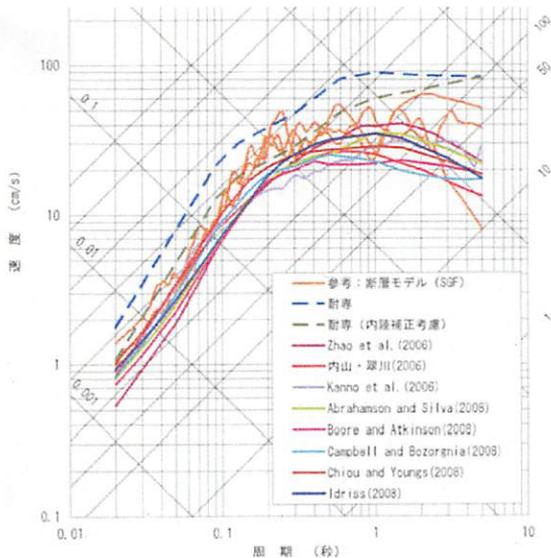


図 35: 2013 年申請時の不確かさ考慮ケース (54km, 30 度, アスペリティ深さ中位配置) に対する耐専スペクトルとその他の距離減衰式による応答スペクトル等との比較

たのは、新潟県中越沖地震の教訓から震源特性を 1.5 倍化する必要があるとの耐震安全性評価上の要請からであった。にもかかわらず、これを無視するのは、耐専スペクトルでは震源特性の不確かさを考慮しないと宣言しているようなものである。

また、内陸地殻内地震用に内陸補正が必ず必要かという点、必ずしもそうではない。四国電力が引用している意見交換会で報告したのは東京電力だが、K-NET など近年の強震記録を収集し、さらに国内外の震源近傍記録を収集して耐専スペクトルの適用性を検討したものである。そこには、「内

陸補正係数を考慮することにより、耐専スペクトルは複数の観測記録を概ね説明できた」とする結果に加えて、「縦ずれ断層では、内陸補正を加えないほうが観測記録と対応する例も見られた (2004 年中越地震, 1994 年ノースリッジ地震).」と記されている。つまり、近年の内陸地殻内地震の観測記録によれば、内陸補正を行えば耐専スペクトルはよく適合し、縦ずれ断層では内陸補正を行わない方がよい場合もあるということだ。

第 2 に、四国電力は耐専スペクトルの適用範囲外であれば無条件に採用しないという立場に立ち、54km・90 度 (M7.7,  $X_{eq} = 14.3\text{km}$ ) の基本ケースですら耐専スペクトルを採用していない。具体的には、四国電力は図 34 と図 35 を示し、「(54km・90 度の) 耐専スペクトルによる評価はその他距離減衰式よりも大きい地震動が算出され、過大評価となっており、適用は適切ではないと考えられる。これは、54km・30 度のケースよりも敷地がより震源に近い位置での評価となるためと考えられる。その他距離減衰式の結果は、断層モデル (統計的グリーン関数法) の結果ともほぼ整合的である。」としている。

これは、全く逆であり、2008 年中間報告批判で指摘したように、断層モデル (統計的グリーン関数法) やその他距離減衰式のほうが、地震動を過小評価しているのである。

四国電力は自らが引用した意見交換会での東京電力の報告書をよく読むべきである。そこには、「極近距離よりさらに近い地震に関しては観測データも少なく、また、コントロールポイントも設けられていない。これらより、今後スペクトルの適用性や改良に関する検討等が必要と考えられる。」としているが、示された数少ない極近距離のデータでは、耐専スペクトルはよく合っている。たとえば同報告で紹介された 2000 年鳥取県西部地震 (M7.3) での震源断層のほぼ直上にある賀祥ダム ( $X_{eq} = 6\text{km}$ ) での地震観測記録は、図 36 のように、耐専スペクトル (内陸補正有) はよく適合している<sup>3</sup>。

<sup>3</sup>2009 年の意見交換会 [57] でも、原子力安全委員会の釜江克宏耐震安全性評価特別委員会委員は賀祥ダムのデータに基づき、「そういうところでもまあまあ使えるというような、それは個別の話だと思うのですけれども。そういう、これは少し科学的な根拠があると思うのですけれども、そういうものが出来れば、それを我々は受け入れて、それを基に最終

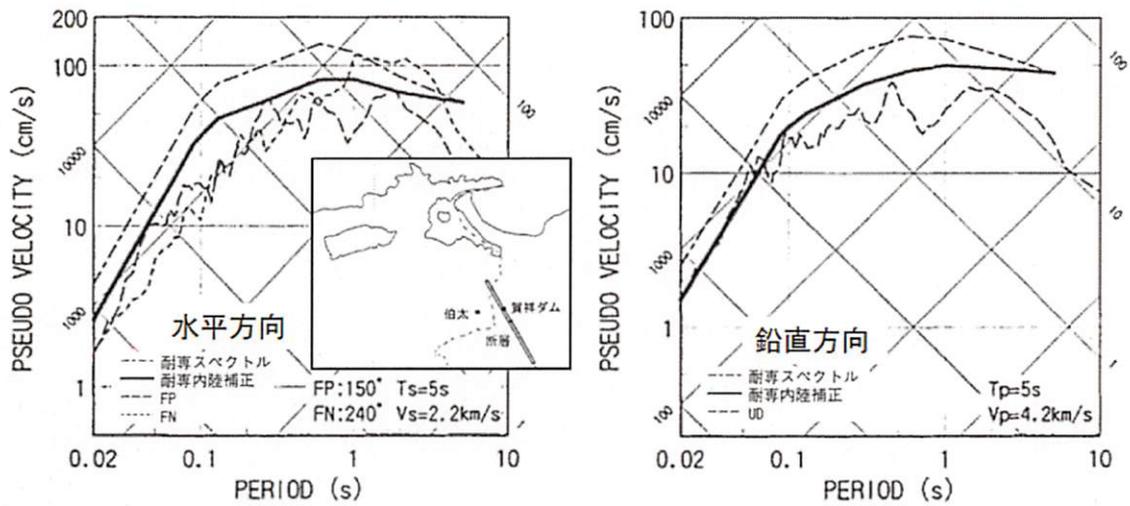


図 36: 2000 年鳥取県西部地震 (M7.3) の賀祥ダム ( $X_{eq} = 6\text{km}$ ) での地震観測記録と耐専スペクトルの比較

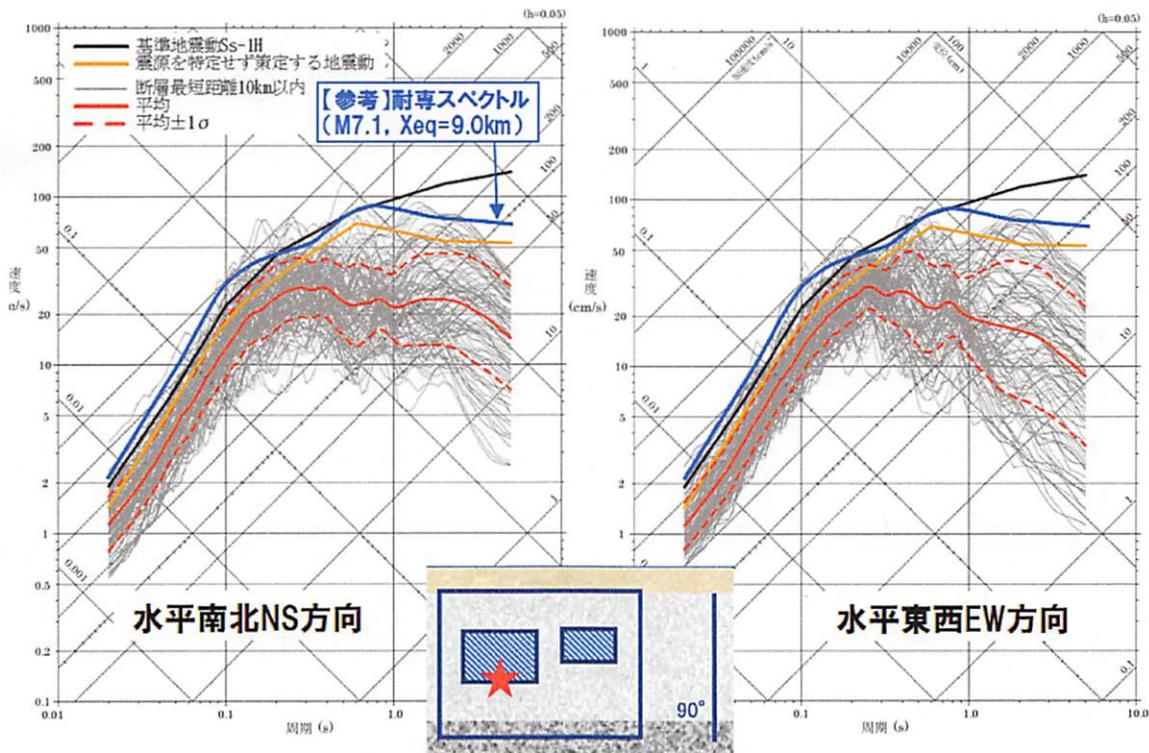


図 37: 宍道断層 (M7.1,  $X_{eq} = 9.0\text{km}$ ) の耐専スペクトル (【参考】として追記) と断層モデル (ケース 2: M7.1, 長さ 22km, 幅 15km) による断層周辺極近傍観測点での評価結果の比較 [3]

また、極近傍で耐専スペクトルの妥当性を示す試算結果もある。2010年の第62回原子力安全委員会地震・地震動評価委員会及び施設健全性評価委員会WG3での検討例[3]がそれである。そこでは、島根原発近傍にある宍道断層(長さ22km, 松田式でM7.1に相当)の修正断層モデルとして「震源を特定せず策定する地震動」(ケース2: M7.1, 長さ22km, 幅15km)を策定している。この修正モデル

は推本が2008年に公表した修正レシピ[24]に基づくものであり、断層幅を13kmから15kmに拡張し、地震モーメントをM7.1に相当する $1.06 \times 10^{19}\text{N}\cdot\text{m}$ とし、断層モデルのレシピに基づいて、応力降下量を断層平均 $\Delta\sigma = 4.32\text{MPa}$ 、アスペリティ平均 $\Delta\sigma_a = 19.7\text{MPa}$ と設定し、震源断層を地表で取り巻く40km四方の範囲内で2km間隔に置いた観測点での地震動を図37のように求めている。図37における最上部の地震波が極近傍の地震波に相当するが、これと宍道断層(M7.1,  $X_{eq} = 9.0\text{km}$ )の耐専スペクトルはよく重なり合っている。つまり、

的には個別に審査すべきだと思いますので、あの黄色(引用者注: 適用範囲外の領域)が全くデータがないからだめという話でも私はないような気がする。」と発言し、入倉孝次郎委員長も同意していた。

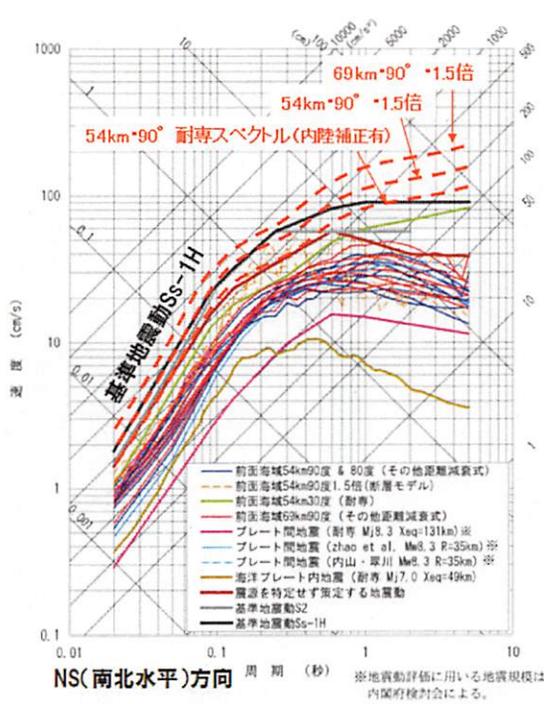


図 38: 2013 年申請時の基準地震動 Ss-1H と検討用地震の耐専スペクトル, その他距離減衰式による応答スペクトル (水平 NS 方向)

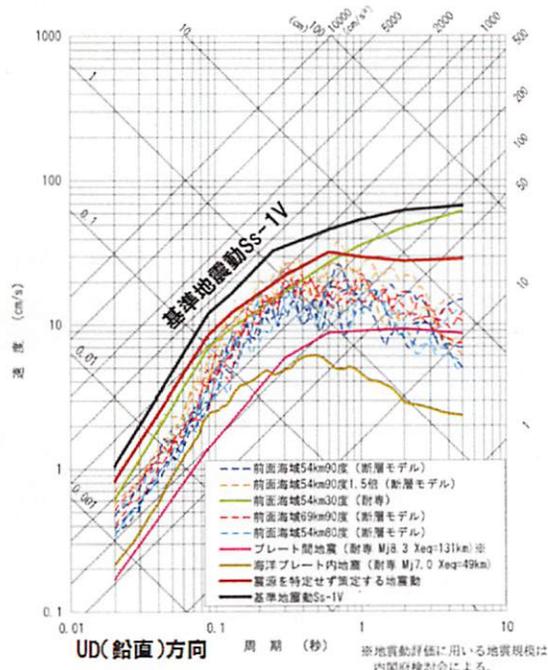


図 39: 2013 年申請時の基準地震動 Ss-1V と検討用地震の耐専スペクトル, その他距離減衰式による応答スペクトル (鉛直 UD 方向)

シミュレーション結果ではあるが、極近傍でも耐専スペクトルはよく合っていると見える。

四国電力は、耐専スペクトルが「過大評価」になっているのではなく、逆に、断層モデルやその他距離減衰式の方が「過小評価」になっていると

いうことに気付くべきであった。

そこで、2013 年申請に記載された基本ケース「54km・90 度 (M7.7,  $X_{eq} = 14.3\text{km}$ )」と不確かさ考慮ケース「69km・90 度 (M7.9,  $X_{eq} = 15.4\text{km}$ )」の耐専スペクトル (内陸補正有) および震源特性の不確かさ 1.5 倍を考慮して 1.5 倍に引き上げた耐専スペクトルを描くと、図 38 のようになる。つまり、「適用範囲外」として排除された耐専スペクトルを考慮すれば、断層長さ 54km および 69km では基準地震動 Ss を超える地震動が予想されるのである<sup>4</sup>。

修正レシピを使うと応力降下量が大きくなることについて異論もあろうかと思われるので、参考のため、第 62 回原子力安全委員会地震・地震動評価委員会及び施設健全性評価委員会 WG3(2010.3.3) 速記録 [3] から、徳山委員の「地震の物理からいって、あまりストレスドロップを今後バーンと上げて、そういうのがアンリアレスティックだったらどうする」という質問に対する入倉孝次郎耐震安全性評価特別委員会委員長の発言を引用しておく。

○入倉耐特委委員長 私もそのとおり応力降下量を、レシピでいろいろ検討しているのでその範囲を逸脱して計算しても、安全のためにいいと言ってもあまり説得力がない。それで先ほどの 22km に納めようとするとう問題があるということで、この背景の説明でよく分からなかった点があります。これは柏崎の時にもお願いしてやってもらったやつですが、地震調査委員会では長期評価と強震動評価。長期評価のいわゆる専門家というのは変動地形学であるとか、地質の専門家が評価しています。その変動地形や地質の専門家が地震規模を評価する時には、松田式しか今の点信頼出来るものがないということがあります。すると今回 22km ですね。22km を松田式を当てはめると、気象庁マグニチュードが 7.1 になる。それと 22km と地震発生層をモデル化して断層面積等でやると  $M_j 7.1$  にならないということがあります。そうすると同じ国の機関がやるのに、長期評価でやっているモデ

<sup>4</sup>四国電力による内陸補正の妥当性にもよるが、仮にそれが妥当だとすれば、「69km・90 度・1.5 倍」で地震動の最大加速度は 800 ガル程度 (周期 0.02sec での応答加速度に対応する) になり、最も重要な周期 0.03~0.5sec で基準地震動 Ss による応答スペクトルの値の 1.5 倍程度になる。

ルと強震動でやっているモデルがずれがあるのはおかしいのではないかとということで、それで長期評価の意見を活かして、気象庁マグニチュード7.1になるモデル化もしましょう。そうすると今、東原先生が言われた点ですね。地震発生層がある程度限られていると、地震発生層でないところがたくさん動くとするのは、やはり物理的におかしいのではないかとということがあります。しかしながら実際には長さであるとか、幅に関してある程度のばらつきがあるから、ある程度は許容して、要するに気象庁マグニチュードが7.1をモデル化するモデル化の方法を、地震調査委員会は提案しています。その場合は長さもある程度長くして、幅も長くする。これは別に物理的意味があるわけではないけれども、計算上のものですということで、気象庁マグニチュード7.1のモデル化として、LモデルというのとWモデルで計算して下さい。そうすれば一応気象庁マグニチュードを実現する地震動の計算が出来ます。これが3ページの左側のモデルだと思います。実際には22kmと、これは変動地形とかそういう観点で22kmと決まっているのに、なぜこんなことをするのかというご意見はあると思いますが、気象庁マグニチュードを実現するためにはどうしてもこれをしないとイケない。そうしないと今、徳山先生が言われたように狭いところに地震のエネルギーを閉じ込めないといけないということで、応力降下は非常に大きくなるということで、そうするとこれまでのいろいろな経験的な、地震の震源モデルの解析結果と大きくずれてしまうということがあるので、こういうふうにモデル化した。ですから、22kmというふうに決まっているけれども、ここではそれを25.7kmにして、気象庁マグニチュード7.1を計算したらどうでしょうか。これは震源が特定出来る場合の計算です。震源を特定せずではないので先ほどの説明が震源を特定せずということ強調されたので、これは震源を特定して、かつ22kmなのに、なぜM6.8でいいんですかというご意見の方は当然おられると思います。そういう人たちに気象庁マグニチュードでやった場合にM7.1になるのなら、それで計算して比較してみましょう。これはやはり確認用の地震動として計算して、今徳山先生が

言われるような考えで、応力降下量を無理やり上げるのではなくて、応力降下量は保存して、そのかわり長さ、幅は多少ばらつきの範囲内で動かすということで計算する。これは柏崎の時にも原子力安全委員会をお願いして、確認用地震動として計算していただいたものをここでもやっていただくということでよろしいのではないのでしょうか。

要するに、断層面積から地震規模を求めるレシピでは、国内の横ずれ断層で起きる地震の規模が小さく算定されてしまう。国内で信用できるのは断層長さから松田式で求めた地震規模(気象庁マグニチュード)だが、これをそのまま断層モデルのレシピに適用すると、応力降下量が大きくなりすぎる。そこで、少しでも国内地震データに合わせ、かつ極端になりすぎないように、2008年の修正レシピを作成したというのである。本来であれば、国内地震データに基づいて断層モデルを根本的に再構築すべきである。それができるまでは、入倉が示唆しているように、修正レシピを適用して地震動を過小評価しないよう努力すべきである。

## 6.2 断層モデル

### 6.2.1 敷地前面海域の断層群 54km モデル

2013年申請時の敷地前面海域断層群は、2009年2月報告と全く変わらない。それは、2008年中間報告から、敷地前面海域断層群の断層長さを42kmから54kmへ伸ばし、アスペリティの位置を断層深さ中央から断層上端へ移動させただけである。断層モデルによる地震動過小評価の基本は同じである。その内容については繰り返しになるため、ここでは、(1)地震規模、(2)応力降下量、(3)要素地震に限って問題点を整理しておく。

(1)敷地前面海域の断層群54kmの断層長さから松田式で地震規模をM7.7、 $M_0 = 5.36 \times 10^{19} \text{N}\cdot\text{m}$ と算出すべきところ、表21のように断層面積から地震規模を算出しているため、ほぼ半分のM7.5、 $M_0 = 2.74 \times 10^{19} \text{N}\cdot\text{m}$ と小さく設定されている<sup>5</sup>。

<sup>5</sup>四国電力は通常の換算式  $M = (1/1.17)(\log_{10} M_0 - 10.72)$  ではなく、これを丸めた式  $M = (1/1.2)(\log_{10} M_0 - 10.7)$  を用いてM7.3としている。しかし、この値(M7.3)は2008年中間報告とは異なり、耐専スペクトル等でも用いられていないため、全く無意味であり、ここでは無視する

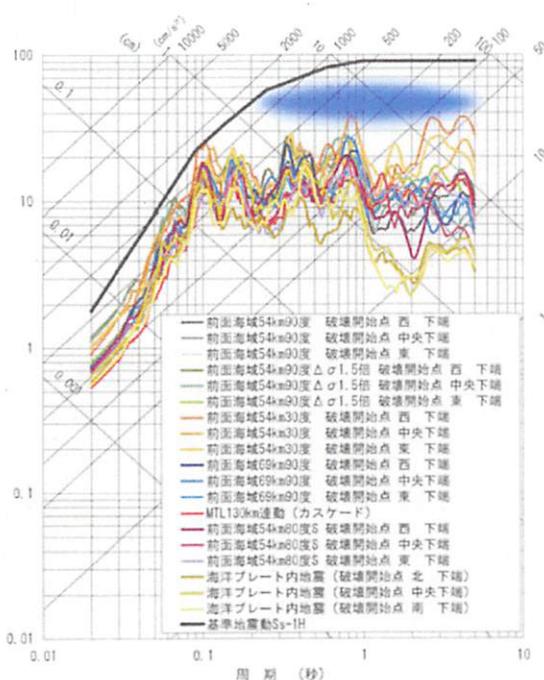


図 40: 2013 年申請時の断層モデル経験的グリーン関数法による地震動評価結果

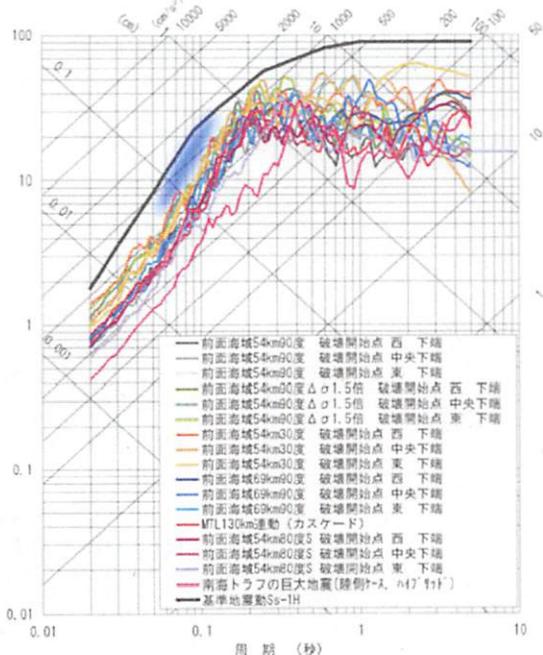


図 41: 2013 年申請時の断層モデル統計的グリーン関数法による地震動評価結果

これは断層モデルのレシピそのものに含まれる問題点である。

(2) 応力降下量を通常の断層モデルのレシピで求めると断層平均で 3.6MPa となるが、これを楕円クラックモデルで 2.6MPa に過小算定している。その結果、アスペリティ平均でも 16.3MPa となる。これは地震規模を断層モデルで M7.5 に設定した

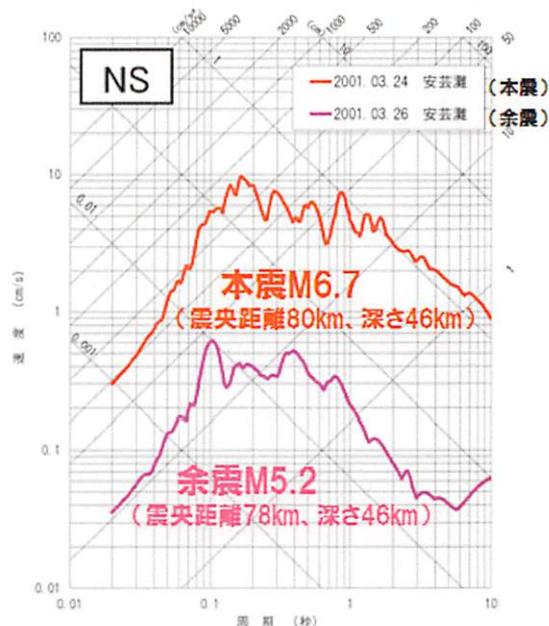


図 42: 2013 年申請時に断層モデルの要素地震として使われた安芸灘地震観測波

場合だが、松田式で求めた M7.7 を単純に断層モデルのレシピへ適用すると、それぞれ 7.0MPa および 32MPa になる。これと比べれば、実に 1/3 程度へ過小設定していることになる。応力降下量をここまで大きくする必要はないかもしれないが、少なくとも M7.7 を修正レシピに適用して、応力降下量の過小設定を防ぐべきである。そうでなければ、震源特性の 1.5 倍を考慮しても、四国電力の楕円クラックモデルではアスペリティ平均で 17.7MPa にしかならず、「応力降下量について 1.5 倍又は 20MPa の大きい方」を考慮すると原子力安全・保安院による方針 [11] にも合わない<sup>6</sup>。また、実際に起きた M7 クラスの地震では応力降下量が 20~30MPa と評価されており、現実を反映したものとは言えない。

### (3) 断層モデルの経験的グリーン関数法で用い

<sup>6</sup>原子力安全・保安院は 2012 年 8 月 17 日の会合で、「考慮すべき不確かさ」として次の 7 項目を挙げている [11]。①断層長さ (断層の連動も含む。), ②アスペリティの位置, ③上端深さ, ④断層傾斜角, ⑤応力降下量について 1.5 倍又は 20MPa の大きい方 (断層のずれのタイプや地域特性等について十分な検討が行われた場合、これ以外の数値を用いて評価しても良い), ⑥破壊開始点の位置 (複数設定), ⑦モデル化に伴う不確かさ。これらのうち、⑤については、「応力降下量を 1.5 倍した場合及び 25MPa のいずれか大きいほうをとって不確かさを見たこととするなどしたら良いのではないか」という意見が出ていた (原子力安全・保安院:「活断層による地震動評価の不確かさの考慮に係る考え方の整理 (案)」に対する各委員からのコメントについて, 第 5 回地震・津波に関する意見聴取会 (地震動関係), 資料 5-2, 2012.6.19) が、最終的に 25MPa から 20MPa に落とし込まれた。

ている要素地震は2008年中間報告と同じ図22のNo.9「安芸灘地震」であり、震源断層領域から離れた沈み込んだプレート内で起きたスラブ内地震である。この地震では応力降下量が30MPaと大きく、敷地前面海域断層群54kmの応力降下量が11.8MPaと小さいため、要素地震波が小さく設定される。図40がその評価結果である。要素地震は図42の「余震M5.2」であり、短周期地震動が強いという要素地震の特徴が図40によく反映されている。しかし、乱数によって統計的に生成した要素地震を用いる統計的グリーン関数法による評価結果(図41)と比べると、薄く塗った0.3~3secの応答速度が半分程度に小さいことがわかる。図41で薄く塗った0.05~0.1secの短周期側では図40の応答速度がやや大きめではあるが、0.3~3secと比べるとそれ程大きくはない。ここに、応力降下量を過小に設定し要素地震にスラブ内地震を採用した効果が現れていると言える。つまり、図40の地震動評価結果は、統計的グリーン関数法による評価結果と周期0.3~3secで同等になる程度まで、全体として上へ持ち上げるべきであろう。そうなれば、短周期側で地震動評価結果が基準地震動Ssをかなり超えることになる<sup>7</sup>。

四国電力が、その断層モデルで、地震規模を約半分に過小算定していること、応力降下量を2/3へ過小算定していること、要素地震が応力降下量の大きいスラブ内地震であることを考慮すれば、図40の地震動評価結果は2~3倍程度大きくなり、図40の基準地震動Ss-1Hをその程度に大きく超えることは間違いのないと言える。さらに、断層長さを69kmまで長くとれば、さらに大きな地震動評価結果になることも間違いのないと言える。

図40はそれを示唆している。四国電力がさまざまな地震動過小評価のテクニックを使った下でも、図40の0.1sec付近で、「54km・30度北傾斜・破壊開始点西下端」ケースの地震波(NS方向)が基準地震動Ss-1Hをわずかに超えている。この結果を受け、四国電力はこの地震波に対して長周期側でハイブリッド合成した図43のSs-2NS(水平南

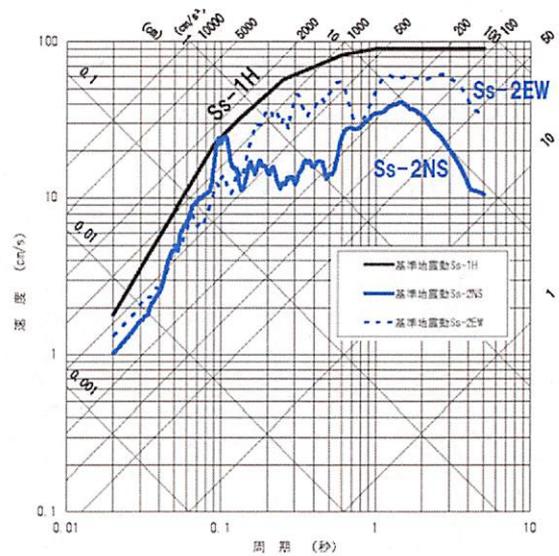


図43: 2013年申請時の基準地震動Ss(水平方向)

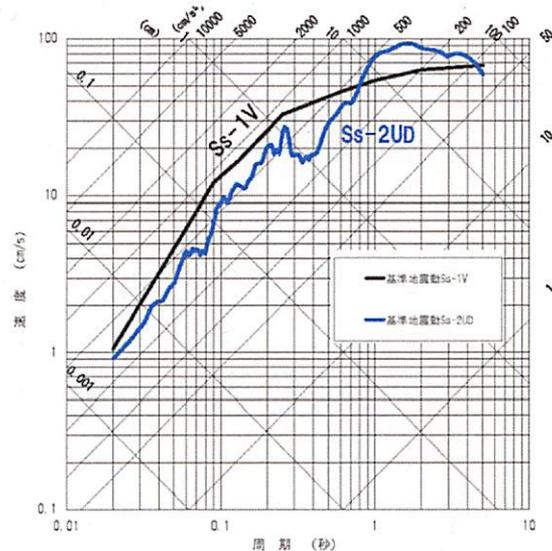


図44: 2013年申請時の基準地震動Ss(鉛直方向)

北方向), Ss-2EW(水平東西方向)ならびに図44のSs-2UD(鉛直方向)を基準地震動に加えている。この「54km・30度北傾斜」ケースでは、「54km・90度」の基本ケースと比べて、断層面積が2倍になるため地震モーメント $M_0$ が4倍に増えているが、楕円クラックモデルで応力降下量を求めているため、応力降下量は断層平均で3.6MPa、アスペリティ平均で16.3MPaと1.4倍に留まっている。しかも、30度の北傾斜であるため、震源断層面が敷地より遠くなっている。このような状況の下でも、その地震動評価結果は一部でSs-1Hを超えているのである。

また、図40の0.07sec付近をみれば、「54km, 90度,  $\Delta\sigma$ 1.5倍, 破壊開始点西下端」ケースの地震波が最も大きく、基準地震動Ss-1Hに接近していること

<sup>7</sup> 図40の地震動評価結果では、周期0.1sec付近で基準地震動Ss-1Hをわずかに超え、0.07sec付近でSs-1Hにかなり接近している。したがって、地震動評価結果が上に持ち上げられれば、その程度にSs-1Hを超えることになる。

がわかる。この場合、「 $\Delta\sigma 1.5$ 倍」でも応力降下量は断層平均で3.9MPa、アスペリティ平均で17.7MPaにすぎない。アスペリティ平均で20~30MPaになるケースを検討すれば、要素地震がスラブ内地震であることをさておいても、断層モデルによる地震動評価結果が基準地震動  $S_s-1H$  を超えることは間違いなく、69km ケースではさらに大きく超えることも間違いはない。四国電力は、応力降下量の過小設定をやめ、M7 クラスの国内地震で実際に確認されている20~30MPaへ引き上げ、さらに要素地震がスラブ内地震であることを考慮して、地震動を評価し直すべきである。

## 6.2.2 中央構造線 480km モデル

四国電力は、原子力規制委員会の指摘を受け、図33の「480km（中央構造線断層帯と別府-万年山帯断層帯の連動）」を基本震源モデルとし、その解析結果[48]を2013年10月30日に回答した。ここでは、480km・90度の基本ケース、応力降下量1.5倍ケースおよび破壊伝播速度増大( $V_r = 0.72V_s \rightarrow 0.84V_s$ ) ケースに対して壇ら(2011)のモデルを適用している。また、480km・北傾斜ケース(敷地前面海域断層群は30度傾斜、それ以外は推本評価による30~60度の傾斜)に対しては、地震規模をMurotani et al.(2010)[32]で求め、断層平均応力降下量をFujii-Matsu'ura(2000)で求め、アスペリティ平均応力降下量を短周期レベルが合うように $S_a/S = \Delta\sigma/\Delta\sigma_a = 0.276$ で設定している。ここでは、断層面積と地震規模の関係( $S - M_o$ 関係)と応力降下量に限って問題点を述べる。

まず、 $S - M_o$ 関係式についてである。長大な断層については、Murotani et al.(2010)[32]が $M_o \geq 1.8 \times 10^{20} \text{N} \cdot \text{m}$ に対して

$$S[\text{km}^2] = 1.00 \times 10^{-17} M_o[\text{N} \cdot \text{m}] \quad (16)$$

を導き、Scholz(2002)[50]は $M_o \geq 7.5 \times 10^{20} \text{N} \cdot \text{m}$ に対して

$$S[\text{km}^2] = 5.30 \times 10^{-18} M_o[\text{N} \cdot \text{m}] \quad (17)$$

を導いている。図45に上式および入倉ら(2001)[14]の式(1)、武村(1998)[55]の式(3)、壇ら(2011)の式、Fujii-Matsu'ura(2000)の式の関係を描いた。

これより、壇らの式は結果的に武村式とMurotani et al.(2010)の式に接するように作成され、Fujii-Matsu'ura(2000)の式は武村式とScholz(2002)の式に接するように作成されていることがわかる。いずれも、入倉式には接しておらず、かなりずれていることもわかる。その理由は、いずれの場合も $M_o \leq 1.5 \times 10^{20} \text{N} \cdot \text{m}$ の地震データのほとんどが日本国内のデータであり、それを回帰した式が武村式だからである。北米中心の地震データ(表22参照)に対して入倉式は図14のようによく適合していたが、日本国内のデータに対しては、この図のように適合していないのである。四国電力は、ご都合主義的に、480kmモデルの際には国内の地震データに回帰した式を用い、54kmモデルに対しては北米中心の地震データに回帰した式を使っているのである。そのため、480kmモデルの一部を構成する敷地前面海域断層群54kmの地震規模は $M_o = 5.81 \times 10^{19} \text{N} \cdot \text{m}$ 、平均すべり量 $D = 207 \text{cm}$ と設定されている。これらは、断層長さ54kmに対する断層モデルのレシピを適用して得た表21の値、 $M_o = 2.74 \times 10^{19} \text{N} \cdot \text{m}$ および $D = 97.6 \text{cm}$ と比べて2倍以上大きい。四国電力は、壇ら(2011)およびFujii-Matsu'ura(2000)の式を使うのであれば、54kmモデルに対しても、日本国内の地震データ(表23参照)に適合する松田式や武村式を使って断層パラメータを求め、54kmモデルの地震動を評価し直すべきである。ちなみに、図45に赤丸で示した地震データはFujii-Matsu'ura(2000)の用いたデータ(表24参照)だが、 $10^{20} \text{N} \cdot \text{m}$ 以下の地震13のうち12が国内地震であり、そのうち6地震が壇ら(2011)によって回帰用に用いられている。

次に、応力降下量について述べる。

壇ら(2011)[4]は、Irie et al.(2010)による動学的断層破壊シミュレーションの解析結果より、応力降下量を断層平均 $\Delta\sigma = 3.4 \text{MPa}$ 、アスペリティ平均 $\Delta\sigma_a = 12.2 \text{MPa}$ と設定しているが、これは過小評価である。図46がIrie et al.(2010)の結果であり、 $S - M_o$ 関係は

$$M_o = \frac{\Delta\sigma S W_{\max}}{0.5 + 2 \exp(-S/W_{\max}^2)} \quad (18)$$

で表される。ここに、 $W_{\max}$ は震源断層の幅であり、シミュレーションでは15kmに設定されている。図46のアスペクト比 $L/W$ (震源断層の長さ

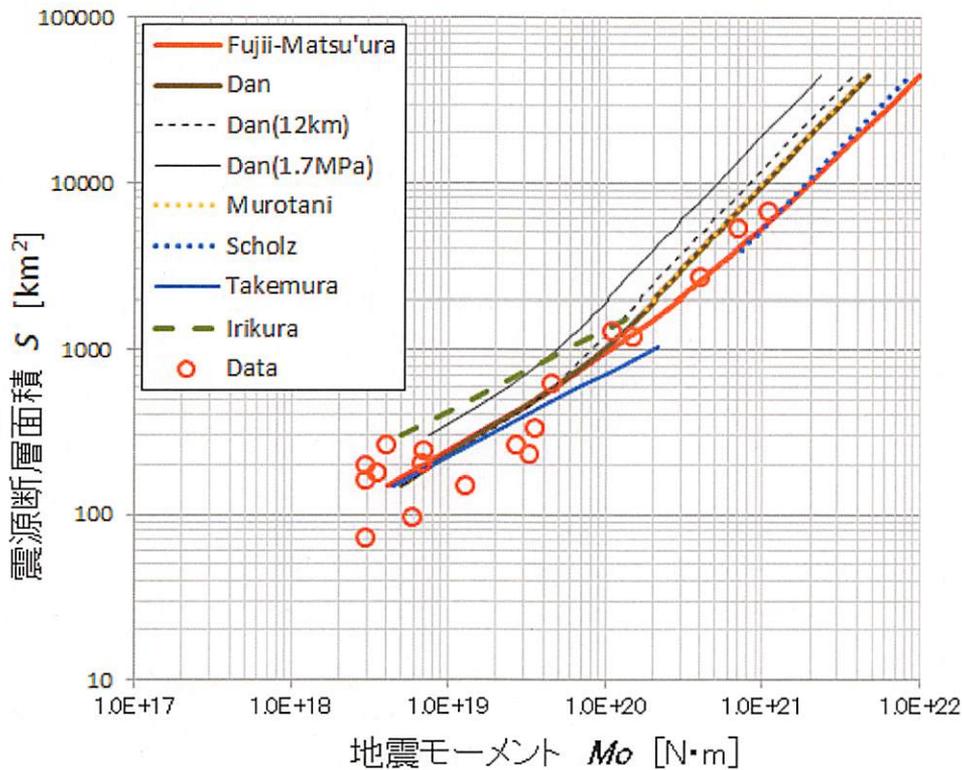


図 45: 壇ら (2011)[4] および Fujii-Matsu'ura (2000)[6] と他の  $S - M_0$  関係式との関係

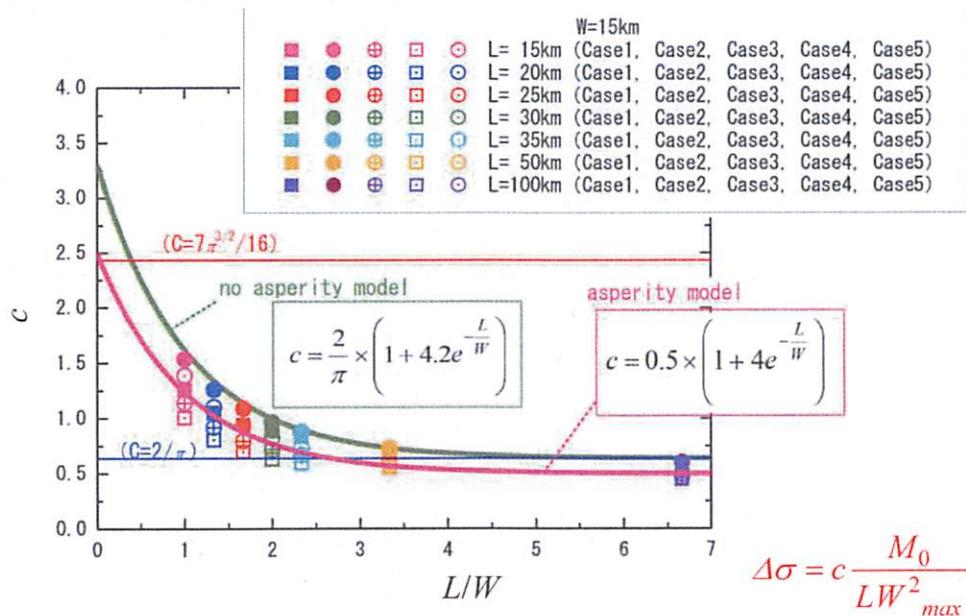


図 46: Irie et al.(2010)[19] による動力学的断層破壊シミュレーション結果

$L$  対幅  $W$  の比) を引数とする係数  $c$  は  $L/W \leq 4$  の範囲で大きく減少し、その後ほぼ一定値になるが、 $W_{\max} = 15\text{km}$  の場合、震源断層面積では  $S \leq 900\text{km}^2$  になる。ところが、震源断層面積  $S$  がこの条件を満たす壇らの地震データは、表 25 で明らかなように、海外 1 地震と国内 7 地震の計 8 地震であり、その平均断層幅は  $11.5\text{km}$  である。 $L/W \leq 5$  ( $S \leq 1125\text{km}^2$ ) にまで広げると、海外

2 地震と国内 8 地震の計 10 地震になり、平均断層幅は  $12.9\text{km}$  になる。濃尾地震を含めた国内 9 地震の平均断層幅は  $12.0\text{km}$  である。そこで、式 (18) に  $W_{\max} = 12\text{km}$ ,  $\Delta\sigma = 3.4\text{MPa}$  を代入して得た曲線が、図 45 の破線「Dan(12km)」である。この破線は、 $W_{\max} = 15\text{km}$ ,  $\Delta\sigma = 3.4\text{MPa}$  の太い実線から明らかにずれており、これに合わせるには応力降下量を  $\Delta\sigma = 4.3\text{MPa}$  に引き上げねばならな

い<sup>8</sup>。

壇ら (2010) は回帰に用いた地震データの「平均的な値」として、平均動的応力降下量<sup>9</sup> $\Delta\sigma^{\#} = 3.4\text{MPa}$ が得られた」としているが、壇らの用いた地震データの平均動的応力降下量は、国内9地震で5.1MPa、海外13地震で3.7MPa、22地震の平均で4.3MPaである。その意味では、実際の地震データに則しても、壇らの「平均的な値」は明らかに過小評価であり、「平均的な値」として4.3MPaと設定すべきである。ちなみに、壇らは武村式あるいはそれが代表する国内地震データに回帰させているが、入倉式(またはそれが代表する北米中心の地震データ)に回帰させると、図45の「Dan(1.7MPa)」の細線のようになり、長大な断層の領域で Murotani et al.(2010) の式からかなり外れることになる。

アスペリティの平均応力降下量 $\Delta\sigma_a$ についても、壇らは過小評価している。

壇らは地震データのうち、短周期レベルのわかっている5地震のデータを下式に代入してアスペリティ平均応力降下量<sup>10</sup>の「平均的な値」を $\Delta\sigma_a = 12.2\text{MPa}$ と導出している。

$$\Delta\sigma_a = \frac{A^2 W_{\max}}{16\pi\beta^4 M_o (0.5 + 2 \exp(-S/W_{\max}^2))} \quad (19)$$

しかし、この式を使って、壇らの地震データから実際に $\Delta\sigma_a$ の値を求めると、表26に示すとおり、32MPa(1995年兵庫県南部)、6.7MPa(2000年鳥取県西部)、19MPa(2005年福岡県西方沖)、5.1MPa(1992Landers)、13MPa(1999Kocaeli)となり、平均15MPaになる。壇らは一貫して「平均値」とは言わず、「平均的な値」と言っているのは、単純加算平均ではなく、「大体こんな値」という感じで「12.2MPaを導出」したとしか考えられない。

図46のCase1~5はアスペリティを考慮した断層モデルの5ケースだが、「アスペリティ面積

<sup>8</sup>厳密に言えば、別途 $W_{\max} = 12\text{km}$ と設定して動力的断層破壊シミュレーションを行い、係数 $c$ を求め直すところだが、ここではアスペクト比で整理された係数 $c$ が変わらないと想定している。

<sup>9</sup>壇らは動力的断層破壊シミュレーションを行っており、ここでは断層破壊活動前後のせん断応力の差=静的応力降下量 $\Delta\sigma$ ではなく、断層破壊活動途上のせん断応力の差=動的応力降下量 $\Delta\sigma^{\#}$ を用いている。後者は前者より大きい、モデル上はほぼ同じと見なせるので、ここでは区別しない。

<sup>10</sup>厳密には動力的シミュレーションモデルにおける動的応力降下量であるが、想定されたモデルの上では差がないため、ここでも静的応力降下量とは区別しない。

$S_a$  対断層面積 $S$ の比( $S_a/S$ 比)」と「アスペリティの位置」が異なる。Case1~5の $S_a/S$ 比は、それぞれ、0.405(Case1)、0.448(Case2)、0.261(Case3)、0.206(Case4)、0.322(Case5)である。図46では、 $S_a/S$ 比が最大のCase2で係数 $c$ の値が最も大きく、最小のCase4で最も小さい。係数 $c$ の曲線はそのほぼ真ん中を通るように引かれており、偶然かもしれないが、 $S_a/S = \Delta\sigma/\Delta\sigma_a = 3.4/12.2 = 0.279$ となるように引かれたかのようにも見える。このCase1~5の $S_a/S$ 比の設定は地震データに基づくものではなく、全く恣意的に設定されたものであり、その平均や真ん中をとることに特別な意味はない。Irie et al.(2010)は、単に条件を変えてシミュレーション実験をただけであり、得られた結果を実際の地震データで検証する必要があると述べている。その結果を実際の地震データで検証したのが壇ら(2011)であり、その意味では、 $S_a/S = 0.279$ の妥当性を実際の地震データに即して説明する必要があった。なぜなら、これは、入倉ら(2001)[14]の地震データに基づく値 $S_a/S = 0.215$ (標準偏差1.34)と比べてもかなり大きいからである。

四国電力は、中央構造線断層帯の480km連動モデルに対して、壇ら(2011)の結果をそのまま用いている。四国電力による「480km・90度」基本ケースの平均断層幅は12.2kmであり、壇らの想定した15kmよりかなり小さい。 $W_{\max} = 12\text{km}$ であれば、上述したように、断層平均応力降下量が $\Delta\sigma = 4.3\text{MPa}$ でなければ、壇らの曲線上には乗らないし、アスペリティの応力降下量は、断層モデルのレシピに合わせて $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma = 4.3/0.22 = 19.5\text{MPa}$ とすべきである。また、壇らの元になったIrie et al.のシミュレーションでは、S波速度は $\beta = 3.46\text{km/sec}$ 、剛性率は $\mu = 3.23 \times 10^{20}\text{N/m}^2$ であり、480kmモデルの $\beta = 3.5\text{km/sec}$ 、 $\mu = 4.00 \times 10^{20}\text{N/m}^2$ より小さい。したがって、 $W_{\max}$ 、 $\beta$ 、 $\mu$ を480kmモデルに合わせて動力的断層破壊シミュレーションをやり直せば、応力降下量はさらに大きくなると推測される。

このような検証を行わずに、あくまで壇らの結果に従うというのであれば、四国電力は、上述した問題点を自ら検討し、 $\Delta\sigma = 3.4\text{MPa}$ 、 $\Delta\sigma_a = 12.2\text{MPa}$ でよいとする具体的な根拠を示すべきで

あろう。

次に、四国電力は「480km・北傾斜ケース」の断層平均応力降下量を Fujii-Matsu'ura(2000)[6] の  $\Delta\sigma = 3.1\text{MPa}$  を採用し、アスペリティ平均応力降下量を  $S_a/S = 0.276$  から  $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma = 3.1/0.276 = 11.2\text{MPa}$  と設定している。これも過小評価である。

確かに、断層モデルのレシピでは、長大な断層のアスペリティに関するスケ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、Fujii-Matsu'ura が横ずれ断層を対象として導出した次式を図 45 の地震データに回帰させて導出した値  $\Delta\sigma = 3.1\text{MPa}$  を用いるよう推奨している。

$$M_0 = \frac{WL^2}{aL+b} \Delta\sigma. \quad (20)$$

ただし、 $a$  と  $b$  は数値計算で得られる構造依存のパラメータであり、リソスフェアの厚さ = 30km、剛性率  $\mu = 4.0 \times 10^{10}\text{N/m}^2$  として  $a = 1.4 \cdot 10^{-2}$ 、 $b = 1.0$  を導いている。入倉 (2004)[15] はこの関係式を次のように評価している。

「Matsu'ura and Sato (1997) による『2次元のトランスフォーム・プレート境界での準静的なテクトニック・ローディングによる有限長の断層運動のシミュレーション』を用いて導かれたものである。従って、この式自体は3次元の断層場での地震発生の理論モデルとしては不十分なものである。ただし、観測データとして得られている  $M_0 - L$  関係を説明するための経験的関係式として意味がある。式 (20) の物理学的な意味での有効性については、3次元の動力学モデルに基づく理論的検証および観測データに基づく検証の両面の検討が必要とされる。」

つまり、 $M_0 - L$  関係が式 (20) で表されるということが重要であり、パラメータの値の妥当性については、動学的シミュレーションや実際の地震データに基づいて検証すべきだということである。

Fujii-Matsu'ura は、上記のパラメータ値を用いて、 $W = 15\text{km}$  と設定し、地震データへの回帰計算で  $\Delta\sigma = 3.1\text{MPa}$  を導出しているが、その適用に際しては具体的な検証が必要なのである。

ところが、四国電力による「480km・北傾斜モデル」の断層幅は  $W = 20.2\text{km}$  であり、15km より

1/3 ほど大きい。また、Fujii-Matsu'ura の地震データの最大は 1949 年 Queen Charlotte ( $M_0 = 1.1 \times 10^{21}\text{N}\cdot\text{m}$ ,  $L = 440\text{km}$ ,  $W = 15\text{km}$ ,  $S = 6,600\text{km}^2$ ) であり、「480km・北傾斜モデル」( $W = 20.2\text{km}$ ,  $S = 9,727.8\text{km}^2$ ) はこれをはるかに超える。この北傾斜モデルに対して、四国電力は地震モーメントの値として Fujii-Matsu'ura による値、 $M_0 = 1.4 \times 10^{21}\text{N}\cdot\text{m}$  ( $L = 480\text{km}$ ,  $W = 15\text{km}$ )、を使わず、Murotani et al.(2010) で  $M_0 = 9.73 \times 10^{20}\text{N}\cdot\text{m}$  を求め、過小に設定している。もちろん、Fujii-Matsu'ura による値も断層幅が異なるので  $W = 20.2\text{km}$  として回帰し直す必要があるが、わざわざ Fujii-Matsu'ura を引用しながら、地震規模を全く関係のない式で求めるというのは理解しがたい。

さらに、アスペリティの応力降下量について、断層モデルのレシピでは、Fujii-Matsu'ura による  $\Delta\sigma = 3.1\text{MPa}$  より  $\Delta\sigma_a = 3.1/0.22 = 14.4\text{MPa}$  とし、「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」と断った上で、「現時点では、暫定的に  $\Delta\sigma = 3.1\text{MPa}$ 、 $\Delta\sigma_a = 14.4\text{MPa}$ 」とセットで設定することを推奨している。

しかし、四国電力は、地震モーメントを別途設定した上で、これすら使わず、短周期レベルから  $S_a/S = 0.276$  を導き、 $\Delta\sigma_a = 3.1/0.276 = 11.2\text{MPa}$  と設定している。まさに、ご都合主義としか言いようがない。

## 7 強震観測記録による耐震性の確認

2006 年の耐震設計審査指針大幅改定のすぐ後に、2007 年新潟県中越沖地震 (M6.8) と 2008 年岩手・宮城内陸地震 (M7.2) が起きた。

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はぎとり波は、図 31 のように、耐専スペクトル (内陸補正あり) を 6 倍程度超え、東京電力の策定した基準地震動  $S_s$  を超えた。

岩手・宮城内陸地震の震源ごく近傍で逆断層の上盤直上に位置する一関西 (いちのせきにし) では、表 2 のように、最大加速度が地表で  $4022\text{gal}(\text{cm/s}^2)$ 、地下で  $1078\text{gal}$  (いずれも 3 成分合成) という極めて大きな地震動が観測された。しかも、上下動が極め

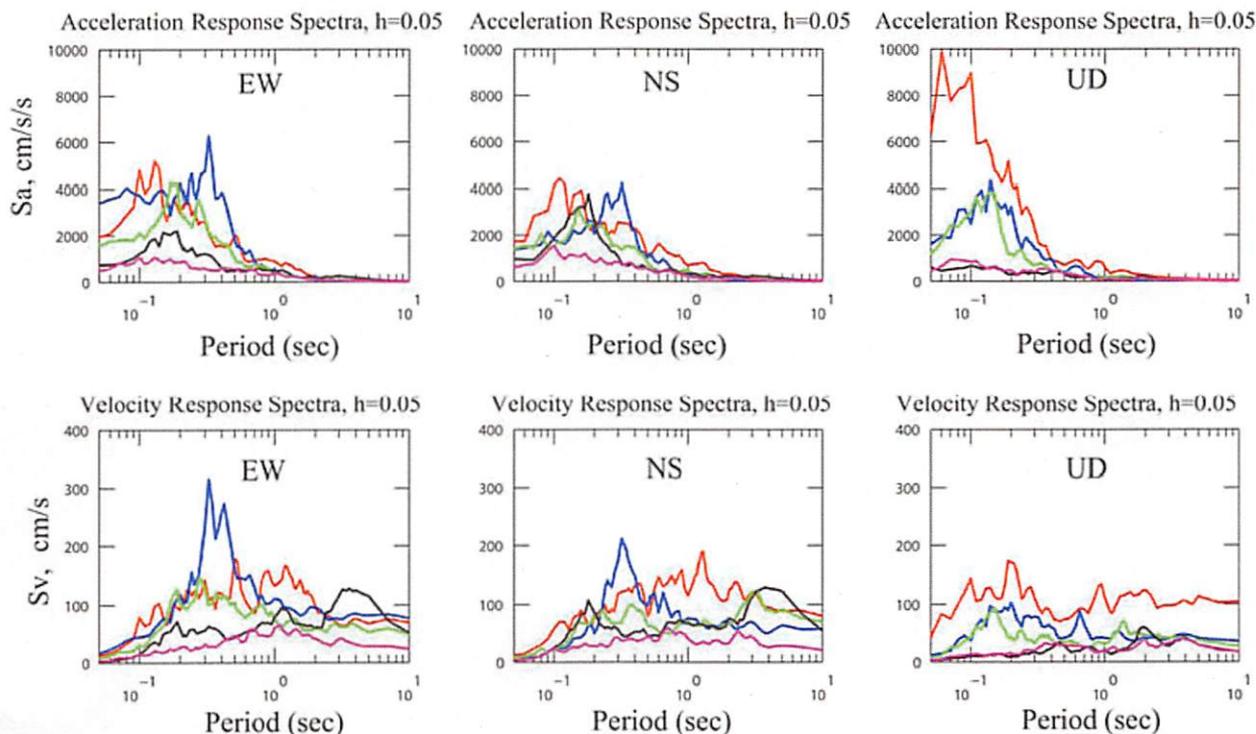


図 47: 岩手・宮城内陸地震 M7.2 で観測された地表地震観測記録の応答スペクトル (赤: 一関西 IWTH25, 青: 東成瀬 AKTH04, 緑: IWTH26, 黒: MYG004, 紫: ATK023)

表 2: 2008 年岩手・宮城内陸地震 M7.2 による強震観測値 (加速度 [gal], 速度 [cm/s])

観測点	3成分合成	東西	南北	上下
一関西 (地表)	4022 gal	1143	1433	3866
一関西 (地下)	1078 gal	1036	748	640
一関西 (地表)	100.1cm/s	71.0	61.5	84.7
一関西 (地下)	73.2cm/s	42.2	37.2	68.5

大きく、地表では 3866gal で水平動の約 3 倍、周期 0.06 秒における加速度応答スペクトルは図 47 のように上下 UD で 9853gal にも達した。地下でも、最大速度は水平動の 1.5 倍を超えている。一関西の地下地震計は深さ 260m, S 波速度 1810m/s の岩盤に設置されており、原発解放基盤表面に求められる 700m/s 相当をはるかに超える。この地下地震動を解放基盤表面位置ではぎとり波に換算すれば、柏崎刈羽原発の 1699gal を確実に超えるであろう。また、東成瀬 (地表) で観測された地震動の速度応答スペクトルは、周期 0.32 秒で 316cm/s に達している。

これほど大きな地震動が、相次いで、実際に、観測されたにもかかわらず、新指針に対応するための耐震バックチェックは旧態依然としたものであった。電力会社は、より長い震源断層、より大きな規模の地震を考慮することを余儀なくされ、その

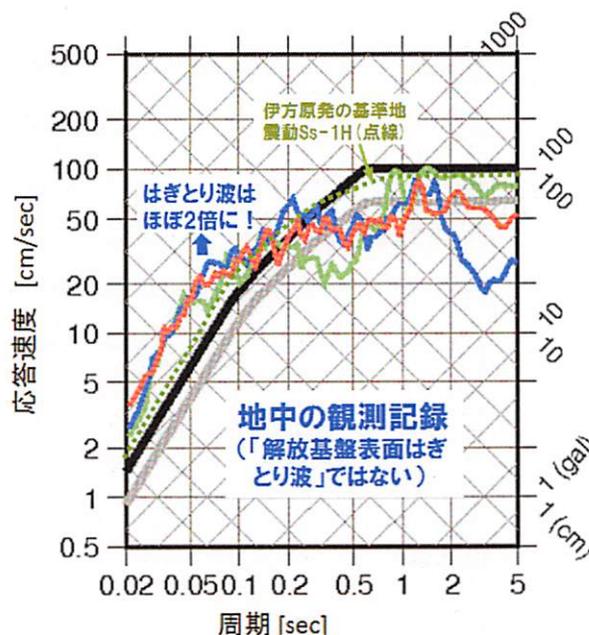


図 48: 2008 年岩手・宮城内陸地震の地下地震観測波と伊方の基準地震動 Ss-1H

分だけ余計に地震動の過小評価に走った。北米中心の地震データに基づき、日本国内の地震を過小評価する断層モデルのレシピはその道具と化している。耐震スペクトルの適用範囲を広げる努力は何もなされない。東京電力は福島第一原発の耐震バックチェック最終報告を遅らせ、耐震工事などの対策をサボった。そんな中で、2011 年 3 月 11 日

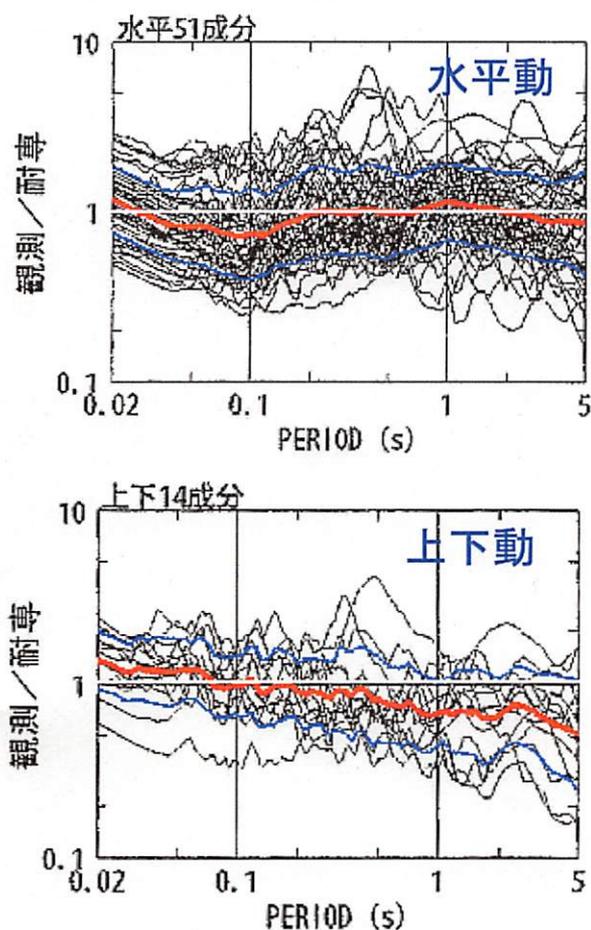


図 49: 国内外の内陸地殻内地震による震源近傍の観測記録 (M6.0~8.1,  $X_{eq} = 6 \sim 33\text{km}$ , 水平 51 記録, 上下 14 記録) の耐専スペクトル (内陸補正有) との残差 (バラツキ)[57] (細線: 各地震観測記録に対する残差, 太い赤実線: 残差の平均, やや太い青実線: 平均からの「倍半分」の差)

に Mw9.0 の東北地方太平洋沖地震が発生し、福島第一原発 1~3 号炉で炉心溶融事故が起きた。福島第一原発を襲った地震動は基準地震動を超え、建屋・構築物、機器・配管類に重大な損傷を与えたと推定される。福島第一原発重大事故を津波だけのせいにせず、地震動の過小評価を反省し、地震動評価法を根本的に改訂すべきである。

新潟中越沖地震による地震動を事前には誰も予測できなかった以上、このはぎとり波を「震源を特定せず策定する地震動」に加える必要がある。それだけに留まらず、基準地震動  $S_s$  の決め方を抜本的に変更し、岩手宮城地震を含め、これまでに観測され、また、今後観測されるであろう M7.3 以下の地震の解放基盤表面相当位置での地震動 (はぎとり波) をすべて「震源を特定せず策定する地震動」に加える必要があろう。そうすれば、伊方

原発の基準地震動は遙かに超えられ、クリフエッジを超えるのは避けられない (注 3)。そのような原発は即刻閉鎖すべきである。

その際に、注意すべきは、「倍半分」と言われる地震動のバラツキの扱ひである。その例を図 49 に示す。これは、東京電力が原子力安全委員会の指示により耐専スペクトルの適用可能性を 2009 年段階で検討したものであり、震源近傍 6~33km の地震観測記録に対する耐専スペクトル (内陸補正有) からの残差を表している [57]。この図より、実際の地震観測値は残差平均より「倍半分」(やや太い青実線の範囲) 以上のバラツキがあり、内陸補正をした耐専スペクトルからも「倍半分」(「観測/耐専」の値で 0.5~2 の範囲) のバラツキがあることがわかる。地震動評価の際には、震源断層の長さや傾斜角の不確かさ、破壊開始点、アスペリティの位置、破砕伝播速度、応力降下量 (震源特性で 1.5 倍) などの不確かさを考慮しているが、これは断層モデル自体の不確かさと断層パラメータの基礎データにおける不確かさを考慮するものであり、図 49 に示される偶然変動の不確かさを考慮するものではない。耐専スペクトルでは、伝播経路特性や地盤 (サイト) 特性の観測点による違い (不確かさ) をモデルの中に組み込んでおり、それを一層精緻化することで吸収できる部分も少しは残されているが、偶然変動そのものはモデルのパラメータとしては取り込めない。現状では、震源近傍で図 49 に相当する偶然変動を想定する必要がある。したがって、耐専スペクトルや断層モデルによる地震動評価からさらに「倍半分」の偶然変動が存在することを前提にして基準地震動  $S_s$  を設定し、耐震設計を行う必要がある。

ところが、実際には「倍半分」の余裕をもって策定された基準地震動  $S_s$  など存在しない。この現状に鑑みれば、クリフエッジで 2.0 $S_s$  以上、耐震裕度で 2.0 以上でなければ、耐震安全性が確保されているとは言えない。先のストレステスト (一次評価) では、ほとんどの原子力発電所でクリフエッジが 2.0 $S_s$  には届かなかった。伊方 3 号炉では、原子力安全・保安院報告書でクリフエッジが 1.50 $S_s$  と評価されている [12]。耐専スペクトルが適用範囲外とされ、断層モデルで地震規模や地震動が過

小評価されている現状でもこの結果である。耐専スペクトルが最近の地震観測記録を取り込むことで再構築され、断層モデルが北米中心の地震データではなく国内地震データに基づいて再構築されれば、現在の基準地震動  $S_s$  が大幅に引き上げられることは必至である。それを待つまでもなく、「倍半分」の偶然変動を考慮すれば、それ自体で伊方3号炉の耐震安全性は保証されていないと言える。

## 8 結言

四国電力による伊方原子力発電所の耐震設計における地震動の過小評価は、日本国内の全原発における地震動過小評価の縮図である。

地震動評価は理論的にも経験的にも歴史が浅く、これから精密化していく必要がある。とはいえ、原子力分野における地震動の過小評価には目に余るものがある。原子力規制当局が「規制の虜」となって、電力会社等の主張に迎合し、安全の「お墨付き」を与えてきた。それは、伊方原発に係る耐震性評価の歴史的経緯を少し紐解くだけでも明らかだと言える。その結果、2005年8月16日の宮城県沖地震  $M7.2$ (スラブ内地震)による地震動が女川原発の基準地震動  $S2$ (限界地震)を超えて以降、 $M7$ クラスのごく普通の地震による地震動が、志賀原発や柏崎・刈羽原発の基準地震動を超え、遂に、 $M_w9.0$ の東北地方太平洋沖地震が起これ、設計基準を超える地震動と津波が福島第一原発を襲い、炉心溶融事故が発生したのである。電力会社はもとより原子力安全規制当局もこのことを肝に銘じ、地震動の過小評価を深く反省しなければならない。

本小論では、四国電力による伊方原発3号炉の1984年設置変更許可申請書以降の地震動評価結果を検討し、以下の結果を得た。

(1) 1984年伊方原子力発電所(3号炉)設置変更許可申請書では、敷地前面海域の断層群25kmの地震動評価から限界地震による設計用基準地震動  $S2$ を設定していたが、岡村の調査でこの断層群が1万年前以降に活動しており最強地震の基準地震動  $S1$ の対象であることが判明した。その結果、1997年に基準地震動を見直した際、「 $S1$ を従来の

$S2$ に引き上げ、 $S2$ をさらに余裕を持って引き上げる」べきところ、同じ断層群の中で「46kmを  $S1$ 対象、より短い25kmを  $S2$ 対象」とし、「 $S1$ を少し引き上げて  $S2$ を変更なし」とした。四国電力はこれを作為的に行っており、その行為を科学的に弁明し正当化することは到底できない。また、これを当時の規制当局である通商産業省資源エネルギー庁が了承しているが、明らかに瑕疵である。

(2) 1997年の基準地震動再評価時に、四国電力はSomerville et al.(1993)の論文を引用しており、日本国内と北西アメリカとで断層パラメータに大きな違いがあることを認識していたが、日本国内の地震データに基づく経験式を用いず、同じ断層面積では地震規模が1/3程度に小さくなる北西アメリカの経験式を用いて地震動評価を行った。当時は地震データも少なく、Somerville et al.(1993)も検討課題を整理した段階であったように思われるが、その後も、国内と海外とで断層パラメータに食い違いがあることが示されたにもかかわらず、電力会社も原子力安全規制当局もこの事実を無視し、海外地震データに基づく耐震性評価を行い続けたことは、犯罪的であり、不作為の瑕疵と言える。

(3) 2003年の地震調査研究推進本部による中央構造線断層帯の長期評価結果を受けた130kmモデルの地震動評価では、四国電力は断層平均応力降下量を断層モデルのレシピによらず、無限長垂直横ずれ断層モデルの応力降下量で置き換え、地震動を過小評価していることを明らかにした。

(4) 2006年耐震設計審査指針改訂を受けた2008年バックチェック中間報告では、四国電力は断層モデルと耐専スペクトルによる地震動評価を初めて行ったが、いずれも地震動を過小評価していることを明らかにした。

断層モデルでは、北米中心の地震データから得られた断層面積と地震規模の関係式が日本国内の地震データには適合しないため、地震調査研究推進本部による活断層の長期評価結果、すなわち、断層長さから松田式で求めた地震規模より1/2~1/5程度に小さくなる。四国電力はこれを認識しながら、断層モデルのレシピで地震規模を過小算定した上、さらに、短周期の地震動評価にとって最も重要な応力降下量を楕円クラックモデルで過小算定

し、断層モデルのレシピからさらに過小となるように地震動評価を行った。130kmモデルでは断層モデルのレシピでは認められていないカスケードモデルを用いて地震規模を過小算定し、また、通常のスケーリング則に基づく断層モデルを用いるよう指示された際には、応力降下量を楕円クラックモデルから無限長垂直横ずれ断層モデルに切り替えて過小算定し、地震動を小さく評価した。

耐専スペクトルでは、松田式で地震規模  $M$  を求めるべきところ、断層モデルの地震規模  $M_0$  を用い、さらに、簡略化した  $M_0$ - $M$  換算式を用いることで  $M$  の値を 1/4 程度に過小算定し、地震動を大幅に過小算定した。また、近距離地震に対しては適用範囲外だとして歯牙にも掛けず、保守的参考値としても採用しなかった。

(5) 2013 年の伊方 3 号炉設置変更許可申請書では、敷地前面海域の断層群 54km を基本モデルとして地震動評価をしているが、耐専スペクトルでは、2008 年バックチェック時に内陸補正をせずに 1.5 倍の震源特性を考慮していたにもかかわらず、内陸補正を行うことで地震動を小さく評価し、54km・90 度モデルは適用範囲外として採用しないことで地震動評価を過小評価していることを明らかにした。四国電力が参考値として示した 54km・90 度モデルや 69km・90 度モデルの耐専スペクトルによれば、1.5 倍の震源特性を考慮した（または、内陸補正を行わない）耐専スペクトルが基準地震動  $S_s$  を 1.5 倍程度に大きく超えることも明らかにした。

断層モデルでは、断層面積から地震規模を過小算定し、楕円クラックモデルで応力降下量を過小に設定し、スラブ内地震を要素地震に用いることで、地震動を過小評価している。それでも、基準地震動  $S_s$  を一部で超える地震動評価結果が得られており、これらの過小算定をやめれば、地震動が基準地震動  $S_s$  をはるかに超え、2~3 倍程度になることは間違いないことを明らかにした。

(6) 2013 年申請時に、四国電力は 480km 連動ケースを基本モデルとして再検討しているが、ここでは、断層モデルとして壇ら (2011) のモデルを用い、Fujii-Matsu'ura(2000) のモデルを傾斜ケースで用いている。壇ら (2011) のモデルは、結果として、国内地震データに基づく武村式と海外デー

タが中心の長大断層に対する Murotani et al.(2010) の式に接するように作成された経験式になっており、Fujii-Matsu'ura(2000) のモデルは武村式と長大断層に対する Scholz(2002) の式に接するように作成された経験式になっていることを明らかにした。いずれのモデルにおいても、北米中心の地震データに基づく入倉式、つまり、断層モデルのレシピで採用されている式とはかなりずれている。これは、国内の活断層による地震動評価に際しては、国内の地震データに基づいて断層モデルを構築し直さなければならないことの証左である。

壇ら (2011) は、Irie et al.(2010) による動学的断層破壊シミュレーションの解析結果を地震データに回帰させて、応力降下量を  $\Delta\sigma = 3.4\text{MPa}$ ,  $\Delta\sigma_a = 12.2\text{MPa}$  と導いており、四国電力はこれをそのまま用いているが、これは過小評価であり、Irie et al.(2010) の解析結果を地震データに正しく回帰すれば  $\Delta\sigma = 4.3\text{MPa}$ ,  $\Delta\sigma_a = 19.5\text{MPa}$  にすべきことを明らかにした。傾斜ケースについても、四国電力は応力降下量を Fujii-Matsu'ura(2000) から  $\Delta\sigma = 3.1\text{MPa}$  としながら、断層モデルのレシピに従うのであれば  $\Delta\sigma_a = 3.1/0.22 = 14.4\text{MPa}$  とすべきところ、アスペリティ面積を大きく設定し、 $\Delta\sigma_a = 3.1/0.276 = 11.2\text{MPa}$  と意図的に小さく設定していることを明らかにした。

(7) 2007 年新潟県中越沖地震の解放基盤表面はぎとり波は 1699 ガルを超えており、2008 年岩手・宮城内陸地震の一関西での強震観測記録は地下地震計で 1000 ガルを超えており、解放基盤表面はぎとり波に換算すれば 2000 ガル程度にもなる。しかも、重要な原発施設の固有周期帯である 0.03~0.5sec の短周期帯で地震動が大きい。これらの貴重な地震波を国内すべての原発で耐震性評価のための基準地震波として採用すべきである。四国電力は、伊方原発の耐震安全性を主張するのであれば、これらの地震波を用いて伊方原発の耐震安全性を具体的に明示すべきである。四国電力のストレステスト（一次評価）結果 [12](注 3) を見ても、クリフエッジは 1.50 $S_s$ （地震動の最大加速度で 855 ガル (= 570 ガル×1.5)）と評価されており、これらの地震動（地震動の最大加速度で 1699 ガルあるいは 2000 ガル程度）には到底耐えられないことは明白である。

断層モデルは一種のシミュレーション実験にすぎず、パラメータ設定によって結果を自在にコントロールできる。したがって、断層モデルの適用に際しては断層パラメータの妥当性について細心の注意が必要であり、地震動の過小評価を回避するためには保守的な安全側に立った設定が不可欠である。しかし、四国電力をはじめ電力会社は、過大な地震動評価になって原発が廃炉に追い込まれたり、耐震工事費が高価につくことを恐れる余り、できるだけ地震動評価が小さくなるようにパラメータ設定を行おうとする。結局のところ、断層モデルの妥当性は、実際の地震データによる検証を受けるほかない。ところが、伊方原発をはじめ多くの場合、実際に中央構造線断層帯などで地震が起こらない限り検証できないが、「検証しうるデータが存在しない」という厳しい現実がある。このギャップを埋めるには、偉大な創意と想像力を働かせることが不可欠である。480kmに及ぶ超長大な断層が実際に活動し、巨大な地震が起きてからでは取り返しがつかない。フクシマ事故を教訓とし、地震によって原発重大事故が誘発されてからでは後戻りができない以上、予防原則の立場に立ち、およそ起こりうる最大限度の地震動を想定し、それに耐えられない原発は閉鎖すべきであろう。伊方原発はその最たるものである。これが、本小論の最終的な結論である。

(注1)

松田(1975)は活断層の長さ $L$ から将来起こりうる地震規模を $\log_{10} L = 0.6M - 2.9$ で推定することを提案した。これが「松田式」であり、地震規模は気象庁マグニチュード $M$ で表されている。当初は、この $L$ の値として「地下の震源断層が地表に現れた(地表)地震断層」や「複数回の断層活動の結果として地震断層が累積されてできた活断層」の長さが用いられ、 $M7$ クラス以下の地震が過小評価される傾向にあった。そのため、松田式は活断層による地震の規模を過小評価するための式だと誤解されてきた。ところが、1995年兵庫県南部地震では $M7.3$ であったにもかかわらず、淡路島側で短い野島断層が出現しただけで、六甲側では地震断層が出現しなかった。松田式では地表地震断層

と地震規模の関係が合わなくなり、松田(1998)は「新松田式」を示した(松田時彦, 地震, 50, 23-33, 1998)。これを巡って、原子力安全委員会ではどちらの松田式を使うのかを検討し、新松田式は使わず、松田式(1975)を使うこと、ただし、断層長さ $L$ には地表の活断層の長さではなく、地下に広がる震源断層の長さを用いることが確認されたのである。

具体的には、第166回原子炉安全専門審査会(1999.2.10)で、松田式の再評価が行われ、1990年代後半に収集された国内外の地震データで地下の震源断層の長さ地震規模の関係をみると松田式(1975)はよく合っており、新松田式を用いる必要はないことが確認され、第9回原子力安全委員会(1999.2.18)でもそれが了承されている。

第166回原子炉安全専門審査会(1999.2.10)では、小島圭二委員が発言し、「メカニズムとしては世界の陸域の断層に通じるだろうという考え方をしてみますと、世界でも何人かの方が世界中のデータをプロットして、この回帰式を出しております。最近出たものでは、1994年のD. ウェルスさんとK・カッパースミスさんのお2人が世界じゅうの断層、当然日本の断層も全部入れて、地表に表れた断層だけで77点ぐらいありますが、これで引いた回帰式は、ほぼ従来の松田式に近いところに来ます。そして、日本特有の問題も入るのかもしれませんが、従来の松田式の方がその線よりもマグニチュードに対して安全側の値を得ているというような検討をしてみました。さらにもう一つ、日本の断層についてはどうだろうということは、1998年に鹿島の小堀研究室の武村さんがこういう検討を行っています。ただし、彼の場合には、いわゆる地下の断層といいますか、要するに強震計のデータとか余震記録とか、そういう地震学的ないろいろなものも入れて推定した長さ、したがって、これは地表に出た長さよりは長いわけですが、これも全部入れてマグニチュードの小さいところまでも入れた検討をしている。それである種の考え方を入れると、従来の松田式に近い回帰式が得られるという見解を出しております。そのようなことを入れますと、やはり数を入れて全体像として見てみますと、世界的にも日本の中でも、データの

検討の仕方によっては従来の松田式の方がどうも当てはまりそうだという見解の方が多くございまして、私としては、今の世界の回帰式の傾向、それから今回の松田式の入れ方で海域を余り考慮していないというようなことを入れますと、やはり従来の松田式の方が全体像をあらわすのにいいのではないかと考えます。松田先生は、これは大地震の予測、しかも糸魚川-静岡構造線の活断層系の中での大地震の予測という中で、さらりと『こういう整理もしてみました』という表現になっていると思いますので、先ほど部会長からもお話がありましたように、原子力の耐震設計として考えるには、やはり従来の松田式の方が妥当ではないかという見解を持っております。」と述べ、審査会長が「当審査会といたしましては、現段階においては、新しく提案されました松田先生の98年の式を採用する必要はないと考えることにしたいと存じます。」と確認している。

この1週間後の第9回原子力安全委員会臨時会議(1999.2.18)で、徳山明審査委員が炉安審での議論を次のように紹介している。「これはやはり小島委員が持ってきた例なんですけれども、その後アメリカの人が世界じゅうのいろいろな地震の例で244ほどの地震を集めまして、それでどれだけの長さを動いたということでやりますと、そこでサブサーフェスエリア、やはり測地的に言って広い範囲で動いた。この範囲の長さということをはかってやる式が出ておりますが、それと前の1975年の松田さんの式とは、かなりよく一致している。そういうことから考えますと、先ほどから申しますように、あるこの原子炉安全審査という立場で申しますと、どれだけの長さの断層が動いたか。それによって、今後どのくらいの地震が起こり得るかという推定に対しては、以前の75年の式の方が適用性があるのではないか。そんなふうに私どもは考えました。」これを受け、当時の佐藤一男原子力安全委員長が、「それでは、このいわゆる新松田の式、これは確かに新しい一つの知見として報告があったものでありますが、これについて現時点でこれによって評価をするというには及ばないと申しますか、そういうふうに審査会の方で専門的にご判断になったと、こういうことのようにござ

表 3: 典型的な大陸地殻・海洋地殻の構造 [13]

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

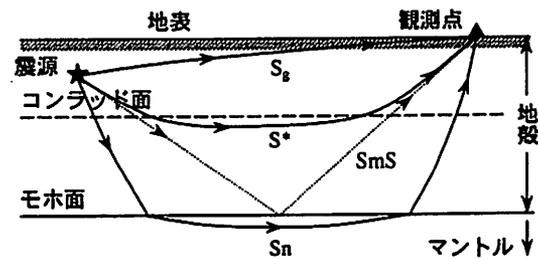


図 50: 直達 S 波 ( $S_g$ ), 屈折波 ( $S^*$  波と  $S_n$  波)[33]

います。そういうご判断があったということをお安全委員会としては了解するという事でよろしゅうございますでしょうか。それでは、そのように。」と決定している。

また、原子力安全委員会原子力安全基準専門部会の耐震指針検討分科会地震・地震動ワーキンググループ(第14回, 2004.3.3)でも、原子力安全委員会事務局が、「活断層の長さLから地震規模Mを求める際に、従来から一般に用いられてきました松田式(1975)について、近年に提案されました他のM-L関係式との比較検討を行いました。その結果、松田式(1975)は地表変動、余震分布、断層の現地調査、地震学的調査結果などのデータをもとに推定した震源断層面の長さをLに用いている関係式とよく整合することが確認されました。したがって、松田式(1975)は震源断層の長さ地震規模との平均的な関係を示すものであるということがいえます。」と報告し、確認されている。このときのグループリーダーは入倉孝次郎である。

(注2)

断層幅の最大値  $W_{max}$  が経験的に 15 ~ 20km 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 50 のように，地震波はこの面で屈折または反射して屈折波 (Sn 波) や全反射波 (SmS 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 3 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。

(注 3)

主な原子力発電所における原子炉建屋の固有周期は表 4 に示すとおり，0.18~0.47sec である。また，表 5 のように，原子炉格納容器は PWR で 0.214sec，BWR で 0.444sec と BWR のほうがやや大きい。また，主要な機器・配管の固有周期は，PWR

表 4: 主な原子力発電所における原子炉建屋の固有周期 (水平南北 NS 方向, 東西 EW 方向) [sec]

PWR 原発	NS	EW	BWR 原発	NS	EW
泊 1	0.191	0.226	女川 1	0.244	0.234
泊 2	0.191	0.226	女川 2	0.207	0.203
美浜 1	0.250	0.250	福島第二 1	0.424	0.423
美浜 2	0.240	0.240	福島第二 2	0.458	0.460
美浜 3	0.278	0.280	福島第二 3	0.468	0.473
高浜 1	0.293	0.293	福島第二 4	0.469	0.472
高浜 2	0.293	0.293	柏崎刈羽 1	0.441	0.441
高浜 3	0.226	0.223	柏崎刈羽 2	0.431	0.431
大飯 1	0.185	0.185	柏崎刈羽 3	0.433	0.434
大飯 2	0.185	0.185	柏崎刈羽 4	0.467	0.467
大飯 3	0.212	0.214	柏崎刈羽 5	0.402	0.402
大飯 4	0.214	0.214	柏崎刈羽 6	0.444	0.433
伊方 1	0.236	0.236	柏崎刈羽 7	0.443	0.432
伊方 2	0.184	0.184	浜岡 1	0.250	0.247
伊方 3	0.211	0.193	浜岡 2	0.257	0.256
玄海 1	0.234	0.234	浜岡 3	0.278	0.276
玄海 2	0.265	0.265	浜岡 4	0.279	0.278
玄海 3	0.221	0.230	志賀 1	0.201	0.203
玄海 4	0.214	0.216	島根 1	0.250	0.240
川内 1	0.304	0.304	島根 2	0.229	0.211
川内 2	0.298	0.298	東海第二	0.451	0.452
敦賀 2	0.215	0.216	敦賀 1	0.213	0.213

と BWR で大差はなく，0.031~0.144sec である。これより，排気筒など細長い構築物以外は，原子力発電所の主要な建屋・構築物および機器・配管類の固有周期は，0.03~0.5sec の範囲にあり，原子力発電所の耐震性を評価する上では，この短周期側での評価が重要だと言える。

伊方原子力発電所 1~3 号機についても，主要な建屋・構築物および機器・配管の固有周期は，表 6 に示すとおりであり，この範囲が重要であることがわかる。ただし，これらの固有周期は原子炉設置許可申請書等に記載された新設時のものであり，設計通りに施工され，腐食・減肉や応力腐食割れなどによるひび割れがないことが前提である。これらの劣化現象が伴えば，当然，固有周期は変わる。

また，原子力発電所の大型機器や配管類は元々固有周期が長いのだが，サポートを多数設置することで無理矢理短周期にしているため，このサポートが地震動などで破断もしくはサポート機能喪失が起きると，固有周期は長くなる。固有周期が長くなると，地震動による応答 (応答速度や応答加速度等) が大きくなり，一層破壊が進む。ひどい場合にはこの繰り返しが一挙に生じて，カタストロフィックに大破断もしくは大変形を起こし，安全

表 5: 原子力発電所の主要な建屋・構築物および機器・配管類の固有周期の典型例 [sec]

PWR(例)の代表機器名	固有周期
原子炉容器	0.055
使用済燃料ラック	0.042
制御棒駆動装置	0.063
ほう酸タンク	0.078
余熱除去冷却器	0.037
海水ポンプ	0.050
原子炉補機冷却水冷却器	0.041
格納容器スプレイ冷却器	0.037
原子炉格納容器 (PCCV)	0.214
BWR(例)の代表機器名	固有周期
原子炉圧力容器	0.085
使用済燃料貯蔵ラック	0.092
制御棒駆動系水圧制御ユニット	0.043
高圧炉心注水系ポンプ	0.036
残留熱除去系熱交換器	0.032
残留熱除去系ポンプ	0.035
原子炉補機冷却水系熱交換器	0.036
原子炉補機冷却海水ポンプ	0.144
主蒸気逃がし安全弁自動	0.031
減圧機能用アキュムレータ	
可燃性ガス濃度制御系再結合装置	0.049
原子炉格納容器	0.444

表 6: 伊方原子力発電所 1~3 号機の主要な建屋・構築物および機器・配管の固有周期 [sec][41]

対象設備 (項目)	1 号機	2 号機	3 号機
原子炉容器 (支持構造物)	0.065	0.063	0.053
蒸気発生器 (支持構造物)	0.127	0.066	0.112
炉内構造物 (炉心そう)	0.065	0.063	0.053
一次冷却材管 (本体)	0.127	0.066	0.112
余熱除去ポンプ (基礎ボルト)	≤0.05	≤0.05	≤0.05
余熱除去設備配管 (本体)	0.043	0.083	0.085
原子炉格納容器 (本体)	0.137	0.153	0.163
原子炉建屋 (外周壁)	0.239	0.188	0.193
制御棒クラスタ駆動装置	0.061	0.061	0.063
制御棒クラスタ案内管	0.041	0.040	0.035
燃料集合体	0.357	0.333	0.270

機能が失われることになる。

大きな地震動で建屋・構築物および機器・配管類が弾性変形の領域を超えて変形し始めると、地震動への応答が変わってくる。たとえば、伊方 3 号機のストレステスト (一次評価)[12] において、四国電力は当初、耐震裕度が 1.86Ss だと報告していたことから、基準地震動 Ss の 1.86 倍の地震動を与えて解析したところ、建屋の剛性低下等の影響によって建屋の床応答スペクトルの特性が変わり、

建屋に設置している機器・配管系の耐震裕度が低下している。具体的には、ドロップ盤が 1.86 から 1.52 へ、充電器盤が 1.97 から 1.45 へ、ディーゼル機関本体が 1.88 から 1.82 へ、再生熱交換器が 1.63 から 1.24 へ耐震裕度が下がっている。入力地震動を 1.50Ss に設定し直すと、これら 4 設備の再評価値は、ドロップ盤 1.57、充電器盤 1.50、ディーゼル機関本体 1.82、再生熱交換器 1.54 になり、1.5 以上の耐震裕度が確認されたとしている。この結果、炉心損傷に係るクリフエッジとなる耐震裕度は 1.86Ss から 1.50Ss に変更され、炉心損傷に係る機能喪失の原因となる設備等も当初のドロップ盤から充電器盤に変更された。

## 参考文献

- [1] Boatwright, J. (1988): The seismic radiation from composite models of faulting, Bull. Seism. Soc. Am., 78, 489-508
- [2] 中央防災会議 (2006): 第 2 6 回「東南海、南海地震等に関する専門調査会」参考資料, 中部圏・近畿圏の内陸地震の震度分布の検討資料集, 図 2.3.2(2006.12.7)
- [3] 中国電力 (2010): 島根原子力発電所基準地震動 Ss の策定について, 第 62 回原子力安全委員会地震・地震動評価委員会及び施設健全性評価委員会 WG3 第 62-7 号および速記録 (2010.3.3)
- [4] 壇一男・具典淑・入江紀嘉・石井やよい (2011): 長大横ずれ断層による内陸地震の平均動的応力降下量の推定と強震動予測のためのアスペリティモデルの設定方法への応用, 日本建築学会構造系論文集, 第 670 号, 2041-2050.
- [5] 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
- [6] 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
- [7] Fukushima, Y., M. Mori, S. Matsuzaki, S. Kobayashi, Y. Ohno(2001): Semi-empirical estimation of ground motion using observed records at a site in Shikoku, Japan, Journal of Seismology, 5, 63-72.
- [8] Geller, R. J.(1976): Scaling Relations for Earthquake Source Parameters and Magnitude, Bulletin of the Seismological Society of America, 66-5, 1501-1523.
- [9] 原子力安全・保安院 (2010): 耐震設計審査指針の改訂に伴う四国電力株式会社伊方発電所 3 号機耐震安全性に係る評価について (基準地震動の策定及び主要な施設の耐震安全性評価) (2010 年 1 月 7 日)
- [10] 原子力安全・保安院 (2010): 耐震設計審査指針の改訂に伴う四国電力株式会社伊方発電所 3 号機耐震安全性に係る評価について (基準地震動の策定及び主要な施設の耐震安全性評価) (2010 年 1 月 7 日)
- [11] 原子力安全・保安院耐震安全審査室 (2012): 活断層による地震動評価の不確かさの考慮について (考え方の整理案), 第 7 回地震・津波に関する意見聴取会 (地震動関係) (2012 年 8 月 17 日)
- [12] 原子力安全・保安院 (2012): 四国電力伊方発電所 3 号機の安全性に関する総合的評価 (一次評価) に関する審査書 (2012 年 3 月 26 日)
- [13] 原辰彦 (2005): 地球の地震学的構造, 地学雑誌, 114, 3), 323-337

- [14] 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
- [15] 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
- [16] 入倉孝次郎・香川敏生・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)
- [17] 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/070910jishincyoussainkai.pdf>
- [18] 入倉孝次郎・倉橋奨 (2010): 長大な活断層に発生する地震に対する強震動予測のためのレシピの高度化, 第13回日本地震工学シンポジウム筑波 (2010年11月)
- [19] Irie, K., Dan, K., Ikutama, S., Irikura, K. (2010): Improvement of kinetic fault models for predicting strong motions by dynamic rupturing simulation – Evaluation of proportionality constant between stress drop and seismic moment in strike-slip inland earthquakes –, First Kashiwazaki International Symposium on Seismic Safety of Nuclear Installations and Embedded Topical Meetings, 1-16.
- [20] 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)
- [21] 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>
- [22] 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2003): 中央構造線断層帯 (金剛山—東縁—伊予灘) の長期評価について
- [23] 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2005): 「全国を概観した地震動予測地図」報告書, 分冊2「震源断層を特定した地震動予測地図の説明 (平成17年3月23日, 平成18年9月25日改訂)」
- [24] 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2008): 「全国を概観した地震動予測地図」2008年版, 付録3. 震源断層を特定した地震の強震動予測手法 (「レシピ」) (平成20年4月11日改訂), 46-74
- [25] 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2009): 震源断層を特定した地震の強震動予測手法 (「レシピ」) (平成21年12月21日改訂)
- [26] Kanamori, H. and Anderson, D. L. (1975): Theoretical basis of some empirical relations in seismology, Bulletin of the Seismological Society of America, 65, 1073-1095.
- [27] 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, <http://www.nilim.go.jp/lab/bcg/siryou/rpn/rpn0015pdf/kh0015.pdf>
- [28] 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.rrl.kyoto-u.ac.jp/jishin/eq/notohantou/notohantou.html>
- [29] 小林啓美・翠川三郎 (1981): 半実験式に基づく震源近傍での地震動スペクトルの推定, 第18回自然災害科学総合シンポジウム講演要旨集, 79.
- [30] 松田時彦 (1975): 活断層から発生する地震の規模と周期について, 地震第2輯, 第28巻, 269-283.
- [31] 村松郁栄・入倉孝次郎 (1981): 余震または前震記録の合成による本震時の強震動の予測, 自然災害特別研究成果 (1981年5月)
- [32] Murotani, S., Matsushima, S., Azuma, T., Irikura, K., Kitagawa, S. (2010): Scaling Relations of Earthquakes on Inland Active Mega-Fault Systems, American Geophysical Union, Fall Meeting 2010, S51A-1911 (2010.12).
- [33] 日本建築学会 (2005): 地盤振動—現象と理論—, 丸善
- [34] Noda, S., Yashiro, K., Takahashi, K., Takemura, M., Ohno, S., Tohdo, M., Watanabe, T. (2002): Response spectra for design purpose of stiff structures on rock sites, OECD Workshop on the Relations Between Seismological DATA and Seismic Engineering, Istanbul, 399-408 (October, 2002)
- [35] 大崎順彦 (1994): 新・地震動のスペクトル解析入門, 鹿島出版会
- [36] 大野裕記・小林修二・長谷川修一・本莊静光・長谷川正 (1997): 四国北西部伊予灘海域における中央構造線活断層系の深部構造とセグメンテーション, 四国電力 (株) 研究期報, 68, 48-59.
- [37] 岡村真 (1996): 伊方原発沖 (伊予灘) にも活断層, えひめ雑誌, 5-10, 28-33.
- [38] 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
- [39] 佐藤良輔 (1984): 不規則な subslip を伴う断層 model から発生する地震波, 自然災害特別研究成果 (1984年10月)
- [40] 四国電力株式会社 (2003): 最近の調査結果等を踏まえた伊方発電所の耐震安全性について (2003年3月)
- [41] 四国電力株式会社 (2007): 柏崎刈羽原子力発電所で観測されたデータを基に行う伊方発電所における概略影響検討結果報告書 (2007年9月20日)
- [42] 四国電力株式会社 (2008): 伊方発電所「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 (2008年3月28日)
- [43] 四国電力株式会社 (2009): 伊方発電所基準地震動 Ss の策定について (コメント回答), 耐震・構造設計小委員会地震・津波, 地質・地盤合同ワーキンググループ Aサブグループ会合 (第15回) 配付資料合同 A15-3-1, 11 (2009.1.29)
- [44] 四国電力株式会社 (2012): 伊方発電所中央構造線断層帯の地震動評価 130km 北傾斜ケース, 原子力安全・保安院第5回地震・津波に関する意見聴取会 (地震動関係) 資料 5-5 (2012.6.19)
- [45] 四国電力株式会社 (2013): 伊方発電所の発電用原子炉設置変更許可申請書 (3号原子炉施設の変更), 添付書類六, 7.5 地震 (2013.7.8)
- [46] 四国電力株式会社 (2013): 伊方発電所の発電用原子炉設置変更許可申請書 (3号機原子炉施設の変更) (2013年7月8日)
- [47] 四国電力株式会社 (2013): 伊方発電所地震動評価, 原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合 (第14回), 資料 1-1 (2013年8月28日)
- [48] 四国電力株式会社 (2013): 伊方発電所地震動評価 中央構造線断層帯の連動 (コメント回答), 原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合 (第39回), 資料 1-1 (2013年10月30日)
- [49] 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.
- [50] Scholz, C. H. (2002): The Mechanics of earthquakes and faulting, second edition, Cambridge University Press
- [51] 資源エネルギー庁原子力発電安全企画審査課原子力発電安全管理課 (1997): 伊方発電所 1, 2, 3号機の耐震安全性について, 第72回原子力安全委員会資料第2号 (平成9年11月)
- [52] Somerville, P. G., 入倉孝次郎, 澤田純男, 岩崎好規則, 田居優, 伏見実 (1993): 地震断層のすべり変位量の空間分布の検討, 第22回地震工学研究発表会, 291-294.
- [53] 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
- [54] 高橋利昌, 大野裕, 佐伯武俊, 松崎伸 (2001): 最新の知見を考慮した地震動評価, 四国電力四国総合研究所研究期報, 77, 58-72.
- [55] 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.
- [56] 東京電力 (2008): 柏崎刈羽原子力発電所における平成19年新潟県中越沖地震時に取得された地震観測データの分析及び基準地震動について, 耐震・構造設計小委員会第9回地震・津波, 地質・地盤合同ワーキンググループ, 資料合同 W 9-1-2, 37 (2008.5.22)

- [57] 東京電力 (2009) : 耐専スペクトルの適用性検討 (内陸地殻内地震を対象とした追加検討内容), 原子力安全委員会 耐震安全性評価特別委員会 地震・地震動評価委員会「応答スペクトルに基づく地震動評価」に関する専門家との意見交換会, 資料第 1-2 号 (2009.5.22)
- [58] 渡辺基史・佐藤俊明・壇一男 (1998) : 内陸地震の断層パラメータの相似則, 第 10 回日本地震工学シンポジウム, 583-588.

#### 著者略歴

1975 年大阪大学工学部機械工学科 (蒸気工学) 卒業  
1977 年大阪大学大学院工学研究科 博士前期課程  
産業機械工学専攻 (生産システム工学) 修了  
1977 年大阪府立大学工学部経営工学科助手  
1986 年同講師  
1988 年同助教授  
1995 年同教授 (生産管理システム)  
2001 年大阪府立大学評議員 (3.5 年)  
2001 年大阪府立大学学長補佐 (1 年)  
2009 年大阪府立工業高等専門学校校長  
2011 年公立大学法人大阪府立大学理事 (高専担当)  
兼大阪府立大学工業高等専門学校校長  
社団法人日本経営工学会理事 (2000~05)・監事 (2005~09)  
社団法人日本経営工学会学会賞 (2008)・学会貢献賞 (2010)  
大阪府立大学名誉教授 (2009)  
大阪府立大学工業高等専門学校名誉教授 (2013)  
京都大学工学博士 (1985)

表 7: 四国電力等によるこれまでに評価された中央構造線断層帯の断層パラメータ (その 1)

断層パラメータ	1984 年設置許可申請時と 1997 年基準地震動再評価時のモデル [54] (小林・翠川の手法により、11.0, 25.0, 27.0, 46.0, 55.0, 77.0km の 6 通りについて評価しているが 4 通りのみ記載する)			
傾斜角	90 度			
断層長さ $L$	25.0 km	46.0 km	55.0 km	77.0 km
断層幅 $W = L/2$ *1	12.5 km	23.0 km	27.5 km	30.0 km
断層面積 $S$	312.5 km <sup>2</sup>	1058.0 km <sup>2</sup>	1512.5 km <sup>2</sup>	2310.0 km <sup>2</sup>
断層上端深さ	2.0 km			
破壊開始点	北東端 1 箇所			
破壊伝播方式	一方向伝播			
地震モーメント $M_0$ *1 ( ) 内は断層モデルレシビによる *2	$2.63 \times 10^{19}$ N·m ( $5.25 \times 10^{18}$ )	$1.52 \times 10^{20}$ ( $6.23 \times 10^{19}$ )	$2.54 \times 10^{20}$ ( $1.27 \times 10^{20}$ )	$5.82 \times 10^{20}$ ( $2.97 \times 10^{20}$ )
マグニチュード *3 ( ) 内は断層モデルレシビによる *2	M7.4, $M_w$ 6.9 (M6.8, $M_w$ 6.4)	M8.1, $M_w$ 7.4 (M7.8, $M_w$ 7.1)	M8.3, $M_w$ 7.5 (M8.0, $M_w$ 7.3)	M8.6, $M_w$ 7.8 (M8.3, $M_w$ 7.6)
剛性率 $\mu$	$4.0 \times 10^{10}$ N/m <sup>2</sup>			
平均すべり量 $D$ *4 ( ) 内は断層長さから得た $M$	210 cm (M7.2)	360 cm (M7.6)	420 cm (M7.7)	630 cm (M8.0)
平均破壊伝播速度 $V_r$	2.5 km/s			
ライズタイム $t_r$ *5	2.1 sec	3.8 sec	4.6 sec	5.6 sec

\*1: 四国電力は、1984 年伊方 3 号炉設置 (変更) 許可申請および 1997 年基準地震動再評価においては、断層面積から地震モーメントを求める現在の断層モデルによる方法ではなく、当時の小林・翠川の手法によって求めている。すなわち、平均すべり量を松田 (1975) の式  $\log_{10} D = 0.6M - 4.0$  で求め、地震モーメントを  $M_0 = \mu DS$  で求めている。また、断層幅を Geller(1976)[8] の式  $W = L/2$  で求めているため、断層面積が大きくなりすぎている。これらのため、地震モーメントの値は括弧内に示した現在の断層モデルのレシビによる値よりかなり大きくなっている。

\*2: 現在の断層モデルレシビによる地震モーメントは、断層面積  $S$  と地震モーメント  $M_0$  の関係式  $S = 2.23 \times 10^{-15} M_0^{2/3}$  ( $M_0 \leq 7.5 \times 10^{18}$  N·m);  $4.24 \times 10^{-11} M_0^{1/2}$  ( $M_0 \geq 7.5 \times 10^{18}$  N·m), より得られる。ただし、この式中の  $M_0$  の単位は dyn·cm であり、1N·m =  $10^7$  dyn·cm の関係がある。上表の括弧内の地震モーメントの値は、表中の断層面積より、この方法を用いて求めた。

\*3: 気象庁マグニチュード  $M$  の値は、 $M = (\log_{10} M_0 - 10.72) / 1.17$  より求めた。モーメントマグニチュード  $M_w$  の値は、四国電力が  $M_w = (2/3)(\log_{10} M_0 - 9.1)$  より求めている (ただし、ここでの  $M_0$  の単位はいずれの場合も N·m である)。

\*4: 四国電力は「\*1」で示したように、断層長さ  $L$  から松田式  $\log_{10} L = 0.6M - 2.9$  で気象庁マグニチュード  $M$  を求め、平均すべり量を  $\log_{10} D = 0.6M - 4.0$  で求めている。参考のため、断層長さから求めた気象庁マグニチュードの値を括弧内に示しておいた。

\*5: 四国電力は、ライズタイムを Geller(1976)[8] の式  $t_r = 16S^{0.5} / (7\pi^{1.5} V_r)$  で求めている。

表 8: 四国電力等によるこれまでに評価された中央構造線断層帯の断層パラメータ (その 2)

断層パラメータ	1997 年基準地震動再評価時の一様断層モデル (アスペリティ無) (27.0, 46.0, 55.0, 77.0km の 4 通りだけで 25km は無)[51, 7, 54]			
傾斜角	90 度			
断層長さ $L$	27.0 km	46.0 km	55.0 km	77.0 km
断層幅 $W = L/2$ *1	13.5 km	23.0 km	27.5 km	30.0 km
断層面積 $S$	364.5 km <sup>2</sup>	1058.0 km <sup>2</sup>	1512.5 km <sup>2</sup>	2310.0 km <sup>2</sup>
断層上端深さ	2.0 km			
破壊開始点	北東端 1 箇所			
破壊伝播方式	同心円状 (放射状)			
地震モーメント $M_0$ *1 ( ) 内は断層モデルレシビによる *2	$3.06 \times 10^{19}$ N·m ( $7.39 \times 10^{18}$ )	$1.52 \times 10^{20}$ ( $6.23 \times 10^{19}$ )	$2.54 \times 10^{20}$ ( $1.27 \times 10^{20}$ )	$5.82 \times 10^{20}$ ( $2.97 \times 10^{20}$ )
マグニチュード *3 ( ) 内は断層モデルレシビによる *2	M7.5, $M_w$ 6.9 (M7.0, $M_w$ 6.5)	M8.1, $M_w$ 7.4 (M7.8, $M_w$ 7.1)	M8.3, $M_w$ 7.5 (M8.0, $M_w$ 7.3)	M8.6, $M_w$ 7.8 (M8.3, $M_w$ 7.6)
剛性率 $\mu$	$4.0 \times 10^{10}$ N/m <sup>2</sup>			
平均すべり量 $D$ *4 ( ) 内は断層長さから得た $M$	210 cm (M7.2)	360 cm (M7.6)	420 cm (M7.7)	630 cm (M8.0)
平均応力降下量 $\Delta\sigma$ *5	5.0 MPa			
平均破壊伝播速度 $V_r$	2.5 km/s			
ライズタイム $t_r$ *6	2.2 sec	3.8 sec	4.6 sec	5.6 sec

\*1: 四国電力は、1997 年基準地震動再評価では、表 8 の小林・翠川の手法の他に、本表のようなアスペリティを考慮しない一様断層モデルを対象とした波形合成法による地震動評価も行っている。その際の断層パラメータ設定法は小林・翠川の手法による設定法をそのまま踏襲している。すなわち、平均すべり量を松田 (1975) の式  $\log_{10} D = 0.6M - 4.0$  で求め、地震モーメントを  $M_0 = \mu DS$  で求めている。また、断層幅を Geller(1976)[8] の式  $W = L/2$  で求めているため、断層面積が大きくなりすぎている。これらのため、地震モーメントの値は括弧内に示した現在の断層モデルのレシビによる値よりかなり大きくなっている。また、波形合成の際には震源断層面を格子状に切った各要素断層で要素地震波が発生すると想定するが、その要素地震として 1988 年 7 月 29 日に発生した M5.1 の伊予灘地震 (図 22 の No.4) を用いている。この地震は敷地前面海域断層群の断層面上で発生したのではなく、震央距離 28km、深さ 53km で起きた海洋プレート内地震 (スラブ内地震) であり、スラブ内地震では応力降下量が大きく、短周期地震波が大きい。現に、この地震の応力降下量は 20 MPa と評価されており (表 9 の 2001 年非一様断層モデルの要素地震と同じ)、想定震源断層の断層平均応力降下量の 4 倍と大きい。ところが、波形合成の際、この比に応じて要素地震波が小さく設定されるため、地震動が過小評価されるおそれがある。

\*2: 現在の断層モデルレシビによる地震モーメントは、断層面積  $S$  と地震モーメント  $M_0$  の関係式  $S = 2.23 \times 10^{-15} M_0^{2/3}$  ( $M_0 \leq 7.5 \times 10^{18}$  N·m);  $4.24 \times 10^{-11} M_0^{1/2}$  ( $M_0 \geq 7.5 \times 10^{18}$  N·m), より得られる。ただし、この式中の  $M_0$  の単位は dyn·cm であり、1N·m =  $10^7$  dyn·cm の関係がある。上表の括弧内の地震モーメントの値は、表中の断層面積より、この方法を用いて求めた。

\*3: 気象庁マグニチュード  $M$  の値は、 $M = (\log_{10} M_0 - 10.72) / 1.17$  より求めた。モーメントマグニチュード  $M_w$  の値は、四国電力が  $M_w = (2/3)(\log_{10} M_0 - 9.1)$  より求めている (ただし、ここでの  $M_0$  の単位はいずれの場合も N·m である)。

\*4: 四国電力は「\*1」で示したように、断層長さ  $L$  から松田式  $\log_{10} L = 0.6M - 2.9$  で気象庁マグニチュード  $M$  を求め、平均すべり量を  $\log_{10} D = 0.6M - 4.0$  で求めている。参考のため、断層長さから求めた気象庁マグニチュードの値を括弧内に示しておいた。

\*5: 四国電力は、佐藤 (1989)[38] が日本の全地震データから平均応力降下量を約 5.0MPa と導いていることから、アスペリティ無の一様断層モデルにおける平均応力降下量を  $\Delta\sigma = 5.0$ MPa と設定している。ちなみに、佐藤 (1989) は、海洋プレート間地震、海洋プレート内地震および内陸地殻内地震のすべてを含む国内の地震データを用いて、 $\log_{10} S = (2/3) \log_{10} M_0 - 14.9$  または  $S = 1.26 \times 10^{-15} M_0^{2/3}$  ( $M_0$  の単位は dyn·cm) を導き、 $\Delta\sigma = 7\pi^{3/2} M_0 / (16S^{3/2})$  にこれらの関係を代入して、 $\Delta\sigma \approx 5.0$ MPa を導出している ([38], pp.82-90)。

\*6: 四国電力は、ライズタイムを Geller(1976)[8] の式  $t_r = 16S^{0.5} / (7\pi^{1.5} V_r)$  で求めている。

表 9: 四国電力等によるこれまでに評価された中央構造線断層帯の断層パラメータ (その 3)

断層パラメータ	2001 年非一様断層モデル [7, 54]		2003 年長期評価対応モデル [40]		
	波形合成法: 46km モデル		伊予灘中央構造線断層帯 130km		
	想定地震	要素地震 *1	波形合成法	小林・翠川の手法	
傾斜角	90 度				
断層長さ $L$	46 km	—	130 km		
断層幅 $W$	18 km *2	—	25 km		
断層面積 $S$	828.0 km <sup>2</sup>	—	3250 km <sup>2</sup>		
断層上端深さ	2.0 km	—	2.0 km		
破壊開始点	北東端 1 箇所	—	北東端 1 箇所		
破壊伝播方式	同心円状 (放射状)	—	同心円状 (放射状)		
地震モーメント $M_0$ ( )内は断層モデルレシピによる	$2.57 \times 10^{19}$ N·m *3 ( $3.81 \times 10^{19}$ )	$5.63 \times 10^{15}$ → $7.04 \times 10^{17}$	$3.25 \times 10^{20}$ N·m *7 ( $5.87 \times 10^{20}$ )		
マグニチュード ( )内は断層モデルレシピによる	M7.4, $M_w$ 6.9 (M7.6, $M_w$ 7.0)	M5.1	— (M8.6, $M_w$ 7.8)		
剛性率 $\mu$	$4.0 \times 10^{10}$ N/m <sup>2</sup>	$4.0 \times 10^{10}$ N/m <sup>2</sup>	$4.0 \times 10^{10}$ N/m <sup>2</sup>		
平均すべり量 $D$	99 cm *4	—	250 cm *7		
平均応力降下量 $\Delta\sigma$	5.0 MPa *5	20 MPa	2.55 MPa *8	—	
平均破壊伝播速度 $V_r$	2.5 km/s	—	2.5 km/s		
ライズタイム $t_r$	—	—	—	3.5 sec	
短周期レベル $A$	—	—	—	—	
アスぺリティ	地震モーメント $M_{0a}$	$1.86 \times 10^{19}$ N·m *3	—	$1.43 \times 10^{20}$ N·m	—
	面積 $S_a$	243.0 km <sup>2</sup> *6	—	715 km <sup>2</sup> *8	—
	平均すべり量 $D_a$	191 cm *4	—	500 cm *7	—
	応力降下量 $\Delta\sigma_a$	10.0 MPa *5	—	11.6 MPa *8	—
背景領域	地震モーメント $M_{0b}$	$7.10 \times 10^{18}$ N·m *3	—	$1.82 \times 10^{20}$ N·m	—
	面積 $S_b$	585.0 km <sup>2</sup>	—	2535 km <sup>2</sup>	—
	平均すべり量 $D_b$	30 cm *4	—	179.5 cm	—
	実効応力 $\sigma_b$	1.5 MPa *5	—	2.3 MPa	—

\*1: 波形合成法で要素地震として用いた地震は 1988 年 7 月 29 日に北緯 33.678, 東経 132.508, 震源深さ 53km で生じたスラブ内地震 (M5.1) であり, 伊方原発との震央距離は 28.0km, 震源距離は 59.8km である。この要素地震は波形合成法で用いられているが, 本来は震源断層面内で起きた小地震による地震観測波形を用いなければ伝播経路特性を正しく反映させることができない。そればかりか, スラブ内地震と内陸地殻内地震とでは応力降下量が上表のように 4 倍大きいので, 波形合成の際に地震波の振幅が小さく評価されてしまう。この要素地震を内陸地殻内地震の波形合成に用いるのは妥当とはいえない。要素地震の  $M_0$  は観測値を 5<sup>3</sup> 倍して  $7.04 \times 10^{17}$  N·m とし, 経験的グリーン関数の  $M_0$  として用いている。

\*2: 断層幅は, 一様断層モデルの場合に用いた  $W = L/2$  ではなく, 「P 波速度構造から上部地殻 (厚さ 18km) を地震発生層とし」 ([54], p.67),  $W = 18$ km としている。

\*3: Somerville et al.(1993)[52] が北西アメリカの 12 の地震データから得た式  $S = 2.05 \times 10^{-15} M_0^{2/3}$  で  $M_0$  を求め, アスぺリティと背景領域については,  $M_{0a} = \mu D_a S_a$  と  $M_{0b} = M_0 - M_{0a}$  の式より求めている。ちなみに, Somerville et al.(1993) は, 日本国内の 8 の地震データから  $S = 1.09 \times 10^{-15} M_0^{2/3}$  という関係式をも導き, 「日本の地殻内地震の断層面積は北西アメリカの地震の 0.53 倍」だと指摘している。この点は注目すべきであるが, 四国電力は国内データから得られた関係式を無視し, 北西アメリカのデータから得られた関係式を用いている。

\*4: Somerville et al.(1993)[52] が北西アメリカの 12 の地震データから得た式  $D = 1.55 \times 10^{-7} M_0^{1/3}$ ,  $D_a = 3.0 \times 10^{-7} M_0^{1/3}$  を用い, 背景領域は  $D_b = M_{0b}/(\mu S_b)$  で求めている。日本国内データでは, 1.55 が 2.88, 3.0 が 4.38 になる。

\*5: 表 8 と同様に  $\Delta\sigma = 5.0$ MPa とし,  $\Delta\sigma_a = (D_a/D)\Delta\sigma \approx 2\Delta\sigma$ ,  $\Delta\sigma_b = (D_b/D)\Delta\sigma$  としている。

\*6: Somerville et al.(1993)[52] が北西アメリカの地震データから  $S_a = 0.26S$  の関係を示していることから, 四国電力はこの式で  $S_a = 215$ km<sup>2</sup> を求め, これを 3km 四方の格子で構成するため, 9 個の格子からなる 9km 四方のアスぺリティを 3 個設定し,  $S_a = 9 \times 9 \times 3 = 243$ km<sup>2</sup> としている。結果として,  $S_a/S = 0.29$  になっている。

\*7: 地震調査研究推進本部が長期評価で川上断層 ~ 佐田岬北西沖の活動を「2~3m 程度の右横ずれ」と評価していることから, 四国電力は,  $D = 250$ cm と  $D_a = 2D = 500$ cm をまず設定し, 地震モーメント  $M_0 = \mu DS$  を求めている。

\*8: 四国電力は無限長垂直横ずれ断層とみなして断層平均応力降下量を  $\Delta\sigma = 2\mu D/(\pi W)$  で求めている。アスぺリティの平均応力降下量は  $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$  および  $S_a = 0.22S$  より求めている。断層モデルのレシピに  $M_0 = 3.25 \times 10^{20}$  N·m および  $S = 3250$ km<sup>2</sup> を適用すれば,  $\Delta\sigma = (7/16)M_0/(\pi S)^{3/2} = 4.3$ MPa,  $\Delta\sigma_a = \Delta\sigma/0.22 = 19.5$ MPa と大きくなる。

表 10: 中央構造線断層帯における「敷地前面海域の断層群(約 42km)」の断層パラメータ

断層パラメータ	断層モデルで M7.3 とした場合		松田式で M7.5 とした場合		
	A 法	$S_a/S = 0.22$ 法	A 法	$S_a/S = 0.22$ 法	
走向	N57E				
傾斜角 $\theta$	90 度				
断層長さ $L$	42.0 km (松田式では M7.5 相当)				
断層幅 $W$	13.0 km				
断層面積 $S = LW$	546.0 km <sup>2</sup>				
断層上・下端深さ	2 km · 15 km				
破壊開始点	断層下端 3 種類 (西下端・中央下端・東下端)				
破壊伝播方式	同心円状 (放射状) と推定される				
地震モーメント $M_0$	1.66 × 10 <sup>19</sup> N·m		3.13 × 10 <sup>19</sup>		
マグニチュード	M7.3, $M_w$ 6.7 (四電: M7.1, $M_w$ 6.7)		M7.5, $M_w$ 6.9		
平均すべり量 $D = M_0/(\mu S)$	76 cm		143		
剛性率 $\mu = \rho\beta^2$	4.00 × 10 <sup>10</sup> 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 $\Delta\sigma = (7/16)M_0(\pi/S)^{2/3}$ (四電: 楕円クラック式)	3.17 MPa (四電: 2.22 MPa)		6.0		
短周期レベル $A$	1.35 × 10 <sup>19</sup> N·m/s <sup>2</sup> (四電: 1.03 × 10 <sup>19</sup> N·m/s <sup>2</sup> )		1.67 × 10 <sup>19</sup>		
アスぺリティ全体	面積 $S_a = \pi r^2$	123.4 km <sup>2</sup>	120.1 km <sup>2</sup>	287.4 *2	120.1
	地震モーメント $M_{0a} = \mu D_a S_a$	7.50 × 10 <sup>18</sup> N·m	7.30 × 10 <sup>18</sup>	—	1.38 × 10 <sup>19</sup>
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	14.0 MPa	14.4 MPa *1 (四電: 10.1)	—	27.1 [複数: 33.4] *1
	平均すべり量 $D_a = 2D$	152 cm	152 cm	—	286
第 1 アスぺリティ	面積 $S_{a1} = (16/22)S_a$	89.8 km <sup>2</sup>	87.4 km <sup>2</sup>	—	87.4
	地震モーメント $M_{0a1}$	6.10 × 10 <sup>18</sup> N·m	5.93 × 10 <sup>18</sup>	—	1.12 × 10 <sup>19</sup>
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	14.0 MPa	14.4 MPa *1 (四電: 10.1)	—	27.1 [複数: 33.4] *1
	平均すべり量 $D_{a1} = M_{0a1}/(\mu S_{a1})$	170 cm	170 cm	—	320
第 2 アスぺリティ	面積 $S_{a2} = (6/22)S_a$	33.7 km <sup>2</sup>	32.8 km <sup>2</sup>	—	32.8
	地震モーメント $M_{0a2}$	1.40 × 10 <sup>18</sup> N·m	1.36 × 10 <sup>17</sup>	—	2.57 × 10 <sup>18</sup>
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	14.0 MPa	14.4 MPa *1 (四電: 10.1)	—	27.1 [複数: 33.4] *1
	平均すべり量 $D_{a2} = M_{0a2}/(\mu S_{a2})$	104 cm	104 cm	—	196
背景領域	地震モーメント $M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	9.09 × 10 <sup>18</sup> N·m	9.29 × 10 <sup>18</sup>	—	1.75 × 10 <sup>19</sup>
	面積 $S_b = S - S_a$	422.6 km <sup>2</sup>	425.9 km <sup>2</sup>	—	425.9
	平均すべり量 $D_b = M_{0b}/(\mu S_b)$	54 cm	55 cm	—	103
	実効応力 $\sigma_b = 0.2\sigma_a$	2.8 MPa	2.9 MPa *1 (四電: 2.0)	—	5.4 [複数: 6.7] *1

注: 「A 法」とは短周期レベルからアスぺリティ総面積を求める方法で, 「 $S_a/S = 0.22$  法」とはアスぺリティ総面積を断層面積の 22% に固定する方法である. 四国電力は「 $S_a/S = 0.22$  法」を用いているが, 断層平均応力降下量の算出式として楕円クラックモデルによる式を用いているため, レシビの円形クラック式による値より小さくなっている. 気象庁マグニチュードが小さいのは, レシビの武村 (1990) の式を丸めた武村 (1998) の式を用いているからである.

\*1: 複数アスぺリティを考慮したレシビによれば,  $\Delta\sigma_a = \frac{\xi\Delta\sigma}{\sqrt{\gamma_s} \sum_{i=1}^{N_a} (S_{ai}/S_a)} = 17.8 \text{ MPa}$ ,  $\sigma_b = 3.6 \text{ MPa}$  になる. ただし,

$\xi = \frac{D_a}{D} = 2$ ,  $\gamma_s = \frac{S_a}{S} = 0.22$ ,  $S_{a1} : S_{a2} = 16 : 6$ ,  $N_a = 2$ ,  $\Delta\sigma = 3.17 \text{ MPa}$  である. 最右列 [複数: 値] はこの場合の値である.

\*2: 「A 法」では, アスぺリティ総面積が断層面積の 1/2 以上になるとアスぺリティの地震モーメントが震源断層全体の地震モーメントを越えるという矛盾が生じ, 適用できない (今の場合,  $S_a/S = 0.526$ ,  $M_{0a} = 3.29 \times 10^{19} \text{ N}\cdot\text{m} > M_0$ ).

表 11: 中央構造線断層帯における「敷地前面海域の断層群 (約 42km : 傾斜角 30 度)」の断層パラメータ

断層パラメータ	断層モデルで M7.8 とした場合		松田式で M7.5 とした場合		
	A 法	$S_a/S = 0.22$ 法	A 法	$S_a/S = 0.22$ 法	
走向	N57E				
傾斜角 $\theta$	30 度				
断層長さ $L$	42.0 km (松田式では M7.5 相当)				
断層幅 $W$	26.0 km				
断層面積 $S = LW$	1092.0 km <sup>2</sup>				
断層上・下端深さ	2 km · 15 km				
破壊開始点	断層下端 3 種類 (西下端・中央下端・東下端)				
破壊伝播方式	同心円状 (放射状) と推定される				
地震モーメント $M_0$	6.63 × 10 <sup>19</sup> N·m		3.13 × 10 <sup>19</sup>		
マグニチュード	M7.8, $M_w$ 7.1 (四電 : M7.6, $M_w$ 7.1)		M7.5, $M_w$ 6.9		
平均すべり量 $D = M_0/(\mu S)$	152 cm		72		
剛性率 $\mu = \rho\beta^2$	4.00 × 10 <sup>10</sup> 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 $\Delta\sigma = (7/16)M_0/(\pi/S)^{2/3}$ (四電 : 楕円クラック式)	4.5 MPa (四電 : 3.3 MPa)		2.1		
短周期レベル $A$	2.15 × 10 <sup>19</sup> N·m/s <sup>2</sup> (四電 : 2.13 × 10 <sup>19</sup> N·m/s <sup>2</sup> )		1.67 × 10 <sup>19</sup>		
全体 アスペリティ	面積 $S_a = \pi r^2$	391.9 km <sup>2</sup>	240.2 km <sup>2</sup>	143.7	240.2
	地震モーメント $M_{0a} = \mu D_a S_a$	4.76 × 10 <sup>19</sup> N·m	2.92 × 10 <sup>19</sup>	8.23 × 10 <sup>18</sup>	1.38 × 10 <sup>19</sup>
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	12.5 MPa	20.4 MPa *1 (四電 : 14.8)	16.0	9.6 [複数 : 11.8] *1
	平均すべり量 $D_a = 2D$	304 cm	304 cm	143	143
第 1 アスペリティ	面積 $S_{a1} = (16/22)S_a$	285.0 km <sup>2</sup>	174.7 km <sup>2</sup>	104.5	174.7
	地震モーメント $M_{0a1}$	3.87 × 10 <sup>19</sup> N·m	2.37 × 10 <sup>19</sup>	6.69 × 10 <sup>18</sup>	1.12 × 10 <sup>19</sup>
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	12.5 MPa	20.4 MPa *1 (四電 : 14.8)	16.0	9.6 [複数 : 11.8] *1
	平均すべり量 $D_{a1} = M_{0a1}/(\mu S_{a1})$	340 cm	340 cm	160	160
第 2 アスペリティ	面積 $S_{a2} = (6/22)S_a$	106.9 km <sup>2</sup>	65.5 km <sup>2</sup>	39.2	65.5
	地震モーメント $M_{0a2}$	8.89 × 10 <sup>18</sup> N·m	5.45 × 10 <sup>18</sup>	1.54 × 10 <sup>18</sup>	2.57 × 10 <sup>18</sup>
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	12.5 MPa	20.4 MPa *1 (四電 : 14.8)	16.0	9.6 [複数 : 11.8] *1
	平均すべり量 $D_{a2} = M_{0a2}/(\mu S_{a2})$	208 cm	208 cm	98	98
背景領域	地震モーメント $M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	1.87 × 10 <sup>19</sup> N·m	3.71 × 10 <sup>19</sup>	2.30 × 10 <sup>19</sup>	1.75 × 10 <sup>19</sup>
	面積 $S_b = S - S_a$	700.1 km <sup>2</sup>	851.8 km <sup>2</sup>	948.3	851.8
	平均すべり量 $D_b = M_{0b}/(\mu S_b)$	66.9 cm	109 cm	61	51
	実効応力 $\sigma_b = 0.2\sigma_a$	2.5 MPa	4.1 MPa *1 (四電 : 3.0)	3.2	1.9 [複数 : 2.4] *1

注 : 「A 法」とは短周期レベルからアスペリティ総面積を求める方法で、「 $S_a/S = 0.22$  法」とはアスペリティ総面積を断層面積の 22% に固定する方法である。四国電力は「 $S_a/S = 0.22$  法」を用いているが断層平均応力降下量の算出式として楕円クラックモデルによる式を用いているため、レシピの円形クラック式による値より小さくなっている。気象庁マグニチュードが小さいのは、レシピの武村 (1990) の式を丸めた武村 (1998) の式を用いているからである。

\*1 : 複数アスペリティを考慮したレシピによれば、 $\Delta\sigma_a = \frac{\xi\Delta\sigma}{\sqrt{\gamma_s} \sum_{i=1}^{N_a} (S_{ai}/S_a)} = 25.2 \text{ MPa}$ ,  $\sigma_b = 5.0 \text{ MPa}$  になる。ただし、 $\xi = \frac{D_a}{D} = 2$ ,  $\gamma_s = \frac{S_a}{S} = 0.22$ ,  $S_{a1} : S_{a2} = 16 : 6$ ,  $N_a = 2$ ,  $\Delta\sigma = 4.5 \text{ MPa}$  である。最右列 [複数 : 値] はこの場合の値である。

表 12: 中央構造線断層帯における「伊予セグメント」の断層パラメータ

断層パラメータ	断層モデルで M7.1 とした場合		松田式で M7.4 とした場合		
	A 法	$S_a/S = 0.22$ 法	A 法	$S_a/S = 0.22$ 法	
走向	N66E				
傾斜角 $\theta$	90 度				
断層長さ $L$	33.0 km (松田式では M7.4 相当)				
断層幅 $W$	13.0 km				
断層面積 $S = LW$	429.0 km <sup>2</sup>				
断層上・下端深さ	2 km · 15 km				
破壊開始点	断層下端 3 種類 (西下端・中央下端・東下端)				
破壊伝播方式	同心円状 (放射状) と推定される				
地震モーメント $M_0$	1.02 × 10 <sup>19</sup> N·m		2.39 × 10 <sup>19</sup>		
マグニチュード	M7.1, $M_w$ 6.6 (四電: M6.9, $M_w$ 6.6)		M7.4, $M_w$ 6.9		
平均すべり量 $D = M_0/(\mu S)$	60 cm		139		
剛性率 $\mu = \rho\beta^2$	4.00 × 10 <sup>10</sup> 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 $\Delta\sigma = (7/16)M_0(\pi/S)^{2/3}$ (四電: 楕円クラック式)	2.81 MPa (四電: 1.95 MPa)		6.5		
短周期レベル $A$	1.15 × 10 <sup>19</sup> N·m/s <sup>2</sup> (四電: 7.99 × 10 <sup>18</sup> N·m/s <sup>2</sup> )		1.53 × 10 <sup>19</sup>		
アスベリティ	面積 $S_a = \pi r^2$	82.6 km <sup>2</sup>	94.4 km <sup>2</sup>	255.4 *1	94.4
	地震モーメント $M_{0a} = \mu D_a S_a$	3.94 × 10 <sup>18</sup> N·m	4.50 × 10 <sup>18</sup>	—	1.05 × 10 <sup>19</sup>
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	14.6 MPa	12.8 MPa (四電: 8.9)	—	29.8
	平均すべり量 $D_a = 2D$	119 cm	119 cm	—	278
背景領域	地震モーメント $M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	6.30 × 10 <sup>18</sup> N·m	5.73 × 10 <sup>18</sup>	—	1.34 × 10 <sup>19</sup>
	面積 $S_b = S - S_a$	346.4 km <sup>2</sup>	334.6 km <sup>2</sup>	—	334.6
	平均すべり量 $D_b = M_{0b}/(\mu S_b)$	45 cm	43 cm	—	100
	実効応力 $\sigma_b = 0.2\sigma_a$	2.9 MPa	2.6 MPa (四電: 1.8)	—	6.0

注: 「A 法」とは短周期レベルからアスベリティ総面積を求める方法で, 「 $S_a/S = 0.22$  法」とはアスベリティ総面積を断層面積の 22% に固定する方法である。四国電力は「 $S_a/S = 0.22$  法」を用いているが, 断層平均応力降下量の算出式として楕円クラックモデルによる式を用いているため, レシビの円形クラック式による値より小さくなっている。気象庁マグニチュードが小さいのは, レシビの武村 (1990) の式を丸めた武村 (1998) の式を用いているからである。

マグニチュードは小数点以下第 1 位までが有効数字であり, 小数点以下第 2 位を四捨五入している。たとえば, 「M7.1,  $M_w$ 6.6」は「M7.09,  $M_w$ 6.61」を四捨五入している。松田式  $\log L = 0.6M - 2.9$  では断層長さ  $L$  からマグニチュード  $M$  を算出するが, このときも四捨五入している。たとえば,  $L = 33.0$  km では M7.36 を四捨五入して M7.4 としている。右列の  $M_0 = 2.39 \times 10^{19}$  N·m は M7.4 に対する地震モーメントであり, 「M7.4,  $M_w$ 6.9」は「M7.40,  $M_w$ 6.85」を四捨五入して得た値である。

\*1: 「A 法」では, アスベリティ総面積が断層面積の 1/2 以上になるとアスベリティの地震モーメントが震源断層全体の地震モーメントを越えるという矛盾が生じ, 適用できない (今の場合,  $S_a/S = 0.595$ ,  $M_{0a} = 2.84 \times 10^{19}$  N·m >  $M_0$ )。

表 13: 中央構造線断層帯における「川上セグメント」の断層パラメータ

断層パラメータ	断層モデルで M7.4 とした場合		松田式で M7.7 とした場合		
	A 法	$S_a/S = 0.22$ 法	A 法	$S_a/S = 0.22$ 法	
走向	N67E				
傾斜角 $\theta$	90 度				
断層長さ $L$	51.0 km (松田式では M7.7 相当)				
断層幅 $W$	13.0 km				
断層面積 $S = LW$	663.0 km <sup>2</sup>				
断層上・下端深さ	2 km・15 km				
破壊開始点	断層下端 3 種類 (西下端・中央下端・東下端)				
破壊伝播方式	同心円状 (放射状) と推定される				
地震モーメント $M_0$	2.45 × 10 <sup>19</sup> N·m		5.36 × 10 <sup>19</sup>		
マグニチュード	M7.4, $M_w$ 6.9 (四電: M7.2, $M_w$ 6.9)		M7.7, $M_w$ 7.1		
平均すべり量 $D = M_0/(\mu S)$	92 cm		202		
剛性率 $\mu = \rho\beta^2$	4.00 × 10 <sup>10</sup> 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 $\Delta\sigma = (7/16)M_0(\pi/S)^{2/3}$ (四電: 楕円クラック式)	3.49 MPa (四電: 2.50 MPa)		7.6		
短周期レベル $A$	1.54 × 10 <sup>19</sup> N·m/s <sup>2</sup> (四電: 1.27 × 10 <sup>19</sup> N·m/s <sup>2</sup> )		2.00 × 10 <sup>19</sup>		
アスベリティ全体	面積 $S_a = \pi r^2$	170.6 km <sup>2</sup>	145.9 km <sup>2</sup>	485.5 *2	145.9
	地震モーメント $M_{0a} = \mu D_a S_a$	1.26 × 10 <sup>19</sup> N·m	1.08 × 10 <sup>19</sup>	—	2.36 × 10 <sup>19</sup>
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	13.6 MPa	15.9 MPa *1 (四電: 11.4)	—	34.8 [複数: 42.7] *1
	平均すべり量 $D_a = 2D$	184 cm	184 cm	—	404
第1アスベリティ	面積 $S_{a1} = (16/22)S_a$	124.1 km <sup>2</sup>	106.1 km <sup>2</sup>	—	106.1
	地震モーメント $M_{0a1}$	1.02 × 10 <sup>19</sup> N·m	8.75 × 10 <sup>18</sup>	—	1.92 × 10 <sup>19</sup>
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	13.6 MPa	15.9 MPa *1 (四電: 11.4)	—	34.8 [複数: 42.7] *1
	平均すべり量 $D_{a1} = M_{0a1}/(\mu S_{a1})$	206.2 cm	206 cm	—	452
第2アスベリティ	面積 $S_{a2} = (6/22)S_a$	46.5 km <sup>2</sup>	39.8 km <sup>2</sup>	—	39.8
	地震モーメント $M_{0a2}$	2.35 × 10 <sup>18</sup> N·m	2.01 × 10 <sup>18</sup>	—	4.40 × 10 <sup>18</sup>
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	13.6 MPa	15.9 MPa *1 (四電: 11.4)	—	34.8 [複数: 42.7] *1
	平均すべり量 $D_{a2} = M_{0a2}/(\mu S_{a2})$	126 cm	126 cm	—	277
背景領域	地震モーメント $M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	1.19 × 10 <sup>19</sup> N·m	1.37 × 10 <sup>19</sup>	—	3.00 × 10 <sup>19</sup>
	面積 $S_b = S - S_a$	492.4 km <sup>2</sup>	517.1 km <sup>2</sup>	—	517.1
	平均すべり量 $D_b = M_{0b}/(\mu S_b)$	60 cm	66 cm	—	145
	実効応力 $\sigma_b = 0.2\sigma_a$	2.7 MPa	3.2 MPa *1 (四電: 2.3)	—	7.0 [複数: 8.5] *1

注: 「A 法」とは短周期レベルからアスベリティ総面積を求める方法で, 「 $S_a/S = 0.22$  法」とはアスベリティ総面積を断層面積の 22% に固定する方法である. 四国電力は「 $S_a/S = 0.22$  法」を用いているが, 断層平均応力降下量の算出式として楕円クラックモデルによる式を用いているため, レシビの円形クラック式による値より小さくなっている. 気象庁マグニチュードが小さいのは, レシビの武村 (1990) の式を丸めた武村 (1998) の式を用いているからである.

\*1: 複数アスベリティを考慮したレシビによれば,  $\Delta\sigma_a = \frac{\xi\Delta\sigma}{\sqrt{\gamma_s} \sum_{i=1}^{N_a} (S_{ai}/S_a)} = 19.5 \text{ MPa}$ ,  $\sigma_b = 3.9 \text{ MPa}$  になる. ただし,

$\xi = \frac{D_a}{D} = 2$ ,  $\gamma_s = \frac{S_a}{S} = 0.22$ ,  $S_{a1} : S_{a2} = 16 : 6$ ,  $N_a = 2$ ,  $\Delta\sigma = 3.49 \text{ MPa}$  である. 最右列 [複数: 値] はこの場合の値である.

\*2: 「A 法」では, アスベリティ総面積が断層面積の 1/2 以上になるとアスベリティの地震モーメントが震源断層全体の地震モーメントを越えるという矛盾が生じ, 適用できない (今の場合,  $S_a/S = 0.732$ ,  $M_{0a} = 7.85 \times 10^{19} \text{ N}\cdot\text{m} > M_0$ ).

表 14: 中央構造線断層帯の「石鎚山脈北縁西部-伊予灘区間(約 130km)」の断層パラメータ

断層パラメータ	断層モデルで M8.1 とした場合		松田式で M8.3 とした場合		
	A 法	$S_a/S = 0.22$ 法	A 法	$S_a/S = 0.22$ 法	
傾斜角 $\theta$	90 度				
断層長さ $L$	126.0 km (松田式では M8.3 相当)				
断層幅 $W$	13.0 km				
断層面積 $S = LW$	1638.0 km <sup>2</sup>				
断層上・下端深さ	2 km・15 km				
破壊開始点	断層東下端 1 種類				
破壊伝播方式	同心円状(放射状)と推定される				
地震モーメント $M_0$	1.49 × 10 <sup>20</sup> N・m (四電: 5.13 × 10 <sup>19</sup> N・m)		2.70 × 10 <sup>20</sup>		
マグニチュード	M8.1, $M_w$ 7.4 (四電: M7.5, $M_w$ 7.1)		M8.3, $M_w$ 7.6		
平均すべり量 $D = M_0/(\mu S)$	228 cm (四電: 78 cm)		412		
剛性率 $\mu = \rho\beta^2$	4.00 × 10 <sup>10</sup> 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 $\Delta\sigma = (7/16)M_0(\pi/S)^{2/3}$ (四電: 楕円クラック式)	5.5 MPa (四電: 1.95~2.50MPa) *3		9.9		
短周期レベル $A$	2.81 × 10 <sup>19</sup> N・m/s <sup>2</sup> (四電: 1.97 × 10 <sup>19</sup> N・m/s <sup>2</sup> ) *3		3.42 × 10 <sup>19</sup>		
アスぺリティ全体	面積 $S_a = \pi r^2$	770.2 km <sup>2</sup>	360.4 km <sup>2</sup>	1696.0 *2	360.4
	地震モーメント $M_{0a} = \mu D_a S_a$ : 下段( )内は四国電力	1.40 × 10 <sup>20</sup> N・m	6.57 × 10 <sup>19</sup> (2.26 × 10 <sup>19</sup> )	—	1.19 × 10 <sup>20</sup>
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$ : 下段( )内は四国電力	11.7 MPa	24.9 MPa *1 (8.9~11.4) *3	—	45.1 [複数: 88.6] *1
	平均すべり量 $D_a = 2D$	456 cm	456 cm (四電: 157)	—	823
背景領域	地震モーメント $M_{0b} = M_0 - M_{0a}$ : 下段( )内は四国電力	8.89 × 10 <sup>18</sup> N・m	8.36 × 10 <sup>19</sup> (2.87 × 10 <sup>19</sup> )	—	1.51 × 10 <sup>20</sup>
	面積 $S_b = S - S_a$	867.8 km <sup>2</sup>	1277.6 km <sup>2</sup>	—	1277.6
	平均すべり量 $D_b = M_{0b}/(\mu S_b)$	26 cm	164 cm (四電: 56)	—	296
	実効応力 $\sigma_b = 0.2\sigma_a$	2.3 MPa	5.0 MPa *1 (四電: 2.3)	—	9.0 [複数: 17.7] *1

注: 四国電力は、中央構造線断層帯の「石鎚山脈北縁西部-伊予灘区間(約 130km)」の地震モーメントを求める際、断層帯を構成する「敷地前面海域の断層群」、「伊予セグメント」、「川上セグメント」の 3 断層の地震モーメントを単純加算している。これは断層モデルのスケーリング則 ( $7.5 \times 10^{18} \text{N}\cdot\text{m} \leq M_0 \leq 7.5 \times 10^{20} \text{N}\cdot\text{m}$  では  $M_0$  は  $S$  の 2 乗に比例して増大する) を無視しており、地震規模を過小評価している。その結果、3 断層を個別に評価した断層モデルからの地震波を単純に足し合わせるだけの評価になっており、3 断層が一体になってより大きな地震として動く場合の地震動を過小評価することになる。地震モーメントが  $7.5 \times 10^{20} \text{N}\cdot\text{m}$  を超える「金剛山地東縁-伊予灘区間(約 360km)」のより長大な中央構造線断層帯を考える場合には妥当だが、「石鎚山脈北縁西部-伊予灘区間(約 130km)」を扱う場合には不適切である。ちなみに、Scholtz(2002)によれば、 $M_0 > 7.5 \times 10^{20} \text{N}\cdot\text{m}$  では、 $S[\text{km}^2] = 5.30 \times 10^{-25} M_0[\text{dyn}\cdot\text{cm}]$  が成り立ち、 $M_0$  は  $S$  に比例するとされているが、レシピでは「長大な断層についてはまだ研究段階である」として採用されていない。

- \*1: 中央構造線断層帯には 3 断層で計 5 個のアスぺリティがあり、複数アスぺリティを考慮したレシピによれば、  

$$\Delta\sigma_a = \frac{\xi\Delta\sigma}{\sqrt{7_s} \sum_{i=1}^{N_a} (S_{ai}/S_a)} = 49.0 \text{ MPa}, \sigma_b = 9.8 \text{ MPa}$$
 になる。この方法ではアスぺリティの個数が増えるほど応力降下量が大きくなるため、このような長大な断層帯にそのまま適用するのは適切ではない。最右列 [複数: 値] はこの場合の値だが、過大になっており、あくまで参考値である。
- \*2: 「A 法」では、アスぺリティ総面積が断層面積の 1/2 以上になるとアスぺリティの地震モーメントが震源断層全体の地震モーメントを越えるという矛盾が生じ、適用できない(今の場合、 $S_a/S = 1.035, M_{0a} = 5.59 \times 10^{20} \text{N}\cdot\text{m} > M_0$ )。
- \*3: 四国電力はカスケードモデルを使っており、これらの値を表示していないが、四国電力による各断層の値の範囲を示した。四国電力が各断層に用いた楕円クラック式を全体の断層帯に適用すると、 $M_0 = 5.13 \times 10^{19} \text{N}\cdot\text{m}$  に対し  $\Delta\sigma =$  約 3.0MPa、 $\Delta\sigma_a = \Delta\sigma/0.22 = 13.6 \text{ MPa}$  になり、いずれも各断層の値を超えてしまう。

表 15: 中央構造線断層帯の「石鎚山脈北縁西部-伊予灘区間(約 130km)」のアスペリティ評価

断層パラメータ		石鎚山脈北縁西部-伊予灘区間(約 130km)		
		敷地前面海域の断層群	伊予セグメント	川上セグメント
傾斜角 $\theta$		90 度		
断層長さ $L$		126.0 km (松田式では M8.3 相当)		
断層幅 $W$		13.0 km		
断層面積 $S = LW$		1638.0 km <sup>2</sup>		
断層上・下端深さ		2 km · 15 km		
破壊開始点		断層東下端 1 種類		
破壊伝播方式		同心円状(放射状)と推定される		
地震モーメント $M_0$		1.49 × 10 <sup>20</sup> N·m (四電: 5.13 × 10 <sup>19</sup> N·m)		
マグニチュード		M8.1, $M_w$ 7.4 (四電: M7.5, $M_w$ 7.1)		
平均すべり量 $D = M_0/(\mu S)$		228 cm (四電: 78 cm)		
剛性率 $\mu = \rho\beta^2$		4.00 × 10 <sup>10</sup> N/m <sup>2</sup>		
S 波速度 $V_s$ (または $\beta$ )		3.5 km/s		
平均破壊伝播速度 $V_r = 0.72V_s$		2.5 km/s		
平均応力降下量 $\Delta\sigma = (7/16)M_0(\pi/S)^{2/3}$		5.5 MPa (四電: 1.95~2.50 MPa) *2		
短周期レベル $A$		2.81 × 10 <sup>19</sup> N·m/s <sup>2</sup> (四電: 1.97 × 10 <sup>19</sup> N·m/s <sup>2</sup> ) *3		
アスペリティ全体	面積 $S_a = \pi r^2$	360.4 km <sup>2</sup>		
	地震モーメント $M_{0a} = \mu D_a S_a$	6.57 × 10 <sup>19</sup> N·m (四電: 2.26 × 10 <sup>19</sup> )		
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	24.9 MPa *1 (四電: 8.9~11.4) *2		
	平均すべり量 $D_a = 2D$	456 cm (四電: 157)		
第1アスペリティ	面積 $S_{a1} = (16/22)S_a$	87.4 km <sup>2</sup>	94.4	106.1
	地震モーメント $M_{0a1}$ : 下段( )内は四国電力	1.64 × 10 <sup>19</sup> N·m (5.93 × 10 <sup>18</sup> )	1.84 × 10 <sup>19</sup> (4.50 × 10 <sup>18</sup> )	2.20 × 10 <sup>19</sup> (8.75 × 10 <sup>18</sup> )
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	24.9 MPa *1 (四電: 10.1)	24.9 *1 (四電: 8.9)	24.9 *1 (四電: 11.4)
	平均すべり量 $D_{a1} = M_{0a1}/(\mu S_{a1})$	470 cm (四電: 170)	489 (四電: 119)	518 (四電: 206)
第2アスペリティ	面積 $S_{a2} = (6/22)S_a$	32.8 km <sup>2</sup>		39.8
	地震モーメント $M_{0a2}$ : 下段( )内は四国電力	3.80 × 10 <sup>18</sup> N·m (1.36 × 10 <sup>17</sup> )		5.05 × 10 <sup>18</sup> (2.01 × 10 <sup>18</sup> )
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	24.9 MPa *1 (四電: 10.1)		24.9 *1 (四電: 11.4)
	平均すべり量 $D_{a2} = M_{0a2}/(\mu S_{a2})$	289 cm (四電: 104)		317 (四電: 126)
背景領域	地震モーメント $M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	8.36 × 10 <sup>19</sup> N·m (四電: 2.87 × 10 <sup>19</sup> N·m)		
	面積 $S_b = S - S_a$	1277.6 km <sup>2</sup>		
	平均すべり量 $D_b = M_{0b}/(\mu S_b)$	164 cm (四電: 56 cm)		
	実効応力 $\sigma_b = 0.2\sigma_a$	5.0 MPa *1 (四電: 2.3 MPa)		

注: 四国電力は, 中央構造線断層帯の「石鎚山脈北縁西部-伊予灘区間(約 130km)」の地震モーメントを求める際, 断層帯を構成する「敷地前面海域の断層群」, 「伊予セグメント」, 「川上セグメント」の3断層の地震モーメントを単純加算している。これは断層モデルのスケーリング則 ( $7.5 \times 10^{18} \text{N}\cdot\text{m} \leq M_0 \leq 7.5 \times 10^{20} \text{N}\cdot\text{m}$  では  $M_0$  は  $S$  の2乗に比例して増大する) を無視しており, 地震規模を過小評価している。その結果, 3断層を個別に評価した断層モデルからの地震波を単純に足し合わせるだけの評価になっており, 3断層が一体になってより大きな地震として動く場合の地震動を過小評価することになる。地震モーメントが  $7.5 \times 10^{20} \text{N}\cdot\text{m}$  を超える「金剛山地東縁-伊予灘区間(約 360km)」のより長大な中央構造線断層帯を考える場合には妥当だが, 「石鎚山脈北縁西部-伊予灘区間(約 130km)」を扱う場合には不適切である。ちなみに, Scholtz(2002)によれば,  $M_0 > 7.5 \times 10^{20} \text{N}\cdot\text{m}$  では,  $S[\text{km}^2] = 5.30 \times 10^{-25} M_0[\text{dyn}\cdot\text{cm}]$  が成り立ち,  $M_0$  は  $S$  に比例するとされているが, レシピでは「長大な断層についてはまだ研究段階である」として採用されていない。

\*1: 複数アスペリティを考慮したレシピによれば,  $\Delta\sigma_a = 49.0 \text{MPa}$ ,  $\sigma_b = 9.8 \text{MPa}$  になる。この方法ではアスペリティの個数が増えるほど応力降下量が大きくなるため, 長大な断層帯にそのまま適用するのは適切ではなく, 参考値である。

\*2: 四国電力はこれらの値を表示していないため, 四国電力による各断層の値の範囲を示した。楕円クラック式によれば,  $M_0 = 5.13 \times 10^{19} \text{N}\cdot\text{m}$  に対し  $\Delta\sigma$  は約 3.0MPa,  $\Delta\sigma_a = \Delta\sigma/0.22 = 13.6 \text{MPa}$  になり, これらの値を超えてしまう。

表 16: レシピ修正モデルによる「敷地前面海域の断層群」と「伊予セグメント」の断層パラメータ

断層パラメータ		敷地前面海域の断層群		伊予セグメント	
		A 法	$S_a/S = 0.22$ 法	A 法	$S_a/S = 0.22$ 法
傾斜角 $\theta$		90 度		90 度	
断層長さ $L_{\text{model}}$		42.0 km → 47.0 km		33.0 km → 38.0 km	
断層幅 $W_{\text{model}}$		13.0 km → 15.0 km		13.0 km → 15.0 km	
断層面積 $S = L_{\text{model}}W_{\text{model}}$		705.0 km <sup>2</sup>		570.0 km <sup>2</sup>	
地震モーメント $M_0$		$3.13 \times 10^{19}$ N·m		$2.39 \times 10^{19}$	
マグニチュード		M7.5, $M_w$ 6.9		M7.4, $M_w$ 6.9	
平均すべり量 $D = M_0/(\mu S)$		111 cm		202	
剛性率 $\mu = \rho\beta^2$		$4.00 \times 10^{10}$ 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 $\Delta\sigma = (7/16)M_0(\pi/S)^{2/3}$		4.1 MPa		4.3	
短周期レベル A		$1.67 \times 10^{19}$ N·m/s <sup>2</sup>		$1.53 \times 10^{19}$	
アスベリティ全体	面積 $S_a = \pi r^2$	222.6 km <sup>2</sup>	155.1 km <sup>2</sup>	192.3	125.4
	地震モーメント $M_{0a} = \mu D_a S_a$	$1.97 \times 10^{19}$ N·m	$1.38 \times 10^{19}$	$1.61 \times 10^{19}$	$1.05 \times 10^{19}$
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	12.9 MPa	18.5 MPa [複数: 22.7] *1	12.7	19.4
	平均すべり量 $D_a = 2D$	222 cm	222 cm	210	210
第 1 アスベリティ	面積 $S_{a1} = (16/22)S_a$	161.9 km <sup>2</sup>	112.8 km <sup>2</sup>	単一アスベリティ	
	地震モーメント $M_{0a1}$ *2	$1.61 \times 10^{19}$ N·m	$1.12 \times 10^{19}$		
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	12.9 MPa	18.5 MPa [複数: 22.7] *1		
	平均すべり量 $D_{a1} = M_{0a1}/(\mu S_{a1})$	248 cm	248 cm		
第 2 アスベリティ	面積 $S_{a2} = (6/22)S_a$	60.7 km <sup>2</sup>	42.3 km <sup>2</sup>	単一アスベリティ	
	地震モーメント $M_{0a2}$ *2	$3.69 \times 10^{18}$ N·m	$2.57 \times 10^{18}$		
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	12.9 MPa	18.5 MPa [複数: 22.7] *1		
	平均すべり量 $D_{a2} = M_{0a2}/(\mu S_{a2})$	152 cm	152 cm		
背景領域	地震モーメント $M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	$1.15 \times 10^{19}$ N·m	$1.75 \times 10^{19}$	$7.77 \times 10^{18}$	$1.34 \times 10^{19}$
	面積 $S_b = S - S_a$	482.4 km <sup>2</sup>	549.9 km <sup>2</sup>	377.7	444.6
	平均すべり量 $D_b = M_{0b}/(\mu S_b)$	60 cm	80 cm	51	75
	実効応力 $\sigma_b = 0.2\sigma_a$	2.6 MPa	3.7 MPa [複数: 4.5] *1	2.5	3.9

注: レシピ修正モデルとは、地震調査研究推進本部(推本)が 2008 年 4 月 11 日に改訂したレシピに記載されている手法である。従来は断層面積から地震規模を算出していたが、推本が活断層の長期評価で用いている「震源断層の長さから松田式で算出された地震規模」と比べて半分以下になるという問題点が残されていた。推本はこれを解決するため、従来からの方法は「過去の地震記録などに基づき震源断層を推定する場合や詳細な調査結果に基づき震源断層を推定する場合」とし、これとは別に「地表の活断層の情報をもとに簡便化した方法で震源断層を推定する場合」をレシピに追加した。これがレシピ修正モデルである。

レシピ修正モデルでは、松田の式から求めた地震規模に断層面積をできるだけ合わせるが、断層幅  $W_{\text{model}}$  を  $W + 2\text{km}$  まで、断層長さ  $L_{\text{model}}$  を  $L + 5\text{km}$  までしか大きくできない。上表の場合、地震モーメントに対応する断層面積はそれぞれ 749.7km<sup>2</sup>, 655.2km<sup>2</sup> である。

「A 法」とは短周期レベルからアスベリティ総面積を求める方法で、「 $S_a/S = 0.22$  法」とはアスベリティ総面積を断層面積の 22% に固定する方法である。

\*1: 複数アスベリティを考慮したレシピによれば、 $\Delta\sigma_a = \frac{\xi\Delta\sigma}{\sqrt{\gamma_s \sum_{i=1}^{N_a} (S_{ai}/S_a)}}$  であり、[複数: 値] に記載された値になる。

ただし、 $\xi = \frac{D_a}{D} = 2$ ,  $\gamma_s = \frac{S_a}{S} = 0.22$ ,  $\frac{S_{a1}}{S_a} = \frac{16}{22}$ ,  $\frac{S_{a2}}{S_a} = \frac{6}{22}$ ,  $N_a = 2$  である。

表 17: レシピ修正モデルによる「川上セグメント」と「断層帯全長(約 130km)」の断層パラメータ

断層パラメータ	川上セグメント		断層帯全長(約 130km)		
	A 法	$S_a/S = 0.22$ 法	A 法	$S_a/S = 0.22$ 法	
傾斜角 $\theta$	90 度		90 度		
断層長さ $L_{\text{model}}$	51.0 km → 56.0 km		126.0 km → 141.0 km		
断層幅 $W_{\text{model}}$	13.0 km → 15.0 km		13.0 km → 15.0 km		
断層面積 $S = L_{\text{model}}W_{\text{model}}$	840.0 km <sup>2</sup>		2115.0 km <sup>2</sup>		
地震モーメント $M_0$	$5.36 \times 10^{19}$ N·m		$2.70 \times 10^{20}$		
マグニチュード	M7.7, $M_w$ 7.1		M8.3, $M_w$ 7.6		
平均すべり量 $D = M_0/(\mu S)$	159 cm		319		
剛性率 $\mu = \rho\beta^2$	$4.00 \times 10^{10}$ 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 $\Delta\sigma = (7/16)M_0(\pi/S)^{2/3}$	5.4 MPa		6.8		
短周期レベル A	$2.00 \times 10^{19}$ N·m/s <sup>2</sup>		$3.42 \times 10^{19}$		
断層帯全体 アスペリティ	面積 $S_a = \pi r^2$	383.2 km <sup>2</sup>	184.8 km <sup>2</sup>	1313.5 *2	465.3
	地震モーメント $M_{0a} = \mu D_a S_a$	$4.89 \times 10^{19}$ N·m	$2.36 \times 10^{19}$	—	$1.19 \times 10^{20}$
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	11.8 MPa	24.4 MPa [複数: 30.0] *1	—	30.7 [複数: 60.7] *1
	平均すべり量 $D_a = 2D$	319 cm	319 cm	—	638
第 1 アスペリティ	面積 $S_{a1} = (16/22)S_a$	278.7 km <sup>2</sup>	134.4 km <sup>2</sup>	5 個のアスペリティ	
	地震モーメント $M_{0a1}$ *2	$3.98 \times 10^{19}$ N·m	$1.92 \times 10^{19}$		
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	11.8 MPa	24.4 MPa [複数: 30.0] *1		
	平均すべり量 $D_{a1} = M_{0a1}/(\mu S_{a1})$	357 cm	357 cm		
第 2 アスペリティ	面積 $S_{a2} = (6/22)S_a$	104.5 km <sup>2</sup>	50.4 km <sup>2</sup>	5 個のアスペリティ	
	地震モーメント $M_{0a2}$ *2	$9.13 \times 10^{18}$ N·m	$4.40 \times 10^{18}$		
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	11.8 MPa	24.4 MPa [複数: 30.0] *1		
	平均すべり量 $D_{a2} = M_{0a2}/(\mu S_{a2})$	218 cm	218 cm		
背景領域	地震モーメント $M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	$4.69 \times 10^{18}$ N·m	$3.00 \times 10^{19}$	—	$1.51 \times 10^{20}$
	面積 $S_b = S - S_a$	456.8 km <sup>2</sup>	655.2 km <sup>2</sup>	—	1649.7
	平均すべり量 $D_b = M_{0b}/(\mu S_b)$	26 cm	114 cm	—	229
	実効応力 $\sigma_b = 0.2\sigma_a$	2.4 MPa	4.9 MPa [複数: 6.0] *1	—	6.1 [複数: 12.1] *1

注: レシピ修正モデルとは、地震調査研究推進本部(推本)が 2008 年 4 月 11 日に改訂したレシピに記載されている手法である。従来は断層面積から地震規模を算出していたが、推本が活断層の長期評価で用いている「震源断層の長さから松田式で算出された地震規模」と比べて半分以下になるという問題点が残されていた。推本はこれを解決するため、従来からの方法は「過去の地震記録などにに基づき震源断層を推定する場合や詳細な調査結果に基づき震源断層を推定する場合」とし、これとは別に「地表の活断層の情報をもとに簡便化した方法で震源断層を推定する場合」をレシピに追加した。これがレシピ修正モデルである。

レシピ修正モデルでは、松田の式から求めた地震規模に断層面積をできるだけ合わせるが、断層幅  $W_{\text{model}}$  を  $W + 2\text{km}$  まで、断層長さ  $L_{\text{model}}$  を  $L + 5\text{km}$  までしか大きくできない。川上セグメントの場合、地震モーメントに対応する断層面積は  $981.4\text{km}^2$  である。

「A 法」とは短周期レベルからアスペリティ総面積を求める方法で、「 $S_a/S = 0.22$  法」とはアスペリティ総面積を断層面積の 22% に固定する方法である。

\*1: 複数アスペリティを考慮したレシピによれば、 $\Delta\sigma_a = \frac{\xi\Delta\sigma}{\sqrt{\gamma_s \sum_{i=1}^{N_a} (S_{ai}/S_a)}}$  であり、[複数: 値] に記載された値になる。

ただし、 $\xi = \frac{D_a}{D} = 2$ ,  $\gamma_s = \frac{S_a}{S} = 0.22$ ,  $\frac{S_{a1}}{S_a} = \frac{16}{22}$ ,  $\frac{S_{a2}}{S_a} = \frac{6}{22}$ ,  $N_a = 2$  である。断層帯全長の場合にはアスペリティ数が多いため平均応力降下量が過大になり、参考値に留まる。

\*2: 「A 法」では、アスペリティ総面積が断層面積の 1/2 以上になるとアスペリティの地震モーメントが震源断層全体の地震モーメントを越えるという矛盾が生じ、適用できない(今の場合、 $S_a/S = 0.621$ ,  $M_{0a} = 3.35 \times 10^{20}\text{N}\cdot\text{m} > M_0$ )。

表 18: レシピ修正モデルによる中央構造線断層帯の「断層帯全長(約 130km)」のアスペリティ評価

断層パラメータ		石鎚山脈北縁西部-伊予灘区間(約 130km)		
		敷地前面海域の断層群	伊予セグメント	川上セグメント
傾斜角 $\theta$		90 度		
断層長さ $L_{model}$		126.0 km → 141.0 km		
断層幅 $W_{model}$		13.0 km → 15.0 km		
断層面積 $S = L_{model}W_{model}$		2115.0 km <sup>2</sup>		
断層上・下端深さ		2 km・15 km		
破壊開始点		断層東下端 1 種類		
破壊伝播方式		同心円状(放射状)と推定される		
地震モーメント $M_0$		2.70 × 10 <sup>20</sup> N·m (四電: 5.13 × 10 <sup>19</sup> N·m)		
マグニチュード		M8.3, M <sub>w</sub> 7.6 (四電: M7.5, M <sub>w</sub> 7.1)		
平均すべり量 $D = M_0/(\mu S)$		319 cm (四電: 78 cm)		
剛性率 $\mu = \rho\beta^2$		4.00 × 10 <sup>10</sup> N/m <sup>2</sup>		
S 波速度 $V_s$ (または $\beta$ )		3.5 km/s		
平均破壊伝播速度 $V_r = 0.72V_s$		2.5 km/s		
平均応力降下量 $\Delta\sigma = (7/16)M_0(\pi/S)^{2/3}$		6.8 MPa (四電: 1.9 MPa) *2		
短周期レベル $A$		3.42 × 10 <sup>19</sup> N·m/s <sup>2</sup> (四電: 1.97 × 10 <sup>19</sup> N·m/s <sup>2</sup> ) *3		
アスペリティ全体	面積 $S_a = \pi r^2$	465.3 km <sup>2</sup>		
	地震モーメント $M_{0a} = \mu D_a S_a$	1.19 × 10 <sup>20</sup> N·m (四電: 2.26 × 10 <sup>19</sup> )		
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	30.7 MPa *1 (四電: 8.6) *2		
	平均すべり量 $D_a = 2D$	638 cm (四電: 157)		
第 1 アスペリティ	面積 $S_{a1} = (16/22)S_a$	112.8 km <sup>2</sup>	121.9	137.0
	地震モーメント $M_{0a1}$ : 下段( )内は四国電力	2.97 × 10 <sup>19</sup> N·m (5.93 × 10 <sup>18</sup> )	3.35 × 10 <sup>19</sup> (4.50 × 10 <sup>18</sup> )	3.99 × 10 <sup>19</sup> (8.75 × 10 <sup>18</sup> )
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	30.7 MPa *1 (四電: 10.1)	30.7 *1 (四電: 8.9)	30.7 *1 (四電: 11.4)
	平均すべり量 $D_{a1} = M_{0a1}/(\mu S_{a1})$	658 cm (四電: 170)	687 (四電: 119)	729 (四電: 206)
第 2 アスペリティ	面積 $S_{a2} = (6/22)S_a$	42.3 km <sup>2</sup>		51.4
	地震モーメント $M_{0a2}$ : 下段( )内は四国電力	6.85 × 10 <sup>18</sup> N·m (1.36 × 10 <sup>17</sup> )		9.17 × 10 <sup>18</sup> (2.01 × 10 <sup>18</sup> )
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	30.7 MPa *1 (四電: 10.1)		30.7 *1 (四電: 11.4)
	平均すべり量 $D_{a2} = M_{0a2}/(\mu S_{a2})$	405 cm (四電: 104)		446 (四電: 126)
背景領域	地震モーメント $M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	1.51 × 10 <sup>20</sup> N·m (四電: 2.87 × 10 <sup>19</sup> N·m)		
	面積 $S_b = S - S_a$	1649.7 km <sup>2</sup>		
	平均すべり量 $D_b = M_{0b}/(\mu S_b)$	229 cm (四電: 56 cm)		
	実効応力 $\sigma_b = 0.2\sigma_a$	6.1 MPa *1 (四電: 2.3 MPa)		

注: 四国電力は、中央構造線断層帯の「石鎚山脈北縁西部-伊予灘区間(約 130km)」の地震モーメントを求める際、断層帯を構成する「敷地前面海域の断層群」、「伊予セグメント」、「川上セグメント」の 3 断層の地震モーメントを単純加算している。これは断層モデルのスケールリング則 ( $7.5 \times 10^{18} \text{N}\cdot\text{m} \leq M_0 \leq 7.5 \times 10^{20} \text{N}\cdot\text{m}$  では  $M_0$  は  $S$  の 2 乗に比例して増大する) を無視しており、地震規模を過小評価している。その結果、3 断層を個別に評価した断層モデルからの地震波を単純に足し合わせるだけの評価になっており、3 断層が一体になってより大きな地震として動く場合の地震動を過小評価することになる。地震モーメントが  $7.5 \times 10^{20} \text{N}\cdot\text{m}$  を超える「金剛山地東縁-伊予灘区間(約 360km)」のより長大な中央構造線断層帯を考える場合には妥当だが、「石鎚山脈北縁西部-伊予灘区間(約 130km)」を扱う場合には不適切である。ちなみに、Scholtz(2002)によれば、 $M_0 > 7.5 \times 10^{20} \text{N}\cdot\text{m}$  では、 $S[\text{km}^2] = 5.30 \times 10^{-25} M_0[\text{dyn}\cdot\text{cm}]$  が成り立ち、 $M_0$  は  $S$  に比例するとされているが、レシピでは「長大な断層についてはまだ研究段階である」として採用されていない。

\*1: 複数アスペリティを考慮したレシピによれば、 $\Delta\sigma_a = 60.7 \text{MPa}$ ,  $\sigma_b = 12.1 \text{MPa}$  になる。この方法ではアスペリティの個数が増えるほど応力降下量が大きくなるため、長大な断層帯にそのまま適用するのは適切ではなく、参考値である。

\*2: 四国電力はこれらの値を求めていないが、3 断層の計 5 個のアスペリティを一つのアスペリティと見なし、地震モーメント  $M_0$ 、総断面積  $S$ 、アスペリティ総断面積  $S_a$  の値からレシピに従って計算した。

表 19: 中央構造線断層帯の「石鎚山脈北縁西部－伊予灘区間(約 130km)」の断層パラメータ

断層パラメータ	レシピによるスケーリング則		四国電力のスケーリング則
	A 法	$S_a/S = 0.22$ 法	無限長地表垂直横ずれ断層モデル
傾斜角 $\theta$	90 度		
断層長さ $L$	126.0 km (松田式では M8.3 相当)		
断層幅 $W$	13.0 km		
断層面積 $S = LW$	1638.0 km <sup>2</sup>		
断層上・下端深さ	2 km・15 km		
破壊開始点	断層東下端 1 種類		
破壊伝播方式	同心円状(放射状)と推定される		
地震モーメント $M_0$	1.49 × 10 <sup>20</sup> N·m (四電: 5.13 × 10 <sup>19</sup> N·m)		1.49 × 10 <sup>20</sup> N·m
マグニチュード	M8.1, $M_w$ 7.4 (四電: M7.5, $M_w$ 7.1)		M7.9, $M_w$ 7.4 武村(1998)の丸めた式
平均すべり量 $D = M_0/(\mu S)$	228 cm (四電: 78 cm)		228cm
剛性率 $\mu = \rho\beta^2$	4.00 × 10 <sup>10</sup> 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 $\Delta\sigma = (7/16)M_0(\pi/S)^{2/3}$ (四電: 楕円クラック式)	5.5 MPa (四電: 1.95~2.50MPa)		4.46 MPa 無限長地表垂直横ずれ断層
短周期レベル $A$ : 下段 ( ) 内は四国電力	2.81 × 10 <sup>19</sup> N·m/s <sup>2</sup> (0.799 ~ 1.27 × 10 <sup>19</sup> N·m/s <sup>2</sup> )		2.81 × 10 <sup>19</sup> N·m/s <sup>2</sup>
アスペリティ全体	面積 $S_a = \pi r^2$	770.2 km <sup>2</sup> [ $S_a/S = 0.47$ ]	360.4 km <sup>2</sup> [ $S_a/S = 0.22$ ]
	地震モーメント $M_{0a} = \mu D_a S_a$ : 下段 ( ) 内は四国電力	1.40 × 10 <sup>20</sup> N·m	6.57 × 10 <sup>19</sup> (2.26 × 10 <sup>19</sup> )
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$ : 下段 ( ) 内は四国電力	11.7 MPa	24.9 MPa (8.9~11.4)
	平均すべり量 $D_a = 2D$	456 cm	456 cm (四電: 157)
背景領域	地震モーメント $M_{0b} = M_0 - M_{0a}$ : 下段 ( ) 内は四国電力	8.89 × 10 <sup>18</sup> N·m	8.36 × 10 <sup>19</sup> (2.87 × 10 <sup>19</sup> )
	面積 $S_b = S - S_a$	867.8 km <sup>2</sup>	1277.6 km <sup>2</sup>
	平均すべり量 $D_b = M_{0b}/(\mu S_b)$	26 cm	164 cm (四電: 56)
	実効応力 $\sigma_b = 0.2\sigma_a$	2.3 MPa	5.0 MPa (四電: 1.8~2.3)

注: 四国電力は当初, カスケードモデルを採用し, 「レシピによるスケーリング則」の下段に記載の括弧内の値を採用していた。平均応力降下量の計算もレシピによらず, 楕円クラックモデルを用いていた。ところが, バックチェック報告の審議会でスケーリング則による評価を求められると, 地震モーメントなど巨視的パラメータについてはスケーリング則に従いながら, 断層平均応力降下量を無限長地表垂直横ずれ断層モデルによる計算式  $\Delta\sigma = 2\mu D/(\pi W)$  を使い, アスペリティ面積についても, 「短周期レベルが壇ら(2001)に等しくなるように」と称して  $S_a/S = 0.336$ (四国電力は有効数字から 0.34 と記載)とし, 微視的パラメータを設定している。しかし, 円形クラックに基づく式  $M_0 = 16\Delta\sigma S^{3/2}/(7\pi^{3/2})$ , 壇ら(2001)の式  $A = 4\pi r\Delta\sigma\beta^2$  および Broatwright(1988)の式  $M_0 = 16r^2 R\Delta\sigma_a/7$  から得られる式  $r = 4\pi\Delta\sigma\beta^2 S/A$  を用いても,  $S_a/S = \pi r^2/S = 16\pi S\Delta\sigma^2\beta^4/A^2 = 0.311$  ( $S_a = 510\text{km}^2$ ,  $\Delta\sigma_a = \Delta\sigma/0.311 = 14.3\text{MPa}$ ) になり, 四国電力のいう 0.34 にはならない。数%の差とはいえ, 計算過程が不透明である。

括弧による記載がない欄では, 四国電力のカスケードモデルによる値が「レシピによるスケーリング則」による値と同じであることを示す。

表 20: 中央構造線断層帯の「石鎚山脈北縁西部－伊予灘区間(約 130km)」のアスペリティ評価

断層パラメータ		石鎚山脈北縁西部－伊予灘区間(約 130km)		
		敷地前面海域の断層群	伊予セグメント	川上セグメント
傾斜角 $\theta$		90 度		
断層面積 $S = LW$		1638.0 km <sup>2</sup> (断層長さ $L = 126.0$ km, 断層幅 $W = 13.0$ km)		
断層上・下端深さ		2 km · 15 km		
地震モーメント $M_0$		1.49 × 10 <sup>20</sup> N·m (四電: 5.13 × 10 <sup>19</sup> N·m)		
マグニチュード		M8.1, $M_w$ 7.4 < 四電: M7.9, $M_w$ 7.4 > (四電: M7.5, $M_w$ 7.1)		
平均すべり量 $D = M_0/(\mu S)$		228 cm (四電: 78 cm)		
平均応力降下量 $\Delta\sigma = (7/16)M_0(\pi/S)^{2/3}$		5.5 MPa < 四電: 4.46 MPa > (四電: 1.9~2.5 MPa)		
短周期レベル $A$		2.81 × 10 <sup>19</sup> N·m/s <sup>2</sup> (四電: 0.799 ~ 1.27 × 10 <sup>19</sup> N·m/s <sup>2</sup> )		
アスペリティ全体	面積 $S_a = \pi r^2$	360.4 km <sup>2</sup> < 四電: 550.4 km <sup>2</sup> >		
	地震モーメント $M_{0a} = \mu D_a S_a$	6.57 × 10 <sup>19</sup> N·m < 四電: 1.00 × 10 <sup>20</sup> N·m > (四電: 2.26 × 10 <sup>19</sup> N·m)		
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	24.9 MPa < 四電: 13.3 MPa > (四電: 8.9~11.4 MPa)		
	平均すべり量 $D_a = 2D$	456 cm (四電: 157 cm)		
第1アスペリティ	面積 $S_{a1} = (16/22)S_a$ < $S_{a1} = (2/3)S_a$ >	87.4 km <sup>2</sup> < 四電: 122.3 km <sup>2</sup> >	94.4 < 144.1 >	106.1 < 148.5 >
	地震モーメント $M_{0a1}$ : 下段 < > 内は四国電力 : 下段 ( ) 内は四国電力	1.64 × 10 <sup>19</sup> N·m < 2.26 × 10 <sup>19</sup> N·m > (5.93 × 10 <sup>18</sup> N·m)	1.84 × 10 <sup>19</sup> < 2.89 × 10 <sup>19</sup> > (4.50 × 10 <sup>18</sup> )	2.20 × 10 <sup>19</sup> < 3.02 × 10 <sup>19</sup> > (8.75 × 10 <sup>18</sup> )
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	24.9 MPa < 四電: 13.3 MPa > (四電: 10.1 MPa)	24.9 < 13.3 > (四電: 8.9)	24.9 < 13.3 > (四電: 11.4)
	平均すべり量 $D_{a1} = M_{0a1}/(\mu S_{a1})$	470 cm < 四電: 461 cm > (四電: 170 cm)	489 < 501 > (四電: 119)	518 < 508 > (四電: 206)
第2アスペリティ	面積 $S_{a2} = (6/22)S_a$ < $S_{a1} = (1/3)S_a$ >	32.8 km <sup>2</sup> < 四電: 61.2 km <sup>2</sup> >		39.8 < 74.3 >
	地震モーメント $M_{0a2}$ : 下段 < > 内は四国電力 : 下段 ( ) 内は四国電力	3.80 × 10 <sup>18</sup> N·m < 7.98 × 10 <sup>18</sup> N·m > (1.36 × 10 <sup>18</sup> N·m)		5.05 × 10 <sup>18</sup> < 1.07 × 10 <sup>19</sup> > (2.01 × 10 <sup>18</sup> )
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	24.9 MPa < 四電: 13.3 MPa > (四電: 10.1 MPa)		24.9 < 13.3 > (四電: 11.4)
	平均すべり量 $D_{a2} = M_{0a2}/(\mu S_{a2})$	289 cm < 四電: 326 cm > (四電: 104 cm)		317 < 359 > (四電: 126)
背景領域	地震モーメント $M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	8.36 × 10 <sup>19</sup> N·m < 四電: 4.90 × 10 <sup>19</sup> N·m > (四電: 2.87 × 10 <sup>19</sup> N·m)		
	面積 $S_b = S - S_a$	1277.6 km <sup>2</sup> < 四電: 1087.6 km <sup>2</sup> >		
	平均すべり量 $D_b = M_{0b}/(\mu S_b)$	164 cm < 四電: 113 cm > (四電: 56 cm)		
	実効応力 $\sigma_b = 0.2\sigma_a$	5.0 MPa < 四電: 2.7 MPa > (四電: 1.8~2.3 MPa)		

注: ( ) 内は四国電力のカスケードモデルによる値であり, < > 内は四国電力の「スケーリング則+無限長地表垂横ずれ断層モデル」による値である。これらの記載がない欄では, これらの値が「レシピによるスケーリング則 ( $S_a/S = 0.22$  法)」による値と同じであることを示す。「レシピによるスケーリング則 (A 法)」については, 表 19 で明らかなように, アスペリティ面積が過大 ( $S_a/S = 0.47$ ) になり, 現実的でないため記載していない。

表 21: 中央構造線断層帯における「敷地前面海域の断層群(約 42km)」の断層長さを変更したケース

断層パラメータ	断層長さを 54km とした場合		断層長さを 69km とした場合		
	A 法	$S_a/S = 0.22$ 法	A 法	$S_a/S = 0.22$ 法	
走向	N57E				
傾斜角 $\theta$	90 度				
断層長さ $L$	54 km (松田式 M7.7 相当)		69 km (松田式 M7.9 相当)		
断層幅 $W$	13.0 km				
断層面積 $S = LW$	702.0 km <sup>2</sup>		897.0 km <sup>2</sup>		
断層上・下端深さ	2 km · 15 km				
地震モーメント $M_0$	2.74 × 10 <sup>19</sup> N·m		4.48 × 10 <sup>19</sup> N·m		
マグニチュード	M7.5, $M_w$ 6.9 (四電: M7.3, $M_w$ 6.9)		M7.6, $M_w$ 7.0 (四電: M7.5, $M_w$ 7.0)		
平均すべり量 $D = M_0/(\mu S)$	97.6 cm		125 cm		
剛性率 $\mu = \rho\beta^2$	4.00 × 10 <sup>10</sup> 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 $\Delta\sigma = (7/16)M_0(\pi/S)^{2/3}$ (四電: 楕円クラック式)	3.6 MPa (四電: 2.6 MPa)		4.1 MPa (四電: 3.1 MPa)		
短周期レベル $A$	1.60 × 10 <sup>19</sup> N·m/s <sup>2</sup> (四電: 1.36 × 10 <sup>19</sup> N·m/s <sup>2</sup> )		1.88 × 10 <sup>19</sup> N·m/s <sup>2</sup> (四電: 1.83 × 10 <sup>19</sup> N·m/s <sup>2</sup> )		
アスぺリティ全体	面積 $S_a = \pi r^2$	187.6 km <sup>2</sup>	154.4 km <sup>2</sup>	282.3 km <sup>2</sup>	197.3 km <sup>2</sup>
	地震モーメント $M_{0a} = \mu D_a S_a$	1.47 × 10 <sup>19</sup> N·m	1.21 × 10 <sup>19</sup>	2.82 × 10 <sup>19</sup>	1.97 × 10 <sup>19</sup>
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	13.4 MPa	16.3 MPa (四電: 11.8)	12.9 MPa	18.4 MPa (四電: 14.0)
	平均すべり量 $D_a = 2D$	195 cm	195 cm	250 cm	250 cm
第1アスぺリティ	面積 $S_{a1} = (16/22)S_a$	136.5 km <sup>2</sup>	112.3 km <sup>2</sup>	205.3 km <sup>2</sup>	143.5 km <sup>2</sup>
	地震モーメント $M_{0a1}$	1.19 × 10 <sup>19</sup> N·m	9.81 × 10 <sup>18</sup>	2.29 × 10 <sup>19</sup>	1.60 × 10 <sup>19</sup>
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	13.4 MPa	16.3 MPa (四電: 11.8)	12.9 MPa	18.4 MPa (四電: 14.0)
	平均すべり量 $D_{a1} = M_{0a1}/(\mu S_{a1})$	218 cm	218 cm	279 cm	279 cm
第2アスぺリティ	面積 $S_{a2} = (6/22)S_a$	51.2 km <sup>2</sup>	42.1 km <sup>2</sup>	77.0 km <sup>2</sup>	53.8 km <sup>2</sup>
	地震モーメント $M_{0a2}$	2.74 × 10 <sup>18</sup> N·m	2.25 × 10 <sup>18</sup>	5.26 × 10 <sup>18</sup>	3.68 × 10 <sup>18</sup>
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	13.4 MPa	16.3 MPa (四電: 11.8)	12.9 MPa	18.4 MPa (四電: 14.0)
	平均すべり量 $D_{a2} = M_{0a2}/(\mu S_{a2})$	134 cm	134 cm	171 cm	171 cm
背景領域	地震モーメント $M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	1.28 × 10 <sup>19</sup> N·m	1.54 × 10 <sup>19</sup>	1.66 × 10 <sup>19</sup>	2.51 × 10 <sup>19</sup>
	面積 $S_b = S - S_a$	514.4 km <sup>2</sup>	547.6 km <sup>2</sup>	614.7 km <sup>2</sup>	699.7 km <sup>2</sup>
	平均すべり量 $D_b = M_{0b}/(\mu S_b)$	62 cm	70 cm	67 cm	90 cm
	実効応力 $\sigma_b = 0.2\sigma_a$	2.7 MPa	3.3 MPa (四電: 2.4)	2.6 MPa	3.7 MPa (四電: 2.8)

注: 「A 法」とは短周期レベルからアスぺリティ総面積を求める方法で, 「 $S_a/S = 0.22$  法」とはアスぺリティ総面積を断層面積の 22% に固定する方法である。四国電力は「 $S_a/S = 0.22$  法」を用いているが, 断層平均応力降下量の計算には渡辺ら(1998)の「楕円クラックモデル」による式を用いている。そのため, 断層平均応力降下量とアスぺリティの平均応力降下量が一貫して, レシピの円形クラックモデルによる値より小さくなっている。短周期レベルもレシピの式  $A = 2.46 \cdot 10^{17} M_0^{1/3}$  ではなく, 壇ら(2001)の式  $A = 4\pi r \Delta\sigma_a \beta^2$  および Broatwright(1988)の式  $M_0 = 16r^2 R \Delta\sigma_a / 7$  から得られる式  $A = 4\pi \Delta\sigma \beta^2 S / r$  に  $S_a = \pi r^2 = 0.22S$  を適用して,  $A = 4\pi \Delta\sigma \beta^2 \sqrt{\pi S / 0.22}$  から求めているようである。当然の結果ではあるが, 楕円クラックモデルによる断層平均応力降下量がレシピの円形クラックモデルより小さめに設定されているため, 短周期レベルも少し小さめにしている。

四国電力のマグニチュードも, レシピの武村(1990)の式  $M = (1/1.17)(\log_{10} M_0 [\text{N} \cdot \text{m}] - 10.72)$  ではなく武村(1998)の式  $M = (1/1.2)(\log_{10} M_0 [\text{N} \cdot \text{m}] - 10.7)$  を用いているため, 気象庁マグニチュードだけ小さく設定されている。

表 22: 武村 (1998)[55] が解析に用いた断層モデルのデータ (地震名等は原典 [38] 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 ニツ井	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 (C)
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 (C)
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 (C)
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 (C)
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 (C)
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 (C)
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 (C)

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  $S =$  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 [38]。
- \*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  $S (=$  約  $460\text{km}^2)$  の値については, Kanamori (1973) の 1 枚断層モデル ( $L = 35\text{km}, W = 13\text{km}, D = 300\text{cm}$ )[38] 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 [55]。
- \*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 [38]。
- \*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,  $L = 20\text{km}, W = 12\text{km}$ )[38] を採用し,  $S = 240\text{km}^2$  としている [55]。
- \*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 [38]。
- \*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の半分と仮定」している [38]。
- \*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 [38] 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 3 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 [38]。

表 23: Somerville et al.(1998)[53] が解析に用いた断層モデルのデータ

地震名 *1	$M_w$	タイプ	傾斜角	$L$ km	$W$ km	深さ km *2	$D$ cm	$M_0$ dyn-cm
1992.6.28 Landers	7.22	横ずれ	90°	69.0	15.0	0~15.0	269	$7.5 \times 10^{26}$
1978.9.16 Tabas	7.14	逆断層	25°	95.0	45.0	1.0~20.0	50	$5.8 \times 10^{26}$
1989.10.17 Loma Prieta	6.95	斜めずれ	70°	40.0	18.0	3.4~20.3	166	$3.0 \times 10^{26}$
1995.1.17 兵庫県南部 *3	6.9	横ずれ	80°	60.0	20.0	0.2~20.0	67	$2.4 \times 10^{26}$
			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	$2.3 \times 10^{26}$
1985.12.23 Nahanni, N.W.T.	6.75	逆断層	25°	34.67	16.49	2.0~9.0	80	$1.5 \times 10^{26}$
1994.1.17 Northridge	6.66	逆断層	40°	18.0	21.0	5.0~21.4	74	$1.1 \times 10^{25}$
1985.10.5 Nahanni, N.W.T.	6.63	逆断層	35°	29.33	13.92	0.2~8.2	86	$1.0 \times 10^{26}$
1971.2.9 San Fernando	6.53	逆断層	54°	13.36	12.03	3.0~12.7	150	$7 \times 10^{25}$
1979.10.15 Imperial Valley	6.43	横ずれ	90°	36.0	10.0	0.0~10.0	69	$5 \times 10^{25}$
1987.11.24 Superstition Hills	6.33	横ずれ	90°	20.0	8.05	3.95~12.0	78	$3.5 \times 10^{25}$
1984.4.24 Morgan Hill	6.18	横ずれ	90°	26.0	11.5	0.5~12.0	17	$2.1 \times 10^{25}$
1986.8.7 North Palm Springs	6.14	斜めずれ	46°	20.0	13.3	4.0~13.63	17	$1.8 \times 10^{25}$
1987.10.1 Whittier Narrows	5.97	逆断層	30°	10.0	10.0	12.1~17.1	26	$1 \times 10^{25}$
1979.6.8 Coyote Lake	5.66	横ずれ	80°	5.5	4.57	3.5~9.5	76	$3.5 \times 10^{24}$

\*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。

表 24: Fujii-Matsu'ura.(2000)[6] が解析に用いた断層モデルのデータ

地震発生日	地震発生地 *1	$M_s$ *2	$M_0$ [ $10^{20}$ N·m] *3	$L$ [km]	$W$ [km]	$S$ [km <sup>2</sup> ]	$D$ [m]
1949 0822	Queen Charlotte	8.1	11	440	15	6600	5.7
1958 0710	Queen Charlotte	7.9	7.0	350	15	5250	4.8
1972 0730	Queen Charlotte	7.4	4.0	180	15	2700	5.0
1891 1027	Japan (濃尾地震)	8.0	1.5	80	15	1200	3.0
1992 0628	California	7.6	1.1	85	15	1275	2.9
1927 0307	Japan (北丹後地震)	7.4	0.46	33	19	627	3.7
1943 0910	Japan (鳥取地震)	7.2	0.36	33	10	330	2.6
1948 0628	Japan (福井地震)	7.1	0.33	23	10	230	2.5
1930 1126	Japan (北伊豆地震)	7.0	0.27	22	12	264	3.0
1978 0114	Japan (伊豆大島地震)	6.6	0.13	15	10	150	2.5
1980 0629	Japan	6.2	0.07	20	12	240	1.1
1931 0921	Japan	6.7	0.068	20	10	200	1.0
1974 0509	Japan	6.5	0.059	12	8	96	1.2
1990 0220	Japan	6.4	0.04	19	14	266	0.5
1969 0909	Japan	6.6	0.035	18	10	180	0.6
1986 0721	California	6.2	0.03	22	9	198	0.5
1963 0326	Japan	6.5	0.03	20	8	160	0.6
1984 0914	Japan	6.1	0.03	12	6	72	1.4

\*1: 壇ら (2011)[4] で回帰式に用いられている国内6地震を括弧内に地震名で記入した。壇らはこれら6地震以外の国内7地震は回帰に用いていないが, これら以外に1995年兵庫県南部地震, 2000年鳥取県西部地震, 2005年福岡県西方沖地震を加えている。

\*2:  $M_s$  は表面波マグニチュードである。

\*3:  $1\text{N}\cdot\text{m} = 10^7 \text{ dyn}\cdot\text{cm}$  である。

表 25: 壇ら (2011)[4] が解析に用いた断層モデルのデータ \*1

地震発生年 地震名	M, $M_w$	L km	$W_{rup}$ km	$S_{rup}$ km <sup>2</sup>	S km <sup>2</sup>	W km	$M_o$ 10 <sup>20</sup> N·m	A 10 <sup>19</sup> N·m/s <sup>2</sup>	$\Delta\sigma^{\#}$ *2 bar
1891 濃尾	M8.0	80, 34	15, 13	1642	1368	12	1.5	-	37
1927 北丹後	M7.3	35	13	455	379	11	0.46	-	70
1930 北伊豆	M7.3	22	12	264	220	10	0.27	-	102
1943 鳥取	M7.2	33	13	429	358	11	0.36	-	61
1948 福井	M7.1	30	13	390	325	11	0.33	-	66
1978 伊豆大島	M7.0	17	10	170	142	8	0.11	-	81
1995 兵庫県南部	M7.3	60	20	1200	1000	17	0.18	1.62	6
2000 鳥取県西部	M7.3	26	14	364	303	12	0.0862	0.593	19
2005 福岡県西方沖	M7.0	24	20	480	400	17	0.115	1.09	16
国内平均		40.1	14.4	599	499	12.0			50.9
1906 San Francisco	Mw 7.9	432	12	5148	4290	10	8.32	-	64
1976 Motagua	Mw 7.5	257	13	3341	2784	11	2.04	-	24
1976 Tangshan	Mw 7.6	70	24	1680	1400	20	2.77	-	66
1988 Langcang-Gengma	Mw 7.0	80	20	1600	1333	17	0.366	-	9
1990 Luzon Island	Mw 7.7	120	20	2400	2000	17	4.07	-	68
1992 Landers	Mw 7.3	69	15	1035	863	13	1.06	1.15	45
1997 Ardakul	Mw 7.2	100	15	1500	1250	13	0.735	-	20
1997 Manyi	Mw 7.5	175	15	2625	2188	13	2.23	-	34
1999 Kocaeli	Mw 7.6	141	23.3	3285.3	2738	19	2.88	3.05	35
1999 Hector Mine	Mw 7.1	74.27	20	1485.4	1238	17	0.598	-	16
1999 Duzce	Mw 7.1	49	24.5	1200.5	1000	20	0.665	-	23
2001 Kunlun	Mw 7.8	400	30	12000	10000	25	5.9	-	20
2002 Denali	Mw 7.8	292.5	18	5265	4388	15	7.48	-	57
海外平均		174	19.2	3274	2729	16.0			37.0
全体平均		119	17.2	2180	1817	14.4			42.7

\*1: 壇ら (2011)[4] は、国内平均、海外平均、全体平均を表記していないが、ここでは単純加算平均値を記載した。また、壇らは、震源断層長さ  $L$  以外の断層面積と断層幅については、破壊面積  $S_{rup}$  と震源断層面積  $S$  を区別し、破壊領域幅  $W_{rup}$  と震源断層幅  $W$  を区別している。震源断層は地下 3km から地下 18km の間に広がると見なし、震源断層幅を  $W_{max} = 15\text{km}$  と設定して地震データに回帰させている。壇らは震源断層の  $S$  と  $W$  の値を表記していないが、破壊面積を震源断層面積に換算する式として  $S = (15/18)S_{rup}$  を用いていることから、震源断層幅についても  $W = (15/18)W_{rup}$  で求め表記した。

\*2: 壇らは応力降下量として、静的応力降下量  $\Delta\sigma$  ではなく、Irie et al.(2010)[19] の動学的断層破壊シミュレーション結果を用いる関係上、動的平均応力降下量  $\Delta\sigma^{\#}$  を用いている。前者は断層破壊の前後でのせん断応力の差になるが、後者は断層破壊活動中のせん断応力の差であるため、後者のほうが大きい。せん断応力のシミュレーションモデル上は両者に差がないため、同じ値と見なししてよい。また、1bar = 0.1MPa である。

壇らは短周期レベル  $A$  の値が得られている 5 地震について、 $S - M_o$  関係式から  $\Delta\sigma = 34\text{bar}(3.4\text{MPa})$ 、 $W_{max} = 15\text{km}$  とし震源断層モデルの面積  $S_{model}$  および  $L_{model} = S_{model}/W_{max}$  を求め、 $M_o$ 、 $A$ 、 $S_{model}$ (または  $L_{model}$ )、 $W_{max} = 15\text{km}$ 、 $\beta = 3.46\text{km/s}$  からアスペリティ平均動的応力降下量  $\Delta\sigma_a^{\#} = 122\text{bar}$  を求めている。そこで、同じ方法で実際に計算してみると、表 26 のように得られたが、その単純加算平均値は 150bar となった。壇らは「平均的な値として 122bar が得られた」としているが、どのような平均かが不明である。

表 26: 壇ら (2011)[4] の方法に基づいて求めた震源断層モデルの面積  $S_{model}$ 、断層長さ  $L_{model}$ 、アスペクト比  $L_{model}/W_{max}$  ( $W_{max} = 15\text{km}$ ) およびアスペリティ平均動的応力降下量  $\Delta\sigma_a^{\#}$

地震発生年 地震名	$M_o$ 10 <sup>20</sup> N·m	S km <sup>2</sup>	$L_{model}$ km	$L_{model}/W_{max}$	A 10 <sup>19</sup> N·m/s <sup>2</sup>	$\Delta\sigma_a^{\#}$ bar
1995 兵庫県南部	0.18	335	22.3	1.5	1.62	320
2000 鳥取県西部	0.086	215	14.3	1.0	0.593	67
2005 福岡県西方沖	0.115	257	17.1	1.1	1.09	190
1992 Landers	1.06	1070	71.3	4.8	1.15	50
1999 Kocaeli	2.88	2820	188	12.5	3.05	130

# 別冊

## 用語の解説

- ①アスペリティ
- ②応力降下量
- ③ライズタイム
- ④クリフエッジ
- ⑤カスケードモデル
- ⑥楕円クラックモデル
- ⑦無限長垂直横ずれ断層モデル

## 図一覧

- 図 1: 伊方 3 号炉設置 (変更) 許可申請時の基準地震動 S2 と検討用地震の大崎スペクトル [7]
- 図 2: 1997 年基準地震動再評価時の断層モデル [54]
- 図 3: 1997 年基準地震動再評価時の敷地前面海域断層群 46km に関する小林・翠川の手法および波形合成法による地震動評価結果と基準地震動 S1[51]
- 図 4: 1997 年基準地震動再評価時の敷地前面海域断層群 27, 46, 55, 77km に関する波形合成法による地震動評価結果と基準地震動 S2(EW 成分)[51]
- 図 5: 1997 年基準地震動再評価時の敷地前面海域断層群 27, 46, 55, 77km に関する波形合成法による地震動評価結果と基準地震動 S2(NS 成分)[51]
- 図 6: 1997 年基準地震動再評価時の敷地前面海域断層群 11, 25, 27, 46, 55, 77km に関する小林・翠川の手法による地震動評価結果と基準地震動 S2[51]
- 図 7: 2001 年評価時のアスペリティを考慮した非一様断層モデルと一様断層モデルの比較 [54]
- 図 8: 2003 年報告で引用された 1997 年基準地震動再評価時の断層モデルによる評価結果と 2001 年評価での小林・翠川の手法による評価結果 (1997 年評価結果とは異なる)[51, 54, 40]
- 図 9: 2003 年報告における中央構造線断層帯 130, 360km に関する地震動評価結果 [40]
- 図 10: 2003 年報告における「断層長さがさらに長くなっても敷地での最大地震動は変わらない」とする四国電力の説明図 [40]
- 図 11: 断層幅  $W$  を断層長さ  $L$  の  $1/2$  とした根拠となる Geller(1976) のグラフ [8]
- 図 12: 2008 年中間報告における敷地前面海域断層群の断層モデル [42]
- 図 13: 2008 年中間報告における敷地前面海域断層群の 30 度傾斜モデル [42]
- 図 14: 断層面積  $S$ (rapture area) と地震モーメント  $M_0$  の関係 [14]
- 図 15: 入倉ら [14] による  $L-W$  の関係
- 図 16: 断層長さ  $L$ (rapture length) と地震モーメント  $M_0$  の関係 [14]
- 図 17: 武村 [55] による  $L-M_0$  の関係
- 図 18: 武村 [55] による  $L-W$  の関係
- 図 19: 武村 [55] による  $S-M_0$  の関係
- 図 20: 中央防災会議東南海、南海地震等に関する専門調査会で検討された国内活断層に対する各種地震規模推定式とその評価結果 [2]
- 図 21: 四国電力が 2008 年中間報告で採用した楕円クラックモデル [58] と無限長垂直横ずれ断層モデル [38] による断層平均応力降下量
- 図 22: 主な観測地震の震央分布 [42]
- 図 23: 2008 年中間報告における断層モデルの手法による基準地震動  $S_s$  と検討用地震 (水平方向)[42]
- 図 24: 2008 年中間報告における断層モデルの手法による基準地震動  $S_s$  と検討用地震 (鉛直方向)[42]
- 図 25: 2008 年中間報告で設定された基準地震動  $S_s$ (水平方向)[42]
- 図 26: 2008 年中間報告で設定された基準地震動  $S_s$ (鉛直方向)[42]
- 図 27: 2008 年中間報告における中央構造線断層帯断層モデル図 (42km, 130km, 360km モデル)[42]
- 図 28: 2008 年中間報告における耐専スペクトルと距離減衰式による応答スペクトル (水平方向)[42]
- 図 29: Zhao et al.(2006) の距離減衰式の元になった地震観測データ [44]
- 図 30: 耐専スペクトルの元になった地震観測データと適用限界
- 図 31: 新潟県中越沖地震の柏崎・刈羽原発での解放基盤表面地震動はざと波と耐専スペクトル [56]
- 図 32: 2008 年中間報告における耐専スペクトルと基準地震動  $S_s$ [42]
- 図 33: 2013 年設置変更許可申請書で四国電力が考慮した中央構造線断層帯 [46, 47]
- 図 34: 2013 年申請時の基本ケース (54km, 90 度) に対する耐専スペクトルとその他の距離減衰式による応答スペクトル等との比較
- 図 35: 2013 年申請時の不確かさ考慮ケース (54km, 30 度, アスペリティ深さ中位配置) に対する耐専スペクトルとその他の距離減衰式による応答スペクトル等との比較
- 図 36: 2000 年鳥取県西部地震 (M7.3) の賀祥ダム ( $X_{eq} = 6\text{km}$ ) での地震観測記録と耐専スペクトルの比較
- 図 37: 宍道断層 (M7.1,  $X_{eq} = 9.0\text{km}$ ) の耐専スペクトル (【参考】として追記) と断層モデル (ケース 2: M7.1, 長さ 22km, 幅 15km) による断層周辺極近傍観測点での評価結果の比較 [3]
- 図 38: 2013 年申請時の基準地震動  $S_s$ -1H と検討用地震の耐専スペクトル, その他距離減衰式による応答スペクトル (水平 NS 方向)
- 図 39: 2013 年申請時の基準地震動  $S_s$ -1V と検討用地震の耐専スペクトル, その他距離減衰式による応答スペクトル (鉛直 UD 方向)

- 図 40 : 2013 年申請時の断層モデル経験的グリーン関数法による地震動評価結果  
 図 41 : 2013 年申請時の断層モデル統計的グリーン関数法による地震動評価結果  
 図 42 : 2013 年申請時に断層モデルの要素地震として使われた安芸灘地震観測波  
 図 43 : 2013 年申請時の基準地震動 Ss(水平方向)  
 図 44 : 2013 年申請時の基準地震動 Ss(鉛直方向)  
 図 45 : 壇ら (2011)[4] および Fujii-Matsu'ura (2000)[6] と他の  $S - M_0$  関係式との関係  
 図 46 : Irie et al.(2010)[19] による動力学的断層破壊シミュレーション結果  
 図 47 : 岩手・宮城内陸地震 M7.2 で観測された地表地震観測記録の応答スペクトル  
 図 48 : 2008 年岩手・宮城内陸地震の地下地震観測波と伊方の基準地震動 Ss-1H  
 図 49 : 国内外の内陸地殻内地震による震源近傍の観測記録 ( $M6.0 \sim 8.1$ ,  $X_{eq} = 6 \sim 33\text{km}$ , 水平 51 記録, 上下 14 記録) の耐専スペクトル (内陸補正有) との残差 (パラツキ)[57]  
 図 50 : 直達 S 波 ( $S_g$ ), 屈折波 ( $S^*$  波と  $S_n$  波)[33]

表一覧

- 表 1 : 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  $\alpha = t_r V_r / W_a \text{ or } b$ [27]  
 表 2 : 2008 年岩手・宮城内陸地震 M7.2 による強震観測値 (加速度 [gal], 速度 [cm/s])  
 表 3 : 典型的な大陸地殻・海洋地殻の構造 [13]  
 表 4 : 主な原子力発電所における原子炉建屋の固有周期 (水平南北 NS 方向, 東西 EW 方向) [sec]  
 表 5 : 原子力発電所の主要な建屋・構築物および機器・配管類の固有周期の典型例 [sec]  
 表 6 : 伊方原子力発電所 1~3 号機の主要な建屋・構築物および機器・配管の固有周期 [sec][41]  
 表 7 : 四国電力等によるこれまでに評価された中央構造線断層帯の断層パラメータ (その 1)  
 表 8 : 四国電力等によるこれまでに評価された中央構造線断層帯の断層パラメータ (その 2)  
 表 9 : 四国電力等によるこれまでに評価された中央構造線断層帯の断層パラメータ (その 3)  
 表 10 : 中央構造線断層帯における「敷地前面海域の断層群 (約 42km)」の断層パラメータ  
 表 11 : 中央構造線断層帯における「敷地前面海域の断層群 (約 42km : 傾斜角 30 度)」の断層パラメータ  
 表 12 : 中央構造線断層帯における「伊予セグメント」の断層パラメータ  
 表 13 : 中央構造線断層帯における「川上セグメント」の断層パラメータ  
 表 14 : 中央構造線断層帯の「石鎚山脈北縁西部-伊予灘区間 (約 130km)」の断層パラメータ  
 表 15 : 中央構造線断層帯の「石鎚山脈北縁西部-伊予灘区間 (約 130km)」のアスペリティ評価  
 表 16 : レンビ修正モデルによる「敷地前面海域の断層群」と「伊予セグメント」の断層パラメータ  
 表 17 : レンビ修正モデルによる「川上セグメント」と「断層帯全長 (約 130km)」の断層パラメータ  
 表 18 : レンビ修正モデルによる中央構造線断層帯の「断層帯全長 (約 130km)」のアスペリティ評価  
 表 19 : 中央構造線断層帯の「石鎚山脈北縁西部-伊予灘区間 (約 130km)」の断層パラメータ  
 表 20 : 中央構造線断層帯の「石鎚山脈北縁西部-伊予灘区間 (約 130km)」のアスペリティ評価  
 表 21 : 中央構造線断層帯における「敷地前面海域の断層群 (約 42km)」の断層長さを変更したケース  
 表 22 : Somerville et al.(1998)[53] が解析に用いた断層モデルのデータ  
 表 23 : 武村 (1998)[55] が解析に用いた断層モデルのデータ (地震名等は原典 [38] にならない,  $\Delta\sigma$  の値も記載した)  
 表 24 : Fujii-Matsu'ura.(2000)[6] が解析に用いた断層モデルのデータ  
 表 25 : 壇ら (2011)[4] が解析に用いた断層モデルのデータ  
 表 26 : 壇ら (2011)[4] の方法に基づいて求めた震源断層モデルの面積  $S_{\text{model}}$ , 断層長さ  $L_{\text{model}}$ , アスペクト比  $L_{\text{model}}/W_{\text{max}}$  ( $W_{\text{max}} = 15\text{km}$ ) およびアスペリティ平均動的応力降下量  $\Delta\sigma_a^{\#}$

## 用語の解説

### ①アスペリティ

震源断層面内で非常に強く固着している領域を「アスペリティ」という。震源断層面内の他の部分（背景領域）と比べて、アスペリティには非常に大きな歪みエネルギーが蓄積されており、断層運動の際（地震時）には、アスペリティで非常に大きなエネルギーが放出され、大きくずれ動き、強い地震動が発生する。

### ②応力降下量

断層運動が発生する前のせん断応力（初期応力）と断層運動終了後のせん断応力（最終応力）との差を「応力降下量（または静的応力降下量）」という。断層運動中の動摩擦状態のせん断応力と初期応力との差を「動的応力降下量」として区別することがある。

### ③ライズタイム

断層運動の際の破壊面の各部分におけるすべり継続時間（すべり開始から終了までの時間）を「ライズタイム（立ち上がり時間）」という。

### ④クリフエッジ

ストレステストにおいて、原子力発電所などの建屋・構築物や機器・配管類などの施設が耐えることのできる限界の地震動の大きさや津波の高さを「クリフエッジ」という。

地震動の場合、通常は「基準地震動  $S_s$  の 1.5 倍」とかで表すが、その意味するところは、解放基盤表面で定義される地震動の最大加速度 570 ガルが 1.5 倍の 855 ガルを超えると重大事故につながる可能性があることを示すだけではない。基準地震動  $S_s$  が各施設に及ぼす揺れの最大値（応答加速度や応答速度などという）を固有周期ごとにまとめて表したグラフを「応答スペクトル」というが、この応答スペクトルを 1.5 倍にして得られる応答加速度等の値を超えるような地震動が発生すると、その固有周期をもつ施設が破壊されたり機能しなくなったりして重大事故に至ることを示す。つまり、855 ガル以下の地震動であっても、施設の応答加速度が基準地震動による応答スペクトルの 1.5 倍の応答加速度を超えると、その施設が破壊される

ことを意味するのである。伊方 3 号に則した具体例は本文の注 3 を参照されたい。

ちなみに、解放基盤表面での最大加速度 570 ガルは、応答スペクトルでいえば、周期 0.02sec での応答加速度が 570 ガルであることにほぼ等しいが、原発の重要な施設の固有周期は 0.03~0.5sec であり、この短周期帯において、地震動による応答加速度や応答速度が基準地震動  $S_s$  による応答スペクトルの値をどの程度超えるかが最も重要なのである。

### ⑤カスケードモデル

長大な断層がいくつかの断層群によって構成され、それらが連動して動く場合、その地震規模がそれらの断層群一つ一つが動いた場合の地震規模のたし合わせになるようなモデルを「カスケードモデル」という。

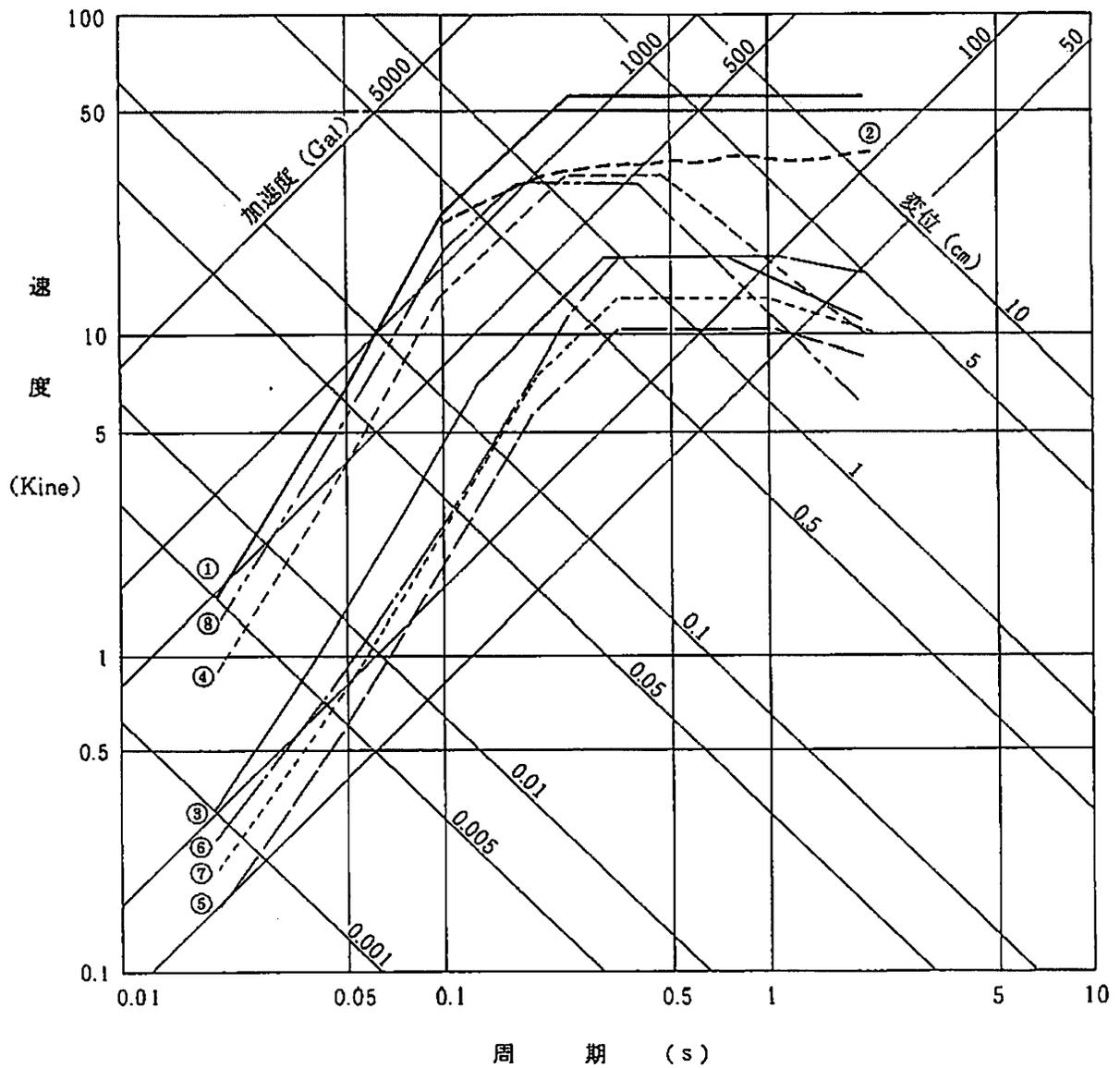
断層モデルでは、断層が未飽和の場合（断層幅が地震発生層下端で定められる最大断層幅より短い場合）、地震規模を表す地震モーメントは、断層面積の 1.5 乗に比例し、断層幅が最大断層幅に等しく一定になる飽和断層では、断層面積の 2 乗に比例して大きくなる。しかし、断層長さが 100km 以上など長大な断層では、断層面積に比例するようになる。この最後の場合が、カスケードモデルに対応すると言われている。

### ⑥楕円クラックモデル

震源断層やアスペリティをその面積に等しい円で近似的に表す場合を「円形クラックモデル」、楕円で表す場合を「楕円クラックモデル」という。

### ⑦無限長垂直横ずれ断層モデル

震源断層が「無限に長い」状態を仮想し、傾斜角が 90 度の「垂直」で、断層運動が「横ずれ」である場合の「断層モデル」を「無限長垂直横ずれ断層モデル」という。断層長さが非常に長大な断層を近似的に表す際に用いられる。



凡 例

——	① 基準地震動 S <sub>2</sub>	
- - - -	② 敷地前面海域の断層群による地震	(断層モデル、L = 25 km)
——	③ 伊予断層による地震	(M = 7.1、d = 42 km)
- - - -	④ 伊予灘及び宇和海地域の地震	(M = 7 ¼、X = 30 km)
——	⑤ 日向灘地域の地震	(M = 7 ¾、d = 135 km)
- - - -	⑥ 南海道沖の地域の地震	(M = 8.5、d = 190 km)
- · - · -	⑦ 四国内陸部の地域の地震	(M = 7 ¾、d = 110 km)
· · · · ·	⑧ 直下地震	(M = 6.5、X = 10 km)

図 1: 伊方 3 号炉設置 (変更) 許可申請時の基準地震動 S<sub>2</sub> と検討用地震の大崎スペクトル [7]

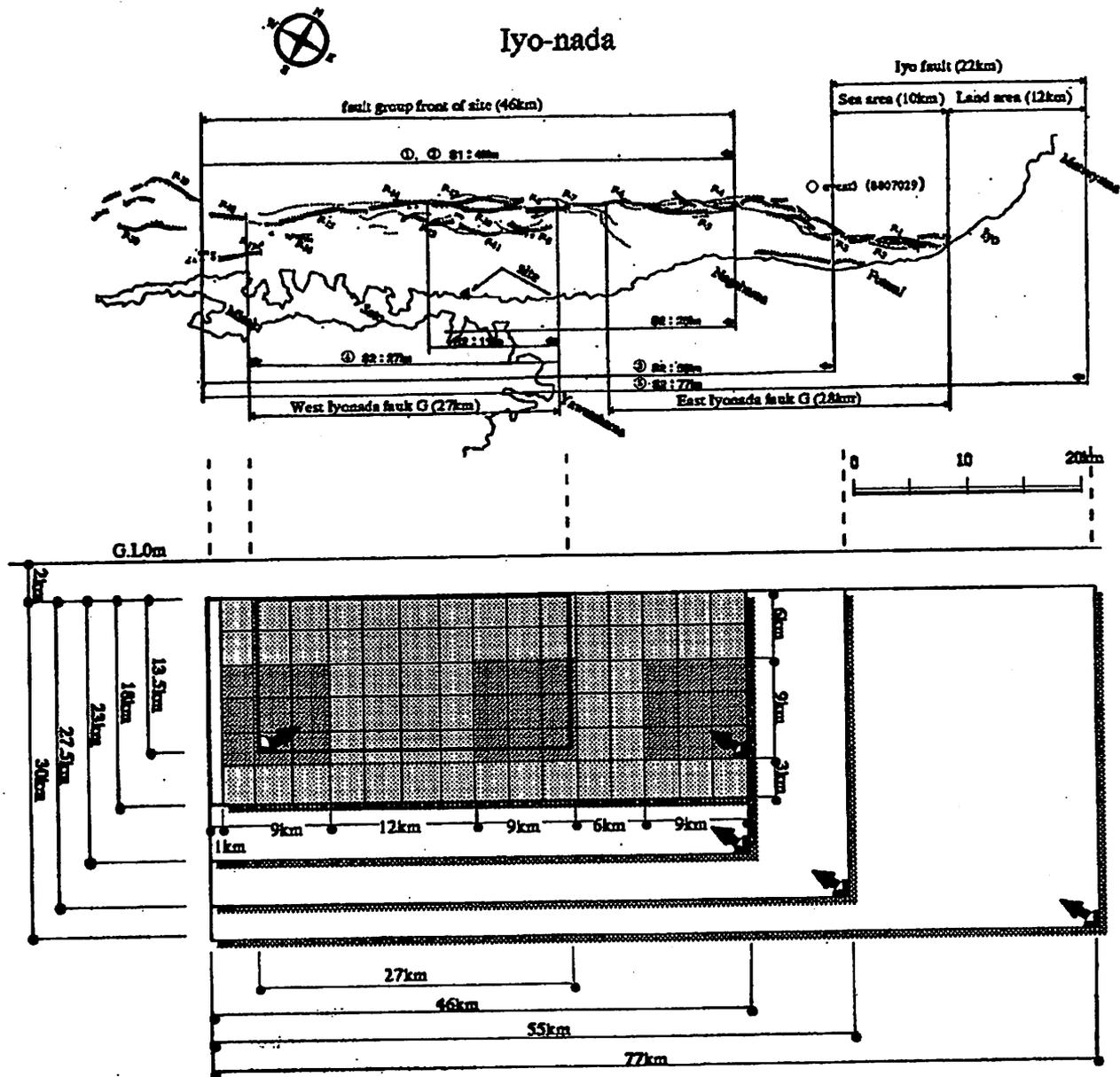


図 2: 1997 年基準地震動再評価時の断層モデル [54]

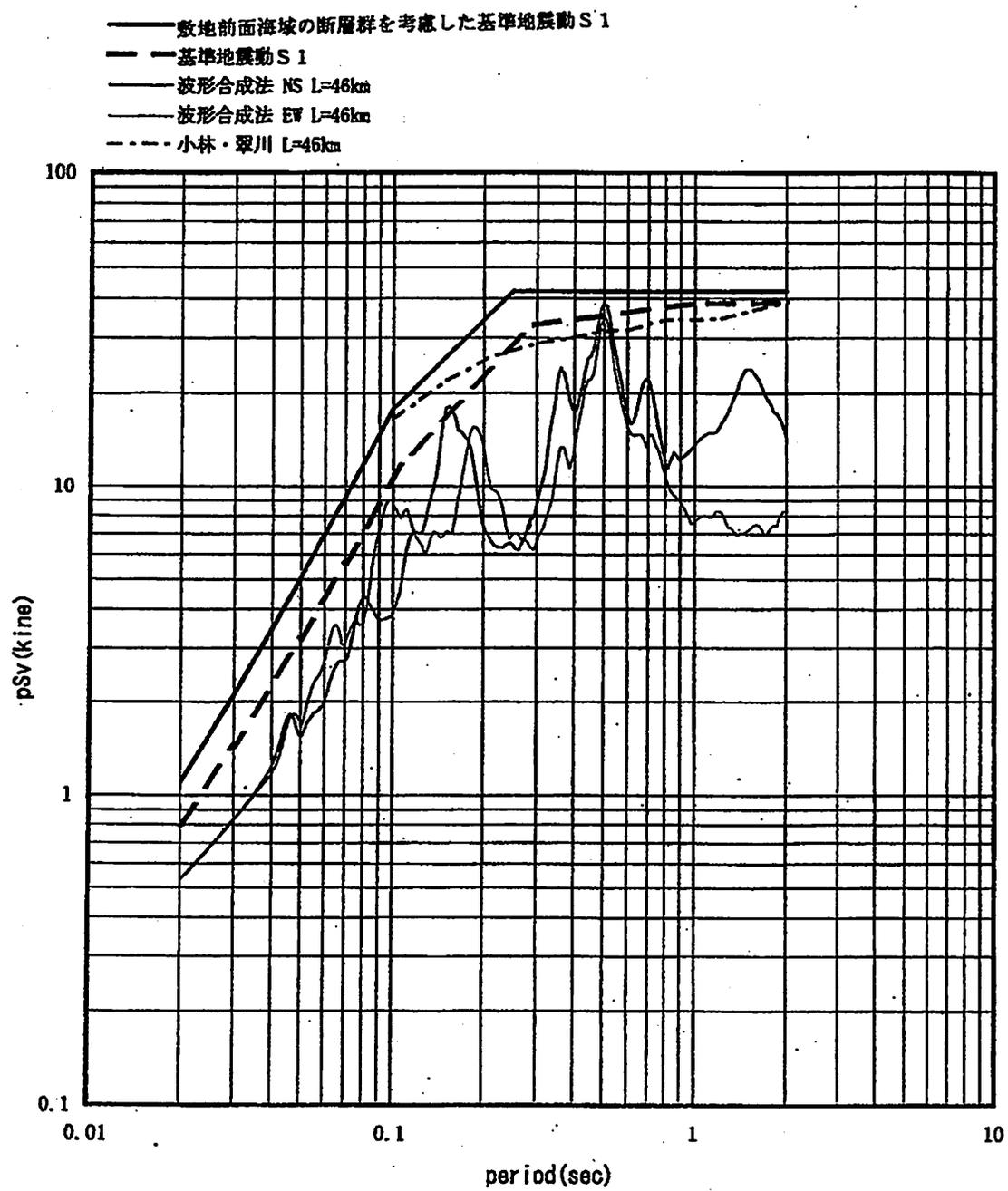


図3: 1997年基準地震動再評価時の敷地前面海域断層群46kmに関する小林・翠川の手法および波形合成法による地震動評価結果と基準地震動S1[51]

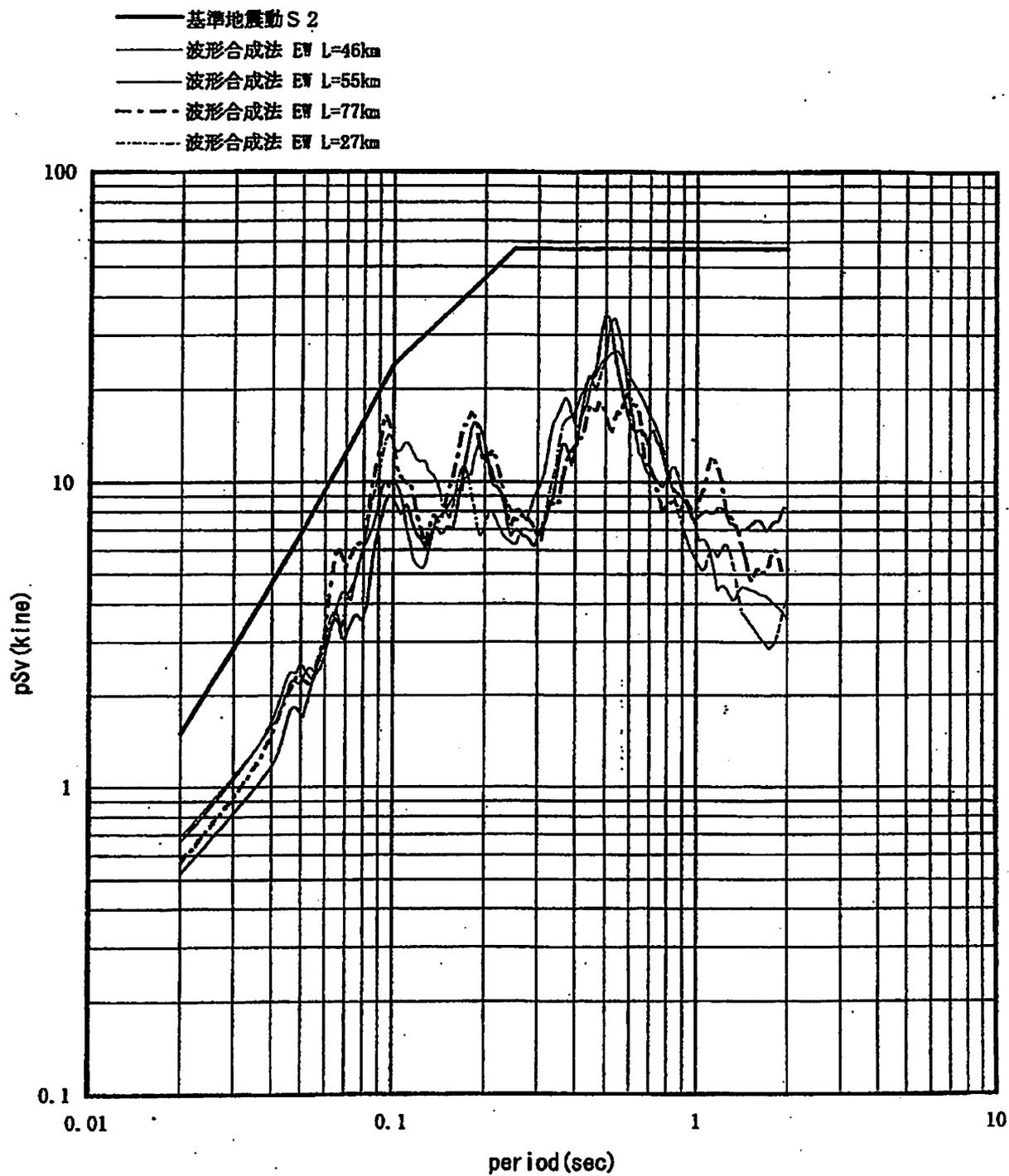


図 4: 1997 年基準地震動再評価時の敷地前面海域断層群 27, 46, 55, 77km に関する波形合成法による地震動評価結果と基準地震動 S2(EW 成分)[51]

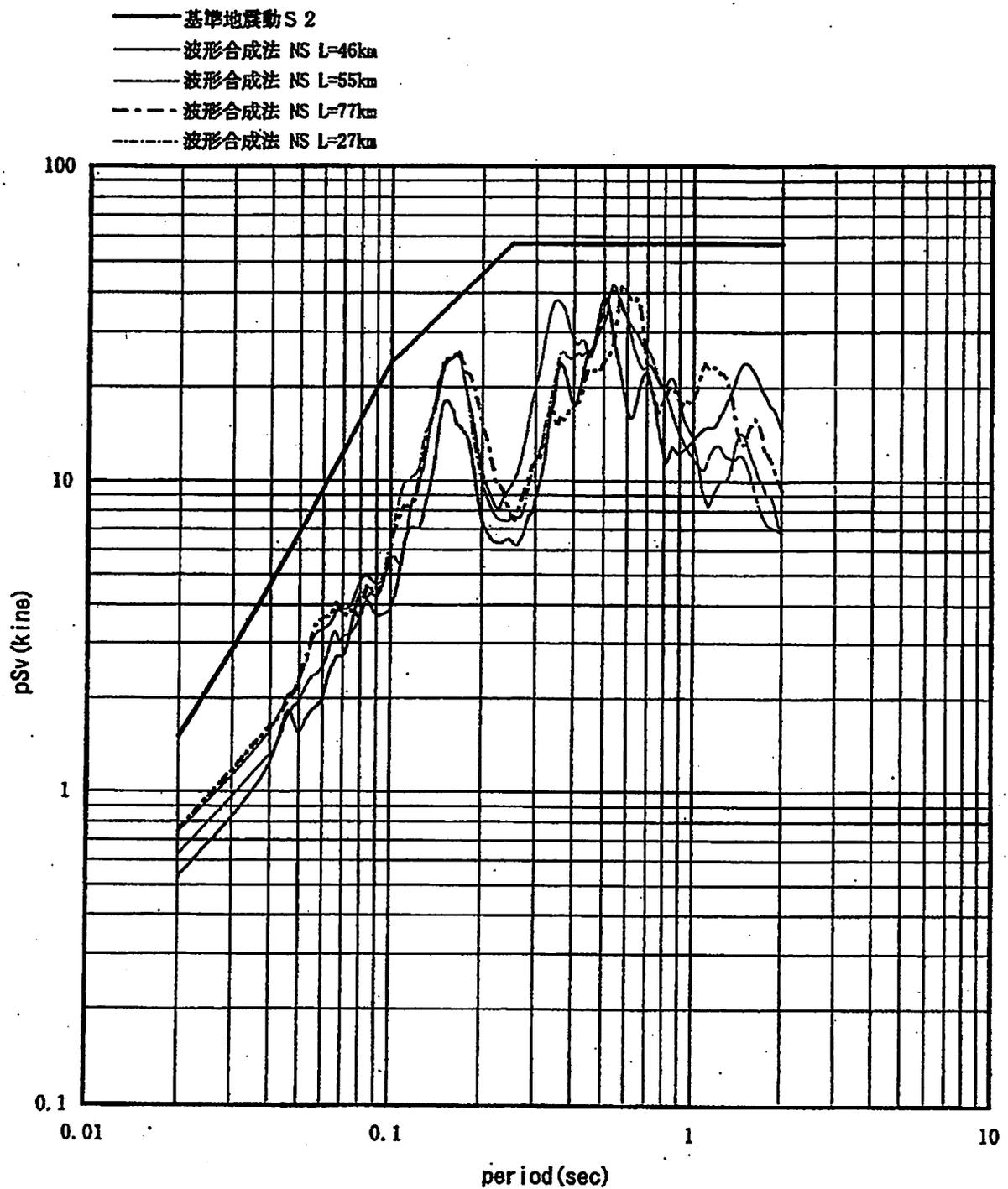


図 5: 1997 年基準地震動再評価時の敷地前面海域断層群 27, 46, 55, 77km に関する波形合成法による地震動評価結果と基準地震動 S2(NS 成分)[51]

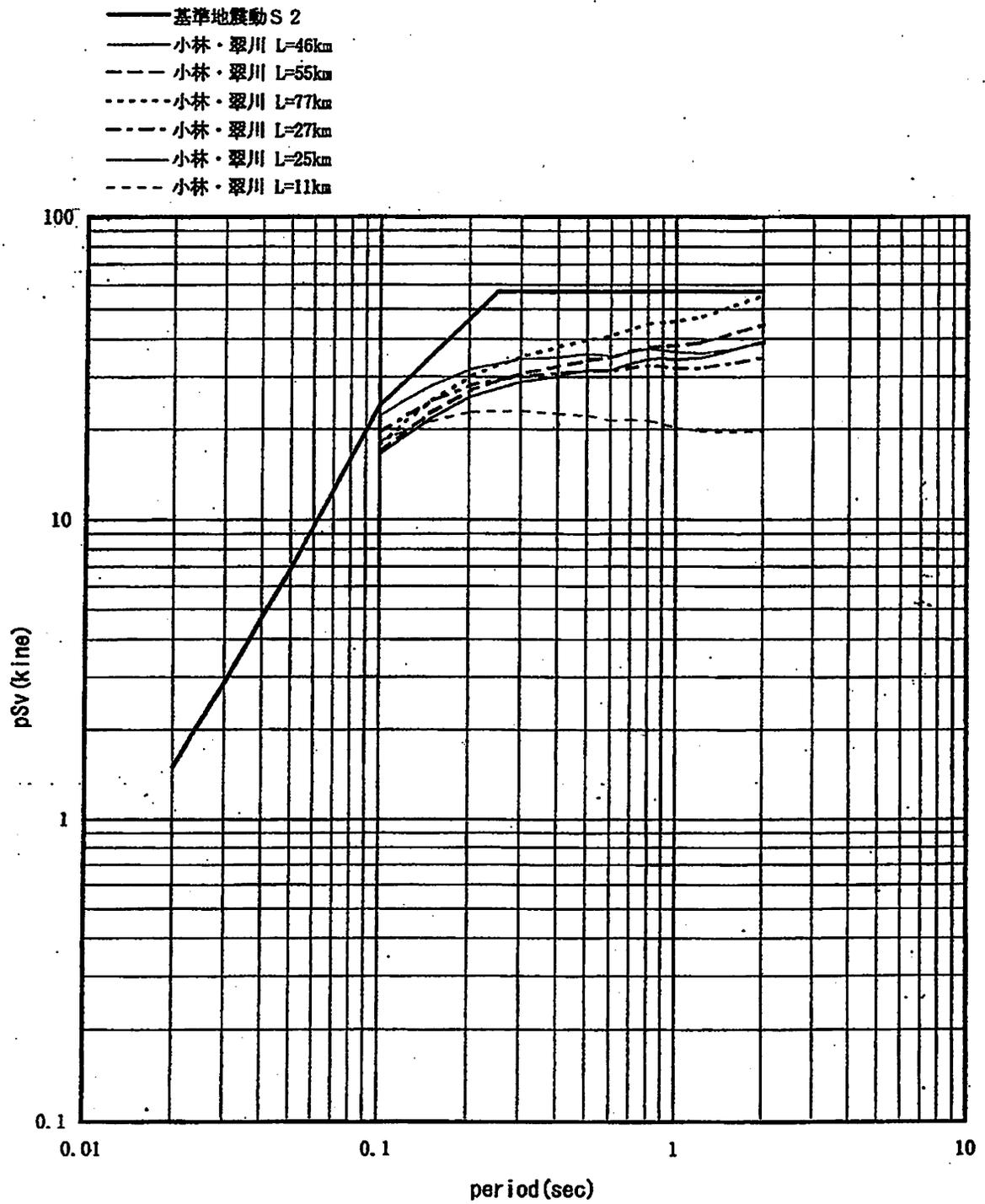


図 6: 1997 年基準地震動再評価時の敷地前面海域断層群 11, 25, 27, 46, 55, 77km に関する小林・翠川の手法による地震動評価結果と基準地震動 S2[51]

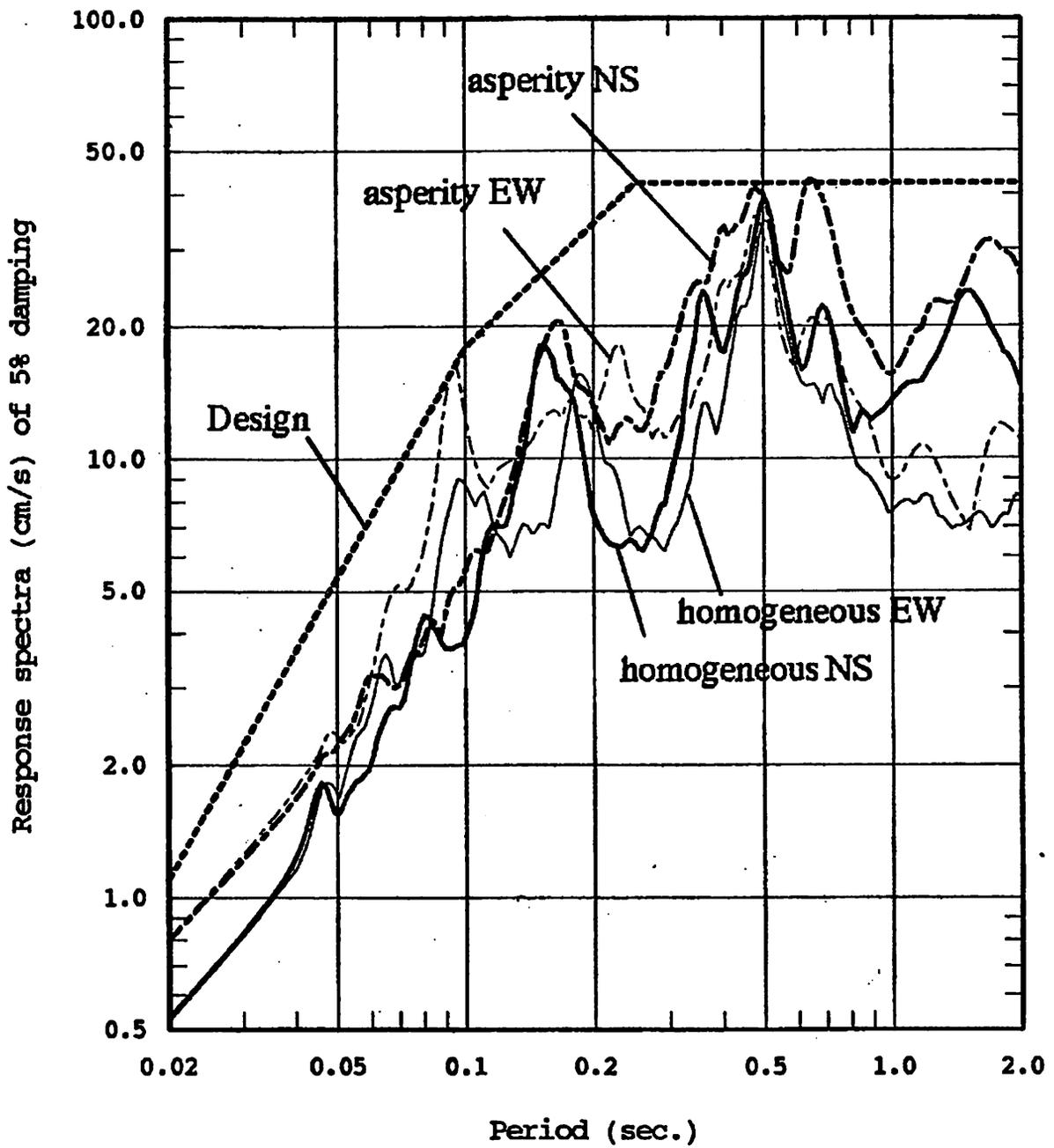


図 7: 2001 年評価時のアスペリティを考慮した非一様断層モデルと一様断層モデルの比較 [54]

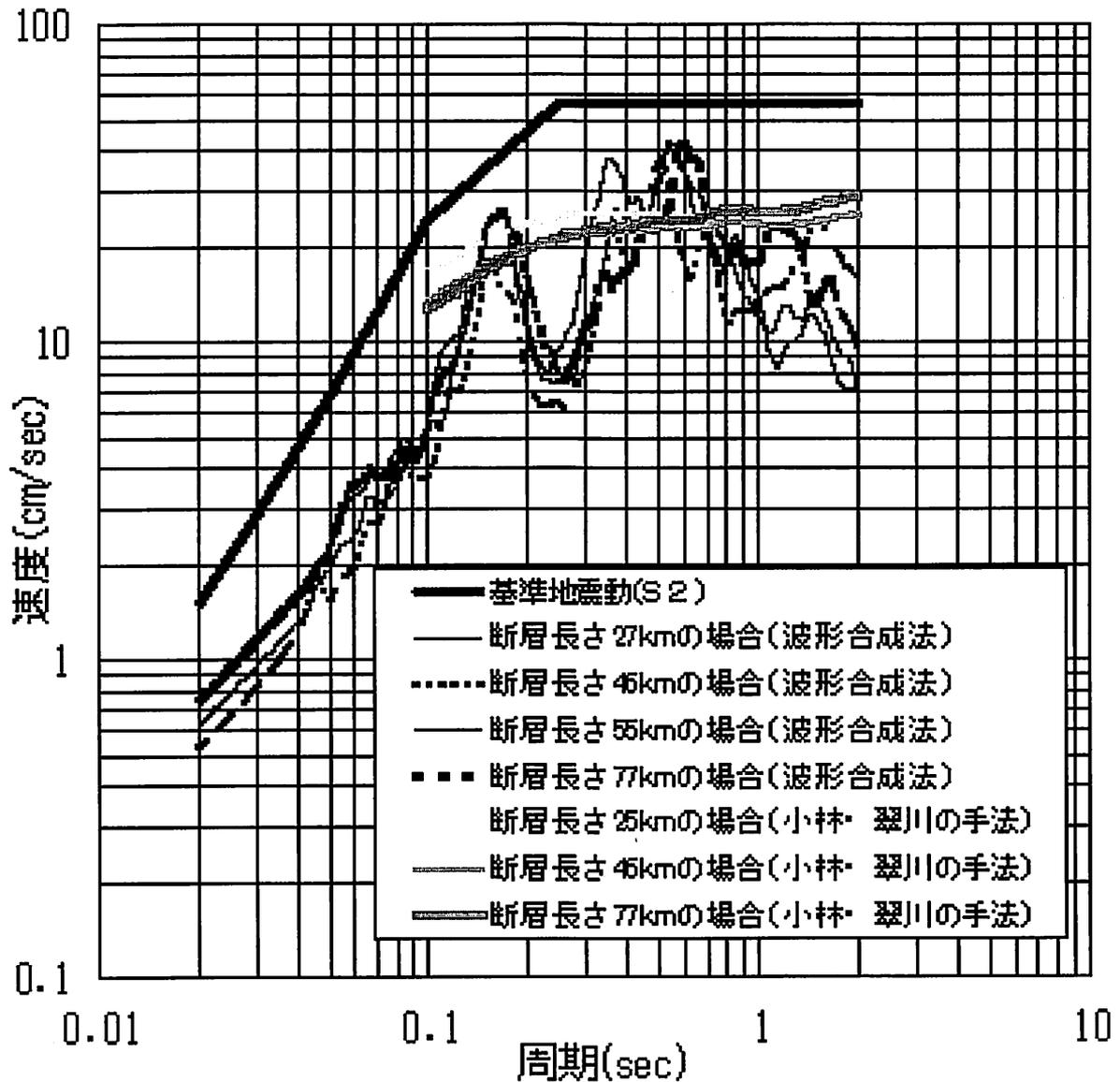


図 8: 2003 年報告で引用された 1997 年基準地震動再評価時の断層モデルによる評価結果と 2001 年評価での小林・翠川の手法による評価結果 (1997 年評価結果とは異なる)[51, 54, 40]

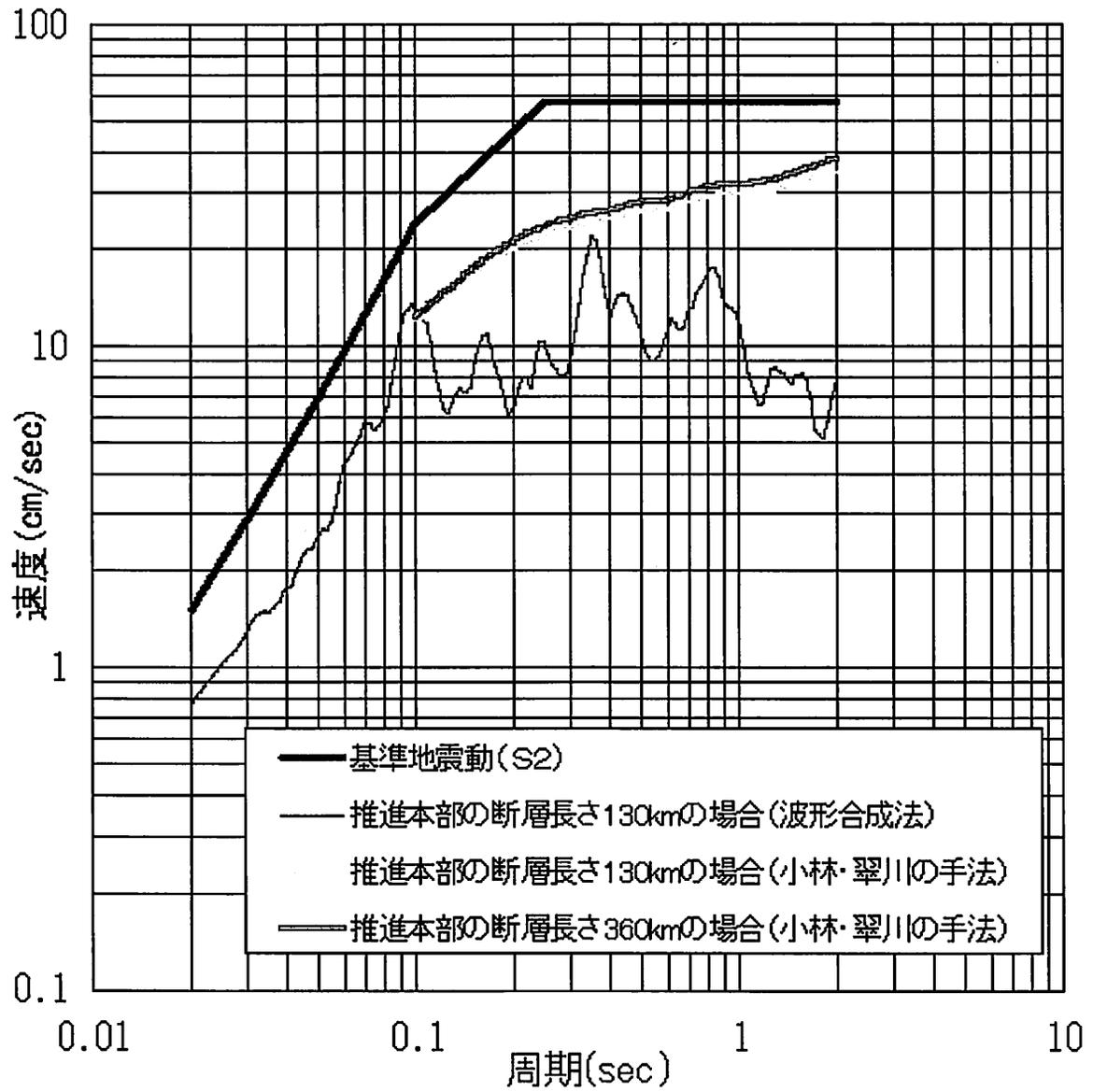


図 9: 2003 年報告における中央構造線断層帯 130, 360km に関する地震動評価結果 [40]

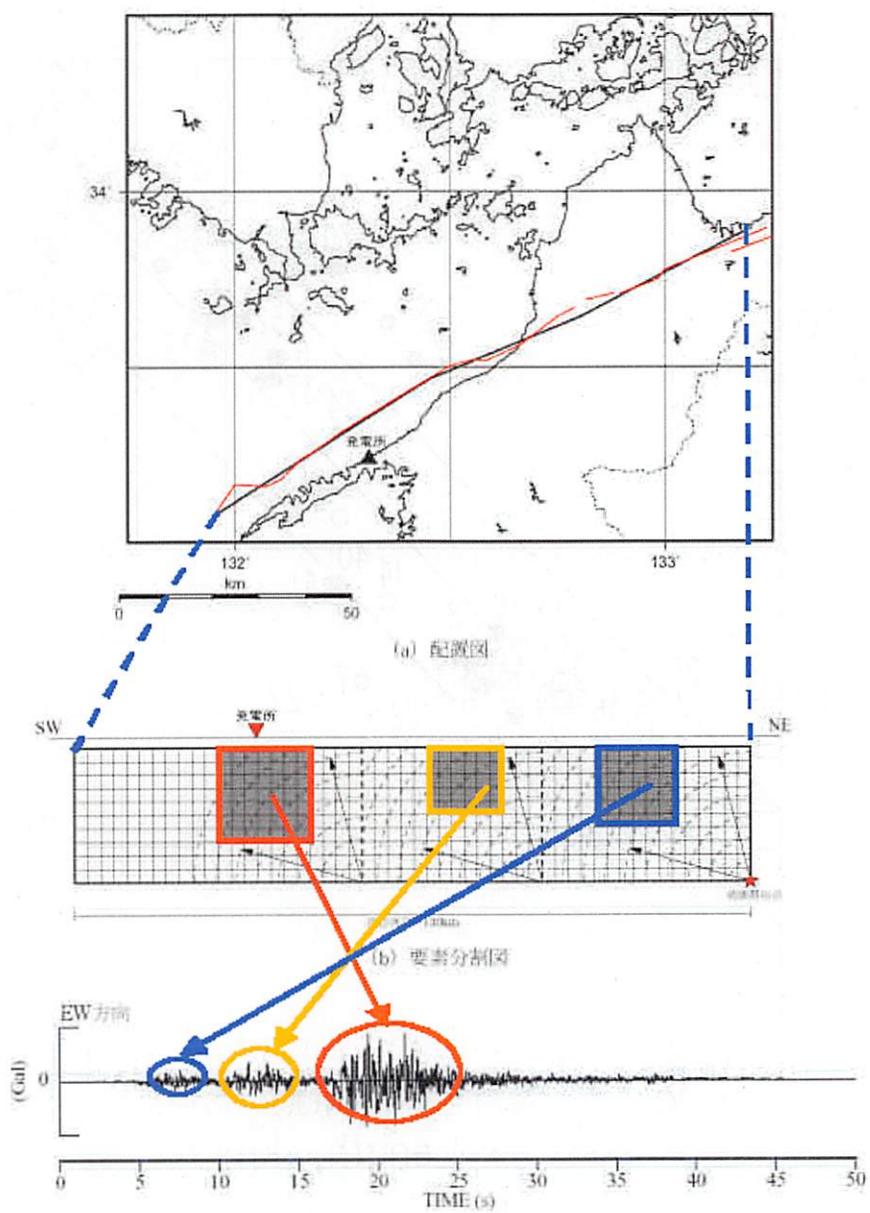


図 10: 2003 年報告における「断層長さがさらに長くなっても敷地での最大地震動は変わらない」とする四国電力の説明図 [40]

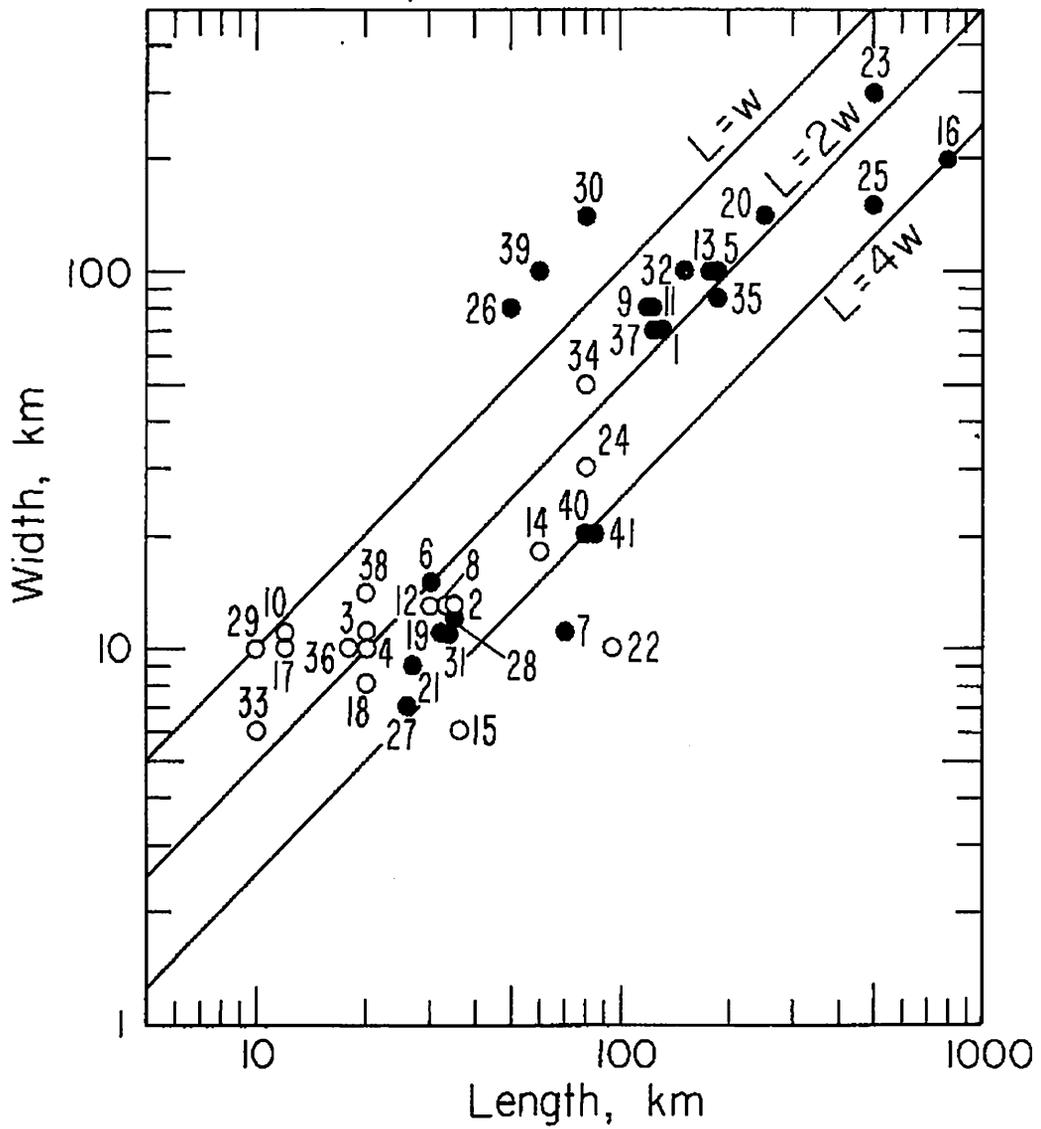
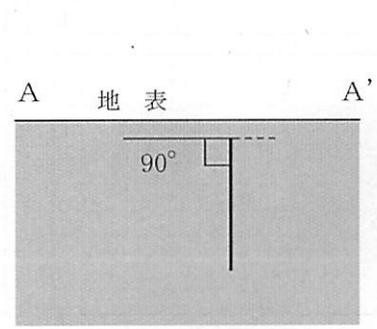
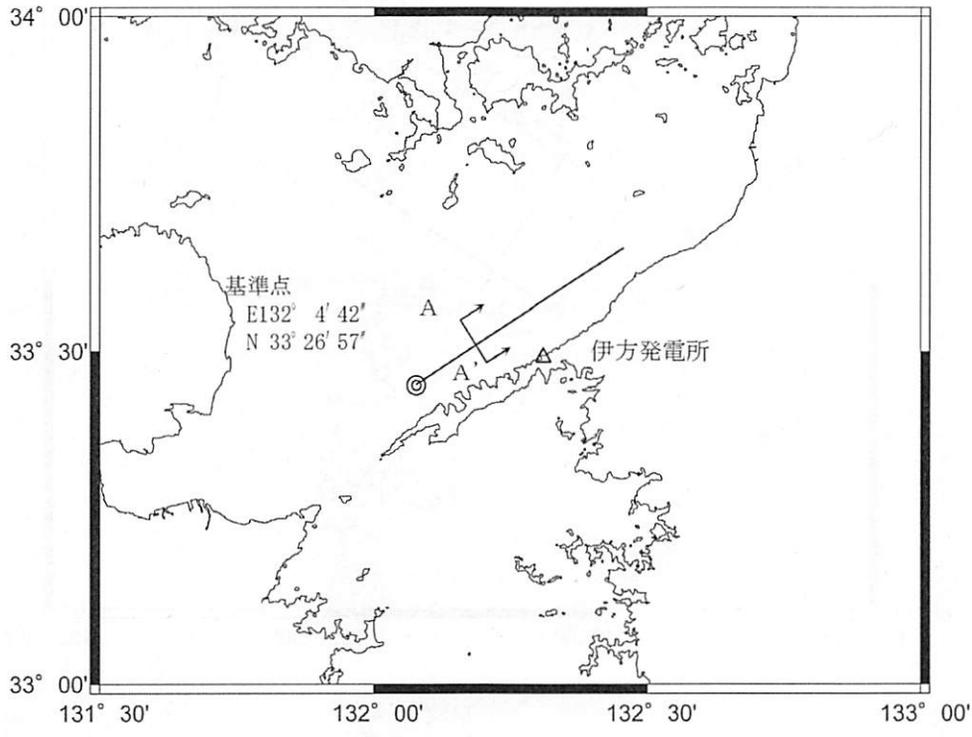
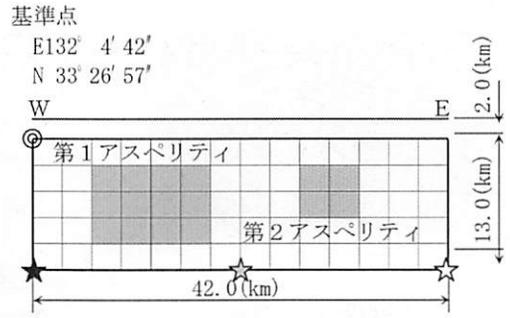


図 11: 断層幅  $W$  を断層長さ  $L$  の  $1/2$  とした根拠となる Geller(1976) のグラフ (○は内陸地殻内地震, ●は海洋プレート間地震) [8]



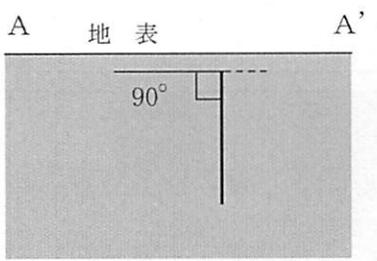
上端深さ : 2 km

(A-A' 断面図)



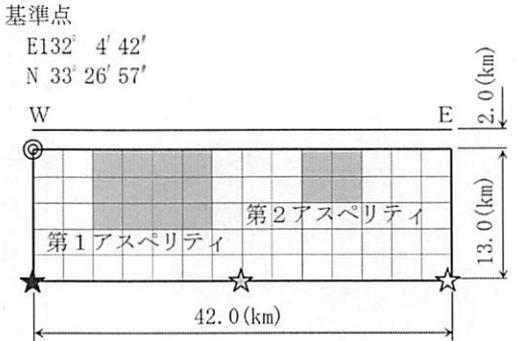
断層モデル

☆☆☆ : 破壊開始点



上端深さ : 2 km

(A-A' 断面図)



断層モデル

☆☆☆ : 破壊開始点

図 12: 2008 年中間報告における敷地前面海域断層群の断層モデル (上: アスペリティ中央配置の基本モデル, 下: アスペリティ上端配置の不確かさ考慮モデル)[42]

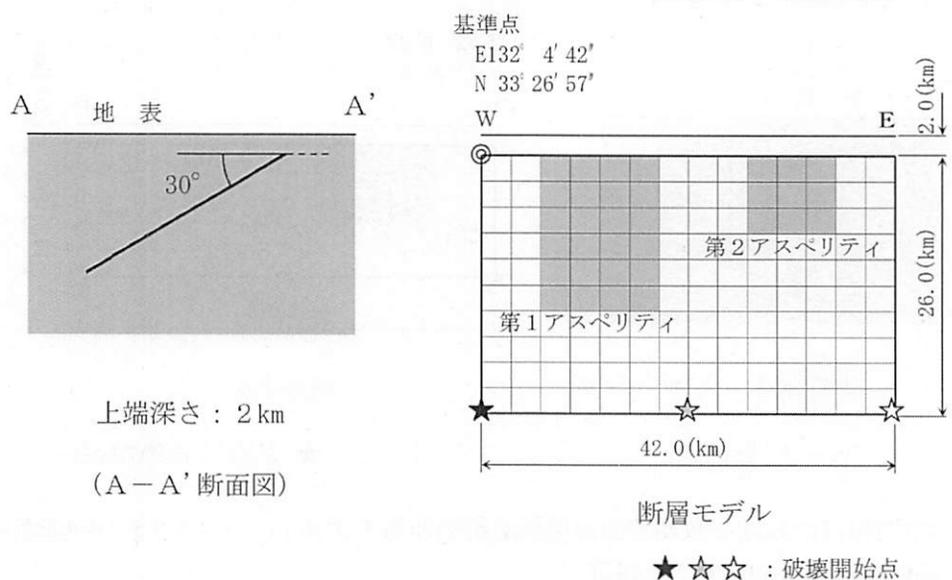
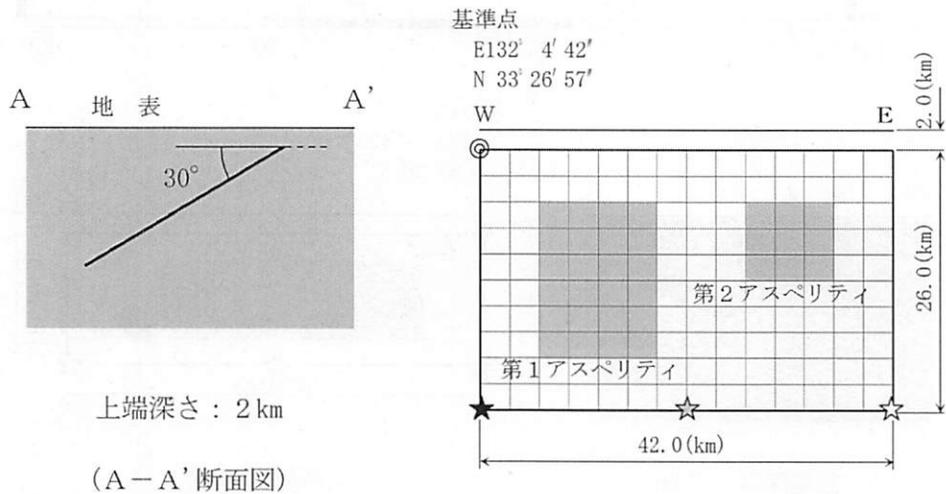
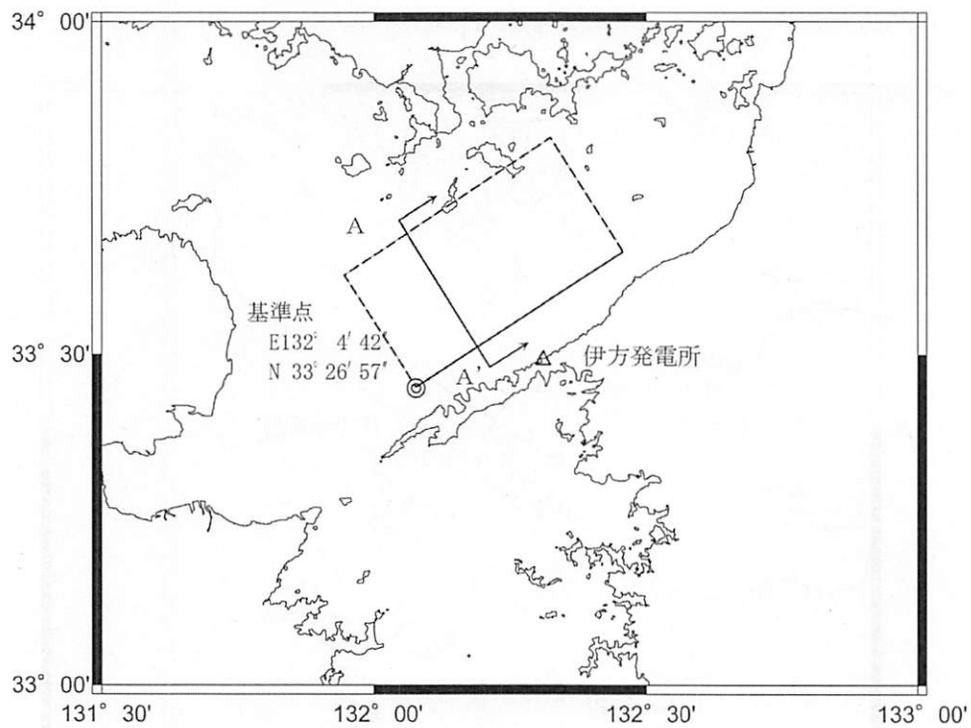


図 13: 2008 年中間報告における敷地前面海域断層群の 30 度傾斜モデル (上: アスペリティ中央配置の基本モデル, 下: アスペリティ上端配置の不確かさ考慮モデル)[42]

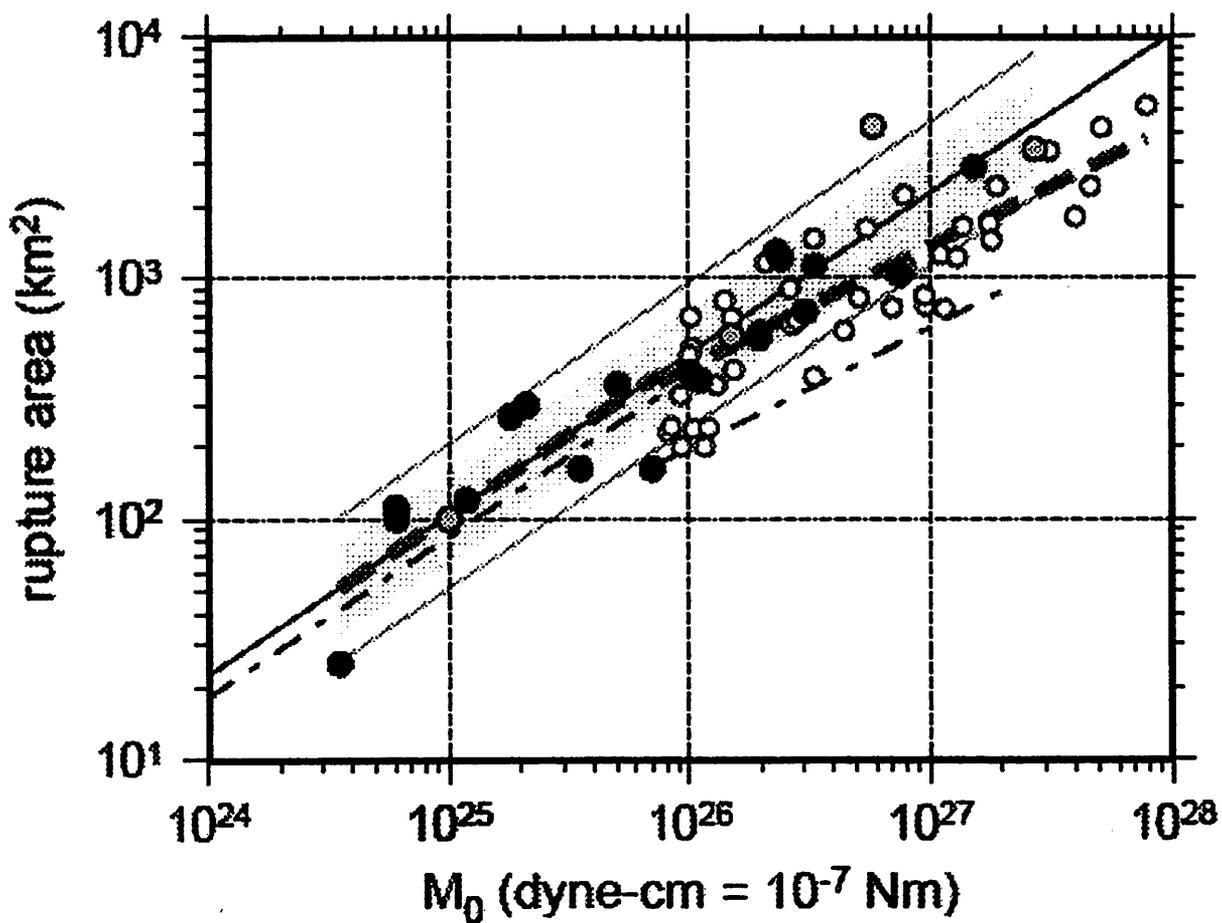


図 14: 断層面積  $S$ (rupture area) と地震モーメント  $M_0$  の関係 [14] (破線がレスピの式に相当, 入倉らは  $L = 20\text{km}$  で  $W_{\max} = 16.6\text{km}$  に達すると仮定し, 分岐点を  $M_0 = 7.5 \cdot 10^{25}\text{dyn-cm}$  としている. 一点鎖線は 武村 (1998) による  $W_{\max} = 13\text{km}$  とした関係式で分岐点の  $M_0$  は同じ)

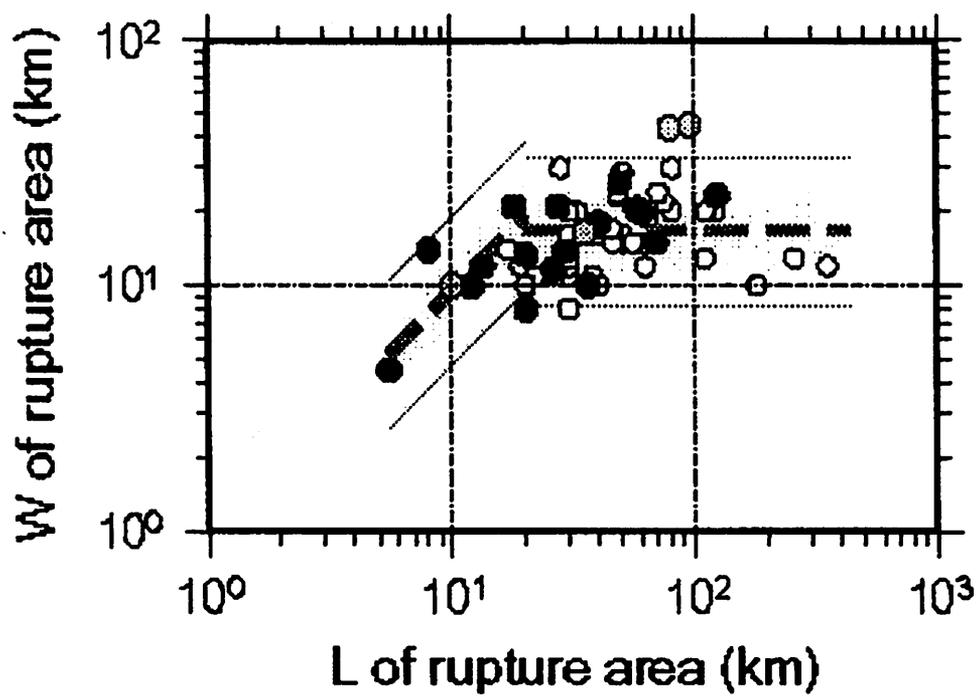


図 15: 入倉ら [14] による  $L - W$  の関係 (○は Well et al.(1994)( $M_{0t} < M_0$ ), ●は Somerville et al.(1999) および Miyakoshi(2001), 灰色の○は低角逆断層のデータ)

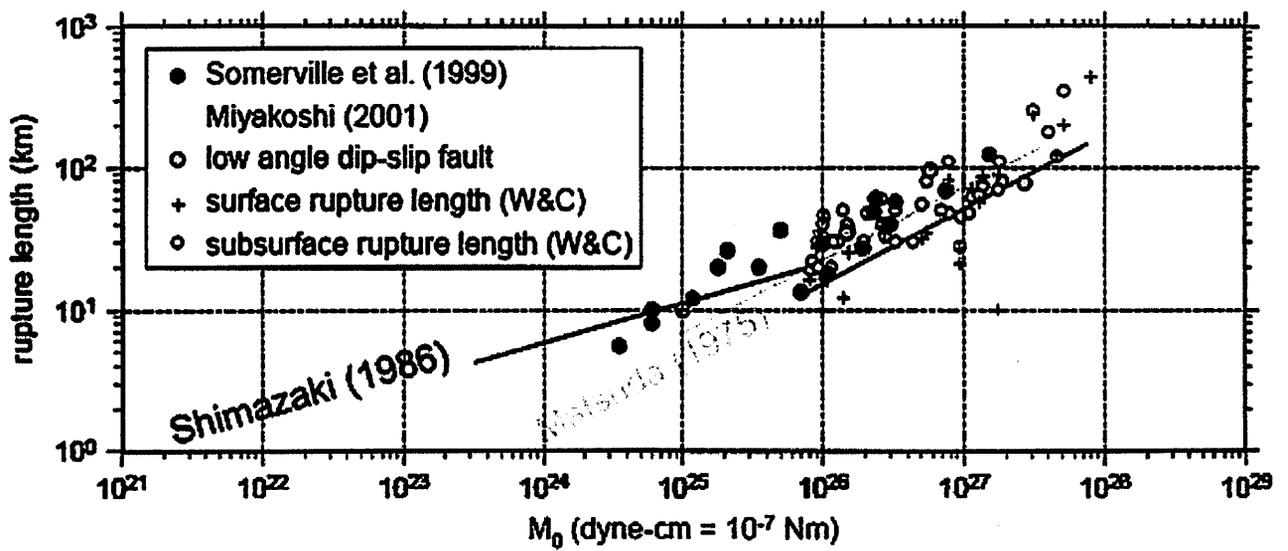


図 16: 断層長さ  $L$ (rupture length) と地震モーメント  $M_0$  の関係 [14] (薄い線が松田式に相当)

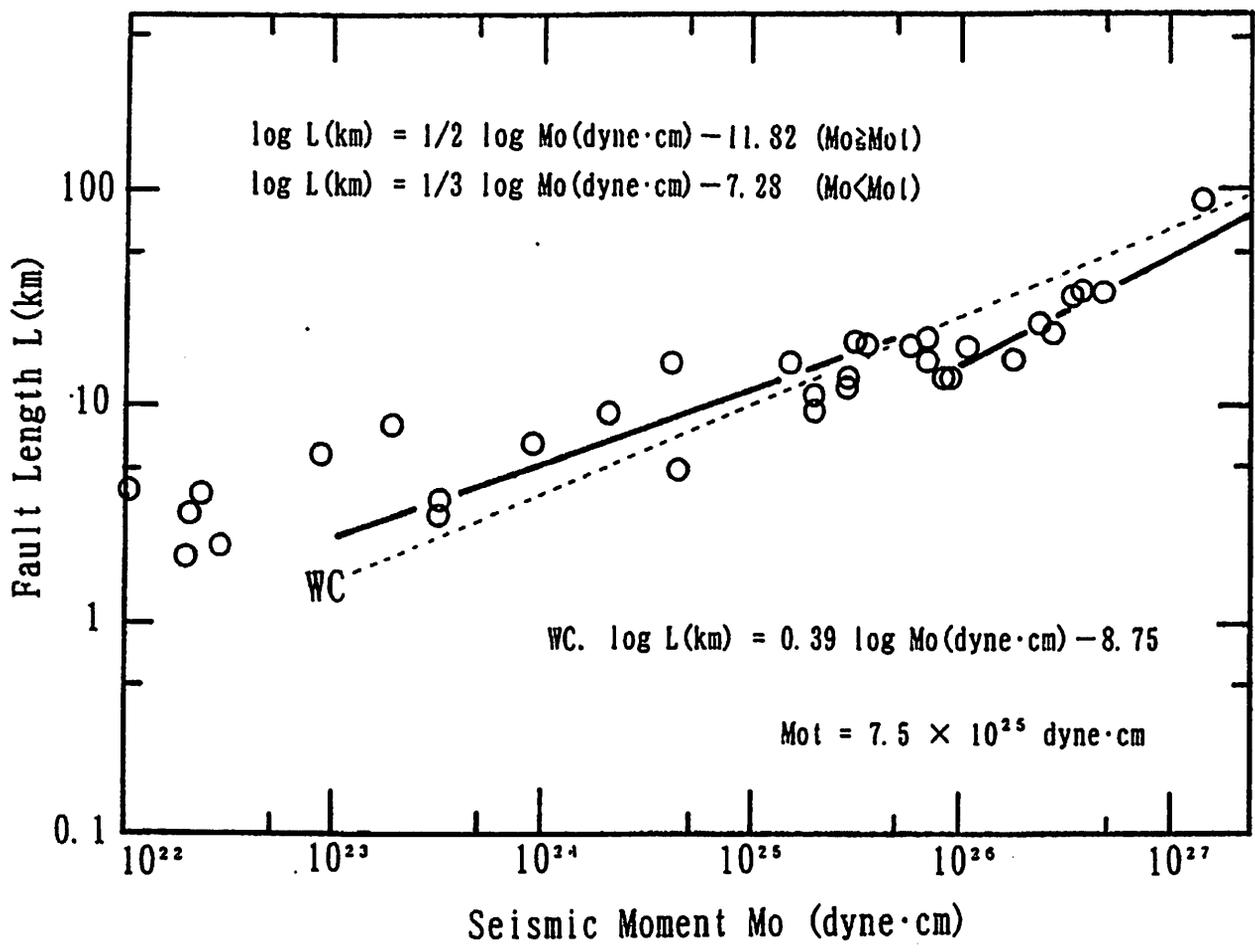


図 17: 武村 [55] による  $L - M_0$  の関係

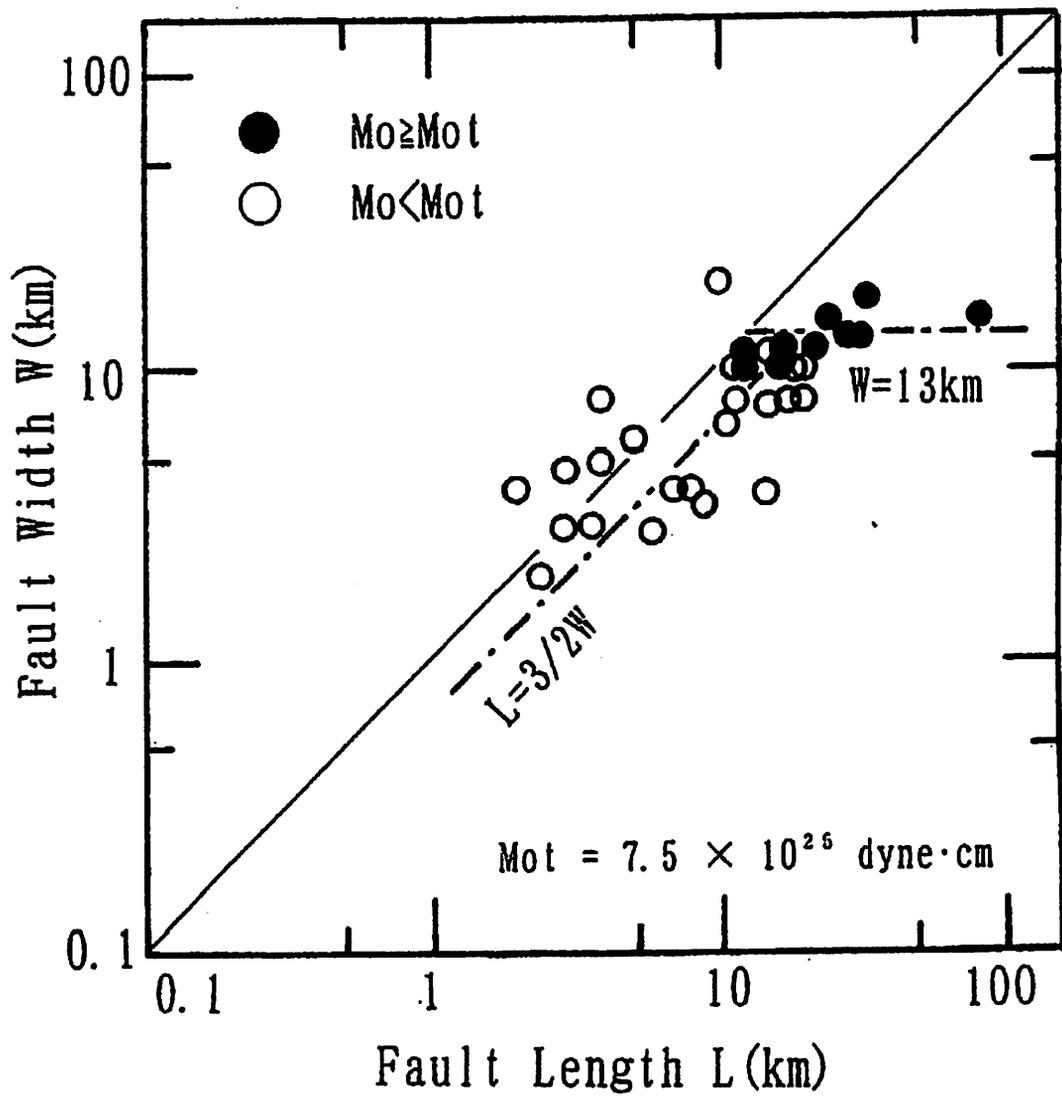


図 18: 武村 [55] による  $L - W$  の関係

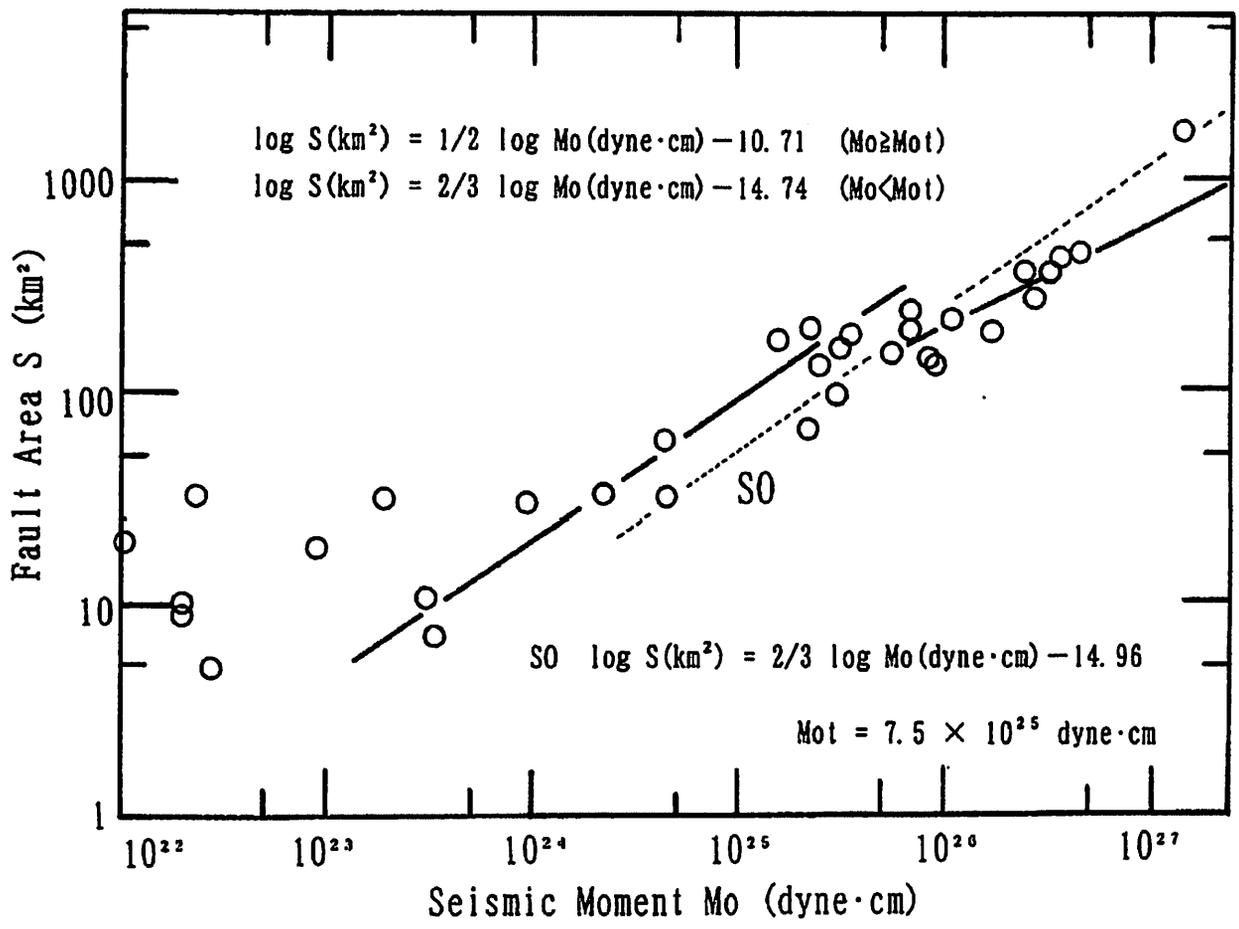


図 19: 武村 [55] による  $S - M_0$  の関係

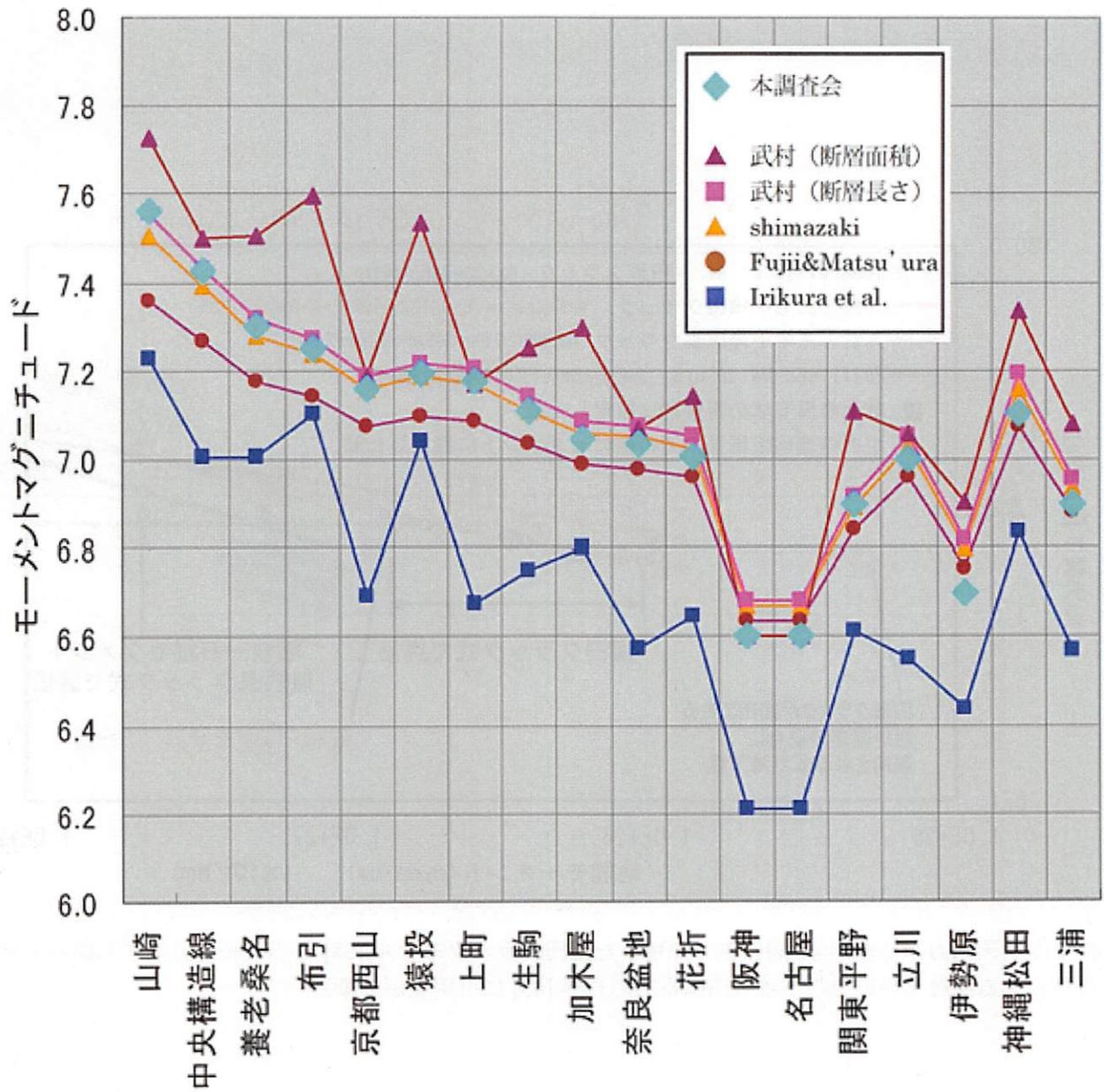


図 20: 中央防災会議東南海, 南海地震等に関する専門調査会で検討された国内活断層に対する各種地震規模推定式とその評価結果 [2]

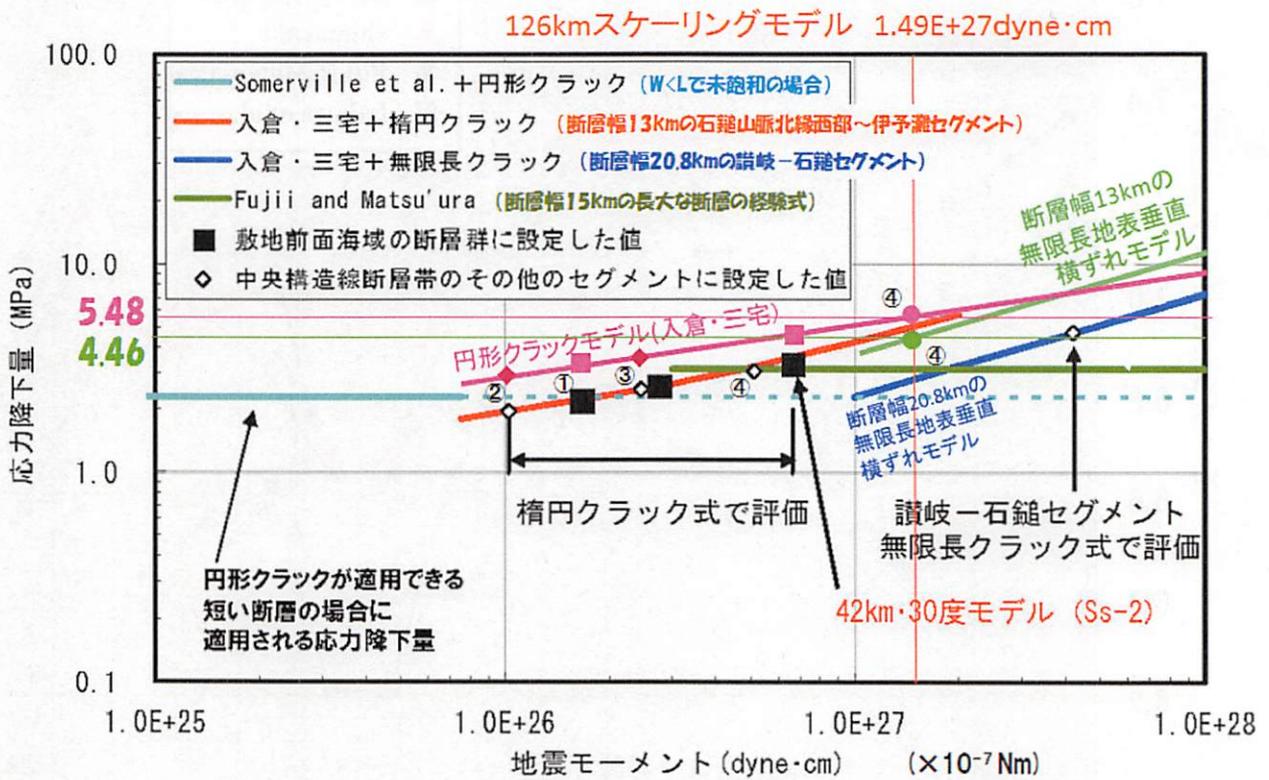
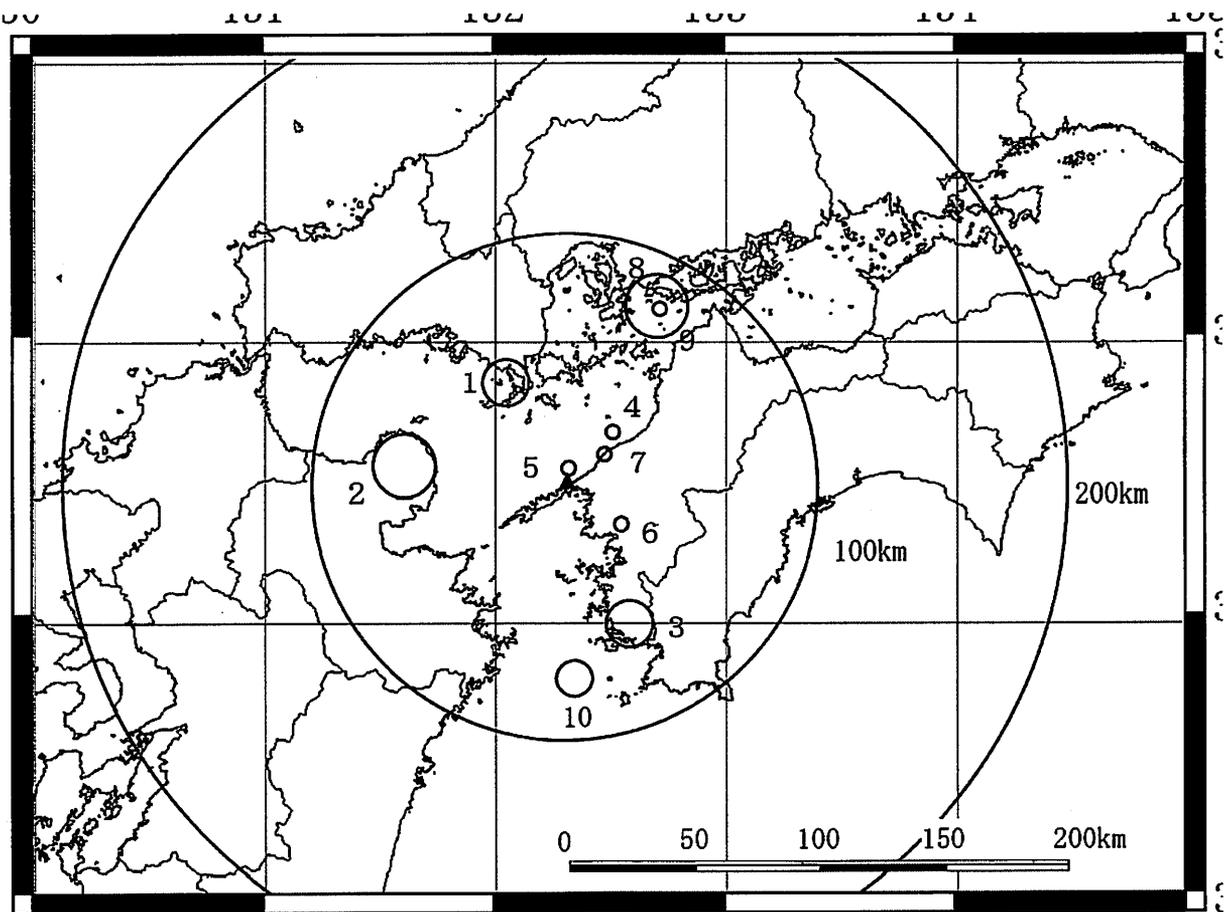


図 21: 四国電力が 2008 年中間報告で採用した楕円クラックモデル [58] と無限長垂直横ずれ断層モデル [38] による断層平均応力降下量 (四国電力の資料 [43] に引用者が加筆)



番号	震央位置 または地震名	発生日時
1	周防灘	1979年7月13日 17時10分
2	大分県北部	1983年8月26日 5時23分
3	愛媛県南予	1985年5月13日 19時41分
4	伊予灘	1988年7月29日 18時59分
5	伊予灘	1991年1月4日 3時36分
6	愛媛県南予	1993年8月14日 10時29分
7	伊予灘	1993年8月31日 0時8分
8	2001年芸予地震	2001年3月24日 15時27分
9	安芸灘	2001年3月26日 5時40分
10	豊後水道	2001年4月25日 23時40分

凡 例	
○	$5.0 \leq M < 5.5$
○	$5.5 \leq M < 6.0$
○	$6.0 \leq M < 6.5$
○	$6.5 \leq M < 7.0$

図 22: 主な観測地震の震央分布 (4と9のスラブ内地震がそれぞれ1997・2003年報告と2008・2013年報告で断層モデルの要素地震として使われている) [42]

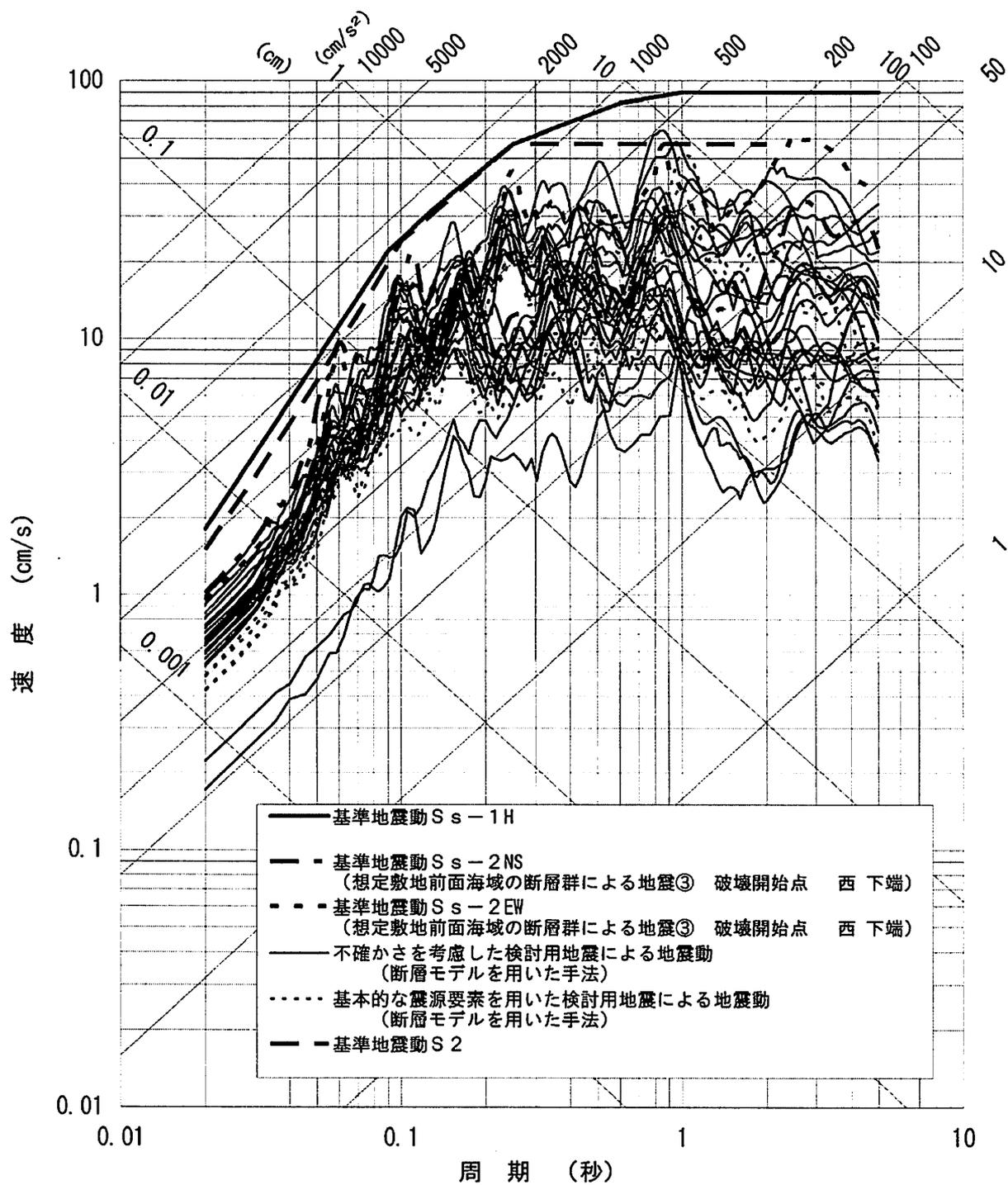


図 23: 2008 年中間報告における断層モデルの手法による基準地震動 Ss と検討用地震 (水平方向)[42]

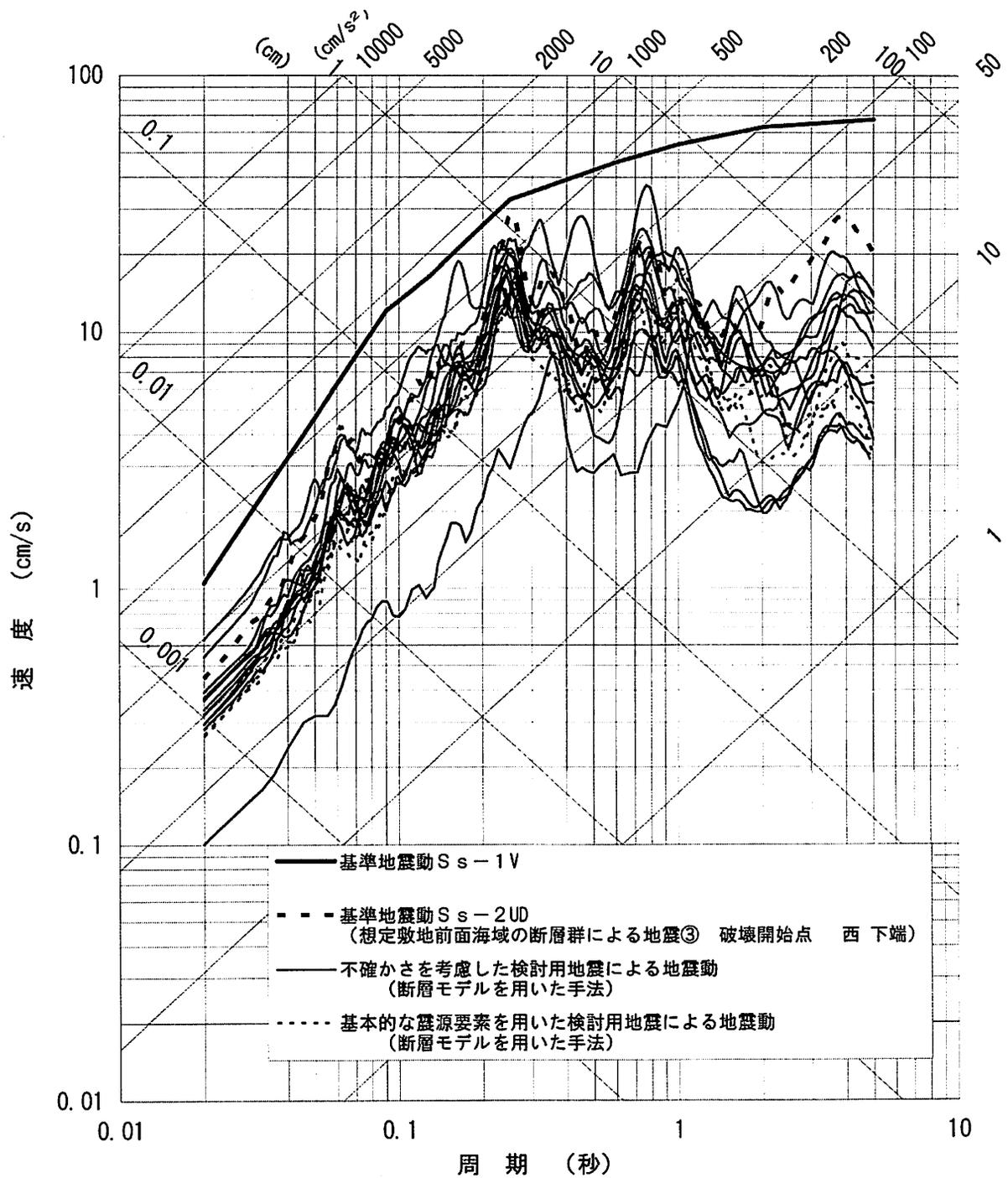


図 24: 2008 年中間報告における断層モデルの手法による基準地震動 Ss と検討用地震 (鉛直方向)[42]

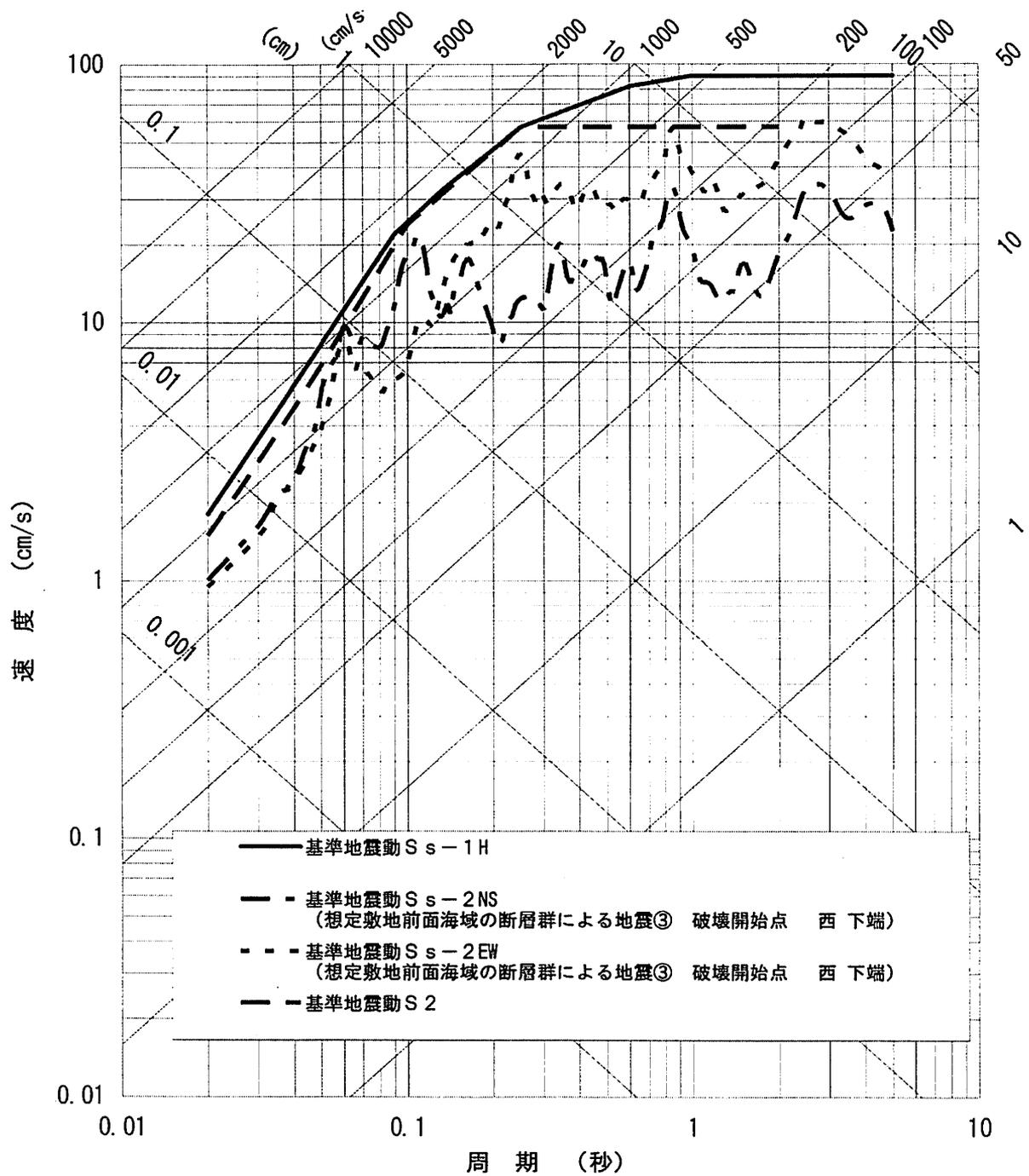


図 25: 2008 年中間報告で設定された基準地震動 Ss(水平方向)[42]

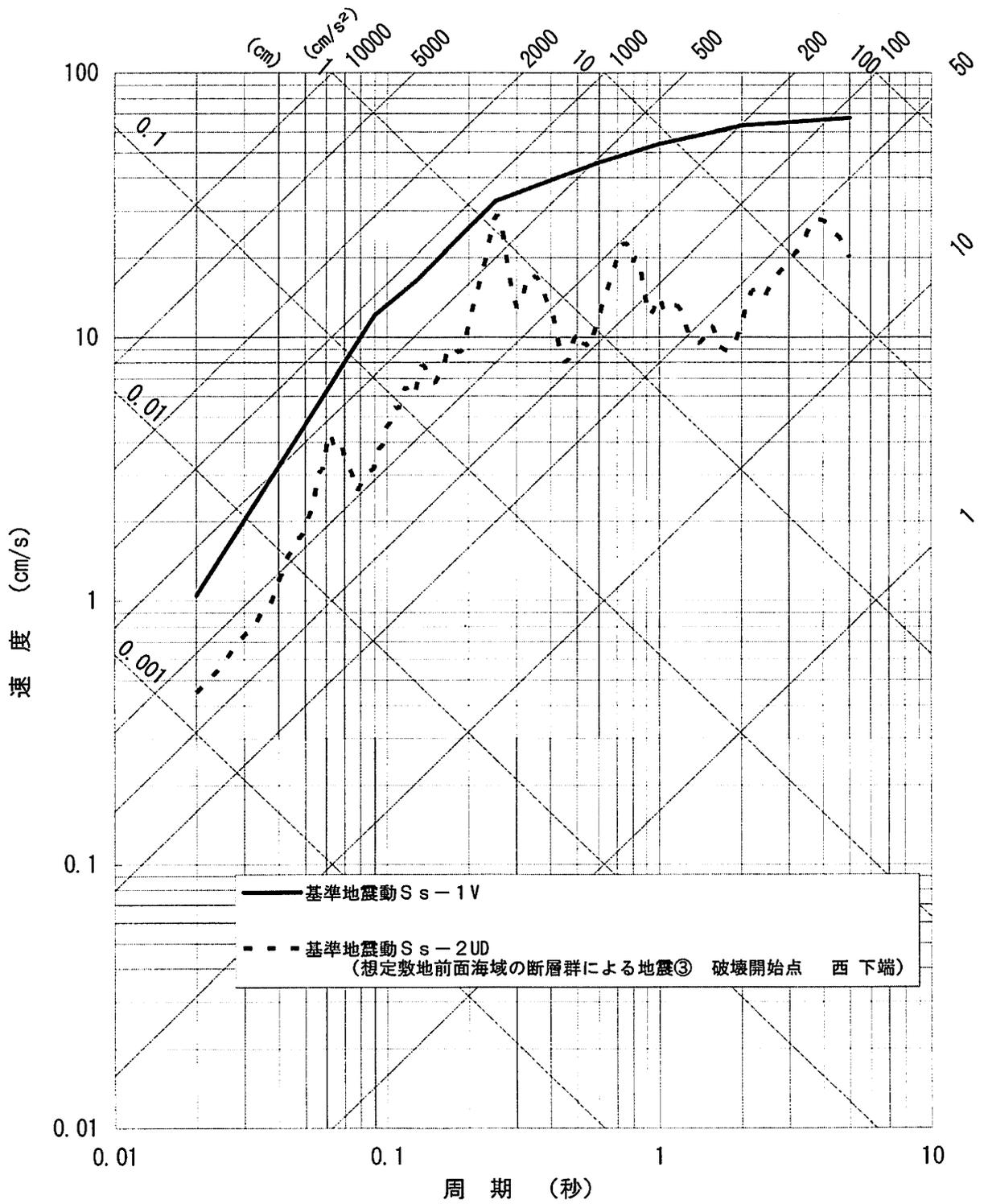
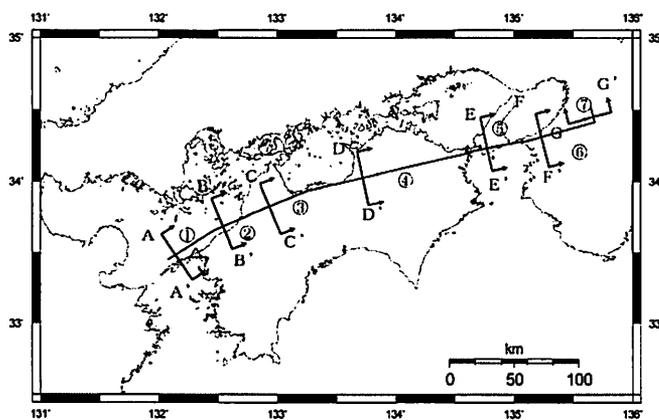
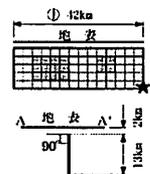


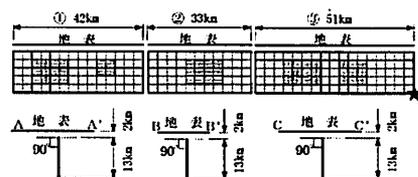
図 26: 2008 年中間報告で設定された基準地震動 Ss(鉛直方向)[42]



(a) 敷地前面海域断層群①



(b) 石躰山北縁西部-伊予灘②③



(c) 断層全体①②③④⑤⑥⑦

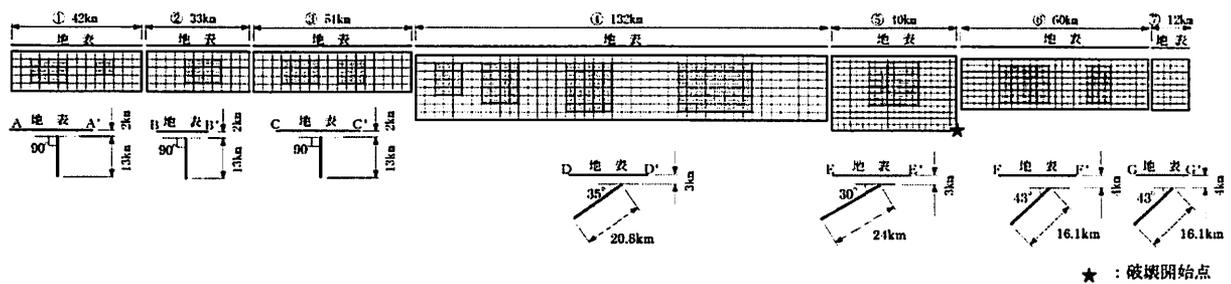


図 27: 2008 年中間報告における中央構造線断層帯断層モデル図 (42km, 130km, 360km モデル)[42]

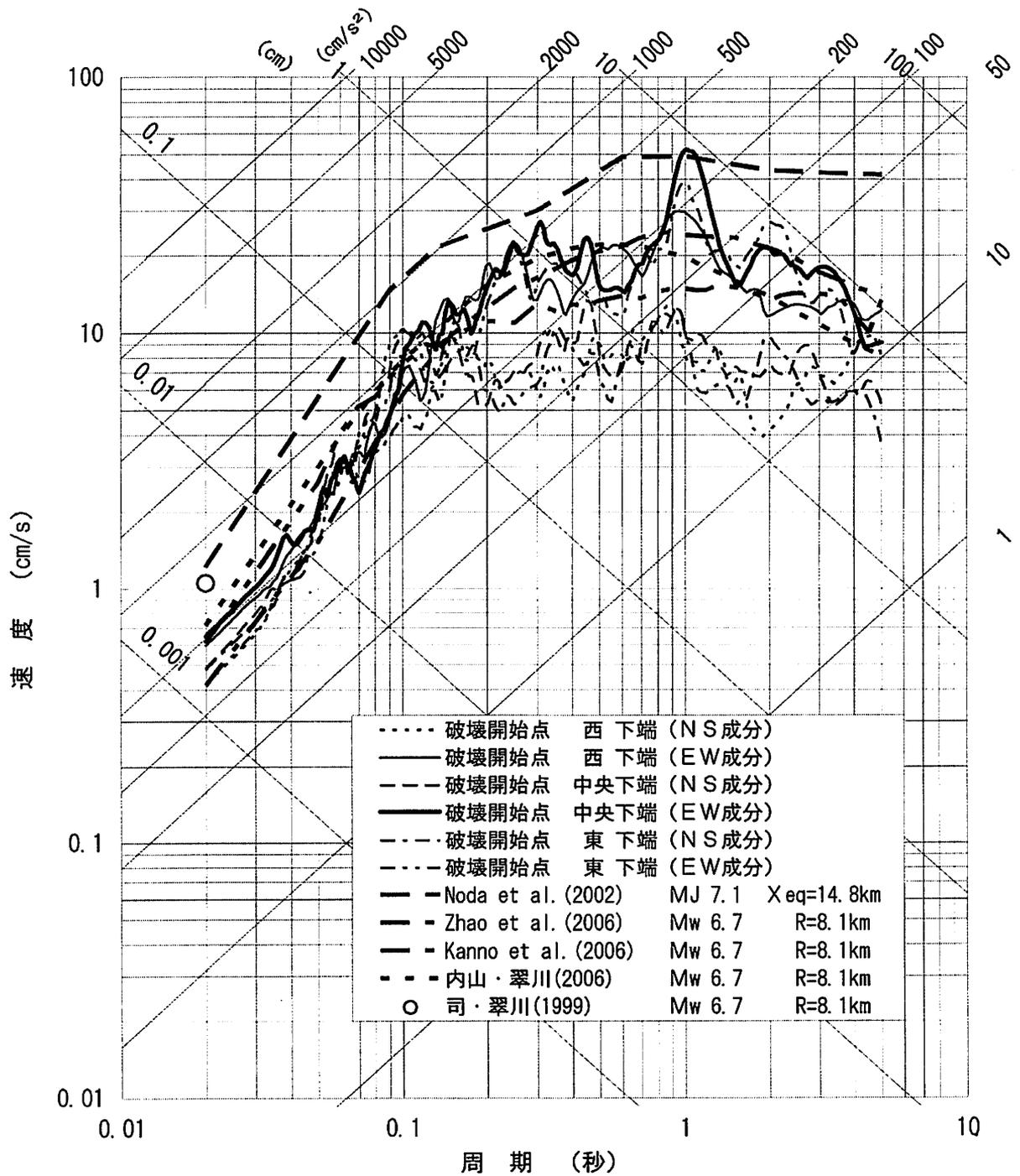


図 28: 2008 年中間報告における耐専スペクトルと距離減衰式による応答スペクトル(水平方向)[42]

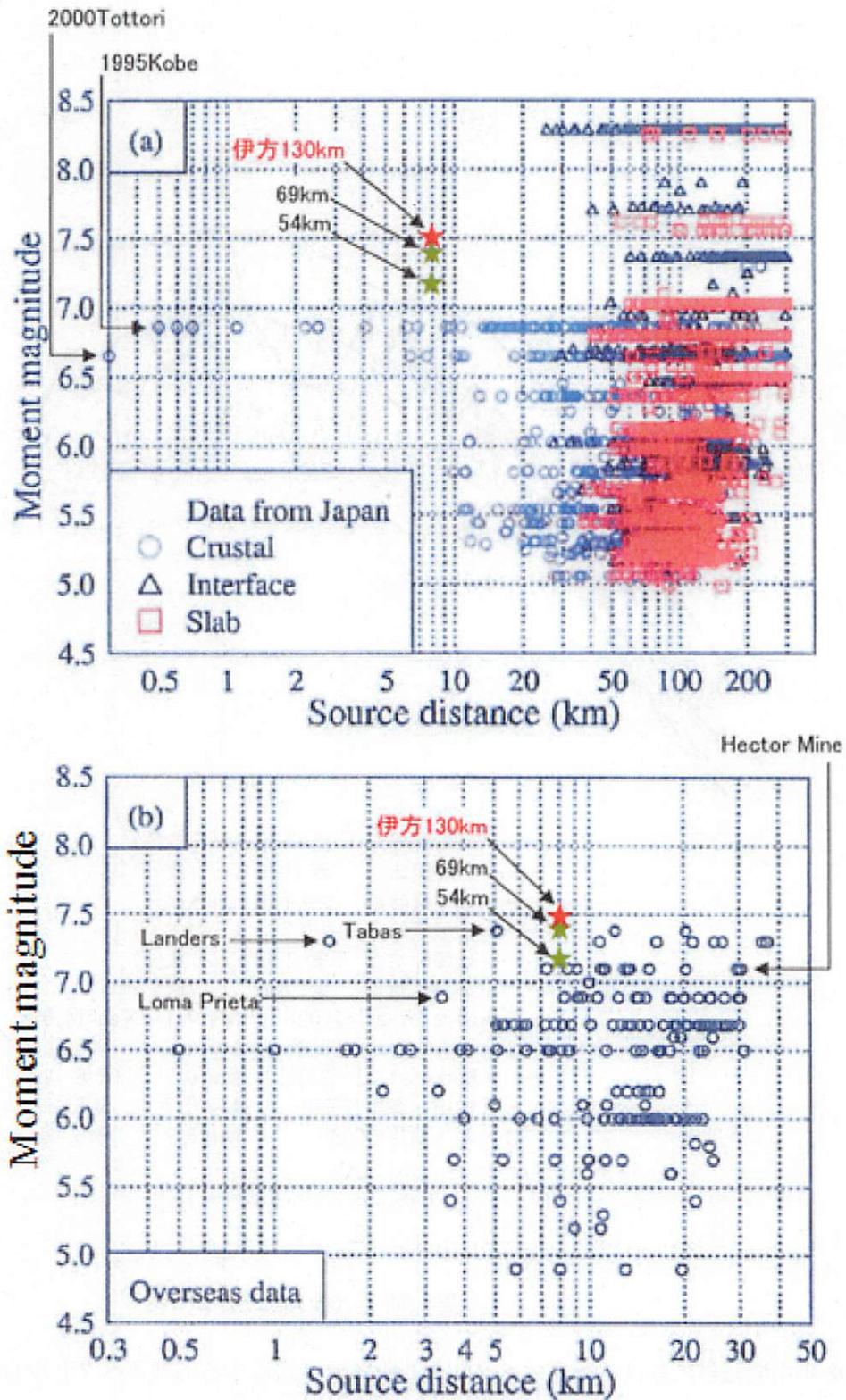


図 29: Zhao et al.(2006) の距離減衰式のもとになった地震観測データ [44]

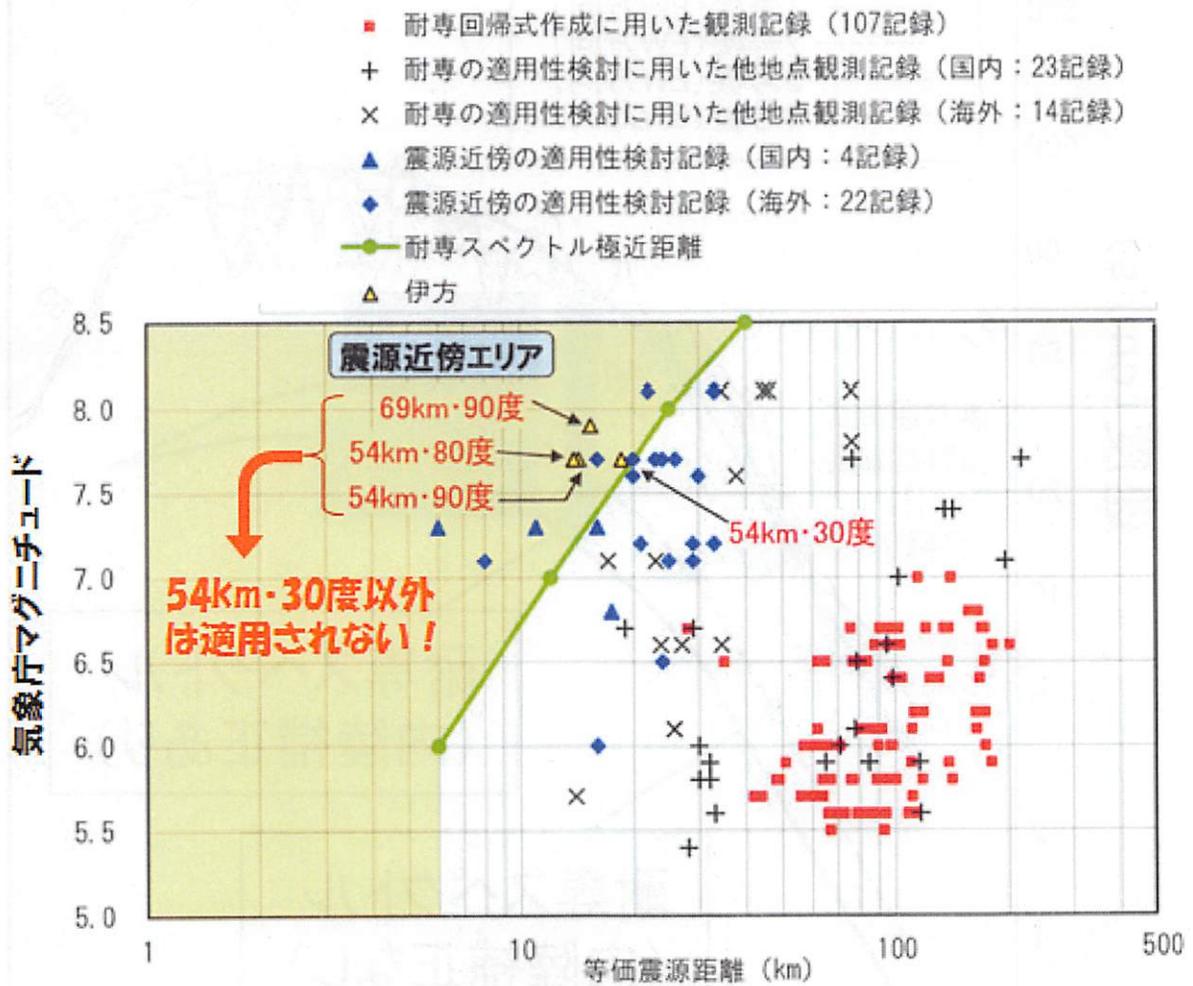


図 30: 耐専スペクトルの元になった地震観測データと適用限界

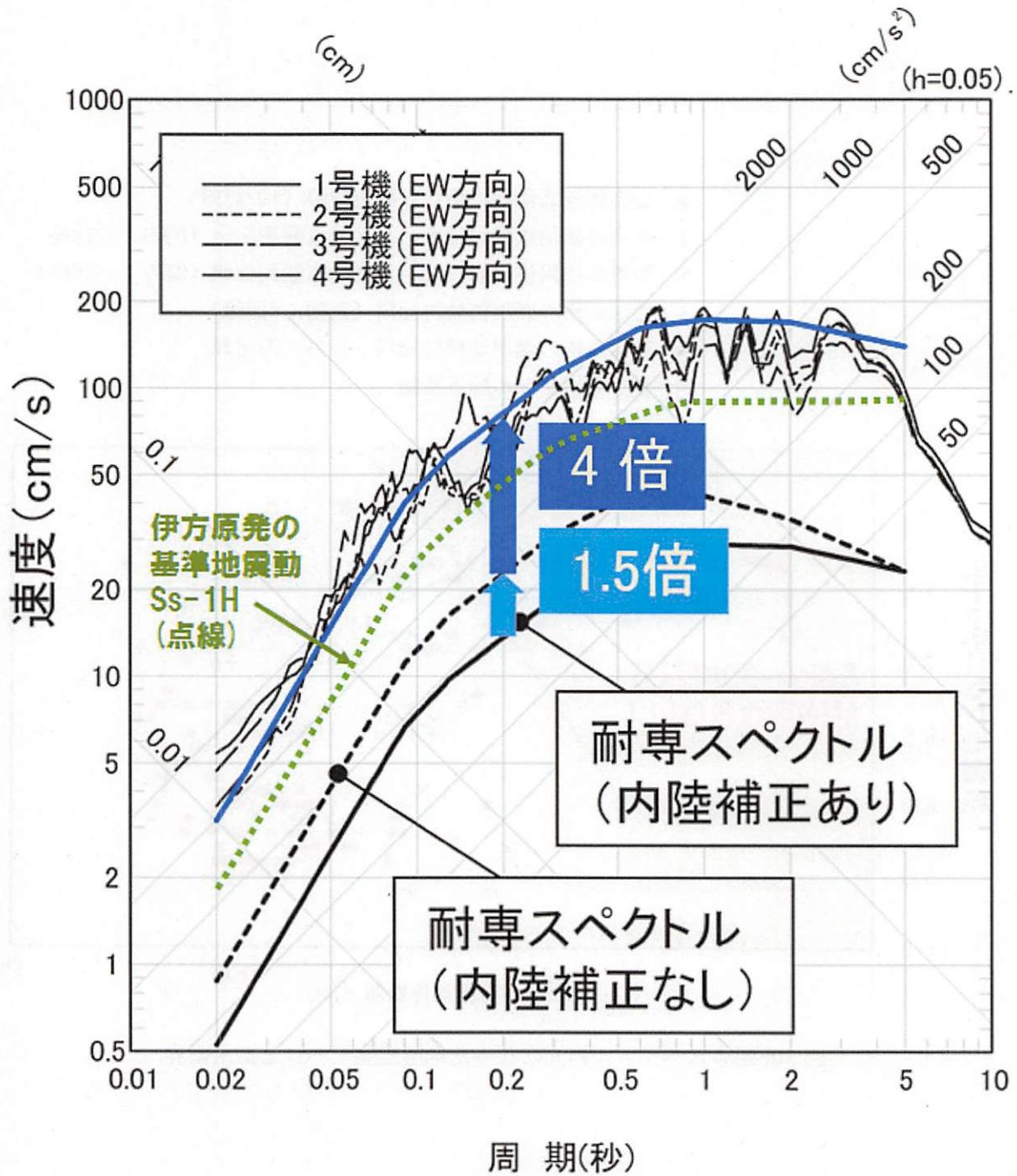


図 31: 新潟県中越沖地震の柏崎・刈羽原発での解放基盤表面地震動はざり波と耐専スペクトル [56]

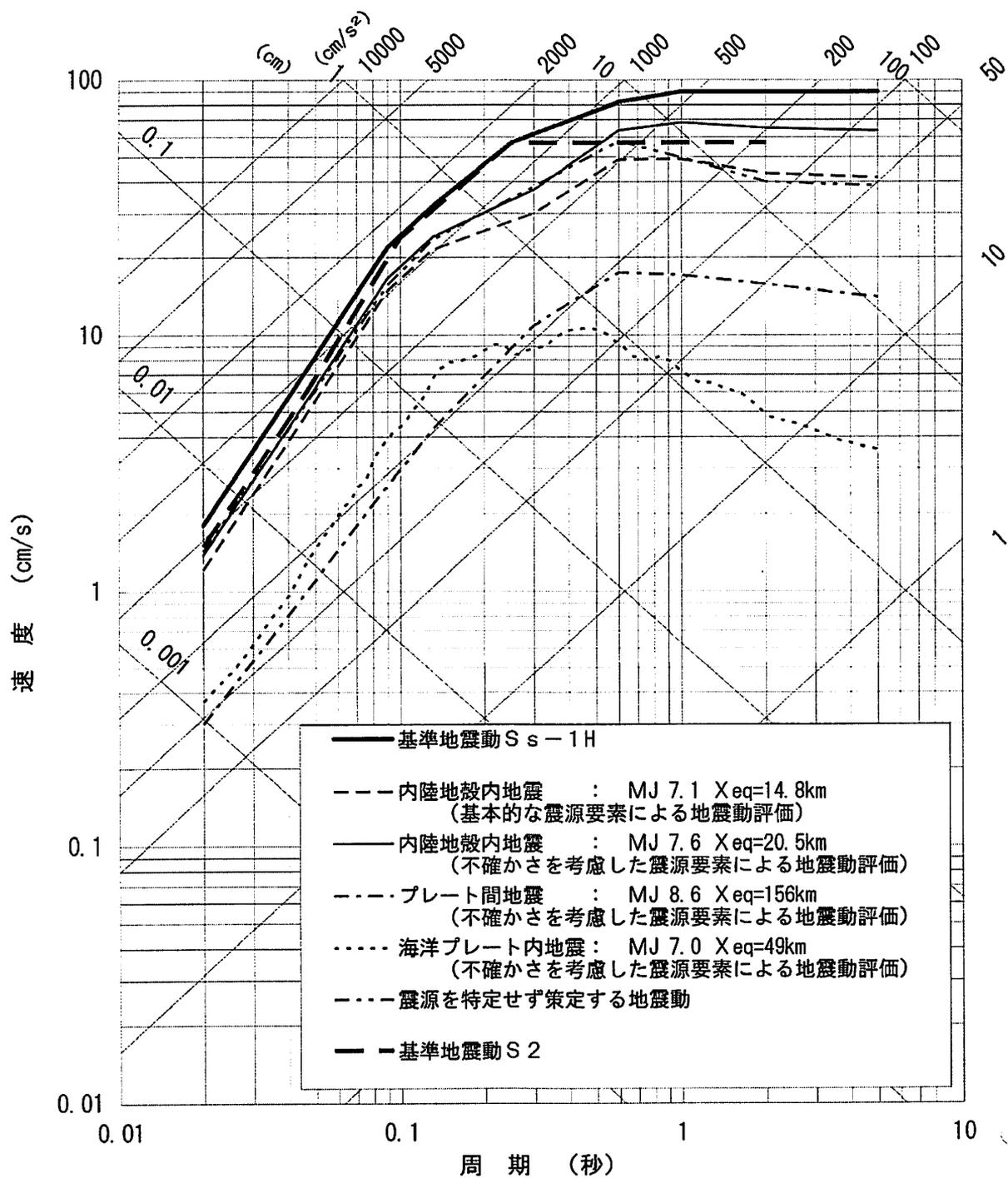


図 32: 2008 年中間報告における耐専スペクトルと基準地震動 Ss[42]

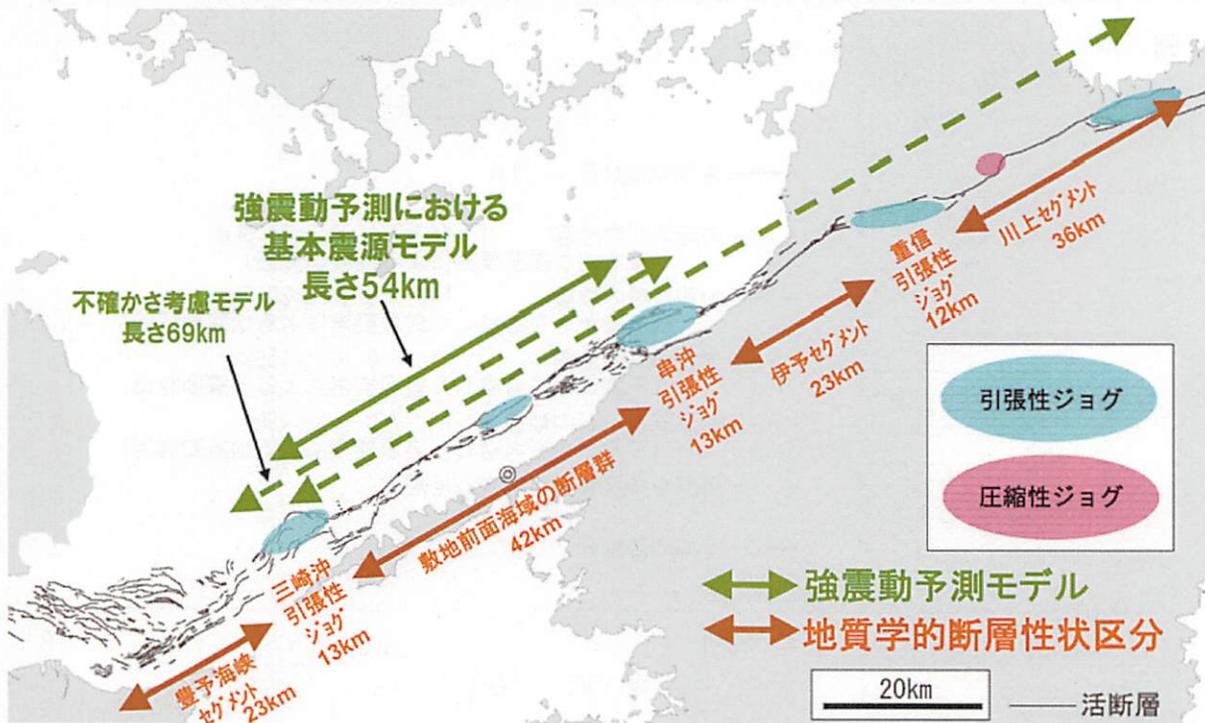
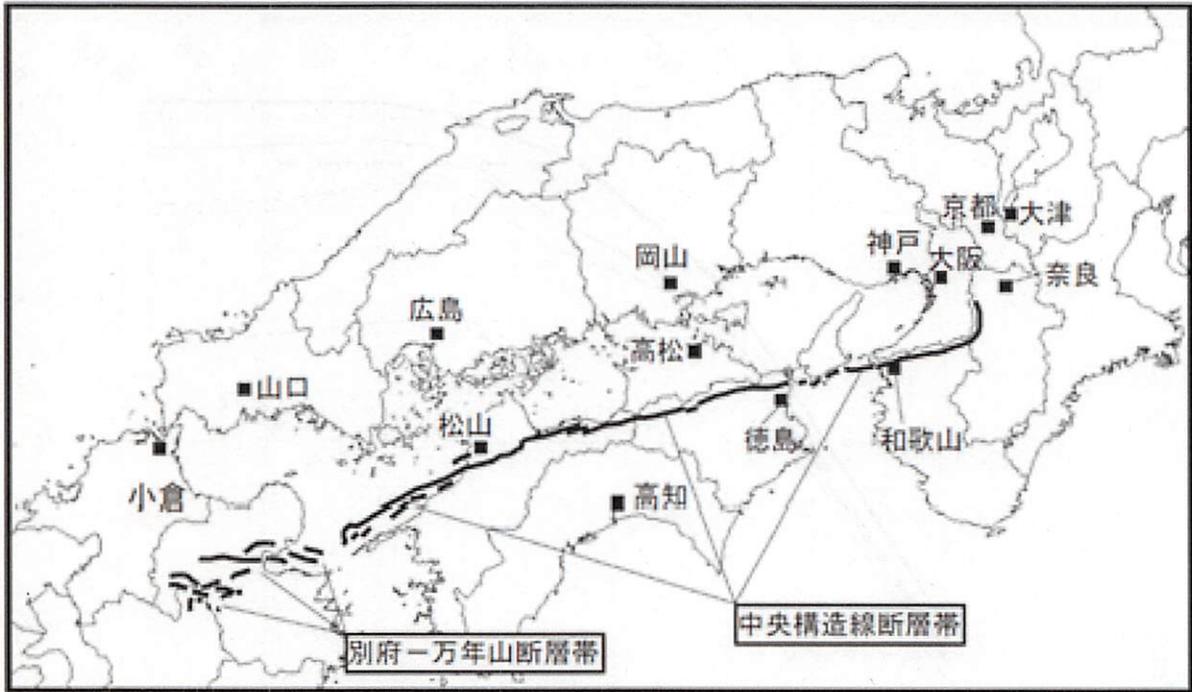


図 33: 2013 年設置変更許可申請書で四国電力が考慮した中央構造線断層帯 [46, 47]

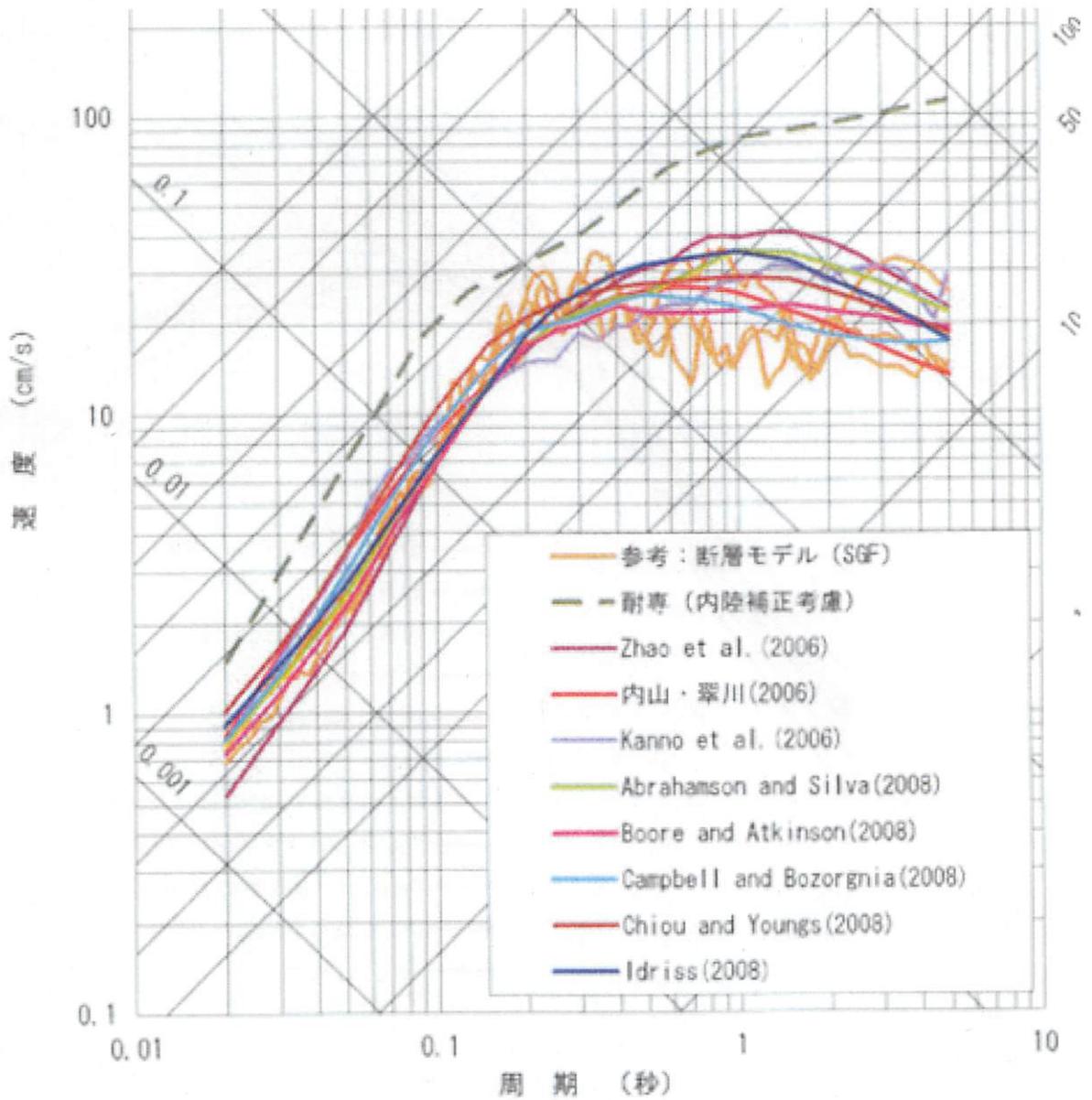


図 34: 2013 年申請時の基本ケース (54km, 90 度) に対する耐専スペクトルとその他の距離減衰式による応答スペクトル等との比較

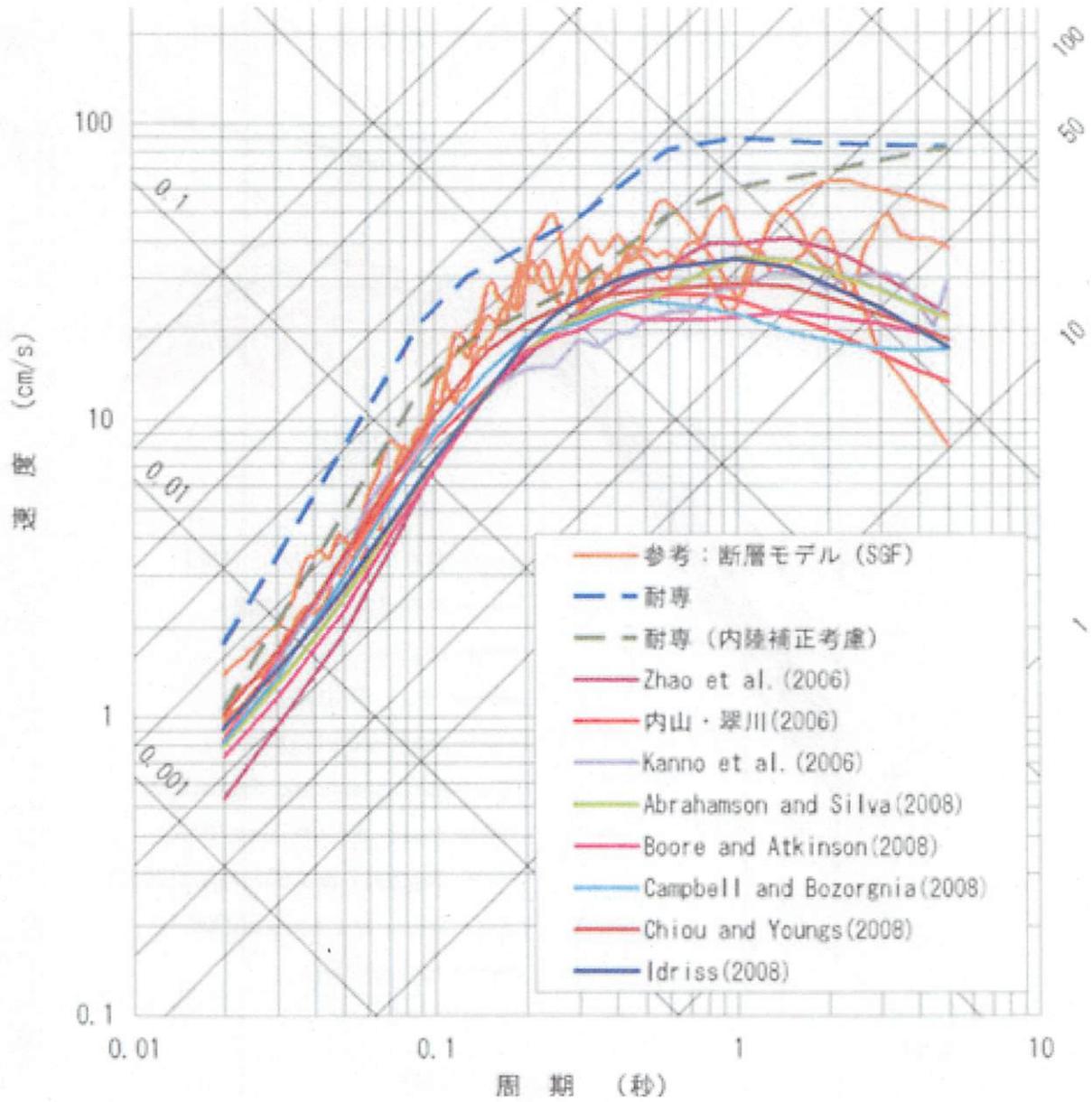


図 35: 2013 年申請時の不確かさ考慮ケース (54km, 30 度, アスペリティ深さ中位配置) に対する耐専スペクトルとその他の距離減衰式による応答スペクトル等との比較

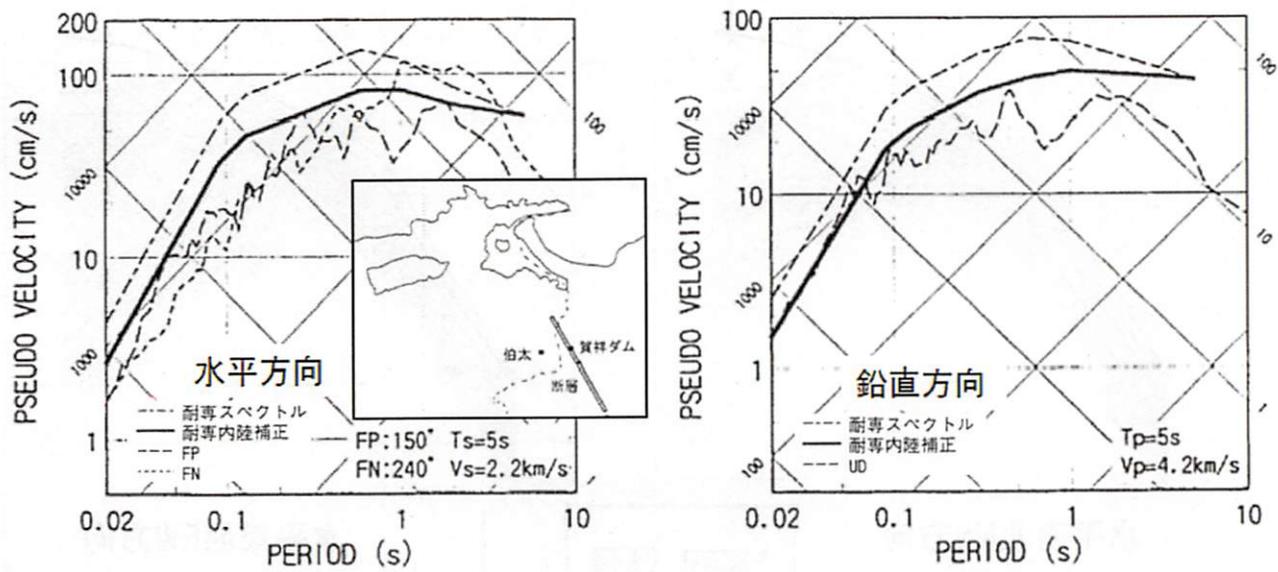


図 36: 2000 年鳥取県西部地震 (M7.3) の賀祥ダム ( $X_{cq} = 6\text{km}$ ) での地震観測記録と耐専スペクトルの比較

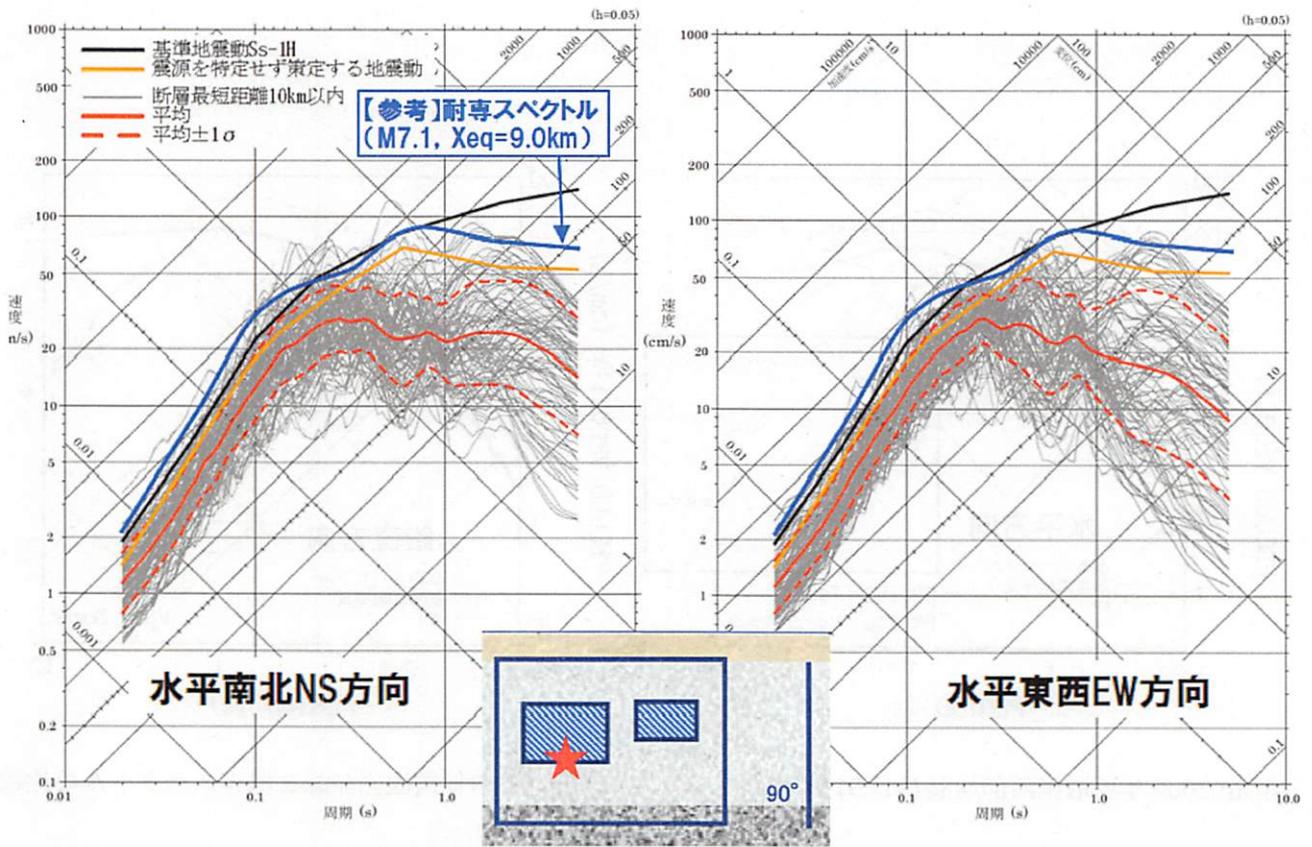


図 37: 宍道断層 (M7.1,  $X_{eq} = 9.0\text{km}$ ) の耐専スペクトル (【参考】として追記) と断層モデル (ケース 2: M7.1, 長さ 22km, 幅 15km) による断層周辺極近傍観測点での評価結果の比較 [3]

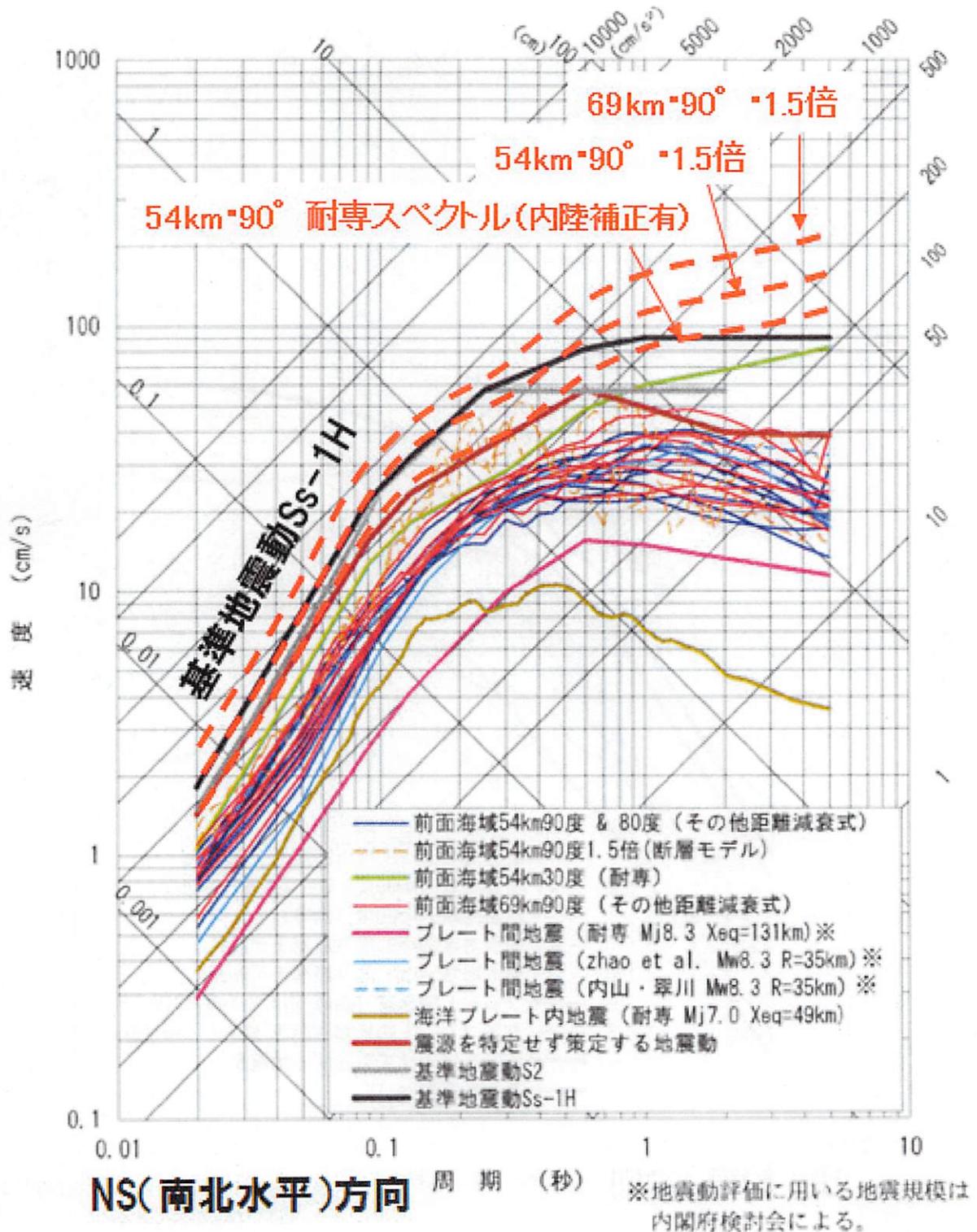


図 38: 2013 年申請時の基準地震動 Ss-1H と検討用地震の耐専スペクトル，その他距離減衰式による応答スペクトル（水平 NS 方向）

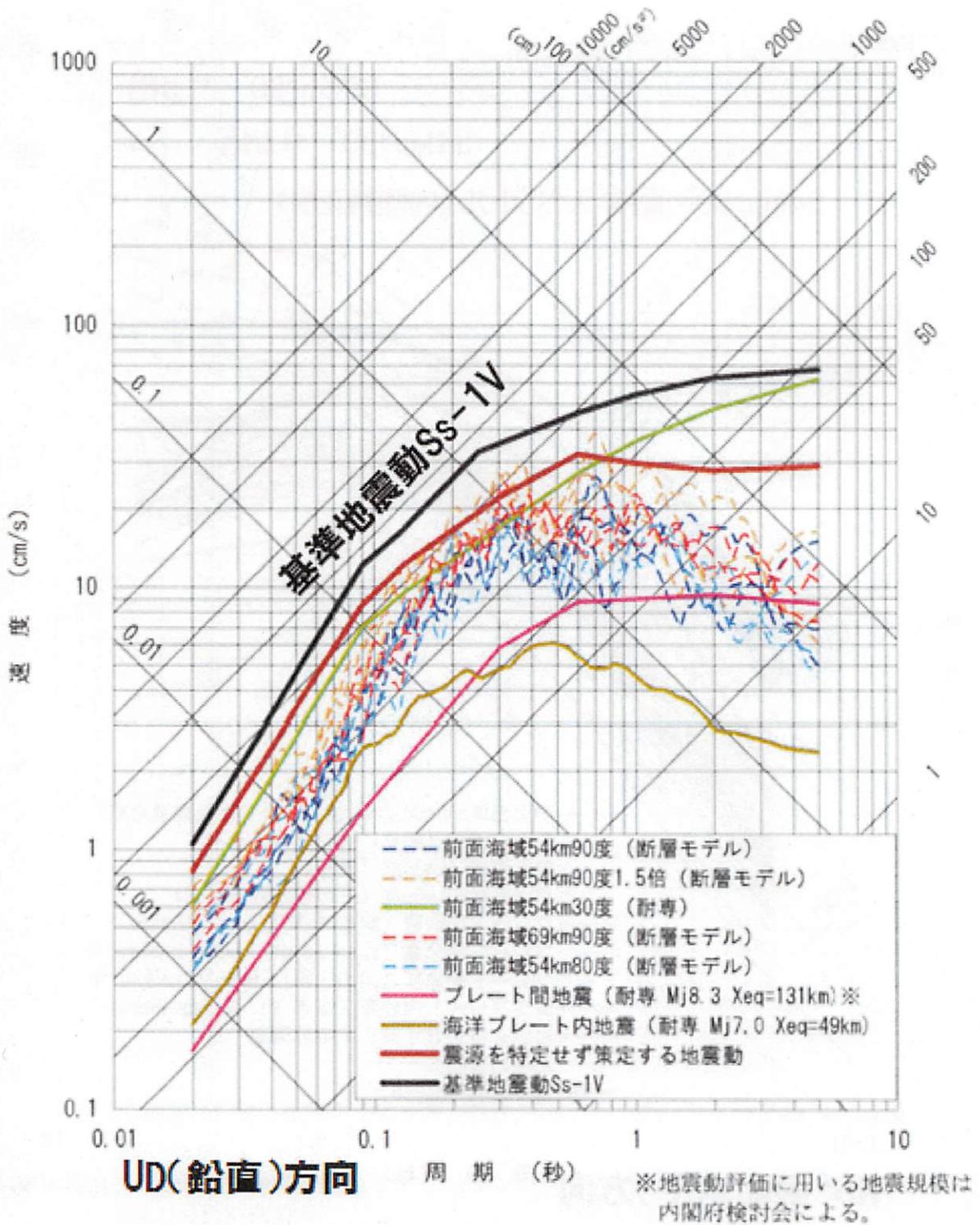


図 39: 2013 年申請時の基準地震動 Ss-1V と検討用地震の耐専スペクトル, その他距離減衰式による応答スペクトル (鉛直 UD 方向)

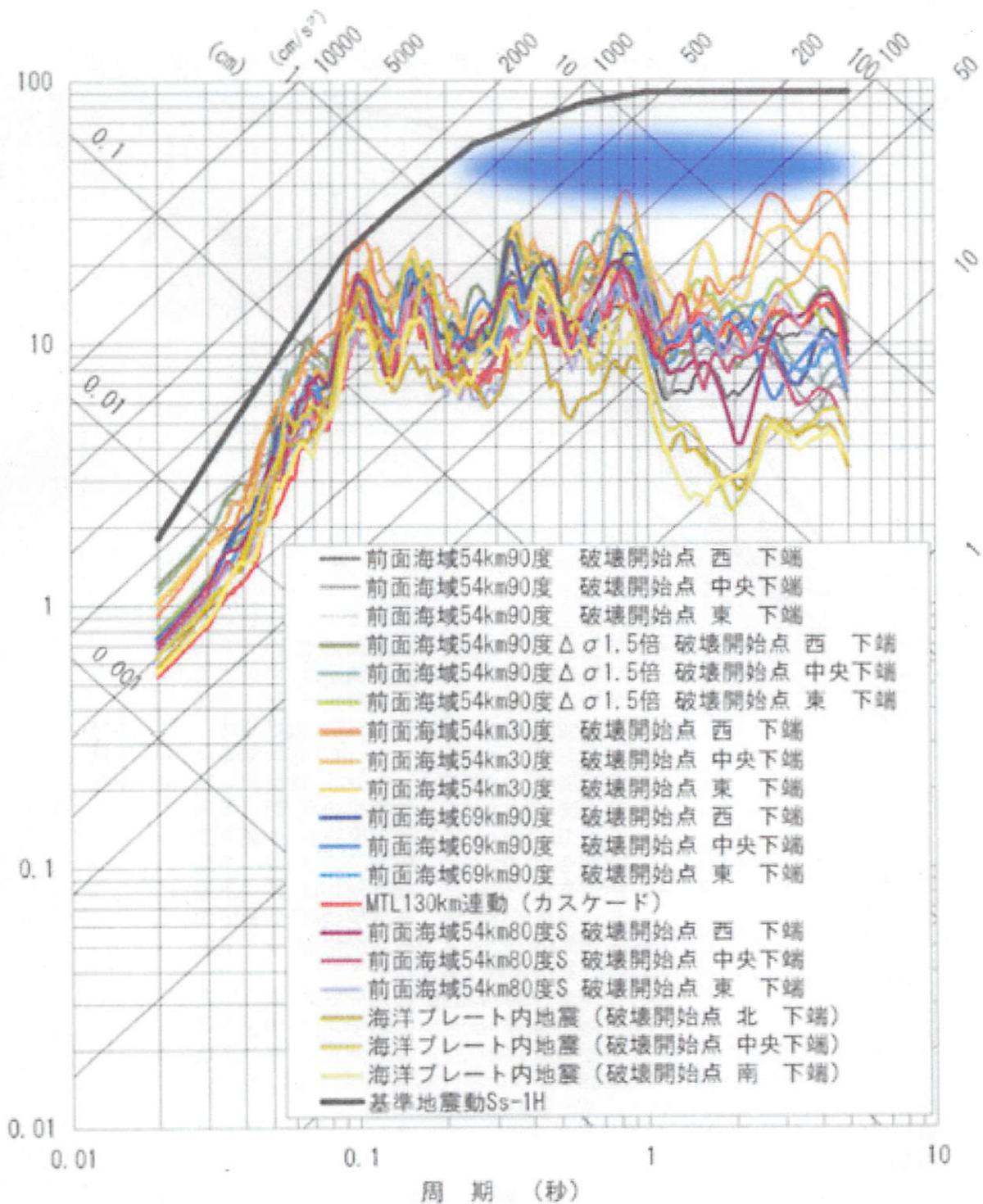


図 40: 2013 年申請時の断層モデル経験的グリーン関数法による地震動評価結果

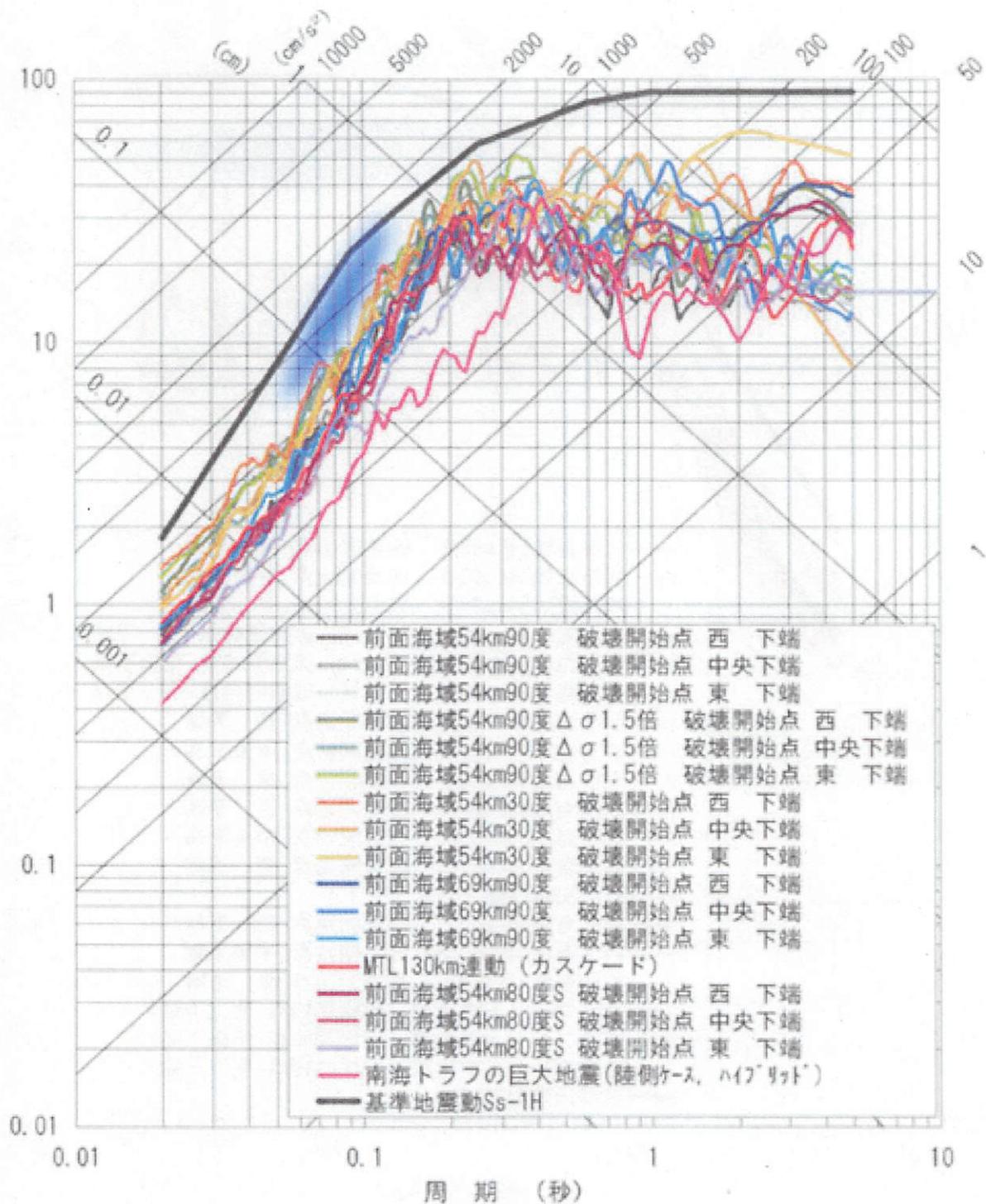


図 41: 2013 年申請時の断層モデル統計的グリーン関数法による地震動評価結果

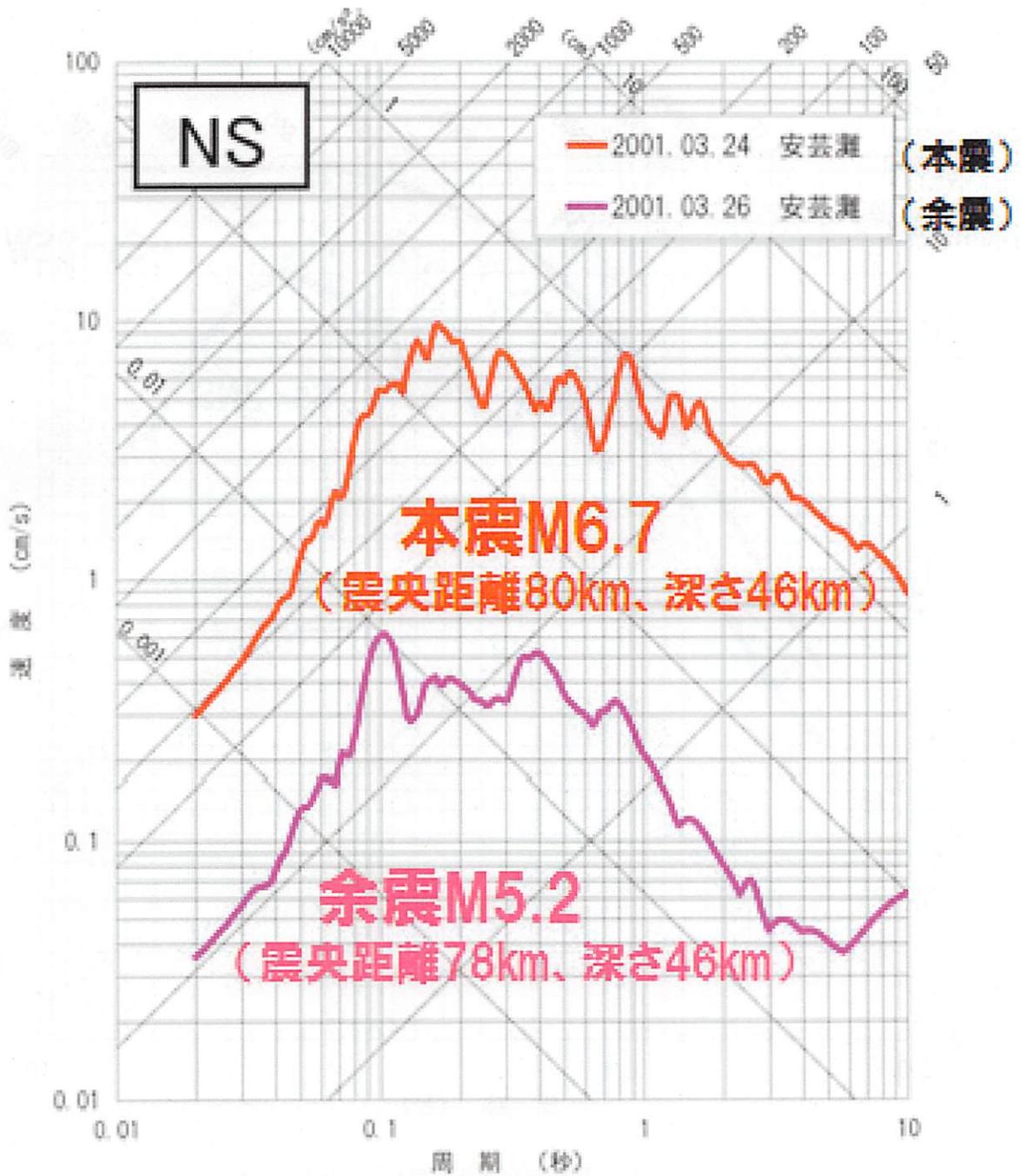


図 42: 2013 年申請時に断層モデルの要素地震として使われた安芸灘地震観測波

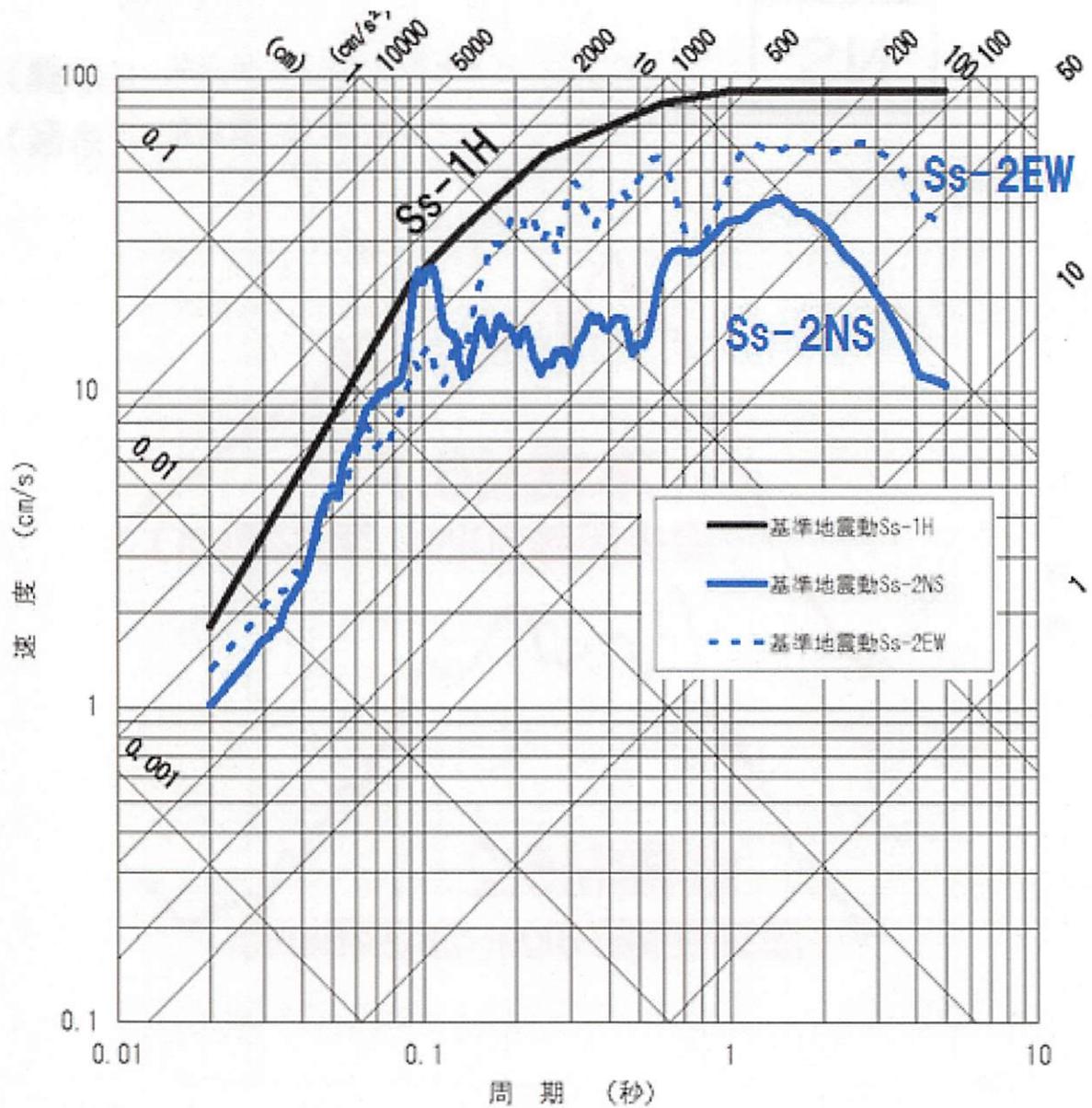


図 43: 2013 年申請時の基準地震動 Ss(水平方向)

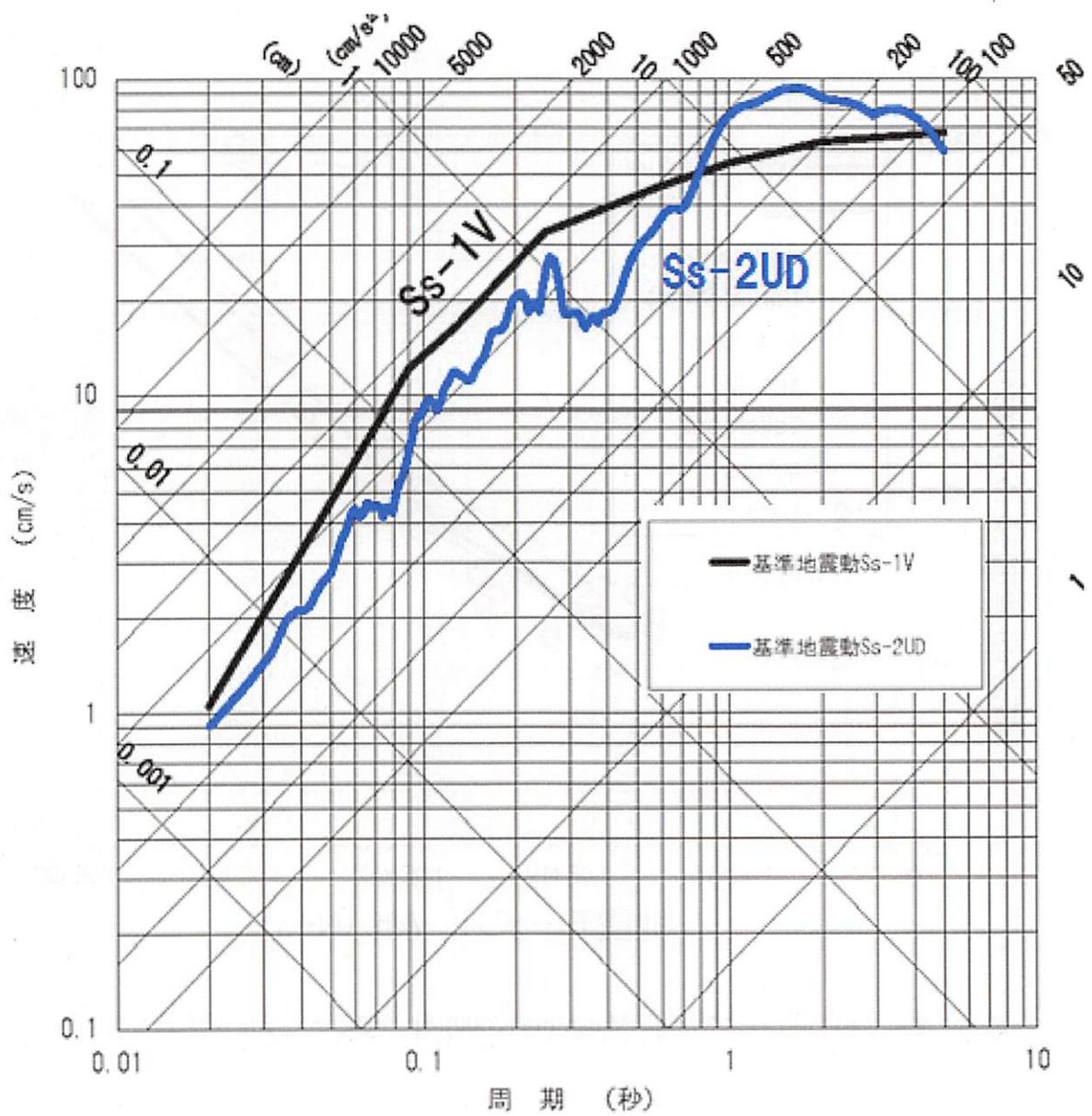


図 44: 2013 年申請時の基準地震動 Ss(鉛直方向)

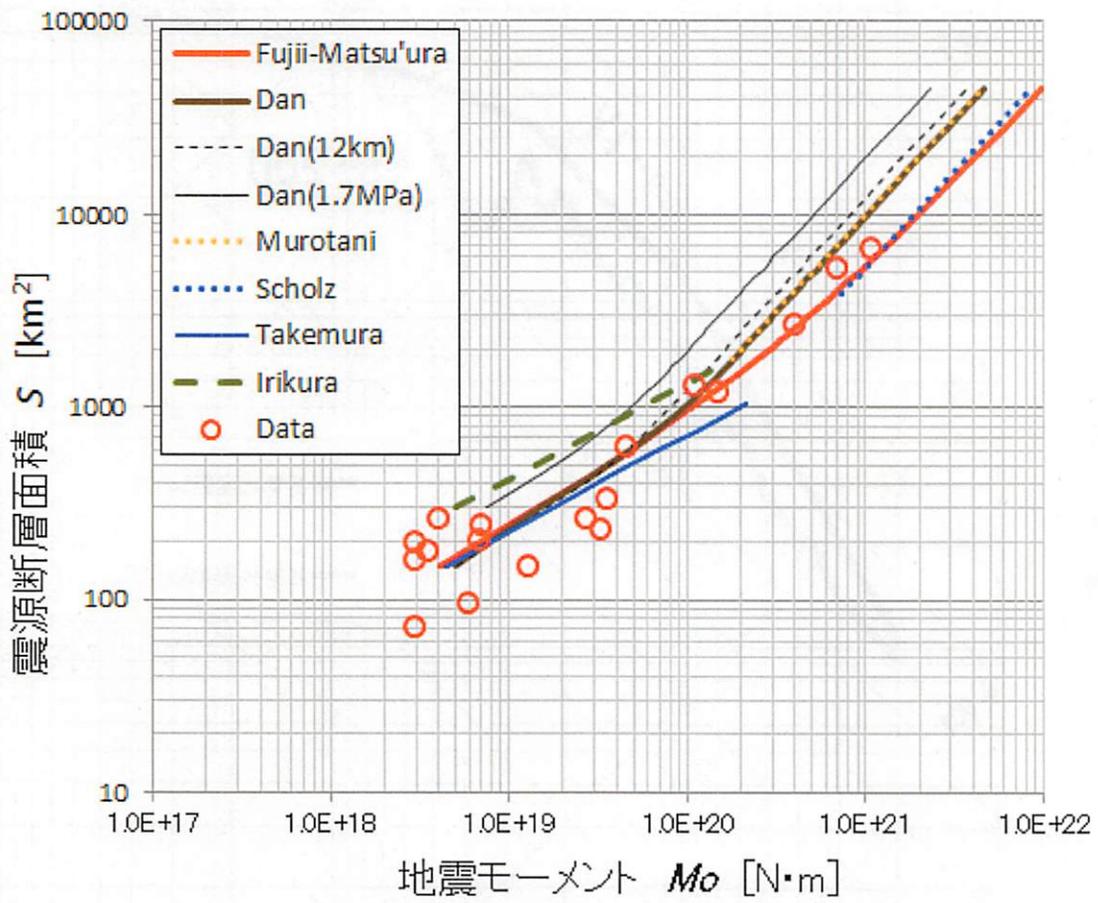


図 45: 壇ら (2011)[4] および Fujii-Matsu'ura (2000)[6] と他の  $S - M_o$  関係式との関係

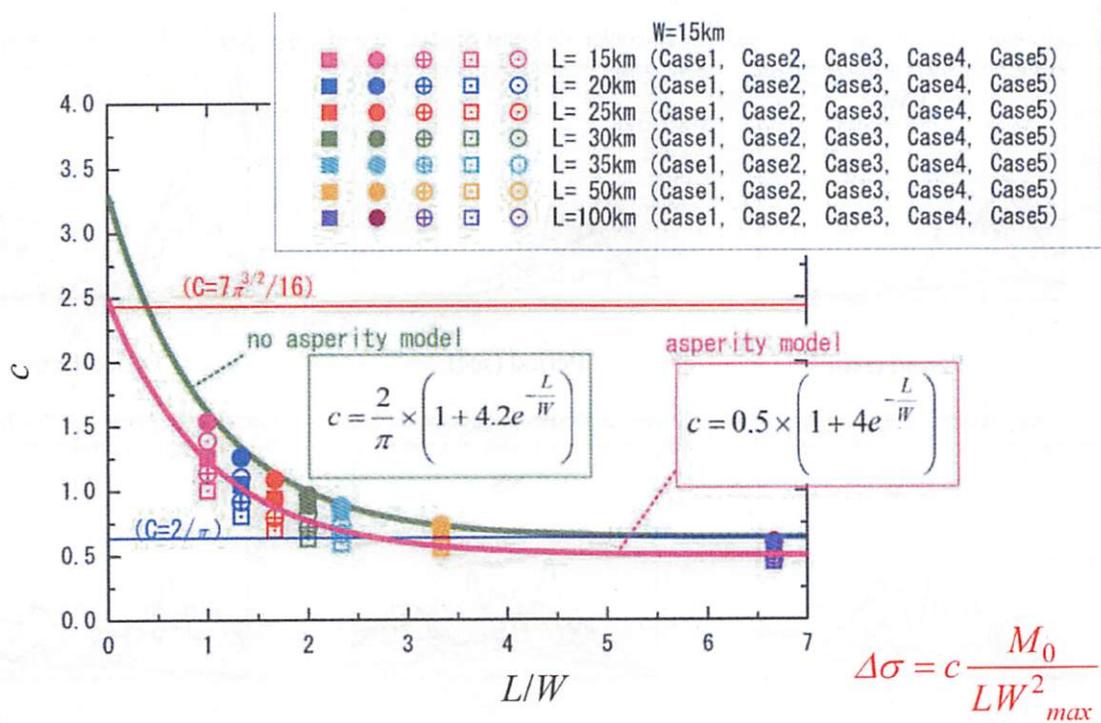


図 46: Irie et al.(2010)[19] による動学的断層破壊シミュレーション結果

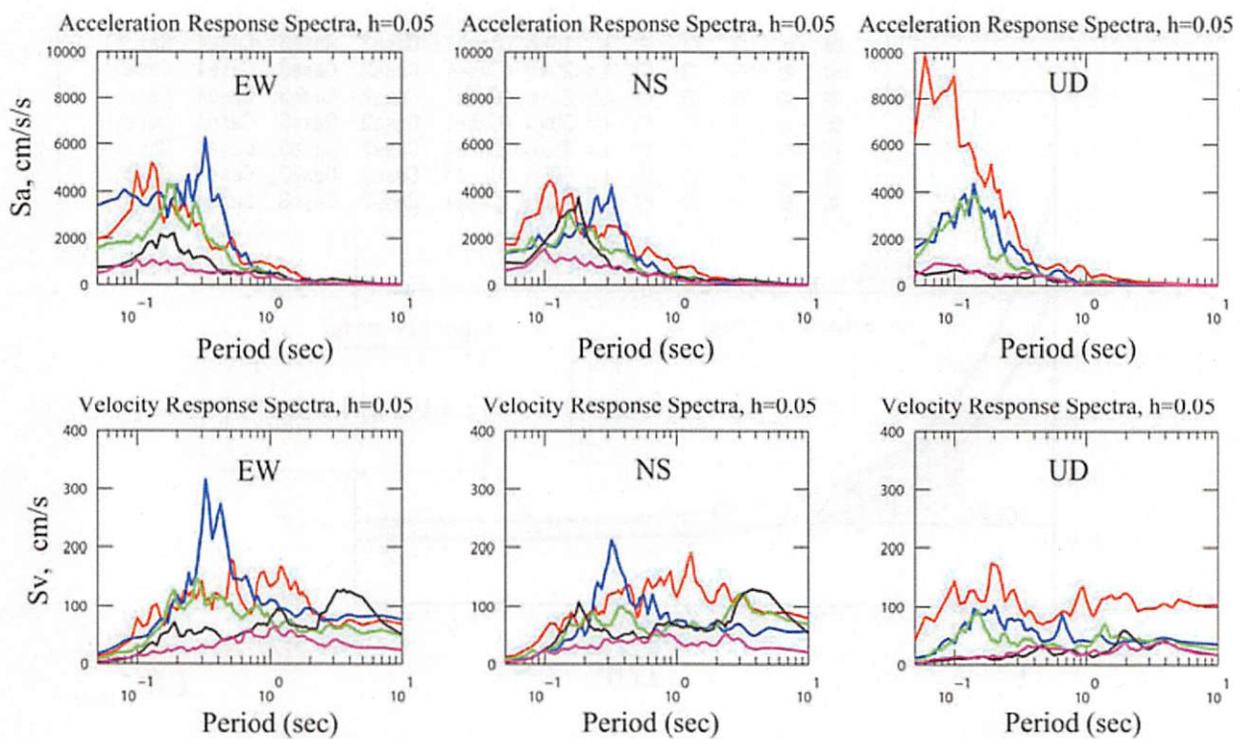


図 47: 岩手・宮城内陸地震 M7.2 で観測された地表地震観測記録の応答スペクトル (赤：一関西 Iwth25, 青：東成瀬 Akth04, 緑：Iwth26, 黒：Myg004, 紫：Atk023)

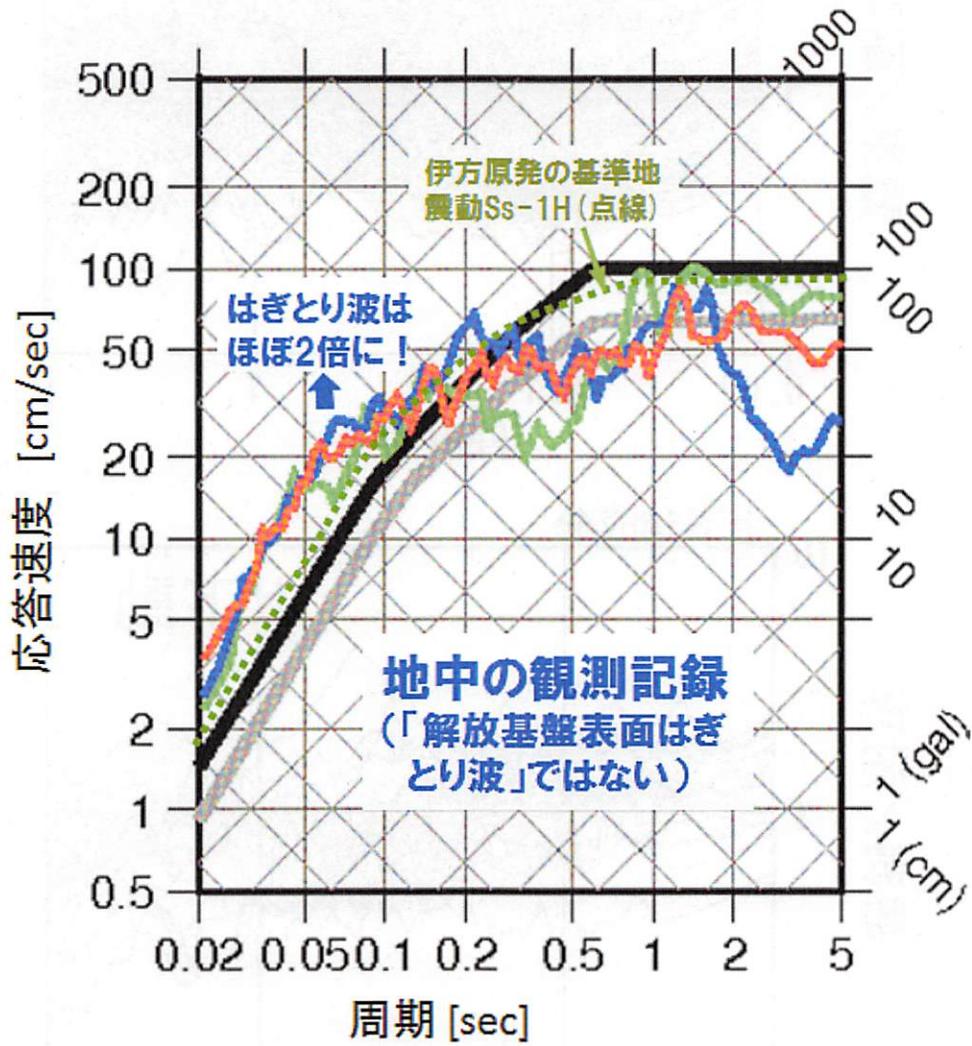


図 48: 2008 年岩手・宮城内陸地震の地下地震観測波と伊方の基準地震動 Ss-1H

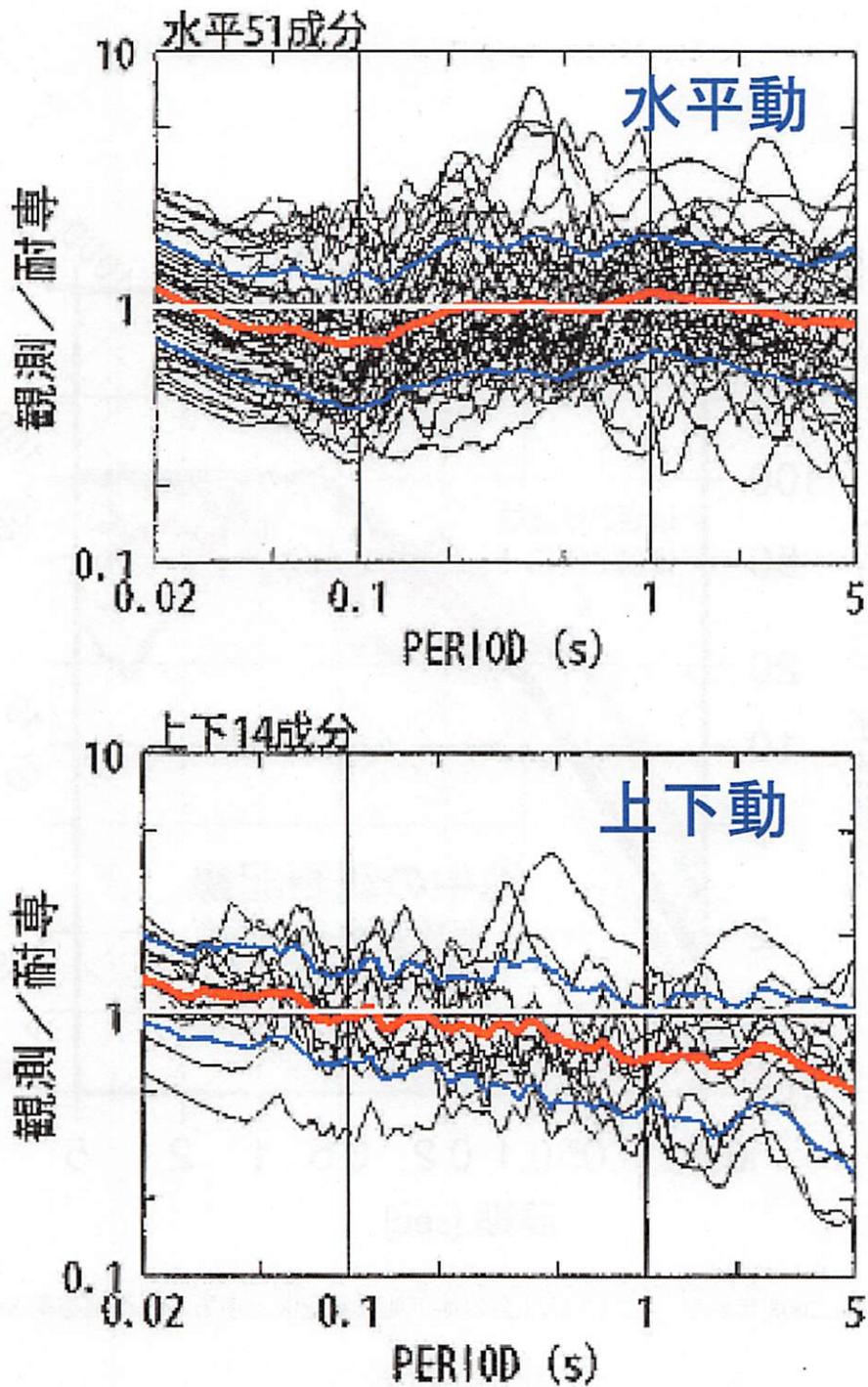


図 49: 国内外の内陸地殻内地震による震源近傍の観測記録 ( $M_{6.0} \sim 8.1$ ,  $X_{eq} = 6 \sim 33\text{km}$ , 水平 51 記録, 上下 14 記録) の耐専スペクトル (内陸補正有) との残差 (バラツキ)[57] (細線: 各地震観測記録に対する残渣, 太い赤実線: 残渣の平均, やや太い青実線: 平均からの「倍半分」の差)

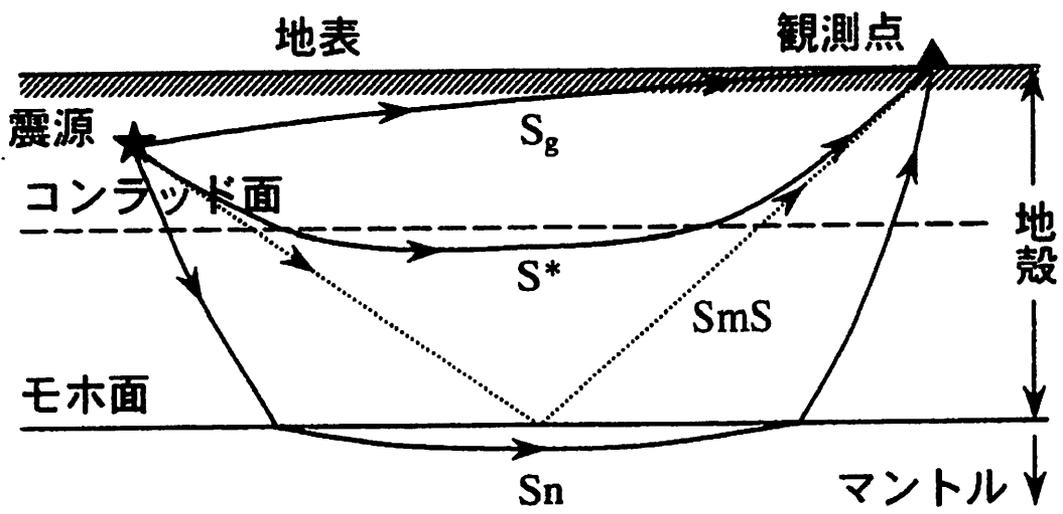


図 50: 直達 S 波 ( $S_g$ ), 屈折波 ( $S^*$  波と  $S_n$  波)[33]

表 1: 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  $\alpha = t_r V_r / W_a$  or  $b$  [27] (能登半島地震と新潟県中越沖地震は文献 [28][16] 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]	$W_a$ or $W_b$ [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) [28]				
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) [16]				
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

表 2: 2008 年岩手・宮城内陸地震 M7.2 による強震観測値 (加速度 [gal], 速度 [cm/s])

観測点	3 成分合成	東西	南北	上下
一関西 (地表)	4022 gal	1143	1433	3866
(地下)	1078 gal	1036	748	640
一関西 (地表)	100.1cm/s	71.0	61.5	84.7
(地下)	73.2cm/s	42.2	37.2	68.5

表 3: 典型的な大陸地殻・海洋地殻の構造 [13]

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

表 4: 主な原子力発電所における原子炉建屋の固有周期（水平南北 NS 方向，東西 EW 方向） [sec]

PWR 原発	NS	EW	BWR 原発	NS	EW
泊 1	0.191	0.226	女川 1	0.244	0.234
泊 2	0.191	0.226	女川 2	0.207	0.203
美浜 1	0.250	0.250	福島第二 1	0.424	0.423
美浜 2	0.240	0.240	福島第二 2	0.458	0.460
美浜 3	0.278	0.280	福島第二 3	0.468	0.473
高浜 1	0.293	0.293	福島第二 4	0.469	0.472
高浜 2	0.293	0.293	柏崎刈羽 1	0.441	0.441
高浜 3	0.226	0.223	柏崎刈羽 2	0.431	0.431
大飯 1	0.185	0.185	柏崎刈羽 3	0.433	0.434
大飯 2	0.185	0.185	柏崎刈羽 4	0.467	0.467
大飯 3	0.212	0.214	柏崎刈羽 5	0.402	0.402
大飯 4	0.214	0.214	柏崎刈羽 6	0.444	0.433
伊方 1	0.236	0.236	柏崎刈羽 7	0.443	0.432
伊方 2	0.184	0.184	浜岡 1	0.250	0.247
伊方 3	0.211	0.193	浜岡 2	0.257	0.256
玄海 1	0.234	0.234	浜岡 3	0.278	0.276
玄海 2	0.265	0.265	浜岡 4	0.279	0.278
玄海 3	0.221	0.230	志賀 1	0.201	0.203
玄海 4	0.214	0.216	島根 1	0.250	0.240
川内 1	0.304	0.304	島根 2	0.229	0.211
川内 2	0.298	0.298	東海第二	0.451	0.452
敦賀 2	0.215	0.216	敦賀 1	0.213	0.213

表 5: 原子力発電所の主要な建屋・構築物および機器・配管類の固有周期の典型例 [sec]

PWR(例)の代表機器名	固有周期
原子炉容器	0.055
使用済燃料ラック	0.042
制御棒駆動装置	0.063
ほう酸タンク	0.078
余熱除去冷却器	0.037
海水ポンプ	0.050
原子炉補機冷却水冷却器	0.041
格納容器スプレイ冷却器	0.037
原子炉格納容器 (PCCV)	0.214
BWR(例)の代表機器名	固有周期
原子炉圧力容器	0.085
使用済燃料貯蔵ラック	0.092
制御棒駆動系水圧制御ユニット	0.043
高圧炉心注水系ポンプ	0.036
残留熱除去系熱交換器	0.032
残留熱除去系ポンプ	0.035
原子炉補機冷却水系熱交換器	0.036
原子炉補機冷却海水ポンプ	0.144
主蒸気逃がし安全弁自動減圧機能用アキュムレータ	0.031
可燃性ガス濃度制御系再結合装置	0.049
原子炉格納容器	0.444

表 6: 伊方原子力発電所 1~3 号機の主要な建屋・構築物および機器・配管の固有周期 [sec][41]

対象設備 (項目)	1号機	2号機	3号機
原子炉容器 (支持構造物)	0.065	0.063	0.053
蒸気発生器 (支持構造物)	0.127	0.066	0.112
炉内構造物 (炉心そう)	0.065	0.063	0.053
一次冷却材管 (本体)	0.127	0.066	0.112
余熱除去ポンプ (基礎ボルト)	≤0.05	≤0.05	≤0.05
余熱除去設備配管 (本体)	0.043	0.083	0.085
原子炉格納容器 (本体)	0.137	0.153	0.163
原子炉建屋 (外周壁)	0.239	0.188	0.193
制御棒クラスタ駆動装置	0.061	0.061	0.063
制御棒クラスタ案内管	0.041	0.040	0.035
燃料集合体	0.357	0.333	0.270

表 7: 四国電力等によるこれまでに評価された中央構造線断層帯の断層パラメータ (その 1)

断層パラメータ	1984 年設置許可申請時と 1997 年基準地震動再評価時のモデル [54] (小林・翠川の手法により、11.0, 25.0, 27.0, 46.0, 55.0, 77.0km の 6 通りについて評価しているが 4 通りのみ記載する)			
傾斜角	90 度			
断層長さ $L$	25.0 km	46.0 km	55.0 km	77.0 km
断層幅 $W = L/2$ *1	12.5 km	23.0 km	27.5 km	30.0 km
断層面積 $S$	312.5 km <sup>2</sup>	1058.0 km <sup>2</sup>	1512.5 km <sup>2</sup>	2310.0 km <sup>2</sup>
断層上端深さ	2.0 km			
破壊開始点	北東端 1 箇所			
破壊伝播方式	一方向伝播			
地震モーメント $M_0$ *1 ( )内は断層モデルレシビによる *2	$2.63 \times 10^{19}$ N·m ( $5.25 \times 10^{18}$ )	$1.52 \times 10^{20}$ ( $6.23 \times 10^{19}$ )	$2.54 \times 10^{20}$ ( $1.27 \times 10^{20}$ )	$5.82 \times 10^{20}$ ( $2.97 \times 10^{20}$ )
マグニチュード *3 ( )内は断層モデルレシビによる *2	M7.4, $M_w$ 6.9 (M6.8, $M_w$ 6.4)	M8.1, $M_w$ 7.4 (M7.8, $M_w$ 7.1)	M8.3, $M_w$ 7.5 (M8.0, $M_w$ 7.3)	M8.6, $M_w$ 7.8 (M8.3, $M_w$ 7.6)
剛性率 $\mu$	$4.0 \times 10^{10}$ N/m <sup>2</sup>			
平均すべり量 $D$ *4 ( )内は断層長さから得た $M$	210 cm (M7.2)	360 cm (M7.6)	420 cm (M7.7)	630 cm (M8.0)
平均破壊伝播速度 $V_r$	2.5 km/s			
ライズタイム $t_r$ *5	2.1 sec	3.8 sec	4.6 sec	5.6 sec

\*1: 四国電力は、1984 年伊方 3 号炉設置 (変更) 許可申請および 1997 年基準地震動再評価においては、断層面積から地震モーメントを求める現在の断層モデルによる方法ではなく、当時の小林・翠川の手法によって求めている。すなわち、平均すべり量を松田 (1975) の式  $\log_{10} D = 0.6M - 4.0$  で求め、地震モーメントを  $M_0 = \mu DS$  で求めている。また、断層幅を Geller(1976)[8] の式  $W = L/2$  で求めているため、断層面積が大きくなりすぎている。これらのため、地震モーメントの値は括弧内に示した現在の断層モデルのレシビによる値よりかなり大きくなっている。

\*2: 現在の断層モデルレシビによる地震モーメントは、断層面積  $S$  と地震モーメント  $M_0$  の関係式  $S = 2.23 \times 10^{-15} M_0^{2/3}$  ( $M_0 \leq 7.5 \times 10^{18}$  N·m);  $4.24 \times 10^{-11} M_0^{1/2}$  ( $M_0 \geq 7.5 \times 10^{18}$  N·m), より得られる。ただし、この式中の  $M_0$  の単位は dyn·cm であり、1N·m =  $10^7$  dyn·cm の関係がある。上表の括弧内の地震モーメントの値は、表中の断層面積より、この方法を用いて求めた。

\*3: 気象庁マグニチュード  $M$  の値は、 $M = (\log_{10} M_0 - 10.72) / 1.17$  より求めた。モーメントマグニチュード  $M_w$  の値は、四国電力が  $M_w = (2/3)(\log_{10} M_0 - 9.1)$  より求めている (ただし、ここでの  $M_0$  の単位はいずれの場合も N·m である)。

\*4: 四国電力は「\*1」で示したように、断層長さ  $L$  から松田式  $\log_{10} L = 0.6M - 2.9$  で気象庁マグニチュード  $M$  を求め、平均すべり量を  $\log_{10} D = 0.6M - 4.0$  で求めている。参考のため、断層長さから求めた気象庁マグニチュードの値を括弧内に示しておいた。

\*5: 四国電力は、ライズタイムを Geller(1976)[8] の式  $t_r = 16S^{0.5} / (7\pi^{1.5} V_r)$  で求めている。

表 8: 四国電力等によるこれまでに評価された中央構造線断層帯の断層パラメータ (その 2)

断層パラメータ	1997 年基準地震動再評価時の一様断層モデル (アスペリティ無) (27.0, 46.0, 55.0, 77.0km の 4 通りだけで 25km は無)[51, 7, 54]			
傾斜角	90 度			
断層長さ $L$	27.0 km	46.0 km	55.0 km	77.0 km
断層幅 $W = L/2$ *1	13.5 km	23.0 km	27.5 km	30.0 km
断層面積 $S$	364.5 km <sup>2</sup>	1058.0 km <sup>2</sup>	1512.5 km <sup>2</sup>	2310.0 km <sup>2</sup>
断層上端深さ	2.0 km			
破壊開始点	北東端 1 箇所			
破壊伝播方式	同心円状 (放射状)			
地震モーメント $M_0$ *1 ( ) 内は断層モデルレシビによる *2	$3.06 \times 10^{19}$ N·m ( $7.39 \times 10^{18}$ )	$1.52 \times 10^{20}$ ( $6.23 \times 10^{19}$ )	$2.54 \times 10^{20}$ ( $1.27 \times 10^{20}$ )	$5.82 \times 10^{20}$ ( $2.97 \times 10^{20}$ )
マグニチュード *3 ( ) 内は断層モデルレシビによる *2	M7.5, $M_w$ 6.9 (M7.0, $M_w$ 6.5)	M8.1, $M_w$ 7.4 (M7.8, $M_w$ 7.1)	M8.3, $M_w$ 7.5 (M8.0, $M_w$ 7.3)	M8.6, $M_w$ 7.8 (M8.3, $M_w$ 7.6)
剛性率 $\mu$	$4.0 \times 10^{10}$ N/m <sup>2</sup>			
平均すべり量 $D$ *4 ( ) 内は断層長さから得た $M$	210 cm (M7.2)	360 cm (M7.6)	420 cm (M7.7)	630 cm (M8.0)
平均応力降下量 $\Delta\sigma$ *5	5.0 MPa			
平均破壊伝播速度 $V_r$	2.5 km/s			
ライズタイム $t_r$ *6	2.2 sec	3.8 sec	4.6 sec	5.6 sec

\*1: 四国電力は、1997 年基準地震動再評価では、表 8 の小林・翠川の手法の他に、本表のようなアスペリティを考慮しない一様断層モデルを対象とした波形合成法による地震動評価も行っている。その際の断層パラメータ設定法は小林・翠川の手法による設定法をそのまま踏襲している。すなわち、平均すべり量を松田 (1975) の式  $\log_{10} D = 0.6M - 4.0$  で求め、地震モーメントを  $M_0 = \mu DS$  で求めている。また、断層幅を Geller(1976)[8] の式  $W = L/2$  で求めているため、断層面積が大きくなりすぎている。これらのため、地震モーメントの値は括弧内に示した現在の断層モデルのレシビによる値よりかなり大きくなっている。また、波形合成の際には震源断層面を格子状に切った各要素断面で要素地震波が発生すると想定するが、その要素地震として 1988 年 7 月 29 日に発生した M5.1 の伊予灘地震 (図 22 の No.4) を用いている。この地震は敷地前面海域断層群の断層面上で発生したのではなく、震央距離 28km、深さ 53km で起きた海洋プレート内地震 (スラブ内地震) であり、スラブ内地震では応力降下量が大きく、短周期地震波が大きい。現に、この地震の応力降下量は 20 MPa と評価されており (表 9 の 2001 年非一様断層モデルの要素地震と同じ)、想定震源断層の断層平均応力降下量の 4 倍と大きい。ところが、波形合成の際、この比に応じて要素地震波が小さく設定されるため、地震動が過小評価されるおそれがある。

\*2: 現在の断層モデルレシビによる地震モーメントは、断層面積  $S$  と地震モーメント  $M_0$  の関係式  $S = 2.23 \times 10^{-15} M_0^{2/3}$  ( $M_0 \leq 7.5 \times 10^{18}$  N·m);  $4.24 \times 10^{-11} M_0^{1/2}$  ( $M_0 \geq 7.5 \times 10^{18}$  N·m)、より得られる。ただし、この式中の  $M_0$  の単位は dyn·cm であり、1N·m =  $10^7$  dyn·cm の関係がある。上表の括弧内の地震モーメントの値は、表中の断層面積より、この方法を用いて求めた。

\*3: 気象庁マグニチュード  $M$  の値は、 $M = (\log_{10} M_0 - 10.72) / 1.17$  より求めた。モーメントマグニチュード  $M_w$  の値は、四国電力が  $M_w = (2/3)(\log_{10} M_0 - 9.1)$  より求めている (ただし、ここでの  $M_0$  の単位はいずれの場合も N·m である)。

\*4: 四国電力は「\*1」で示したように、断層長さ  $L$  から松田式  $\log_{10} L = 0.6M - 2.9$  で気象庁マグニチュード  $M$  を求め、平均すべり量を  $\log_{10} D = 0.6M - 4.0$  で求めている。参考のため、断層長さから求めた気象庁マグニチュードの値を括弧内に示しておいた。

\*5: 四国電力は、佐藤 (1989)[38] が日本の全地震データから平均応力降下量を約 5.0MPa と導いていることから、アスペリティ無の一様断層モデルにおける平均応力降下量を  $\Delta\sigma = 5.0$ MPa と設定している。ちなみに、佐藤 (1989) は、海洋プレート間地震、海洋プレート内地震および内陸地殻内地震のすべてを含む国内の地震データを用いて、 $\log_{10} S = (2/3) \log_{10} M_0 - 14.9$  または  $S = 1.26 \times 10^{-15} M_0^{2/3}$  ( $M_0$  の単位は dyn·cm) を導き、 $\Delta\sigma = 7\pi^{3/2} M_0 / (16S^{3/2})$  にこれらの関係を代入して、 $\Delta\sigma \approx 5.0$ MPa を導出している ([38], pp.82-90)。

\*6: 四国電力は、ライズタイムを Geller(1976)[8] の式  $t_r = 16S^{0.5} / (7\pi^{1.5} V_r)$  で求めている。

表 9: 四国電力等によるこれまでに評価された中央構造線断層帯の断層パラメータ (その 3)

断層パラメータ	2001 年非一様断層モデル [7, 54]		2003 年長期評価対応モデル [40]		
	波形合成法: 46km モデル		伊予灘中央構造線断層帯 130km		
	想定地震	要素地震 *1	波形合成法	小林・翠川の手法	
傾斜角	90 度				
断層長さ $L$	46 km	—	130 km		
断層幅 $W$	18 km *2	—	25 km		
断層面積 $S$	828.0 km <sup>2</sup>	—	3250 km <sup>2</sup>		
断層上端深さ	2.0 km	—	2.0 km		
破壊開始点	北東端 1 箇所	—	北東端 1 箇所		
破壊伝播方式	同心円状 (放射状)	—	同心円状 (放射状)		
地震モーメント $M_0$ ( )内は断層モデルレシビによる	$2.57 \times 10^{19}$ N·m *3 ( $3.81 \times 10^{19}$ )	$5.63 \times 10^{15}$ → $7.04 \times 10^{17}$	$3.25 \times 10^{20}$ N·m *7 ( $5.87 \times 10^{20}$ )		
マグニチュード ( )内は断層モデルレシビによる	M7.4, $M_w$ 6.9 (M7.6, $M_w$ 7.0)	M5.1	— (M8.6, $M_w$ 7.8)		
剛性率 $\mu$	$4.0 \times 10^{10}$ N/m <sup>2</sup>	$4.0 \times 10^{10}$ N/m <sup>2</sup>	$4.0 \times 10^{10}$ N/m <sup>2</sup>		
平均すべり量 $D$	99 cm *4	—	250 cm *7		
平均応力降下量 $\Delta\sigma$	5.0 MPa *5	20 MPa	2.55 MPa *8	—	
平均破壊伝播速度 $V_r$	2.5 km/s	—	2.5 km/s		
ライズタイム $t_r$	—	—	—	3.5 sec	
短周期レベル $A$	—	—	—	—	
アスぺリティ	地震モーメント $M_{0a}$	$1.86 \times 10^{19}$ N·m *3	—	$1.43 \times 10^{20}$ N·m	—
	面積 $S_a$	243.0 km <sup>2</sup> *6	—	715 km <sup>2</sup> *8	—
	平均すべり量 $D_a$	191 cm *4	—	500 cm *7	—
	応力降下量 $\Delta\sigma_a$	10.0 MPa *5	—	11.6 MPa *8	—
背景領域	地震モーメント $M_{0b}$	$7.10 \times 10^{18}$ N·m *3	—	$1.82 \times 10^{20}$ N·m	—
	面積 $S_b$	585.0 km <sup>2</sup>	—	2535 km <sup>2</sup>	—
	平均すべり量 $D_b$	30 cm *4	—	179.5 cm	—
	実効応力 $\sigma_b$	1.5 MPa *5	—	2.3 MPa	—

- \*1: 波形合成法で要素地震として用いた地震は 1988 年 7 月 29 日に北緯 33.678, 東経 132.508, 震源深さ 53km で生じたスラブ内地震 (M5.1) であり, 伊方原発との震央距離は 28.0km, 震源距離は 59.8km である。この要素地震は波形合成法で用いられているが, 本来は震源断層面内で起きた小地震による地震観測波形を用いなければ伝播経路特性を正しく反映させることができない。そればかりか, スラブ内地震と内陸地殻内地震とは応力降下量が上表のように 4 倍大きいので, 波形合成の際に地震波の振幅が小さく評価されてしまう。この要素地震を内陸地殻内地震の波形合成に用いるのは妥当とはいえない。要素地震の  $M_0$  は観測値を 5<sup>3</sup> 倍して  $7.04 \times 10^{17}$  N·m とし, 経験的グリーン関数の  $M_0$  として用いている。
- \*2: 断層幅は, 一様断層モデルの場合に用いた  $W = L/2$  ではなく, 「P 波速度構造から上部地殻 (厚さ 18km) を地震発生層とし」 ([54], p.67),  $W = 18$ km としている。
- \*3: Somerville et al.(1993)[52] が北西アメリカの 12 の地震データから得た式  $S = 2.05 \times 10^{-15} M_0^{2/3}$  で  $M_0$  を求め, アスぺリティと背景領域については,  $M_{0a} = \mu D_a S_a$  と  $M_{0b} = M_0 - M_{0a}$  の式より求めている。ちなみに, Somerville et al.(1993) は, 日本国内の 8 の地震データから  $S = 1.09 \times 10^{-15} M_0^{2/3}$  という関係式をも導き, 「日本の地殻内地震の断層面積は北西アメリカの地震の 0.53 倍」だと指摘している。この点は注目すべきであるが, 四国電力は国内データから得られた関係式を無視し, 北西アメリカのデータから得られた関係式を用いている。
- \*4: Somerville et al.(1993)[52] が北西アメリカの 12 の地震データから得た式  $D = 1.55 \times 10^{-7} M_0^{1/3}$ ,  $D_a = 3.0 \times 10^{-7} M_0^{1/3}$  を用い, 背景領域は  $D_b = M_{0b}/(\mu S_b)$  で求めている。日本国内データでは, 1.55 が 2.88, 3.0 が 4.38 になる。
- \*5: 表 8 と同様に  $\Delta\sigma = 5.0$ MPa とし,  $\Delta\sigma_a = (D_a/D)\Delta\sigma \approx 2\Delta\sigma$ ,  $\Delta\sigma_b = (D_b/D)\Delta\sigma$  としている。
- \*6: Somerville et al.(1993)[52] が北西アメリカの地震データから  $S_a = 0.26S$  の関係を示していることから, 四国電力はこの式で  $S_a = 215$ km<sup>2</sup> を求め, これを 3km 四方の格子で構成するため, 9 個の格子からなる 9km 四方のアスぺリティを 3 個設定し,  $S_a = 9 \times 9 \times 3 = 243$ km<sup>2</sup> としている。結果として,  $S_a/S = 0.29$  になっている。
- \*7: 地震調査研究推進本部が長期評価で川上断層 ~ 佐田岬北西沖の活動を「2~3m 程度の右横ずれ」と評価していることから, 四国電力は,  $D = 250$ cm と  $D_a = 2D = 500$ cm をまず設定し, 地震モーメント  $M_0 = \mu DS$  を求めている。
- \*8: 四国電力は無限長垂直横ずれ断層とみなして断層平均応力降下量を  $\Delta\sigma = 2\mu D/(\pi W)$  で求めている。アスぺリティの平均応力降下量は  $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$  および  $S_a = 0.22S$  より求めている。断層モデルのレシビに  $M_0 = 3.25 \times 10^{20}$  N·m および  $S = 3250$ km<sup>2</sup> を適用すれば,  $\Delta\sigma = (7/16)M_0/(\pi S)^{3/2} = 4.3$ MPa,  $\Delta\sigma_a = \Delta\sigma/0.22 = 19.5$ MPa と大きくなる。

表 10: 中央構造線断層帯における「敷地前面海域の断層群 (約 42km)」の断層パラメータ

断層パラメータ	断層モデルで M7.3 とした場合		松田式で M7.5 とした場合		
	A 法	$S_a/S = 0.22$ 法	A 法	$S_a/S = 0.22$ 法	
走向	N57E				
傾斜角 $\theta$	90 度				
断層長さ $L$	42.0 km (松田式では M7.5 相当)				
断層幅 $W$	13.0 km				
断層面積 $S = LW$	546.0 km <sup>2</sup>				
断層上・下端深さ	2 km・15 km				
破壊開始点	断層下端 3 種類 (西下端・中央下端・東下端)				
破壊伝播方式	同心円状 (放射状) と推定される				
地震モーメント $M_0$	1.66 × 10 <sup>19</sup> N・m		3.13 × 10 <sup>19</sup>		
マグニチュード	M7.3, $M_w$ 6.7 (四電: M7.1, $M_w$ 6.7)		M7.5, $M_w$ 6.9		
平均すべり量 $D = M_0/(\mu S)$	76 cm		143		
剛性率 $\mu = \rho\beta^2$	4.00 × 10 <sup>10</sup> 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 $\Delta\sigma = (7/16)M_0(\pi/S)^{2/3}$ (四電: 楕円クラック式)	3.17 MPa (四電: 2.22 MPa)		6.0		
短周期レベル $A$	1.35 × 10 <sup>19</sup> N・m/s <sup>2</sup> (四電: 1.03 × 10 <sup>19</sup> N・m/s <sup>2</sup> )		1.67 × 10 <sup>19</sup>		
全体 アスぺリティ	面積 $S_a = \pi r^2$	123.4 km <sup>2</sup>	120.1 km <sup>2</sup>	287.4 *2	120.1
	地震モーメント $M_{0a} = \mu D_a S_a$	7.50 × 10 <sup>18</sup> N・m	7.30 × 10 <sup>18</sup>	—	1.38 × 10 <sup>19</sup>
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	14.0 MPa	14.4 MPa *1 (四電: 10.1)	—	27.1 [複数: 33.4] *1
	平均すべり量 $D_a = 2D$	152 cm	152 cm	—	286
第 1 アスぺリティ	面積 $S_{a1} = (16/22)S_a$	89.8 km <sup>2</sup>	87.4 km <sup>2</sup>	—	87.4
	地震モーメント $M_{0a1}$	6.10 × 10 <sup>18</sup> N・m	5.93 × 10 <sup>18</sup>	—	1.12 × 10 <sup>19</sup>
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	14.0 MPa	14.4 MPa *1 (四電: 10.1)	—	27.1 [複数: 33.4] *1
	平均すべり量 $D_{a1} = M_{0a1}/(\mu S_{a1})$	170 cm	170 cm	—	320
第 2 アスぺリティ	面積 $S_{a2} = (6/22)S_a$	33.7 km <sup>2</sup>	32.8 km <sup>2</sup>	—	32.8
	地震モーメント $M_{0a2}$	1.40 × 10 <sup>18</sup> N・m	1.36 × 10 <sup>17</sup>	—	2.57 × 10 <sup>18</sup>
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	14.0 MPa	14.4 MPa *1 (四電: 10.1)	—	27.1 [複数: 33.4] *1
	平均すべり量 $D_{a2} = M_{0a2}/(\mu S_{a2})$	104 cm	104 cm	—	196
背景領域	地震モーメント $M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	9.09 × 10 <sup>18</sup> N・m	9.29 × 10 <sup>18</sup>	—	1.75 × 10 <sup>19</sup>
	面積 $S_b = S - S_a$	422.6 km <sup>2</sup>	425.9 km <sup>2</sup>	—	425.9
	平均すべり量 $D_b = M_{0b}/(\mu S_b)$	54 cm	55 cm	—	103
	実効応力 $\sigma_b = 0.2\sigma_a$	2.8 MPa	2.9 MPa *1 (四電: 2.0)	—	5.4 [複数: 6.7] *1

注: 「A 法」とは短周期レベルからアスぺリティ総面積を求める方法で、「 $S_a/S = 0.22$  法」とはアスぺリティ総面積を断層面積の 22% に固定する方法である。四国電力は「 $S_a/S = 0.22$  法」を用いているが、断層平均応力降下量の算出式として楕円クラックモデルによる式を用いているため、レシピの円形クラック式による値より小さくなっている。気象庁マグニチュードが小さいのは、レシピの武村 (1990) の式を丸めた武村 (1998) の式を用いているからである。

\*1: 複数アスぺリティを考慮したレシピによれば、 $\Delta\sigma_a = \frac{\xi\Delta\sigma}{\sqrt{\gamma_s \sum_{i=1}^{N_a} (S_{ai}/S_a)}} = 17.8$  MPa,  $\sigma_b = 3.6$  MPa になる。ただし、

$\xi = \frac{D_a}{D} = 2$ ,  $\gamma_s = \frac{S_a}{S} = 0.22$ ,  $S_{a1} : S_{a2} = 16 : 6$ ,  $N_a = 2$ ,  $\Delta\sigma = 3.17$  MPa である。最右列 [複数: 値] はこの場合の値である。

\*2: 「A 法」では、アスぺリティ総面積が断層面積の 1/2 以上になるとアスぺリティの地震モーメントが震源断層全体の地震モーメントを越えるという矛盾が生じ、適用できない (今の場合、 $S_a/S = 0.526$ ,  $M_{0a} = 3.29 \times 10^{19}$  N・m  $>$   $M_0$ )。

表 11: 中央構造線断層帯における「敷地前面海域の断層群(約 42km : 傾斜角 30 度)」の断層パラメータ

断層パラメータ	断層モデルで M7.8 とした場合		松田式で M7.5 とした場合		
	A 法	$S_a/S = 0.22$ 法	A 法	$S_a/S = 0.22$ 法	
走向	N57E				
傾斜角 $\theta$	30 度				
断層長さ $L$	42.0 km (松田式では M7.5 相当)				
断層幅 $W$	26.0 km				
断層面積 $S = LW$	1092.0 km <sup>2</sup>				
断層上・下端深さ	2 km · 15 km				
破壊開始点	断層下端 3 種類 (西下端・中央下端・東下端)				
破壊伝播方式	同心円状(放射状)と推定される				
地震モーメント $M_0$	6.63 × 10 <sup>19</sup> N·m		3.13 × 10 <sup>19</sup>		
マグニチュード	M7.8, $M_w$ 7.1 (四電 : M7.6, $M_w$ 7.1)		M7.5, $M_w$ 6.9		
平均すべり量 $D = M_0/(\mu S)$	152 cm		72		
剛性率 $\mu = \rho\beta^2$	4.00 × 10 <sup>10</sup> 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 $\Delta\sigma = (7/16)M_0(\pi/S)^{2/3}$ (四電 : 楕円クラック式)	4.5 MPa (四電 : 3.3 MPa)		2.1		
短周期レベル A	2.15 × 10 <sup>19</sup> N·m/s <sup>2</sup> (四電 : 2.13 × 10 <sup>19</sup> N·m/s <sup>2</sup> )		1.67 × 10 <sup>19</sup>		
全体 アスぺリティ	面積 $S_a = \pi r^2$	391.9 km <sup>2</sup>	240.2 km <sup>2</sup>	143.7	240.2
	地震モーメント $M_{0a} = \mu D_a S_a$	4.76 × 10 <sup>19</sup> N·m	2.92 × 10 <sup>19</sup>	8.23 × 10 <sup>18</sup>	1.38 × 10 <sup>19</sup>
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	12.5 MPa	20.4 MPa *1 (四電 : 14.8)	16.0	9.6 [複数 : 11.8] *1
	平均すべり量 $D_a = 2D$	304 cm	304 cm	143	143
第 1 アスぺリティ	面積 $S_{a1} = (16/22)S_a$	285.0 km <sup>2</sup>	174.7 km <sup>2</sup>	104.5	174.7
	地震モーメント $M_{0a1}$	3.87 × 10 <sup>19</sup> N·m	2.37 × 10 <sup>19</sup>	6.69 × 10 <sup>18</sup>	1.12 × 10 <sup>19</sup>
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	12.5 MPa	20.4 MPa *1 (四電 : 14.8)	16.0	9.6 [複数 : 11.8] *1
	平均すべり量 $D_{a1} = M_{0a1}/(\mu S_{a1})$	340 cm	340 cm	160	160
第 2 アスぺリティ	面積 $S_{a2} = (6/22)S_a$	106.9 km <sup>2</sup>	65.5 km <sup>2</sup>	39.2	65.5
	地震モーメント $M_{0a2}$	8.89 × 10 <sup>18</sup> N·m	5.45 × 10 <sup>18</sup>	1.54 × 10 <sup>18</sup>	2.57 × 10 <sup>18</sup>
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	12.5 MPa	20.4 MPa *1 (四電 : 14.8)	16.0	9.6 [複数 : 11.8] *1
	平均すべり量 $D_{a2} = M_{0a2}/(\mu S_{a2})$	208 cm	208 cm	98	98
背景領域	地震モーメント $M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	1.87 × 10 <sup>19</sup> N·m	3.71 × 10 <sup>19</sup>	2.30 × 10 <sup>19</sup>	1.75 × 10 <sup>19</sup>
	面積 $S_b = S - S_a$	700.1 km <sup>2</sup>	851.8 km <sup>2</sup>	948.3	851.8
	平均すべり量 $D_b = M_{0b}/(\mu S_b)$	66.9 cm	109 cm	61	51
	実効応力 $\sigma_b = 0.2\sigma_a$	2.5 MPa	4.1 MPa *1 (四電 : 3.0)	3.2	1.9 [複数 : 2.4] *1

注 : 「A 法」とは短周期レベルからアスぺリティ総面積を求める方法で、「 $S_a/S = 0.22$  法」とはアスぺリティ総面積を断層面積の 22 % に固定する方法である。四国電力は「 $S_a/S = 0.22$  法」を用いているが断層平均応力降下量の算出式として楕円クラックモデルによる式を用いているため、レスピの円形クラック式による値より小さくなっている。気象庁マグニチュードが小さいのは、レスピの武村 (1990) の式を丸めた武村 (1998) の式を用いているからである。

\*1 : 複数アスぺリティを考慮したレスピによれば、 $\Delta\sigma_a = \frac{\xi\Delta\sigma}{\sqrt{\gamma_s} \sum_{i=1}^{N_a} (S_{ai}/S_a)} = 25.2 \text{ MPa}$ ,  $\sigma_b = 5.0 \text{ MPa}$  になる。ただし、

$\xi = \frac{D_a}{D} = 2$ ,  $\gamma_s = \frac{S_a}{S} = 0.22$ ,  $S_{a1} : S_{a2} = 16 : 6$ ,  $N_a = 2$ ,  $\Delta\sigma = 4.5 \text{ MPa}$  である。最右列 [複数 : 値] はこの場合の値である。

表 12: 中央構造線断層帯における「伊予セグメント」の断層パラメータ

断層パラメータ	断層モデルで M7.1 とした場合		松田式で M7.4 とした場合		
	A 法	$S_a/S = 0.22$ 法	A 法	$S_a/S = 0.22$ 法	
走向	N66E				
傾斜角 $\theta$	90 度				
断層長さ $L$	33.0 km (松田式では M7.4 相当)				
断層幅 $W$	13.0 km				
断層面積 $S = LW$	429.0 km <sup>2</sup>				
断層上・下端深さ	2 km・15 km				
破壊開始点	断層下端 3 種類 (西下端・中央下端・東下端)				
破壊伝播方式	同心円状 (放射状) と推定される				
地震モーメント $M_0$	1.02 × 10 <sup>19</sup> N・m		2.39 × 10 <sup>19</sup>		
マグニチュード	M7.1, $M_w$ 6.6 (四電: M6.9, $M_w$ 6.6)		M7.4, $M_w$ 6.9		
平均すべり量 $D = M_0/(\mu S)$	60 cm		139		
剛性率 $\mu = \rho\beta^2$	4.00 × 10 <sup>10</sup> 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 $\Delta\sigma = (7/16)M_0(\pi/S)^{2/3}$ (四電: 楕円クラック式)	2.81 MPa (四電: 1.95 MPa)		6.5		
短周期レベル $A$	1.15 × 10 <sup>19</sup> N・m/s <sup>2</sup> (四電: 7.99 × 10 <sup>18</sup> N・m/s <sup>2</sup> )		1.53 × 10 <sup>19</sup>		
アスぺリティ	面積 $S_a = \pi r^2$	82.6 km <sup>2</sup>	94.4 km <sup>2</sup>	255.4 *1	94.4
	地震モーメント $M_{0a} = \mu D_a S_a$	3.94 × 10 <sup>18</sup> N・m	4.50 × 10 <sup>18</sup>	—	1.05 × 10 <sup>19</sup>
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	14.6 MPa	12.8 MPa (四電: 8.9)	—	29.8
	平均すべり量 $D_a = 2D$	119 cm	119 cm	—	278
背景領域	地震モーメント $M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	6.30 × 10 <sup>18</sup> N・m	5.73 × 10 <sup>18</sup>	—	1.34 × 10 <sup>19</sup>
	面積 $S_b = S - S_a$	346.4 km <sup>2</sup>	334.6 km <sup>2</sup>	—	334.6
	平均すべり量 $D_b = M_{0b}/(\mu S_b)$	45 cm	43 cm	—	100
	実効応力 $\sigma_b = 0.2\sigma_a$	2.9 MPa	2.6 MPa (四電: 1.8)	—	6.0

注: 「A 法」とは短周期レベルからアスぺリティ総面積を求める方法で、「 $S_a/S = 0.22$  法」とはアスぺリティ総面積を断層面積の 22% に固定する方法である。四国電力は「 $S_a/S = 0.22$  法」を用いているが、断層平均応力降下量の算出式として楕円クラックモデルによる式を用いているため、レスピの円形クラック式による値より小さくなっている。気象庁マグニチュードが小さいのは、レスピの武村 (1990) の式を丸めた武村 (1998) の式を用いているからである。

マグニチュードは小数点以下第 1 位までが有効数字であり、小数点以下第 2 位を四捨五入している。たとえば、「M7.1,  $M_w$ 6.6」は「M7.09,  $M_w$ 6.61」を四捨五入している。松田式  $\log L = 0.6M - 2.9$  では断層長さ  $L$  からマグニチュード  $M$  を算出するが、このときも四捨五入している。たとえば、 $L = 33.0$  km では M7.36 を四捨五入して M7.4 としている。右列の  $M_0 = 2.39 \times 10^{19}$  N・m は M7.4 に対する地震モーメントであり、「M7.4,  $M_w$ 6.9」は「M7.40,  $M_w$ 6.85」を四捨五入して得た値である。

\*1: 「A 法」では、アスぺリティ総面積が断層面積の 1/2 以上になるとアスぺリティの地震モーメントが震源断層全体の地震モーメントを越えるという矛盾が生じ、適用できない (今の場合、 $S_a/S = 0.595$ ,  $M_{0a} = 2.84 \times 10^{19}$  N・m >  $M_0$ )。

表 13: 中央構造線断層帯における「川上セグメント」の断層パラメータ

断層パラメータ	断層モデルで M7.4 とした場合		松田式で M7.7 とした場合		
	A 法	$S_a/S = 0.22$ 法	A 法	$S_a/S = 0.22$ 法	
走向	N67E				
傾斜角 $\theta$	90 度				
断層長さ $L$	51.0 km (松田式では M7.7 相当)				
断層幅 $W$	13.0 km				
断層面積 $S = LW$	663.0 km <sup>2</sup>				
断層上・下端深さ	2 km · 15 km				
破壊開始点	断層下端 3 種類 (西下端・中央下端・東下端)				
破壊伝播方式	同心円状 (放射状) と推定される				
地震モーメント $M_0$	2.45 × 10 <sup>19</sup> N·m		5.36 × 10 <sup>19</sup>		
マグニチュード	M7.4, $M_w$ 6.9 (四電: M7.2, $M_w$ 6.9)		M7.7, $M_w$ 7.1		
平均すべり量 $D = M_0/(\mu S)$	92 cm		202		
剛性率 $\mu = \rho\beta^2$	4.00 × 10 <sup>10</sup> 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 $\Delta\sigma = (7/16)M_0(\pi/S)^{2/3}$ (四電: 楕円クラック式)	3.49 MPa (四電: 2.50 MPa)		7.6		
短周期レベル $A$	1.54 × 10 <sup>19</sup> N·m/s <sup>2</sup> (四電: 1.27 × 10 <sup>19</sup> N·m/s <sup>2</sup> )		2.00 × 10 <sup>19</sup>		
アスぺリティ全体	面積 $S_a = \pi r^2$	170.6 km <sup>2</sup>	145.9 km <sup>2</sup>	485.5 *2	145.9
	地震モーメント $M_{0a} = \mu D_a S_a$	1.26 × 10 <sup>19</sup> N·m	1.08 × 10 <sup>19</sup>	—	2.36 × 10 <sup>19</sup>
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	13.6 MPa	15.9 MPa *1 (四電: 11.4)	—	34.8 [複数: 42.7] *1
	平均すべり量 $D_a = 2D$	184 cm	184 cm	—	404
第1アスぺリティ	面積 $S_{a1} = (16/22)S_a$	124.1 km <sup>2</sup>	106.1 km <sup>2</sup>	—	106.1
	地震モーメント $M_{0a1}$	1.02 × 10 <sup>19</sup> N·m	8.75 × 10 <sup>18</sup>	—	1.92 × 10 <sup>19</sup>
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	13.6 MPa	15.9 MPa *1 (四電: 11.4)	—	34.8 [複数: 42.7] *1
	平均すべり量 $D_{a1} = M_{0a1}/(\mu S_{a1})$	206.2 cm	206 cm	—	452
第2アスぺリティ	面積 $S_{a2} = (6/22)S_a$	46.5 km <sup>2</sup>	39.8 km <sup>2</sup>	—	39.8
	地震モーメント $M_{0a2}$	2.35 × 10 <sup>18</sup> N·m	2.01 × 10 <sup>18</sup>	—	4.40 × 10 <sup>18</sup>
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	13.6 MPa	15.9 MPa *1 (四電: 11.4)	—	34.8 [複数: 42.7] *1
	平均すべり量 $D_{a2} = M_{0a2}/(\mu S_{a2})$	126 cm	126 cm	—	277
背景領域	地震モーメント $M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	1.19 × 10 <sup>19</sup> N·m	1.37 × 10 <sup>19</sup>	—	3.00 × 10 <sup>19</sup>
	面積 $S_b = S - S_a$	492.4 km <sup>2</sup>	517.1 km <sup>2</sup>	—	517.1
	平均すべり量 $D_b = M_{0b}/(\mu S_b)$	60 cm	66 cm	—	145
	実効応力 $\sigma_b = 0.2\sigma_a$	2.7 MPa	3.2 MPa *1 (四電: 2.3)	—	7.0 [複数: 8.5] *1

注: 「A 法」とは短周期レベルからアスぺリティ総面積を求める方法で, 「 $S_a/S = 0.22$  法」とはアスぺリティ総面積を断層面積の 22% に固定する方法である. 四国電力は「 $S_a/S = 0.22$  法」を用いているが, 断層平均応力降下量の算出式として楕円クラックモデルによる式を用いているため, レシピの円形クラック式による値より小さくなっている. 気象庁マグニチュードが小さいのは, レシピの武村 (1990) の式を丸めた武村 (1998) の式を用いているからである.

\*1: 複数アスぺリティを考慮したレシピによれば,  $\Delta\sigma_a = \frac{\xi\Delta\sigma}{\sqrt{\gamma_s \sum_{i=1}^{N_a} (S_{ai}/S_a)}} = 19.5 \text{ MPa}$ ,  $\sigma_b = 3.9 \text{ MPa}$  になる. ただし,

$\xi = \frac{D_a}{D} = 2$ ,  $\gamma_s = \frac{S_a}{S} = 0.22$ ,  $S_{a1} : S_{a2} = 16 : 6$ ,  $N_a = 2$ ,  $\Delta\sigma = 3.49 \text{ MPa}$  である. 最右列 [複数: 値] はこの場合の値である.

\*2: 「A 法」では, アスぺリティ総面積が断層面積の 1/2 以上になるとアスぺリティの地震モーメントが震源断層全体の地震モーメントを越えるという矛盾が生じ, 適用できない (今の場合,  $S_a/S = 0.732$ ,  $M_{0a} = 7.85 \times 10^{19} \text{ N}\cdot\text{m} > M_0$ ).

表 14: 中央構造線断層帯の「石鎚山脈北縁西部-伊予灘区間(約 130km)」の断層パラメータ

断層パラメータ	断層モデルで M8.1 とした場合		松田式で M8.3 とした場合		
	A 法	$S_a/S = 0.22$ 法	A 法	$S_a/S = 0.22$ 法	
傾斜角 $\theta$	90 度				
断層長さ $L$	126.0 km (松田式では M8.3 相当)				
断層幅 $W$	13.0 km				
断層面積 $S = LW$	1638.0 km <sup>2</sup>				
断層上・下端深さ	2 km・15 km				
破壊開始点	断層東下端 1 種類				
破壊伝播方式	同心円状(放射状)と推定される				
地震モーメント $M_0$	1.49 × 10 <sup>20</sup> N·m (四電: 5.13 × 10 <sup>19</sup> N·m)		2.70 × 10 <sup>20</sup>		
マグニチュード	M8.1, $M_w$ 7.4 (四電: M7.5, $M_w$ 7.1)		M8.3, $M_w$ 7.6		
平均すべり量 $D = M_0/(\mu S)$	228 cm (四電: 78 cm)		412		
剛性率 $\mu = \rho\beta^2$	4.00 × 10 <sup>10</sup> 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 $\Delta\sigma = (7/16)M_0(\pi/S)^{2/3}$ (四電: 楕円クラック式)	5.5 MPa (四電: 1.95~2.50MPa) *3		9.9		
短周期レベル $A$	2.81 × 10 <sup>19</sup> N·m/s <sup>2</sup> (四電: 1.97 × 10 <sup>19</sup> N·m/s <sup>2</sup> ) *3		3.42 × 10 <sup>19</sup>		
アスぺリティ全体	面積 $S_a = \pi r^2$	770.2 km <sup>2</sup>	360.4 km <sup>2</sup>	1696.0 *2	360.4
	地震モーメント $M_{0a} = \mu D_a S_a$ : 下段( )内は四国電力	1.40 × 10 <sup>20</sup> N·m	6.57 × 10 <sup>19</sup> (2.26 × 10 <sup>19</sup> )	—	1.19 × 10 <sup>20</sup>
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$ : 下段( )内は四国電力	11.7 MPa	24.9 MPa *1 (8.9~11.4) *3	—	45.1 [複数: 88.6] *1
	平均すべり量 $D_a = 2D$	456 cm	456 cm (四電: 157)	—	823
背景領域	地震モーメント $M_{0b} = M_0 - M_{0a}$ : 下段( )内は四国電力	8.89 × 10 <sup>18</sup> N·m	8.36 × 10 <sup>19</sup> (2.87 × 10 <sup>19</sup> )	—	1.51 × 10 <sup>20</sup>
	面積 $S_b = S - S_a$	867.8 km <sup>2</sup>	1277.6 km <sup>2</sup>	—	1277.6
	平均すべり量 $D_b = M_{0b}/(\mu S_b)$	26 cm	164 cm (四電: 56)	—	296
	実効応力 $\sigma_b = 0.2\sigma_a$	2.3 MPa	5.0 MPa *1 (四電: 2.3)	—	9.0 [複数: 17.7] *1

注: 四国電力は、中央構造線断層帯の「石鎚山脈北縁西部-伊予灘区間(約 130km)」の地震モーメントを求める際、断層帯を構成する「敷地前面海域の断層群」、「伊予セグメント」、「川上セグメント」の 3 断層の地震モーメントを単純加算している。これは断層モデルのスケール則 ( $7.5 \times 10^{18} \text{N}\cdot\text{m} \leq M_0 \leq 7.5 \times 10^{20} \text{N}\cdot\text{m}$  では  $M_0$  は  $S$  の 2 乗に比例して増大する) を無視しており、地震規模を過小評価している。その結果、3 断層を個別に評価した断層モデルからの地震波を単純に足し合わせるだけの評価になっており、3 断層が一体になってより大きな地震として動く場合の地震動を過小評価することになる。地震モーメントが  $7.5 \times 10^{20} \text{N}\cdot\text{m}$  を超える「金剛山地東縁-伊予灘区間(約 360km)」のより長大な中央構造線断層帯を考える場合には妥当だが、「石鎚山脈北縁西部-伊予灘区間(約 130km)」を扱う場合には不適切である。ちなみに、Scholtz(2002)によれば、 $M_0 > 7.5 \times 10^{20} \text{N}\cdot\text{m}$  では、 $S[\text{km}^2] = 5.30 \times 10^{-25} M_0[\text{dyn}\cdot\text{cm}]$  が成り立ち、 $M_0$  は  $S$  に比例するとされているが、レシピでは「長大な断層についてはまだ研究段階である」として採用されていない。

\*1: 中央構造線断層帯には 3 断層で計 5 個のアスぺリティがあり、複数アスぺリティを考慮したレシピによれば、

$$\Delta\sigma_a = \frac{\xi\Delta\sigma}{\sqrt{\gamma_s} \sum_{i=1}^{N_a} (S_{ai}/S_a)} = 49.0 \text{ MPa}, \sigma_b = 9.8 \text{ MPa}$$
 になる。この方法ではアスぺリティの個数が増えるほど応力降下量が大きくなるため、このような長大な断層帯にそのまま適用するのは適切ではない。最右列 [複数: 値] はこの場合の値だが、過大になっており、あくまで参考値である。

\*2: 「A 法」では、アスぺリティ総面積が断層面積の 1/2 以上になるとアスぺリティの地震モーメントが震源断層全体の地震モーメントを越えるという矛盾が生じ、適用できない(今の場合、 $S_a/S = 1.035, M_{0a} = 5.59 \times 10^{20} \text{N}\cdot\text{m} > M_0$ )。

\*3: 四国電力はカスケードモデルを使っており、これらの値を表示していないが、四国電力による各断層の値の範囲を示した。四国電力が各断層に用いた楕円クラック式を全体の断層帯に適用すると、 $M_0 = 5.13 \times 10^{19} \text{N}\cdot\text{m}$  に対し  $\Delta\sigma =$  約 3.0MPa、 $\Delta\sigma_a = \Delta\sigma/0.22 = 13.6 \text{ MPa}$  になり、いずれも各断層の値を超えてしまう。

表 15: 中央構造線断層帯の「石鎚山脈北縁西部－伊予灘区間(約 130km)」のアスペリティ評価

断層パラメータ		石鎚山脈北縁西部－伊予灘区間(約 130km)		
		敷地前面海域の断層群	伊予セグメント	川上セグメント
傾斜角 $\theta$		90 度		
断層長さ $L$		126.0 km (松田式では M8.3 相当)		
断層幅 $W$		13.0 km		
断層面積 $S = LW$		1638.0 km <sup>2</sup>		
断層上・下端深さ		2 km・15 km		
破壊開始点		断層東下端 1 種類		
破壊伝播方式		同心円状(放射状)と推定される		
地震モーメント $M_0$		1.49 × 10 <sup>20</sup> N·m (四電: 5.13 × 10 <sup>19</sup> N·m)		
マグニチュード		M8.1, M <sub>w</sub> 7.4 (四電: M7.5, M <sub>w</sub> 7.1)		
平均すべり量 $D = M_0/(\mu S)$		228 cm (四電: 78 cm)		
剛性率 $\mu = \rho\beta^2$		4.00 × 10 <sup>10</sup> N/m <sup>2</sup>		
S 波速度 $V_s$ (または $\beta$ )		3.5 km/s		
平均破壊伝播速度 $V_r = 0.72V_s$		2.5 km/s		
平均応力降下量 $\Delta\sigma = (7/16)M_0(\pi/S)^{2/3}$		5.5 MPa (四電: 1.95~2.50 MPa) *2		
短周期レベル $A$		2.81 × 10 <sup>19</sup> N·m/s <sup>2</sup> (四電: 1.97 × 10 <sup>19</sup> N·m/s <sup>2</sup> ) *3		
アスペリティ全体	面積 $S_a = \pi r^2$	360.4 km <sup>2</sup>		
	地震モーメント $M_{0a} = \mu D_a S_a$	6.57 × 10 <sup>19</sup> N·m (四電: 2.26 × 10 <sup>19</sup> )		
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	24.9 MPa *1 (四電: 8.9~11.4) *2		
	平均すべり量 $D_a = 2D$	456 cm (四電: 157)		
第1アスペリティ	面積 $S_{a1} = (16/22)S_a$	87.4 km <sup>2</sup>	94.4	106.1
	地震モーメント $M_{0a1}$ : 下段( )内は四国電力	1.64 × 10 <sup>19</sup> N·m (5.93 × 10 <sup>18</sup> )	1.84 × 10 <sup>19</sup> (4.50 × 10 <sup>18</sup> )	2.20 × 10 <sup>19</sup> (8.75 × 10 <sup>18</sup> )
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	24.9 MPa *1 (四電: 10.1)	24.9 *1 (四電: 8.9)	24.9 *1 (四電: 11.4)
	平均すべり量 $D_{a1} = M_{0a1}/(\mu S_{a1})$	470 cm (四電: 170)	489 (四電: 119)	518 (四電: 206)
第2アスペリティ	面積 $S_{a2} = (6/22)S_a$	32.8 km <sup>2</sup>		39.8
	地震モーメント $M_{0a2}$ : 下段( )内は四国電力	3.80 × 10 <sup>18</sup> N·m (1.36 × 10 <sup>17</sup> )		5.05 × 10 <sup>18</sup> (2.01 × 10 <sup>18</sup> )
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	24.9 MPa *1 (四電: 10.1)		24.9 *1 (四電: 11.4)
	平均すべり量 $D_{a2} = M_{0a2}/(\mu S_{a2})$	289 cm (四電: 104)		317 (四電: 126)
背景領域	地震モーメント $M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	8.36 × 10 <sup>19</sup> N·m (四電: 2.87 × 10 <sup>19</sup> N·m)		
	面積 $S_b = S - S_a$	1277.6 km <sup>2</sup>		
	平均すべり量 $D_b = M_{0b}/(\mu S_b)$	164 cm (四電: 56 cm)		
	実効応力 $\sigma_b = 0.2\sigma_a$	5.0 MPa *1 (四電: 2.3 MPa)		

注: 四国電力は、中央構造線断層帯の「石鎚山脈北縁西部－伊予灘区間(約 130km)」の地震モーメントを求める際、断層帯を構成する「敷地前面海域の断層群」、「伊予セグメント」、「川上セグメント」の3断層の地震モーメントを単純加算している。これは断層モデルのスケーリング則 ( $7.5 \times 10^{18} \text{N}\cdot\text{m} \leq M_0 \leq 7.5 \times 10^{20} \text{N}\cdot\text{m}$  では  $M_0$  は  $S$  の2乗に比例して増大する) を無視しており、地震規模を過小評価している。その結果、3断層を個別に評価した断層モデルからの地震波を単純に足し合わせるだけの評価になっており、3断層が一体になってより大きな地震として動く場合の地震動を過小評価することになる。地震モーメントが  $7.5 \times 10^{20} \text{N}\cdot\text{m}$  を超える「金剛山地東縁－伊予灘区間(約 360km)」のより長大な中央構造線断層帯を考える場合には妥当だが、「石鎚山脈北縁西部－伊予灘区間(約 130km)」を扱う場合には不適切である。ちなみに、Scholtz(2002)によれば、 $M_0 > 7.5 \times 10^{20} \text{N}\cdot\text{m}$  では、 $S[\text{km}^2] = 5.30 \times 10^{-25} M_0[\text{dyn}\cdot\text{cm}]$  が成り立ち、 $M_0$  は  $S$  に比例するとされているが、レシピでは「長大な断層についてはまだ研究段階である」として採用されていない。

\*1: 複数アスペリティを考慮したレシピによれば、 $\Delta\sigma_a = 49.0 \text{MPa}$ 、 $\sigma_b = 9.8 \text{MPa}$  になる。この方法ではアスペリティの個数が増えるほど応力降下量が大きくなるため、長大な断層帯にそのまま適用するのは適切ではなく、参考値である。

\*2: 四国電力はこれらの値を表示していないため、四国電力による各断層の値の範囲を示した。楕円クラック式によれば、 $M_0 = 5.13 \times 10^{19} \text{N}\cdot\text{m}$  に対し  $\Delta\sigma = \text{約 } 3.0 \text{MPa}$ 、 $\Delta\sigma_a = \Delta\sigma/0.22 = 13.6 \text{MPa}$  になり、これらの値を超えてしまう。

表 16: レシビ修正モデルによる「敷地前面海域の断層群」と「伊予セグメント」の断層パラメータ

断層パラメータ		敷地前面海域の断層群		伊予セグメント	
		A 法	$S_a/S = 0.22$ 法	A 法	$S_a/S = 0.22$ 法
傾斜角 $\theta$		90 度		90 度	
断層長さ $L_{\text{model}}$		42.0 km → 47.0 km		33.0 km → 38.0 km	
断層幅 $W_{\text{model}}$		13.0 km → 15.0 km		13.0 km → 15.0 km	
断層面積 $S = L_{\text{model}}W_{\text{model}}$		705.0 km <sup>2</sup>		570.0 km <sup>2</sup>	
地震モーメント $M_0$		$3.13 \times 10^{19}$ N·m		$2.39 \times 10^{19}$	
マグニチュード		M7.5, $M_w$ 6.9		M7.4, $M_w$ 6.9	
平均すべり量 $D = M_0/(\mu S)$		111 cm		202	
剛性率 $\mu = \rho\beta^2$		$4.00 \times 10^{10}$ 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 $\Delta\sigma = (7/16)M_0(\pi/S)^{2/3}$		4.1 MPa		4.3	
短周期レベル A		$1.67 \times 10^{19}$ N·m/s <sup>2</sup>		$1.53 \times 10^{19}$	
全体 アスぺリティ	面積 $S_a = \pi r^2$	222.6 km <sup>2</sup>	155.1 km <sup>2</sup>	192.3	125.4
	地震モーメント $M_{0a} = \mu D_a S_a$	$1.97 \times 10^{19}$ N·m	$1.38 \times 10^{19}$	$1.61 \times 10^{19}$	$1.05 \times 10^{19}$
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	12.9 MPa	18.5 MPa [複数: 22.7] *1	12.7	19.4
	平均すべり量 $D_a = 2D$	222 cm	222 cm	210	210
第1アスぺリティ	面積 $S_{a1} = (16/22)S_a$	161.9 km <sup>2</sup>	112.8 km <sup>2</sup>	単一アスぺリティ	
	地震モーメント $M_{0a1}$ *2	$1.61 \times 10^{19}$ N·m	$1.12 \times 10^{19}$		
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	12.9 MPa	18.5 MPa [複数: 22.7] *1		
	平均すべり量 $D_{a1} = M_{0a1}/(\mu S_{a1})$	248 cm	248 cm		
第2アスぺリティ	面積 $S_{a2} = (6/22)S_a$	60.7 km <sup>2</sup>	42.3 km <sup>2</sup>	単一アスぺリティ	
	地震モーメント $M_{0a2}$ *2	$3.69 \times 10^{18}$ N·m	$2.57 \times 10^{18}$		
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	12.9 MPa	18.5 MPa [複数: 22.7] *1		
	平均すべり量 $D_{a2} = M_{0a2}/(\mu S_{a2})$	152 cm	152 cm		
背景領域	地震モーメント $M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	$1.15 \times 10^{19}$ N·m	$1.75 \times 10^{19}$	$7.77 \times 10^{18}$	$1.34 \times 10^{19}$
	面積 $S_b = S - S_a$	482.4 km <sup>2</sup>	549.9 km <sup>2</sup>	377.7	444.6
	平均すべり量 $D_b = M_{0b}/(\mu S_b)$	60 cm	80 cm	51	75
	実効応力 $\sigma_b = 0.2\sigma_a$	2.6 MPa	3.7 MPa [複数: 4.5] *1	2.5	3.9

注: レシビ修正モデルとは、地震調査研究推進本部(推本)が2008年4月11日に改訂したレシビに記載されている手法である。従来は断層面積から地震規模を算出していたが、推本が活断層の長期評価で用いている「震源断層の長さから松田式で算出された地震規模」と比べて半分以下になるという問題点が残されていた。推本はこれを解決するため、従来からの方法は「過去の地震記録などに基づき震源断層を推定する場合や詳細な調査結果に基づき震源断層を推定する場合」とし、これとは別に「地表の活断層の情報をもとに簡便化した方法で震源断層を推定する場合」をレシビに追加した。これがレシビ修正モデルである。

レシビ修正モデルでは、松田の式から求めた地震規模に断層面積をできるだけ合わせるが、断層幅  $W_{\text{model}}$  を  $W + 2$  km まで、断層長さ  $L_{\text{model}}$  を  $L + 5$  km までしか大きくできない。上表の場合、地震モーメントに対応する断層面積はそれぞれ 749.7km<sup>2</sup>, 655.2km<sup>2</sup> である。

「A 法」とは短周期レベルからアスぺリティ総面積を求める方法で、「 $S_a/S = 0.22$  法」とはアスぺリティ総面積を断層面積の 22% に固定する方法である。

\*1: 複数アスぺリティを考慮したレシビによれば、 $\Delta\sigma_a = \frac{\xi\Delta\sigma}{\sqrt{\gamma_s} \sum_{i=1}^{N_a} (S_{ai}/S_a)}$  であり、[複数: 値] に記載された値になる。

ただし、 $\xi = \frac{D_a}{D} = 2$ ,  $\gamma_s = \frac{S_a}{S} = 0.22$ ,  $\frac{S_{a1}}{S_a} = \frac{16}{22}$ ,  $\frac{S_{a2}}{S_a} = \frac{6}{22}$ ,  $N_a = 2$  である。

表 17: レシビ修正モデルによる「川上セグメント」と「断層帯全長(約 130km)」の断層パラメータ

断層パラメータ	川上セグメント		断層帯全長(約 130km)		
	A 法	$S_a/S = 0.22$ 法	A 法	$S_a/S = 0.22$ 法	
傾斜角 $\theta$	90 度		90 度		
断層長さ $L_{\text{model}}$	51.0 km → 56.0 km		126.0 km → 141.0 km		
断層幅 $W_{\text{model}}$	13.0 km → 15.0 km		13.0 km → 15.0 km		
断層面積 $S = L_{\text{model}}W_{\text{model}}$	840.0 km <sup>2</sup>		2115.0 km <sup>2</sup>		
地震モーメント $M_0$	$5.36 \times 10^{19}$ N·m		$2.70 \times 10^{20}$		
マグニチュード	M7.7, $M_w$ 7.1		M8.3, $M_w$ 7.6		
平均すべり量 $D = M_0/(\mu S)$	159 cm		319		
剛性率 $\mu = \rho\beta^2$	$4.00 \times 10^{10}$ 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 $\Delta\sigma = (7/16)M_0(\pi/S)^{2/3}$	5.4 MPa		6.8		
短周期レベル A	$2.00 \times 10^{19}$ N·m/s <sup>2</sup>		$3.42 \times 10^{19}$		
全体 アスぺリティ	面積 $S_a = \pi r^2$	383.2 km <sup>2</sup>	184.8 km <sup>2</sup>	1313.5 *2	465.3
	地震モーメント $M_{0a} = \mu D_a S_a$	$4.89 \times 10^{19}$ N·m	$2.36 \times 10^{19}$	—	$1.19 \times 10^{20}$
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	11.8 MPa	24.4 MPa [複数: 30.0] *1	—	30.7 [複数: 60.7] *1
	平均すべり量 $D_a = 2D$	319 cm	319 cm	—	638
第 1 アスぺリティ	面積 $S_{a1} = (16/22)S_a$	278.7 km <sup>2</sup>	134.4 km <sup>2</sup>	5 個のアスぺリティ	
	地震モーメント $M_{0a1}$ *2	$3.98 \times 10^{19}$ N·m	$1.92 \times 10^{19}$		
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	11.8 MPa	24.4 MPa [複数: 30.0] *1		
	平均すべり量 $D_{a1} = M_{0a1}/(\mu S_{a1})$	357 cm	357 cm		
第 2 アスぺリティ	面積 $S_{a2} = (6/22)S_a$	104.5 km <sup>2</sup>	50.4 km <sup>2</sup>	5 個のアスぺリティ	
	地震モーメント $M_{0a2}$ *2	$9.13 \times 10^{18}$ N·m	$4.40 \times 10^{18}$		
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	11.8 MPa	24.4 MPa [複数: 30.0] *1		
	平均すべり量 $D_{a2} = M_{0a2}/(\mu S_{a2})$	218 cm	218 cm		
背景領域	地震モーメント $M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	$4.69 \times 10^{18}$ N·m	$3.00 \times 10^{19}$	—	$1.51 \times 10^{20}$
	面積 $S_b = S - S_a$	456.8 km <sup>2</sup>	655.2 km <sup>2</sup>	—	1649.7
	平均すべり量 $D_b = M_{0b}/(\mu S_b)$	26 cm	114 cm	—	229
	実効応力 $\sigma_b = 0.2\sigma_a$	2.4 MPa	4.9 MPa [複数: 6.0] *1	—	6.1 [複数: 12.1] *1

注: レシビ修正モデルとは、地震調査研究推進本部(推本)が 2008 年 4 月 11 日に改訂したレシビに記載されている手法である。従来は断層面積から地震規模を算出していたが、推本が活断層の長期評価で用いている「震源断層の長さから松田式で算出された地震規模」と比べて半分以下になるという問題点が残されていた。推本はこれを解決するため、従来からの方法は「過去の地震記録などに基づき震源断層を推定する場合や詳細な調査結果に基づき震源断層を推定する場合」とし、これとは別に「地表の活断層の情報をもとに簡便化した方法で震源断層を推定する場合」をレシビに追加した。これがレシビ修正モデルである。

レシビ修正モデルでは、松田の式から求めた地震規模に断層面積をできるだけ合わせるが、断層幅  $W_{\text{model}}$  を  $W + 2\text{km}$  まで、断層長さ  $L_{\text{model}}$  を  $L + 5\text{km}$  までしか大きくできない。川上セグメントの場合、地震モーメントに対応する断層面積は 981.4km<sup>2</sup> である。

「A 法」とは短周期レベルからアスぺリティ総面積を求める方法で、「 $S_a/S = 0.22$  法」とはアスぺリティ総面積を断層面積の 22% に固定する方法である。

\*1: 複数アスぺリティを考慮したレシビによれば、 $\Delta\sigma_a = \frac{\xi\Delta\sigma}{\sqrt{\gamma_s} \sum_{i=1}^{N_a} (S_{ai}/S_a)}$  であり、[複数: 値] に記載された値になる。

ただし、 $\xi = \frac{D_a}{D} = 2, \gamma_s = \frac{S_a}{S} = 0.22, \frac{S_{a1}}{S_a} = \frac{16}{22}, \frac{S_{a2}}{S_a} = \frac{6}{22}, N_a = 2$  である。断層帯全長の場合にはアスぺリティ数が多いため平均応力降下量が過大になり、参考値に留まる。

\*2: 「A 法」では、アスぺリティ総面積が断層面積の 1/2 以上になるとアスぺリティの地震モーメントが震源断層全体の地震モーメントを越えるという矛盾が生じ、適用できない(今の場合、 $S_a/S = 0.621, M_{0a} = 3.35 \times 10^{20} \text{N}\cdot\text{m} > M_0$ )。

表 18: レシビ修正モデルによる中央構造線断層帯の「断層帯全長(約 130km)」のアスぺリティ評価

断層パラメータ		石鎚山脈北縁西部-伊予灘区間(約 130km)		
		敷地前面海域の断層群	伊予セグメント	川上セグメント
傾斜角 $\theta$		90 度		
断層長さ $L_{\text{model}}$		126.0 km → 141.0 km		
断層幅 $W_{\text{model}}$		13.0 km → 15.0 km		
断層面積 $S = L_{\text{model}}W_{\text{model}}$		2115.0 km <sup>2</sup>		
断層上・下端深さ		2 km・15 km		
破壊開始点		断層東下端 1 種類		
破壊伝播方式		同心円状(放射状)と推定される		
地震モーメント $M_0$		2.70 × 10 <sup>20</sup> N·m (四電: 5.13 × 10 <sup>19</sup> N·m)		
マグニチュード		M8.3, M <sub>w</sub> 7.6 (四電: M7.5, M <sub>w</sub> 7.1)		
平均すべり量 $D = M_0/(\mu S)$		319 cm (四電: 78 cm)		
剛性率 $\mu = \rho\beta^2$		4.00 × 10 <sup>10</sup> N/m <sup>2</sup>		
S 波速度 $V_s$ (または $\beta$ )		3.5 km/s		
平均破壊伝播速度 $V_r = 0.72V_s$		2.5 km/s		
平均応力降下量 $\Delta\sigma = (7/16)M_0(\pi/S)^{2/3}$		6.8 MPa (四電: 1.9 MPa) *2		
短周期レベル $A$		3.42 × 10 <sup>19</sup> N·m/s <sup>2</sup> (四電: 1.97 × 10 <sup>19</sup> N·m/s <sup>2</sup> ) *3		
アスぺリティ全体	面積 $S_a = \pi r^2$	465.3 km <sup>2</sup>		
	地震モーメント $M_{0a} = \mu D_a S_a$	1.19 × 10 <sup>20</sup> N·m (四電: 2.26 × 10 <sup>19</sup> )		
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	30.7 MPa *1 (四電: 8.6) *2		
	平均すべり量 $D_a = 2D$	638 cm (四電: 157)		
第1アスぺリティ	面積 $S_{a1} = (16/22)S_a$	112.8 km <sup>2</sup>	121.9	137.0
	地震モーメント $M_{0a1}$ : 下段( )内は四国電力	2.97 × 10 <sup>19</sup> N·m (5.93 × 10 <sup>18</sup> )	3.35 × 10 <sup>19</sup> (4.50 × 10 <sup>18</sup> )	3.99 × 10 <sup>19</sup> (8.75 × 10 <sup>18</sup> )
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	30.7 MPa *1 (四電: 10.1)	30.7 *1 (四電: 8.9)	30.7 *1 (四電: 11.4)
	平均すべり量 $D_{a1} = M_{0a1}/(\mu S_{a1})$	658 cm (四電: 170)	687 (四電: 119)	729 (四電: 206)
第2アスぺリティ	面積 $S_{a2} = (6/22)S_a$	42.3 km <sup>2</sup>		51.4
	地震モーメント $M_{0a2}$ : 下段( )内は四国電力	6.85 × 10 <sup>18</sup> N·m (1.36 × 10 <sup>17</sup> )		9.17 × 10 <sup>18</sup> (2.01 × 10 <sup>18</sup> )
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	30.7 MPa *1 (四電: 10.1)		30.7 *1 (四電: 11.4)
	平均すべり量 $D_{a2} = M_{0a2}/(\mu S_{a2})$	405 cm (四電: 104)		446 (四電: 126)
背景領域	地震モーメント $M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	1.51 × 10 <sup>20</sup> N·m (四電: 2.87 × 10 <sup>19</sup> N·m)		
	面積 $S_b = S - S_a$	1649.7 km <sup>2</sup>		
	平均すべり量 $D_b = M_{0b}/(\mu S_b)$	229 cm (四電: 56 cm)		
	実効応力 $\sigma_b = 0.2\sigma_a$	6.1 MPa *1 (四電: 2.3 MPa)		

注: 四国電力は、中央構造線断層帯の「石鎚山脈北縁西部-伊予灘区間(約 130km)」の地震モーメントを求める際、断層帯を構成する「敷地前面海域の断層群」、「伊予セグメント」、「川上セグメント」の3断層の地震モーメントを単純加算している。これは断層モデルのスケーリング則 ( $7.5 \times 10^{18} \text{N}\cdot\text{m} \leq M_0 \leq 7.5 \times 10^{20} \text{N}\cdot\text{m}$  では  $M_0$  は  $S$  の2乗に比例して増大する) を無視しており、地震規模を過小評価している。その結果、3断層を個別に評価した断層モデルからの地震波を単純に足し合わせるだけの評価になっており、3断層が一体になってより大きな地震として動く場合の地震動を過小評価することになる。地震モーメントが  $7.5 \times 10^{20} \text{N}\cdot\text{m}$  を超える「金剛山地東縁-伊予灘区間(約 360km)」のより長大な中央構造線断層帯を考える場合には妥当だが、「石鎚山脈北縁西部-伊予灘区間(約 130km)」を扱う場合には不適切である。ちなみに、Scholtz(2002)によれば、 $M_0 > 7.5 \times 10^{20} \text{N}\cdot\text{m}$  では、 $S[\text{km}^2] = 5.30 \times 10^{-25} M_0[\text{dyn}\cdot\text{cm}]$  が成り立ち、 $M_0$  は  $S$  に比例するとされているが、レシビでは「長大な断層についてはまだ研究段階である」として採用されていない。

\*1: 複数アスぺリティを考慮したレシビによれば、 $\Delta\sigma_a = 60.7 \text{MPa}$ 、 $\sigma_b = 12.1 \text{MPa}$  になる。この方法ではアスぺリティの個数が増えるほど応力降下量が大きくなるため、長大な断層帯にそのまま適用するのは適切ではなく、参考値である。

\*2: 四国電力はこれらの値を求めているが、3断層の計5個のアスぺリティを一つのアスぺリティと見なし、地震モーメント  $M_0$ 、総断面積  $S$ 、アスぺリティ総断面積  $S_a$  の値からレシビに従って計算した。

表 19: 中央構造線断層帯の「石鎚山脈北縁西部－伊予灘区間(約 130km)」の断層パラメータ

断層パラメータ	レシピによるスケーリング則		四国電力のスケーリング則
	A 法	$S_a/S = 0.22$ 法	無限長地表垂直横ずれ断層モデル
傾斜角 $\theta$	90 度		
断層長さ $L$	126.0 km (松田式では M8.3 相当)		
断層幅 $W$	13.0 km		
断層面積 $S = LW$	1638.0 km <sup>2</sup>		
断層上・下端深さ	2 km・15 km		
破壊開始点	断層東下端 1 種類		
破壊伝播方式	同心円状(放射状)と推定される		
地震モーメント $M_0$	1.49 × 10 <sup>20</sup> N·m (四電: 5.13 × 10 <sup>19</sup> N·m)		1.49 × 10 <sup>20</sup> N·m
マグニチュード	M8.1, $M_w$ 7.4 (四電: M7.5, $M_w$ 7.1)		M7.9, $M_w$ 7.4 武村(1998)の丸めた式
平均すべり量 $D = M_0/(\mu S)$	228 cm (四電: 78 cm)		228cm
剛性率 $\mu = \rho\beta^2$	4.00 × 10 <sup>10</sup> 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 $\Delta\sigma = (7/16)M_0(\pi/S)^{2/3}$ (四電: 楕円クラック式)	5.5 MPa (四電: 1.95~2.50MPa)		4.46 MPa 無限長地表垂直横ずれ断層
短周期レベル $A$ : 下段 ( ) 内は四国電力	2.81 × 10 <sup>19</sup> N·m/s <sup>2</sup> (0.799 ~ 1.27 × 10 <sup>19</sup> N·m/s <sup>2</sup> )		2.81 × 10 <sup>19</sup> N·m/s <sup>2</sup>
アスペリティ全体	面積 $S_a = \pi r^2$	770.2 km <sup>2</sup> [ $S_a/S = 0.47$ ]	360.4 km <sup>2</sup> [ $S_a/S = 0.22$ ]
	地震モーメント $M_{0a} = \mu D_a S_a$ : 下段 ( ) 内は四国電力	1.40 × 10 <sup>20</sup> N·m	6.57 × 10 <sup>19</sup> (2.26 × 10 <sup>19</sup> )
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$ : 下段 ( ) 内は四国電力	11.7 MPa	24.9 MPa (8.9~11.4)
	平均すべり量 $D_a = 2D$	456 cm	456 cm (四電: 157)
背景領域	地震モーメント $M_{0b} = M_0 - M_{0a}$ : 下段 ( ) 内は四国電力	8.89 × 10 <sup>18</sup> N·m	8.36 × 10 <sup>19</sup> (2.87 × 10 <sup>19</sup> )
	面積 $S_b = S - S_a$	867.8 km <sup>2</sup>	1277.6 km <sup>2</sup>
	平均すべり量 $D_b = M_{0b}/(\mu S_b)$	26 cm	164 cm (四電: 56)
	実効応力 $\sigma_b = 0.2\sigma_a$	2.3 MPa	5.0 MPa (四電: 1.8~2.3)

注: 四国電力は当初, カスケードモデルを採用し, 「レシピによるスケーリング則」の下段に記載の括弧内の値を採用していた。平均応力降下量の計算もレシピによらず, 楕円クラックモデルを用いていた。ところが, バックチェック報告の審議会でスケーリング則による評価を求められると, 地震モーメントなど巨視的パラメータについてはスケーリング則に従いながら, 断層平均応力降下量を無限長地表垂直横ずれ断層モデルによる計算式  $\Delta\sigma = 2\mu D/(\pi W)$  を用い, アスペリティ面積についても, 「短周期レベルが壇ら(2001)に等しくなるように」と称して  $S_a/S = 0.336$ (四国電力は有効数字から 0.34 と記載)とし, 微視的パラメータを設定している。しかし, 円形クラックに基づく式  $M_0 = 16\Delta\sigma S^{3/2}/(7\pi^{3/2})$ , 壇ら(2001)の式  $A = 4\pi r\Delta\sigma\beta^2$  および Breatwright(1988)の式  $M_0 = 16r^2 R\Delta\sigma/7$  から得られる式  $r = 4\pi\Delta\sigma\beta^2 S/A$  を用いても,  $S_a/S = \pi r^2/S = 16\pi S\Delta\sigma^2\beta^4/A^2 = 0.311$  ( $S_a = 510\text{km}^2$ ,  $\Delta\sigma_a = \Delta\sigma/0.311 = 14.3\text{MPa}$ ) になり, 四国電力のいう 0.34 にはならない。数%の差とはいえ, 計算過程が不透明である。

括弧による記載がない欄では, 四国電力のカスケードモデルによる値が「レシピによるスケーリング則」による値と同じであることを示す。

表 20: 中央構造線断層帯の「石鎚山脈北縁西部－伊予灘区間(約 130km)」のアスペリティ評価

断層パラメータ		石鎚山脈北縁西部－伊予灘区間(約 130km)		
		敷地前面海域の断層群	伊予セグメント	川上セグメント
傾斜角 $\theta$		90 度		
断層面積 $S = LW$		1638.0 km <sup>2</sup> (断層長さ $L = 126.0$ km, 断層幅 $W = 13.0$ km)		
断層上・下端深さ		2 km · 15 km		
地震モーメント $M_0$		1.49 × 10 <sup>20</sup> N·m (四電: 5.13 × 10 <sup>19</sup> N·m)		
マグニチュード		M8.1, $M_w$ 7.4 < 四電: M7.9, $M_w$ 7.4 > (四電: M7.5, $M_w$ 7.1)		
平均すべり量 $D = M_0/(\mu S)$		228 cm (四電: 78 cm)		
平均応力降下量 $\Delta\sigma = (7/16)M_0(\pi/S)^{2/3}$		5.5 MPa < 四電: 4.46 MPa > (四電: 1.9~2.5 MPa)		
短周期レベル $A$		2.81 × 10 <sup>19</sup> N·m/s <sup>2</sup> (四電: 0.799 ~ 1.27 × 10 <sup>19</sup> N·m/s <sup>2</sup> )		
アスペリティ全体	面積 $S_a = \pi r^2$	360.4 km <sup>2</sup> < 四電: 550.4 km <sup>2</sup> >		
	地震モーメント $M_{0a} = \mu D_a S_a$	6.57 × 10 <sup>19</sup> N·m < 四電: 1.00 × 10 <sup>20</sup> N·m > (四電: 2.26 × 10 <sup>19</sup> N·m)		
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	24.9 MPa < 四電: 13.3 MPa > (四電: 8.9~11.4 MPa)		
	平均すべり量 $D_a = 2D$	456 cm (四電: 157 cm)		
第1アスペリティ	面積 $S_{a1} = (16/22)S_a$ < $S_{a1} = (2/3)S_a$ >	87.4 km <sup>2</sup> < 四電: 122.3 km <sup>2</sup> >	94.4 < 144.1 >	106.1 < 148.5 >
	地震モーメント $M_{0a1}$ : 下段 < > 内は四国電力 : 下段 ( ) 内は四国電力	1.64 × 10 <sup>19</sup> N·m < 2.26 × 10 <sup>19</sup> N·m > (5.93 × 10 <sup>18</sup> N·m)	1.84 × 10 <sup>19</sup> < 2.89 × 10 <sup>19</sup> > (4.50 × 10 <sup>18</sup> )	2.20 × 10 <sup>19</sup> < 3.02 × 10 <sup>19</sup> > (8.75 × 10 <sup>18</sup> )
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	24.9 MPa < 四電: 13.3 MPa > (四電: 10.1 MPa)	24.9 < 13.3 > (四電: 8.9)	24.9 < 13.3 > (四電: 11.4)
	平均すべり量 $D_{a1} = M_{0a1}/(\mu S_{a1})$	470 cm < 四電: 461 cm > (四電: 170 cm)	489 < 501 > (四電: 119)	518 < 508 > (四電: 206)
第2アスペリティ	面積 $S_{a2} = (6/22)S_a$ < $S_{a1} = (1/3)S_a$ >	32.8 km <sup>2</sup> < 四電: 61.2 km <sup>2</sup> >		39.8 < 74.3 >
	地震モーメント $M_{0a2}$ : 下段 < > 内は四国電力 : 下段 ( ) 内は四国電力	3.80 × 10 <sup>18</sup> N·m < 7.98 × 10 <sup>18</sup> N·m > (1.36 × 10 <sup>18</sup> N·m)		5.05 × 10 <sup>18</sup> < 1.07 × 10 <sup>19</sup> > (2.01 × 10 <sup>18</sup> )
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	24.9 MPa < 四電: 13.3 MPa > (四電: 10.1 MPa)		24.9 < 13.3 > (四電: 11.4)
	平均すべり量 $D_{a2} = M_{0a2}/(\mu S_{a2})$	289 cm < 四電: 326 cm > (四電: 104 cm)		317 < 359 > (四電: 126)
背景領域	地震モーメント $M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	8.36 × 10 <sup>19</sup> N·m < 四電: 4.90 × 10 <sup>19</sup> N·m > (四電: 2.87 × 10 <sup>19</sup> N·m)		
	面積 $S_b = S - S_a$	1277.6 km <sup>2</sup> < 四電: 1087.6 km <sup>2</sup> >		
	平均すべり量 $D_b = M_{0b}/(\mu S_b)$	164 cm < 四電: 113 cm > (四電: 56 cm)		
	実効応力 $\sigma_b = 0.2\sigma_a$	5.0 MPa < 四電: 2.7 MPa > (四電: 1.8~2.3 MPa)		

注: ( ) 内は四国電力のカスケードモデルによる値であり, < > 内は四国電力の「スケーリング則+無限長地表垂直横ずれ断層モデル」による値である。これらの記載がない欄では, これらの値が「レシピによるスケーリング則 ( $S_a/S = 0.22$  法)」による値と同じであることを示す。「レシピによるスケーリング則 (A 法)」については, 表 19 で明らかのように, アスペリティ面積が過大 ( $S_a/S = 0.47$ ) になり, 現実的でないため記載していない。

表 21: 中央構造線断層帯における「敷地前面海域の断層群 (約 42km)」の断層長さを変更したケース

断層パラメータ		断層長さを 54km とした場合		断層長さを 69km とした場合	
		A 法	$S_a/S = 0.22$ 法	A 法	$S_a/S = 0.22$ 法
走向		N57E			
傾斜角 $\theta$		90 度			
断層長さ $L$		54 km (松田式 M7.7 相当)		69 km (松田式 M7.9 相当)	
断層幅 $W$		13.0 km			
断層面積 $S = LW$		702.0 km <sup>2</sup>		897.0 km <sup>2</sup>	
断層上・下端深さ		2 km · 15 km			
地震モーメント $M_0$		$2.74 \times 10^{19}$ N·m		$4.48 \times 10^{19}$ N·m	
マグニチュード		M7.5, $M_w$ 6.9 (四電: M7.3, $M_w$ 6.9)		M7.6, $M_w$ 7.0 (四電: M7.5, $M_w$ 7.0)	
平均すべり量 $D = M_0/(\mu S)$		97.6 cm		125 cm	
剛性率 $\mu = \rho\beta^2$		$4.00 \times 10^{10}$ 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 $\Delta\sigma = (7/16)M_0(\pi/S)^{2/3}$ (四電: 楕円クラック式)		3.6 MPa (四電: 2.6 MPa)		4.1 MPa (四電: 3.1 MPa)	
短周期レベル $A$		$1.60 \times 10^{19}$ N·m/s <sup>2</sup> (四電: $1.36 \times 10^{19}$ N·m/s <sup>2</sup> )		$1.88 \times 10^{19}$ N·m/s <sup>2</sup> (四電: $1.83 \times 10^{19}$ N·m/s <sup>2</sup> )	
全体 アスペリティ	面積 $S_a = \pi r^2$	187.6 km <sup>2</sup>	154.4 km <sup>2</sup>	282.3 km <sup>2</sup>	197.3 km <sup>2</sup>
	地震モーメント $M_{0a} = \mu D_a S_a$	$1.47 \times 10^{19}$ N·m	$1.21 \times 10^{19}$	$2.82 \times 10^{19}$	$1.97 \times 10^{19}$
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	13.4 MPa	16.3 MPa (四電: 11.8)	12.9 MPa	18.4 MPa (四電: 14.0)
	平均すべり量 $D_a = 2D$	195 cm	195 cm	250 cm	250 cm
第 1 アスペリティ	面積 $S_{a1} = (16/22)S_a$	136.5 km <sup>2</sup>	112.3 km <sup>2</sup>	205.3 km <sup>2</sup>	143.5 km <sup>2</sup>
	地震モーメント $M_{0a1}$	$1.19 \times 10^{19}$ N·m	$9.81 \times 10^{18}$	$2.29 \times 10^{19}$	$1.60 \times 10^{19}$
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	13.4 MPa	16.3 MPa (四電: 11.8)	12.9 MPa	18.4 MPa (四電: 14.0)
	平均すべり量 $D_{a1} = M_{0a1}/(\mu S_{a1})$	218 cm	218 cm	279 cm	279 cm
第 2 アスペリティ	面積 $S_{a2} = (6/22)S_a$	51.2 km <sup>2</sup>	42.1 km <sup>2</sup>	77.0 km <sup>2</sup>	53.8 km <sup>2</sup>
	地震モーメント $M_{0a2}$	$2.74 \times 10^{18}$ N·m	$2.25 \times 10^{18}$	$5.26 \times 10^{18}$	$3.68 \times 10^{18}$
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	13.4 MPa	16.3 MPa (四電: 11.8)	12.9 MPa	18.4 MPa (四電: 14.0)
	平均すべり量 $D_{a2} = M_{0a2}/(\mu S_{a2})$	134 cm	134 cm	171 cm	171 cm
背景領域	地震モーメント $M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	$1.28 \times 10^{19}$ N·m	$1.54 \times 10^{19}$	$1.66 \times 10^{19}$	$2.51 \times 10^{19}$
	面積 $S_b = S - S_a$	514.4 km <sup>2</sup>	547.6 km <sup>2</sup>	614.7 km <sup>2</sup>	699.7 km <sup>2</sup>
	平均すべり量 $D_b = M_{0b}/(\mu S_b)$	62 cm	70 cm	67 cm	90 cm
	実効応力 $\sigma_b = 0.2\sigma_a$	2.7 MPa	3.3 MPa (四電: 2.4)	2.6 MPa	3.7 MPa (四電: 2.8)

注: 「A 法」とは短周期レベルからアスペリティ総面積を求める方法で, 「 $S_a/S = 0.22$  法」とはアスペリティ総面積を断層面積の 22% に固定する方法である。四国電力は「 $S_a/S = 0.22$  法」を用いているが, 断層平均応力降下量の計算には渡辺ら (1998) の「楕円クラックモデル」による式を用いている。そのため, 断層平均応力降下量とアスペリティの平均応力降下量が一貫して, レシビの円形クラックモデルによる値より小さくなっている。短周期レベルもレシビの式  $A = 2.46 \cdot 10^{17} M_0^{1/3}$  ではなく, 壇ら (2001) の式  $A = 4\pi r \Delta\sigma_a \beta^2$  および Broatwright(1988) の式  $M_0 = 16r^2 R \Delta\sigma_a / 7$  から得られる式  $A = 4\pi \Delta\sigma \beta^2 S / r$  に  $S_a = \pi r^2 = 0.22S$  を適用して,  $A = 4\pi \Delta\sigma \beta^2 \sqrt{\pi S / 0.22}$  から求めているようである。当然の結果ではあるが, 楕円クラックモデルによる断層平均応力降下量がレシビの円形クラックモデルより小さめに設定されているため, 短周期レベルも少し小さめにしている。

四国電力のマグニチュードも, レシビの武村 (1990) の式  $M = (1/1.17)(\log_{10} M_0 [\text{N} \cdot \text{m}] - 10.72)$  ではなく武村 (1998) の式  $M = (1/1.2)(\log_{10} M_0 [\text{N} \cdot \text{m}] - 10.7)$  を用いているため, 気象庁マグニチュードだけ小さく設定されている。

表 22: 武村 (1998)[55] が解析に用いた断層モデルのデータ (地震名等は原典 [38] にならない,  $\Delta\sigma$  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 <sup>*1</sup>	15 <sup>*1</sup>	380 <sup>*1</sup>	$1.5 \times 10^{27}$ <sup>*1</sup>	4.0 (I)
1927.3.7 北丹後	7.3	横ずれ	64°	33 <sup>*2</sup>	19 <sup>*2</sup>	370 <sup>*2</sup>	$4.6 \times 10^{26}$ <sup>*2</sup>	10 <sup>*2</sup> (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 <sup>*3</sup>	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 <sup>*4</sup>	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 <sup>*5</sup>	8 <sup>*5</sup>	120	$5.9 \times 10^{25}$	6.5 (C)
1939.5.1 男鹿 <sup>*6</sup>	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 <sup>*7</sup>	7.5 <sup>*7</sup>	110 <sup>*7</sup>	$7.0 \times 10^{25}$ <sup>*7</sup>	—
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 <sup>*8</sup>	10 <sup>*8</sup>	60	$2.4 \times 10^{25}$	4.5 (G)
1935.7.11 静岡	6.4	横ずれ	70°	11 <sup>*9</sup>	6 <sup>*9</sup>	100	$2.2 \times 10^{25}$	7.0 (C)
1975.4.21 大分県中部	6.4	逆断層	70°	10 <sup>*10</sup>	20 <sup>*10</sup>	32	$2.2 \times 10^{25}$ <sup>*10</sup>	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	$4.5 \times 10^{24}$ <sup>*11</sup>	—
1955.10.19 ニッ井	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 (C)
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 (C)
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 (C)
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 (C)
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 (C)
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 (C)
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 (C)

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  $S =$  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 [38]。

\*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  $S (=$  約  $460\text{km}^2)$  の値については, Kanamori (1973) の 1 枚断層モデル ( $L = 35\text{km}, W = 13\text{km}, D = 300\text{cm}$ ) [38] 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 [55]。

\*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 [38]。

\*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,  $L = 20\text{km}, W = 12\text{km}$ ) [38] を採用し,  $S = 240\text{km}^2$  としている [55]。

\*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 [38]。

\*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 [38]。

\*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 [38] 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 3 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 [38]。

表 23: Somerville et al.(1998)[53] 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/飯訪山側の断層に関するパラメータの値である。

表 24: Fujii-Matsu'ura.(2000)[6] が解析に用いた断層モデルのデータ

地震発生日	地震発生地 *1	M <sub>s</sub> *2	M <sub>0</sub> [10 <sup>20</sup> N·m] *3	L [km]	W [km]	S [km <sup>2</sup> ]	D [m]
1949 0822	Queen Charlotte	8.1	11	440	15	6600	5.7
1958 0710	Queen Charlotte	7.9	7.0	350	15	5250	4.8
1972 0730	Queen Charlotte	7.4	4.0	180	15	2700	5.0
1891 1027	Japan (濃尾地震)	8.0	1.5	80	15	1200	3.0
1992 0628	California	7.6	1.1	85	15	1275	2.9
1927 0307	Japan (北丹後地震)	7.4	0.46	33	19	627	3.7
1943 0910	Japan (鳥取地震)	7.2	0.36	33	10	330	2.6
1948 0628	Japan (福井地震)	7.1	0.33	23	10	230	2.5
1930 1126	Japan (北伊豆地震)	7.0	0.27	22	12	264	3.0
1978 0114	Japan (伊豆大島地震)	6.6	0.13	15	10	150	2.5
1980 0629	Japan	6.2	0.07	20	12	240	1.1
1931 0921	Japan	6.7	0.068	20	10	200	1.0
1974 0509	Japan	6.5	0.059	12	8	96	1.2
1990 0220	Japan	6.4	0.04	19	14	266	0.5
1969 0909	Japan	6.6	0.035	18	10	180	0.6
1986 0721	California	6.2	0.03	22	9	198	0.5
1963 0326	Japan	6.5	0.03	20	8	160	0.6
1984 0914	Japan	6.1	0.03	12	6	72	1.4

\*1: 壇ら (2011)[4] で回帰式に用いられている国内 6 地震を括弧内に地震名で記入した。壇らはこれら 6 地震以外の国内 7 地震は回帰式に用いていないが, これら以外に 1995 年兵庫県南部地震, 2000 年鳥取県西部地震, 2005 年福岡県西方沖地震を加えている。

\*2: M<sub>s</sub> は表面波マグニチュードである。

\*3: 1N·m = 10<sup>7</sup> dyn-cm である。

表 25: 壇ら (2011)[4] が解析に用いた断層モデルのデータ \*1

地震発生前 地震名	M, $M_w$	L km	$W_{rup}$ km	$S_{rup}$ km <sup>2</sup>	S km <sup>2</sup>	W km	$M_o$ 10 <sup>20</sup> N·m	A 10 <sup>19</sup> N·m/s <sup>2</sup>	$\Delta\sigma^{\#}$ *2 bar
1891 濃尾	M8.0	80, 34	15, 13	1642	1368	12	1.5	-	37
1927 北丹後	M7.3	35	13	455	379	11	0.46	-	70
1930 北伊豆	M7.3	22	12	264	220	10	0.27	-	102
1943 鳥取	M7.2	33	13	429	358	11	0.36	-	61
1948 福井	M7.1	30	13	390	325	11	0.33	-	66
1978 伊豆大島	M7.0	17	10	170	142	8	0.11	-	81
1995 兵庫県南部	M7.3	60	20	1200	1000	17	0.18	1.62	6
2000 鳥取県西部	M7.3	26	14	364	303	12	0.0862	0.593	19
2005 福岡県西方沖	M7.0	24	20	480	400	17	0.115	1.09	16
国内平均		40.1	14.4	599	499	12.0			50.9
1906 San Francisco	Mw 7.9	432	12	5148	4290	10	8.32	-	64
1976 Motagua	Mw 7.5	257	13	3341	2784	11	2.04	-	24
1976 Tangshan	Mw 7.6	70	24	1680	1400	20	2.77	-	66
1988 Langcang-Gengma	Mw 7.0	80	20	1600	1333	17	0.366	-	9
1990 Luzon Island	Mw 7.7	120	20	2400	2000	17	4.07	-	68
1992 Landers	Mw 7.3	69	15	1035	863	13	1.06	1.15	45
1997 Ardakul	Mw 7.2	100	15	1500	1250	13	0.735	-	20
1997 Manyi	Mw 7.5	175	15	2625	2188	13	2.23	-	34
1999 Kocaeli	Mw 7.6	141	23.3	3285.3	2738	19	2.88	3.05	35
1999 Hector Mine	Mw 7.1	74.27	20	1485.4	1238	17	0.598	-	16
1999 Duzce	Mw 7.1	49	24.5	1200.5	1000	20	0.665	-	23
2001 Kunlun	Mw 7.8	400	30	12000	10000	25	5.9	-	20
2002 Denali	Mw 7.8	292.5	18	5265	4388	15	7.48	-	57
海外平均		174	19.2	3274	2729	16.0			37.0
全体平均		119	17.2	2180	1817	14.4			42.7

\*1: 壇ら (2011)[4] は、国内平均、海外平均、全体平均を表記していないが、ここでは単純加算平均値を記載した。また、壇らは、震源断層長さ  $L$  以外の断層面積と断層幅については、破壊面積  $S_{rup}$  と震源断層面積  $S$  を区別し、破壊領域幅  $W_{rup}$  と震源断層幅  $W$  を区別している。震源断層は地下 3km から地下 18km の間に広がると見なし、震源断層幅を  $W_{max} = 15\text{km}$  と設定して地震データに回帰させている。壇らは震源断層の  $S$  と  $W$  の値を表記していないが、破壊面積を震源断層面積に換算する式として  $S = (15/18)S_{rup}$  を用いていることから、震源断層幅についても  $W = (15/18)W_{rup}$  で求め表記した。

\*2: 壇らは応力降下量として、静的応力降下量  $\Delta\sigma$  ではなく、Irie et al.(2010)[19] の動力的断層破壊シミュレーション結果を用いる関係上、動的平均応力降下量  $\Delta\sigma^{\#}$  を用いている。前者は断層破壊の前後でのせん断応力の差になるが、後者は断層破壊活動中のせん断応力の差であるため、後者のほうが大きい。せん断応力のシミュレーションモデル上は両者に差がないため、同じ値と見なししてよい。また、 $1\text{bar} = 0.1\text{MPa}$  である。

壇らは短周期レベル  $A$  の値が得られている 5 地震について、 $S - M_o$  関係式から  $\Delta\sigma = 34\text{bar}(3.4\text{MPa})$ 、 $W_{max} = 15\text{km}$  として震源断層モデルの面積  $S_{model}$  および  $L_{model} = S_{model}/W_{max}$  を求め、 $M_o$ 、 $A$ 、 $S_{model}$ (または  $L_{model}$ )、 $W_{max} = 15\text{km}$ 、 $\beta = 3.46\text{km/s}$  からアスペリティ平均動的応力降下量  $\Delta\sigma_a^{\#} = 122\text{bar}$  を求めている。そこで、同じ方法で実際に計算してみると、表 26 のように得られたが、その単純加算平均値は  $150\text{bar}$  となった。壇らは「平均的な値として  $122\text{bar}$  が得られた」としているが、どのような平均かが不明である。

表 26: 壇ら (2011)[4] の方法に基づいて求めた震源断層モデルの面積  $S_{model}$ 、断層長さ  $L_{model}$ 、アスペクト比  $L_{model}/W_{max}$  ( $W_{max} = 15\text{km}$ ) およびアスペリティ平均動的応力降下量  $\Delta\sigma_a^{\#}$

地震発生前 地震名	$M_o$ 10 <sup>20</sup> N·m	S km <sup>2</sup>	$L_{model}$ km	$\frac{L_{model}}{W_{max}}$	A 10 <sup>19</sup> N·m/s <sup>2</sup>	$\Delta\sigma_a^{\#}$ bar
1995 兵庫県南部	0.18	335	22.3	1.5	1.62	320
2000 鳥取県西部	0.086	215	14.3	1.0	0.593	67
2005 福岡県西方沖	0.115	257	17.1	1.1	1.09	190
1992 Landers	1.06	1070	71.3	4.8	1.15	50
1999 Kocaeli	2.88	2820	188	12.5	3.05	130