

島根 2 号の基準地震動は過小評価されている

2016年5月10日

大阪府立大学名誉教授

長沢 啓行

## [要旨]

島根2号の基準地震動については、原子力規制委員会・原子力規制庁による2016年3月の事業者ヒアリング段階で議論がかなり煮詰まってきたことから、改めて精査し直した結果、依然として「震源を特定せず策定する地震動」と「震源を特定して策定する地震動」のいずれにも以下の通り重大な過小評価があることを明らかにした。

(1) 「震源を特定せず策定する地震動」として、「2004年北海道留萌支庁南部地震M6.1の解放基盤波」が採用されている。この地震では、地震計の設置不足を補うため、地域地盤環境研究所が震源域内地震動を再現解析しており、その最大値は地震観測記録の1.8倍になる。これを考慮すれば、留萌支庁南部地震の解放基盤波は1,100ガル程度になり、島根2号のクリフエッジ1,014ガル(中国電力評価)を超え、炉心溶融事故は避けられない。

原子力安全基盤機構(現在は原子力規制庁)は国内地震観測記録に合う断層モデルで地震動解析を行い、M6.5の横ずれ断層で1,340ガルの地震動が起ることを明らかにしている。これを採用すれば、島根2号のクリフエッジを一層大きく超える。

2016年熊本地震の4月14日M6.5の地震では震源断層近くで1,000ガル超の地震動が発生した可能性があり、これを採用すれば、島根2号のクリフエッジを超える。

(2) 「震源を特定して策定する地震動」の基本震源モデルは「宍道断層」と「F-III~F-IV~F-V断層」だが、耐専スペクトルと断層モデルによる地震動評価はいずれも過小評価になっている。

(2a) 800ガルの基準地震動S<sub>s</sub>-DHを規定しているのは「F-III~F-IV~F-V断層(傾斜角60度)」の耐専スペクトル(内陸補正なし)だが、「宍道断層」の全ケースおよび「F-III~F-IV~F-V断層」のアスペリティ横長・縦長両ケースについては耐専スペクトルを「適用外」としており、「700ガルを超える場合はすべて適用外」にしたと考えられる。

2000年鳥取県西部地震の賀祥ダム観測記録は耐専スペクトルとの整合性が良く、これより等価震源距離が遠く、地震規模も小さい宍道断層の耐専スペクトルを適用外にする理由はない。これを適用すれば、1,200ガル程度の耐専スペクトルにな

り、島根2号のクリフエッジを超える。

2016年熊本地震の益城観測点での地下地震観測記録によれば、耐専スペクトルの過小評価は明らかであり、日本電気協会で見直し作業中の耐専スペクトルに、熊本地震をはじめ最近20年間の震源近傍での地震観測記録を早急に反映させ、改定後の耐専スペクトルを用いるべきである。

耐専スペクトルは平均的な応答スペクトルにすぎず、「低減できない偶然的な不確定性」等を考慮して、少なくとも2倍の余裕を持たせるべきである。そうすれば、「F-III~F-IV~F-V断層(傾斜角60度)」の耐専スペクトルは1,200ガル程度に上げられ、島根2号のクリフエッジを超える。

(2b) 断層モデルによる地震動評価は耐専スペクトル(内陸補正なし)の1/2程度と小さく、明らかに過小評価である。

それは、中国電力が、地震調査研究推進本部による修正レシピを採用せず、国内の活断層とは条件の異なる北米中心の地震データに基づく入倉式で地震規模を半分程度に小さく算出しているためである。加えて、「F-III~F-IV~F-V断層」では「長大な断層」とは言えないにもかかわらずFujii-Matsu'uraによる応力降下量を適用しているためである。

修正レシピに基づき、M7クラスの国内地震の経験から応力降下量を20~30MPaに設定すれば、断層モデルによる地震動評価結果も現在の1.5倍ないし2倍に大きくなり、現在の基準地震動を超えることは間違いない。

中国電力は認識論的不確定性については種々考慮しているが、偶然的な不確定性については破壊開始点の違いしか考慮していない。偶然的な不確定性等を考慮するためには、要素地震の波形を少なくとも2倍にするなど余裕を持たせる必要がある。そうすれば、断層モデルによってもクリフエッジを超えることは間違いない。

(2c) これらは、2008年岩手・宮城内陸地震の1,078ガル(はぎとり波相当で約2,000ガル)の地下地震観測記録など最近の地震観測記録とも整合している。つまり、最新の知見に基づいて基準地震動を保守的に策定し直せば、島根2号のクリフエッジを大きく超えることは避けられない。

「規制の虜」を打開すべき司法の責任は重い。

# 1 はじめに

島根 1-2 号の基準地震動 (設計用限界地震動 S2) は当初, 1 号が 300 ガル, 2 号が 398 ガルと小さかった。その後, 1 号の基準地震動 S2 は 2 号と同じ 398 ガルに引上げられ, 3 号増設時に 1-2 号ともに, 456 ガルの S2-D2 が追加され, それまでの 398 ガルの S2 は S2-D1 と呼ばれるようになった [7]。2006 年の耐震設計審査指針の大幅改定に伴い, 2008 年の耐震バックチェック中間報告で基準地震動は Ss に変更され, 600 ガルへ引上げられた [10]。その 3 年後に福島第一原発重大事故が発生し, 原子力安全委員会と原子力安全・保安院は国民の信頼を完全に失って解体された。新たに原子力規制委員会が設置され, 審査指針は新規制基準として策定し直された。これに対応すべく中国電力は 2013 年 12 月に原子炉設置変更許可申請書, いわゆる再稼働認可申請書を提出したが, 基準地震動 Ss はバックチェック時の 600 ガルのままであった (後述するように 585 ガルの Ss-4 が追加されたが Ss-1~Ss-3 はそのままであった) [14]。それは決して中国電力だけのことではなく, すべての電力会社がほぼ従来通りの基準地震動 Ss のままで原子力規制委員会による適合性審査をすり抜けようとしたのである。ここには, 大飯 3-4 号の運転差止を関西電力に命じた 2014 年福井地裁判決 [21] が厳しく批判した電力会社の姿勢, すなわち, 原発の運転という経済活動の自由を人格権より優位に置こうとする姿勢が透けて見える。案の定, 適合性審査に入る前の原子力規制庁による 2016 年 3 月の事業者ヒアリングの段階で, 基準地震動 Ss は 600 ガルから 800 ガルへ引上げられた [16]。当初の 398 ガルから見れば 2 倍以上への引き上げである。しかし, これで十分とは全く言えない。多くの国民の人命がかかっているにもかかわらず, 中国電力は依然として「値踏み」を弄している。本意見書では, それをくまなく暴き出そうと思う。

その際, 注意すべきことは, 新規制基準では「津波対策」や「炉心溶融事故が起きた後の過酷事故対策」については大幅に改定されたものの, 炉心溶融事故の発生を防ぐための旧来の耐震設計審査指針や地震動評価手法については, ほとんどそのまま引き継がれており, 旧来の欠陥や不十分点が

そのまま残されているということである。阪神・淡路大震災を契機として全国各地に地震計が設置され, 1996 年から地下地震計を含めた地震観測が始まり, この 20 年間に多くの地震観測記録が採られたが, そのほとんどが地震動評価手法には生かされていない。活断層評価法については, 旧来の「原子カムラ」にだけ通用した観点, すなわち, 「地震調査研究推進本部や地震学界で広く認められた活断層評価手法 [36] を原発に適用する必要はない」とする観点は否定されたが, 地震動評価手法については依然として原子カムラだけに通用する観点がそのまま踏襲されている。そのことを原子力規制委員会や原子力規制庁が知らないわけではない。その証拠に, 前原子力規制委員長代理の島崎邦彦氏は退職から 8ヶ月後の学会発表を手始めに地震動評価手法が過小評価に陥っていることを学会で繰り返し批判している [49, 50, 51]。詳しくは後述するが, 原子力規制庁も市民団体からの指摘を無視できなくなりつつある。しかし, ここでも, 国民の人格権を優先させるのか, 電力会社の経済的自由権を優先させるのか, その立場によって取るべき対応が全く異なってくる。本意見書で述べる内容はすべて, 現に, 原子力規制委員会による適合性審査の中で問われている内容そのものである。その渦中にいる者には真実が見えない (見たくないのかもしれない) が, 審査の外部にあって国民の人格権の立場に立って真実をまっすぐに見つめる目を持ってさえいれば, 必ず真実は見えるし, 見抜かなければならない。

本意見書では, 島根 2 号の基準地震動が過小評価されていることについて詳述するが, 基準地震動は「震源を特定せず策定する地震動」と「震源を特定して策定する地震動」で構成されるため, それぞれを分けて, 具体的に述べる。

まず「震源を特定せず策定する地震動」を取り上げ, 「2004 年北海道留萌支庁南部地震 M6.1 の解放基盤波」について, 地震計による地震観測記録の時間的・空間的な不足を再現モデルによる地震動解析で補えば, 1.8 倍の 1,100 ガル程度になり, 島根 2 号のクリフエッジ 1,014 ガル [13] を超え, 炉心溶融事故が避けられないことを示す。さらに, 原子力安全基盤機構 JNES は国内の地震観測記録

を反映した独自の断層モデルによる地震動解析を行い、M6.5の横ずれ断層で1,340ガルの地震動が起ることを明らかにしており、これを基準地震動に採用すれば、島根2号のクリフエッジを一層大きく超えることを示す。また、4月14日に発生した2016年熊本地震の益城観測点における地下地震観測記録は、JNESの解析結果を裏付けるものであり、震度7の激震をもたらしたM6.5の横ずれ断層による地震で実際に1,000ガル以上の地震動が発生していた可能性があることを示し、JNESの解析結果が単なる予測モデルではないことを示す。

次に、「震源を特定して策定する地震動」を取り上げ、耐専スペクトルと断層モデルのそれぞれに分けて地震動の過小評価を明らかにする。

800ガルの基準地震動 Ss-DH は、「F-Ⅲ～F-Ⅳ～F-V断層(傾斜角60度)」の耐専スペクトル(内陸補正なし)によって規定されているが、「適用外」とされた宍道断層の耐専スペクトル(内陸補正なし)は1,340ガルのJNESの解析結果と同程度であり、島根2号のクリフエッジを超える。このことが「適用外」にされた最大の理由であることを明らかにする。また、耐専スペクトルは平均的な応答スペクトルにすぎず、地域差以外の偶然変動によるばらつき(「認識論的不確定性」と区別される「偶発的不確定性」)も考慮すれば、少なくとも2倍の余裕を持たせるべきであり、そうすれば、「F-Ⅲ～F-Ⅳ～F-V断層(傾斜角60度)」の耐専スペクトル(内陸補正なし)は1,200ガル超になり、クリフエッジを超えることを示す。さらに、2016年熊本地震における益城観測点の地下観測記録によれば、M7.2の耐専スペクトルは大幅な過小評価になっていることを示し、熊本地震を教訓として耐専スペクトルを根本的に見直すべきことを示す。

断層モデルによる地震動評価は、「宍道断層」と「F-Ⅲ～F-Ⅳ～F-V断層」のいずれも、耐専スペクトル(内陸補正なし)の1/2程度と小さく、過小評価であることを示す。これは、旧来の断層モデルのレシピをそのまま用いたためであり、地震調査研究推進本部が国内の活断層評価用に作成した修正レシピを用いていないからであり、「原子カムラにだけ通用する断層モデルのレシピ」を用いているからであることを具体的に示す。修正レシピ

を用いれば、両断層とも、地震規模が2倍程度に大きくなり、短周期レベルも20～25%増え、応力降下量も修正レシピの適用法(断層面積の拡張法)によって15～85%増え、800ガルの基準地震動 Ss-DH を超えることを示す。さらに、偶然変動による2倍以上のばらつきを考慮するため、断層モデルにおける要素地震の波形を2倍にするなどして評価すれば、地震動評価結果はその2倍程度に大きくなることも指摘する。

「震源を特定せず策定する地震動」と「震源を特定して策定する地震動」のいずれにおいても、最新の知見に基づいて基準地震動を保守的に策定し直せば、島根2号のクリフエッジを超えてしまうこと、しかも、それは2008年岩手・宮城内陸地震の地中地震計による1,078ガル(3成分合成、基準地震動と同じ解放基盤表面はざっと波相当で約2,000ガル)の地震観測記録等とも整合していることを示す。

## 2 震源を特定せず策定する地震動

中国電力は島根2号の基準地震動を過小評価し続けてきた。当初の設計用限界地震動 S2 は398

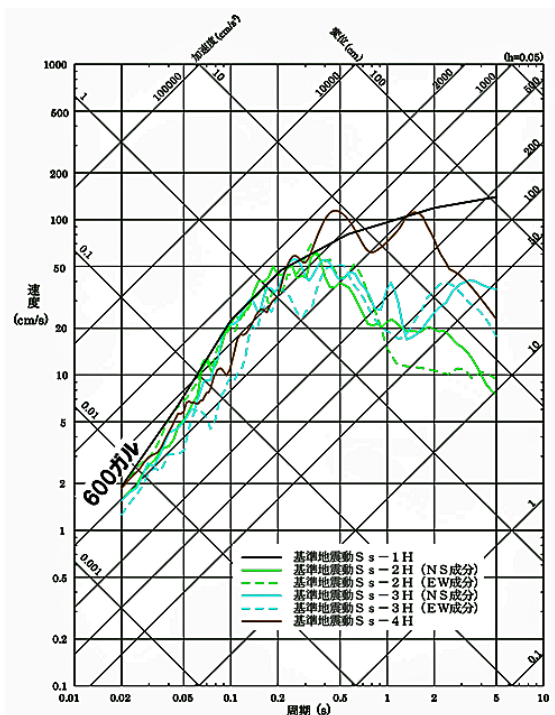


図1: 島根2号の2013年再稼働申請時の基準地震動 Ss(水平方向)[14] (Ss-1H:600ガル, Ss-2H(NS):493ガル, Ss-2H(EW):586ガル, Ss-3H(NS):489ガル, Ss-3H(EW):396ガル, Ss-4H:585ガル)



表 1: 島根 2 号の基準地震動とその最大加速度 [gal] ( $\text{cm/s}^2$  と同じ) [16]

基準地震動		NS方向	EW方向	UD方向
震源を特定して策定する地震動 (耐専スペクトルなど「応答スペクトルによる方法」で作成)				
Ss-D	設計用模擬地震波 (F-III~F-IV~F-V 断層による地震)	800		534
震源を特定せず策定する地震動 (地震観測記録等に基づいて作成)				
Ss-N1	2004 年北海道留萌支庁南部地震 M6.1 の解放基盤波	620		320
Ss-N2	2000 年鳥取県西部地震 M7.3 の賀祥ダム (監査廊) の観測記録	528	531	485

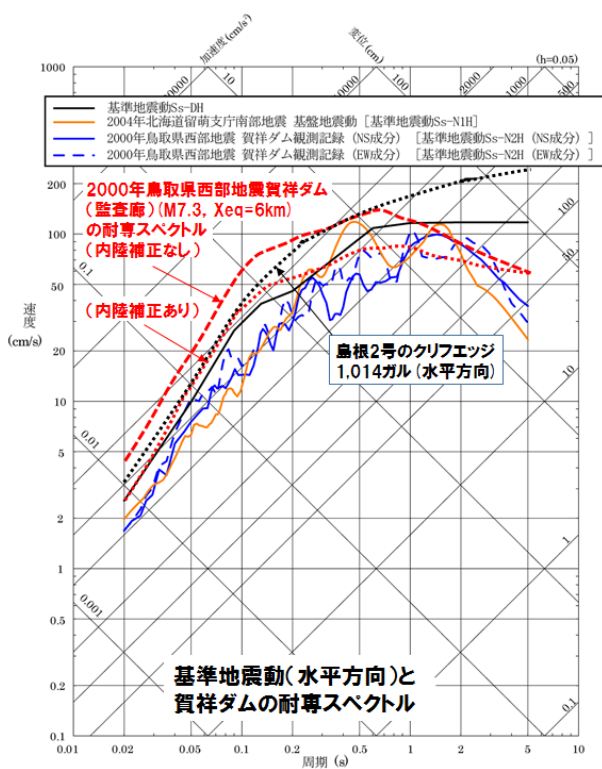


図 2: 島根 2 号の 2016 年 3 月現在の基準地震動 Ss, クリフエッジおよび 2000 年鳥取県西部地震賀祥ダムの耐専スペクトル (水平方向) [16] (震源を特定して策定する地震動: Ss-DH, 震源を特定せず策定する地震動: Ss-N1H, Ss-N2H(NS), Ss-N2H(EW))

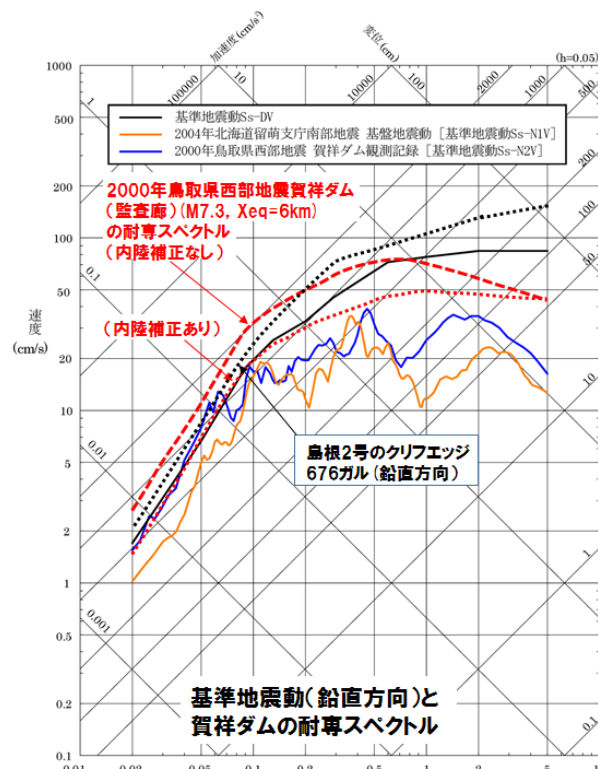


図 3: 島根 2 号の 2016 年 3 月現在の基準地震動 Ss, クリフエッジおよび 2000 年鳥取県西部地震賀祥ダムの耐専スペクトル (鉛直方向) [16] (震源を特定して策定する地震動: Ss-DV, 震源を特定せず策定する地震動: Ss-N1V, Ss-N2V)

ガル, それが 2004 年 3 号増設申請時に 398 ガルの S2-D1 と 456 ガルの S2-D2 の 2 つになり, 2008 年耐震バックチェック時には基準地震動 Ss として 600 ガルへ引き上げられた (正確には図 1 の Ss-4 を除く Ss-1~Ss-3 の 3 つで構成される). 2013 年再稼働申請時には図 1 のように Ss-4 を追加しただけで他の基準地震動を変えずにそのまま申請されたが, ヒアリング段階でさらなる引き上げを余儀なくされ, 2016 年 3 月現在の基準地震動は表 1 と図 2~3 の通り, 800 ガルの Ss-D, 620 ガルの Ss-N1 (元の Ss-4 が 585 ガルから 620 ガルへ引き上げられて Ss-N1 になった), 531 ガルの Ss-N2 の 3 つになっている. このうち, Ss-D だけが「震源を特定

して策定する地震動」であり, Ss-N1 と Ss-N2 の 2 つが「震源を特定せず策定する地震動」である.

ここで, 1 つ大きな事実を指摘しておく. 2013 年再稼働申請時の図 1 の Ss-2 と Ss-3 は「F-III~F-IV~Fk2 断層 (断層長さ 52.4km, 傾斜角 60 度)」の断層モデルによる地震動評価結果が応答スペクトルによる基準地震動 Ss-1 を超えたために設定された基準地震動だが, 2016 年 3 月 2 日のヒアリング段階では表 1 と図 2 のように, 断層モデルによる地震動評価結果で設定された基準地震動は全く存在しない. この事実の中に, 断層モデルによる地震動評価がいかにも過小評価されたものであるかがよく現われていると言える.

この問題は「震源を特定して策定する地震動」の項で改めて詳述することにして、ここではまず、「震源を特定せず策定する地震動」を取り上げる。

「震源を特定せず策定する地震動」は、古くは「M6.5の直下地震」が全国一律に採用されていたが、2006年指針改定で地震観測記録に基づく加藤ら(2004)[38]の「上限レベル」の応答スペクトルに変更され、原子力規制委員会による2013年以降の新規制基準の下では、震源を特定しにくい16の国内地震観測記録についてサイトごとに採用するかどうかを検討することになった。その結果、島根2号では、表1に示される「2004年北海道留萌支庁南部地震M6.1の解放基盤波」Ss-N1と「2000年鳥取県西部地震M7.3の賀祥ダム(監査廊)の観測記録」Ss-N2が採用されている。

しかし、ここには2つの大きな問題点がある。第1に、震源近傍での地震観測記録がとれ始めたのは、1995年阪神・淡路大震災を機に地震観測網が張り巡らされて以降のことであり、16の地震観測記録は1996～2013年の20年足らずの間に採れたものにすぎず、データが揃うには今後何十年もかかる。サイトごとの地域性に見合った場所で地震が起きるとは限らず、地震が起きても震源域内に地震計があるとは限らない。「地震観測記録が新たにとれば採用する」という悠長な姿勢では、「震源を特定せず策定する地震動」を保守的に考慮したとは到底言えない。

第2に、地震観測記録の不足を補う上で信頼性の高い地震動解析手法が開発されてきているにもかかわらず、その成果が全く生かされていない。この点で、地域地盤環境研究所[4]と原子力安全基盤機構JNES[20]による地震動解析結果が重要となる。特に、4月14日に発生したM6.5(前震)の2016年熊本地震の益城観測点における地下地震観測記録は、JNESによる地震動解析の正しさを裏付けており、これを積極的に活用すべきである。

#### 留萌支庁南部地震の再現モデル解析では 620ガルの1.8倍の1,100ガルになる！

地域地盤環境研究所は北海道留萌支庁南部地震の再現モデルを構築し、これをそのまま用いて、断層最短距離15km以内の仮想地表観測点での地震動を解析した。これは地震計の設置不足を補う解

析と言える。この地震ではHKD020地点(図4の△)の地表地震計で1,127ガル(EW方向)、536ガル(NS方向)の地震動が観測されているが、図4のように他の仮想観測点では約1,300ガル(EW)、約1,700ガル(NS)の地震動が解析されている。また、震源断層モデルをそのまま使って、破壊開始点やすべり角など破壊の不確かさを補う解析も行っている。その結果、アスペリティ下端中央から破壊が始まった場合には、図5のように約2,000ガル(EW)、約1,050ガル(NS)の地震動が起こるとの解析結果が出されている。これらは仮想地表観測点での地震動評価結果であるため、解放基盤表面はざっと波に換算しなければならないが、単純に比例計算すれば、620ガルのSs-3-1が1.8倍(EW方向の倍率)の1,100ガルになりうる。これは島根2号のクリフエッジ1,014ガル<sup>1</sup>を超えている。このような実際の地震観測記録に基づく再現解析は現実の地震動を再現できることから、地震計の設置数の限界をカバーするものとして積極的に取り入れるべきである。

#### JNESの断層モデルによる地震動解析では 1,340ガルになり、クリフエッジを超える！

他方、原子力安全基盤機構JNESは、国内の地震データに基づいて独自の断層モデルを構築し、島根原発の解放基盤表面(S波速度 $V_s = 1,500\text{m/s}$ ) [15]より硬い地震基盤表面( $V_s = 2,600\text{m/s}$ , 図6参照)に観測点を置き、地震観測記録の不足を地震動解析で補っている。その結果、M6.5の左横ずれ断層による地震が起こると、図7のように震源近傍で1,340ガルの地震動が生じることを明らかにした[20]。図8の震源近傍での応答スペクトルを包絡する曲線が図9であり、図10の赤波線である。図10には、島根2号の基準地震動Ss-DH, Ss-N1H, Ss-N2Hに加え、黒点線でクリフエッジを描いているが、このクリフエッジがSs-DHを平行

<sup>1</sup>島根2号のクリフエッジは中国電力の2012年8月のストレステスト一次報告書[13]において1,014ガルと評価されているが、原子力安全・保安院や原子力安全委員会の評価を受ける前にこれら規制当局が解散してしまったため、中国電力による評価に留まっている。正確には、非常用発電設備他が機能維持できる1.57Ss(当時の600ガルの基準地震動Ssの1.57倍)がクリフエッジだったが、高圧発電機車を配備した結果、原子炉圧力容器スタビライザが機能維持できる1.69Ss(約1,000ガル相当)になったとしている。ここでは、 $600 \times 1.69 = 1,014$ ガルとしている。

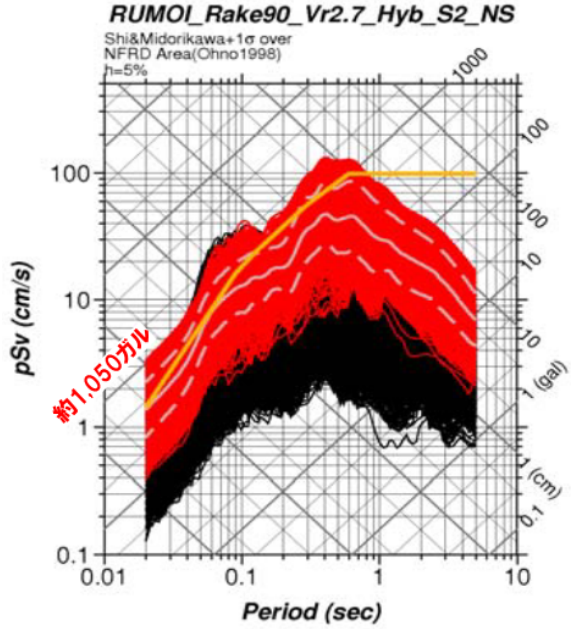
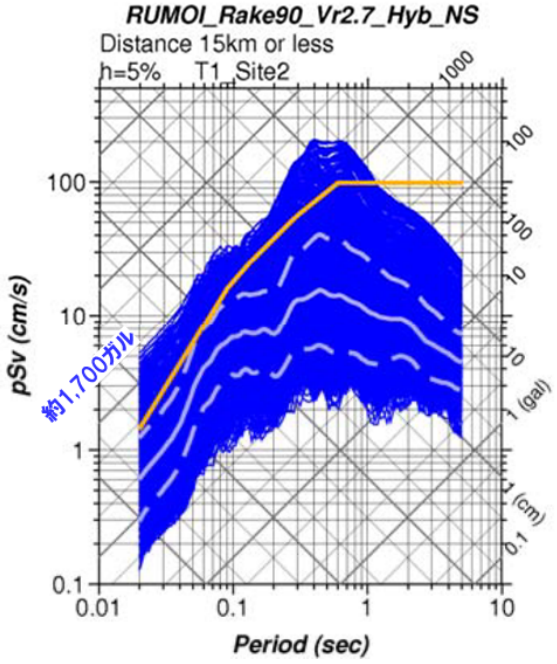
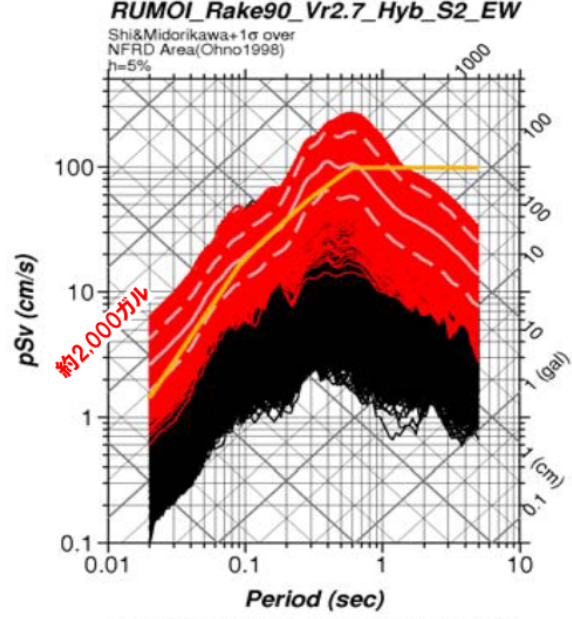
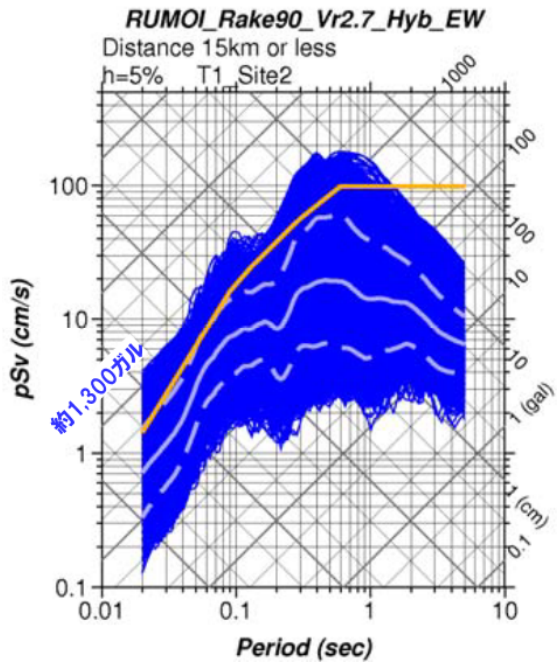
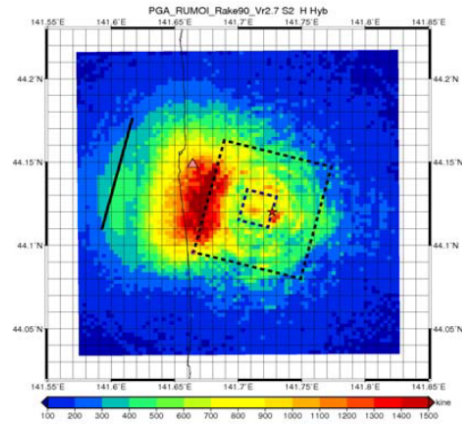
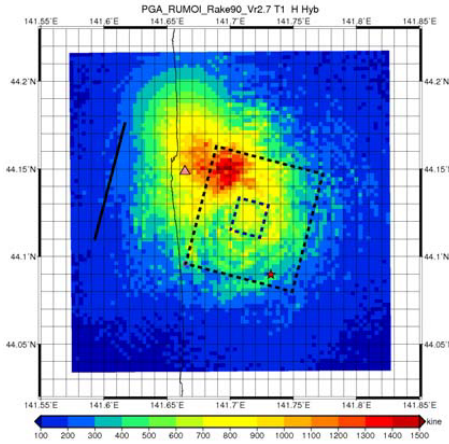


図 4: 2004 年北海道留萌支庁南部地震の震源モデルによる震源近傍の地震動解析結果 [4] (上: 応答加速度分布,  $\Delta$ : HKD020 地点,  $\star$ : 破壊開始点; 中: 断層最短距離 15km 以内の応答スペクトルの重ね書きで EW 方向, 白線: 平均, 白破線:  $\pm$  標準偏差; 下: NS 方向)

図 5: 2004 年北海道留萌支庁南部地震の震源モデルでアスぺリティ下端中央から破壊が始まった場合の地震動解析結果 [4] (上: 応答加速度分布,  $\Delta$ : HKD020 地点,  $\star$ : 破壊開始点; 中: 断層最短距離 15km 以内の応答スペクトルの重ね書きで EW 方向, 赤実線: NFRD 効果を含む領域内の重ね書き, 白線: 赤実線領域内の平均, 白破線: 同  $\pm$  標準偏差; 下: NS 方向)



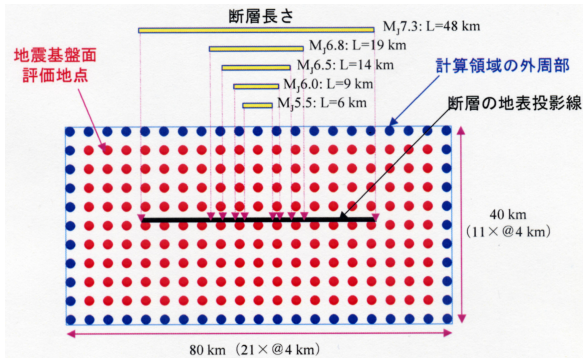
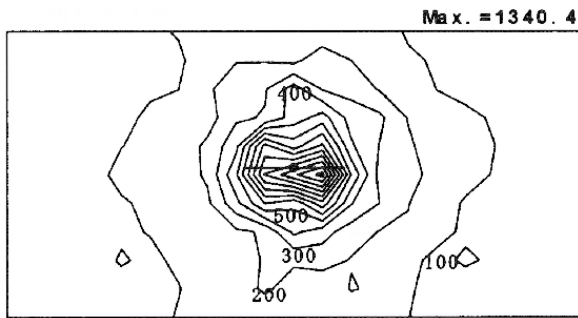
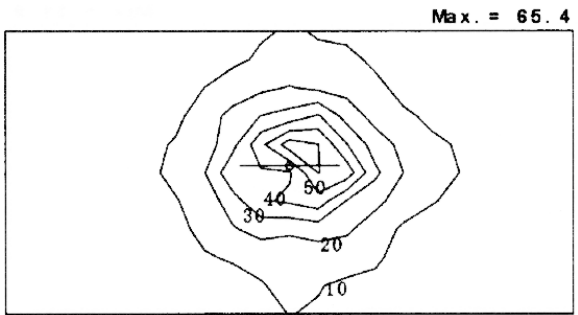


図 6: JNES による対象計算領域 (地震基盤上の評価点: 縦 11×横 21 の格子点 231) と横ずれ断層の例 [20]



(a) 加速度分布図 (最大値 1340.4cm/s<sup>2</sup>)



(b) 速度分布図 (最大値 65.4cm/s)

図 7: 横ずれ断層モデルによる地震動評価結果 (M6.5)[20] (地震発生層 2~20km, 断層・アスペリティ上端 2km, 実効応力大, 高周波遮断特性平均 + $\sigma$ )

移動させたものになっていないのは、クリフエッジが申請時の図 1 における 600 ガルの Ss-1H を基準にその何倍で炉心溶融事故に至るかを求めているからである。この図で明らかなように、1,340 ガルの地震動は原発にとって重要な周期帯 (0.03~0.5 秒) (巻末注 1 参照) の大半でクリフエッジを超えている。

ちなみに、M6.5 の地震は地表に地震断層が現れないため、いくら詳細な調査を行っても発見できず、どこでも起こりうる小さな地震である。そのため、かつては「M6.5 の直下地震」が全原発に

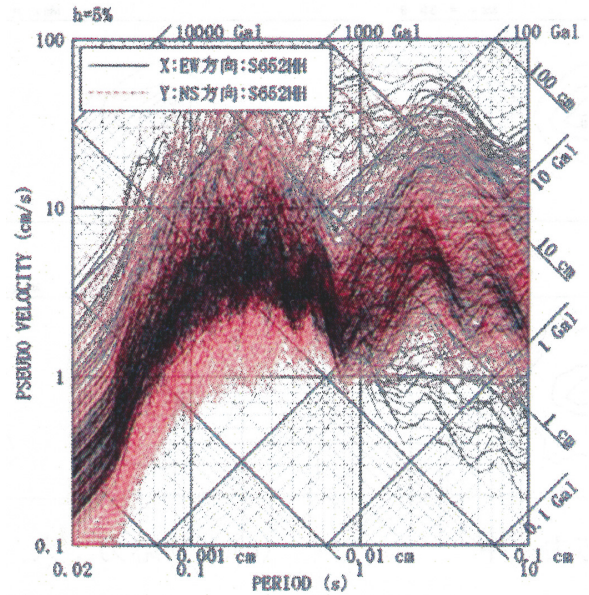


図 8: 横ずれ断層 (M6.5) の地震動評価結果 [20] (断層上端 2km, アスペリティの上端 2km, 実効応力大 (19.1MPa), 高周波遮断特性平均 + $\sigma$  ( $f_{max} = 11.9\text{Hz}$ ) のケース)

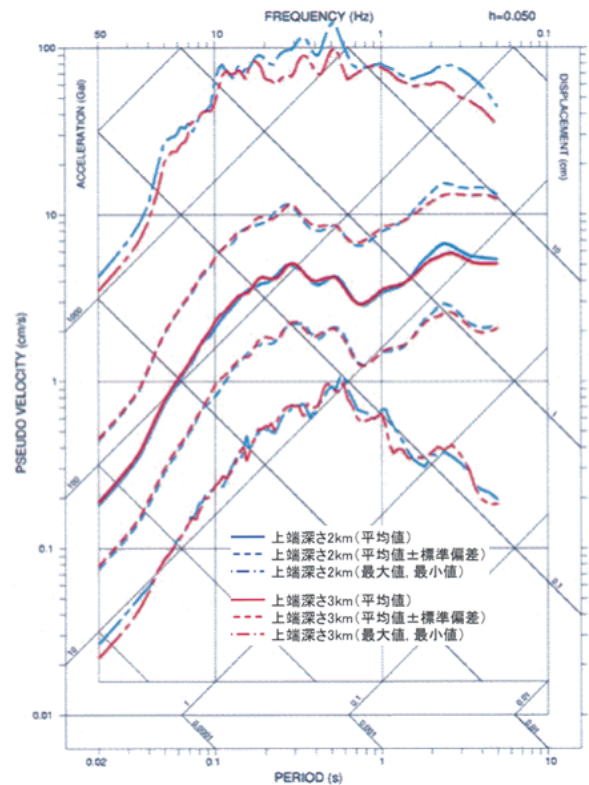


図 9: 横ずれ断層モデル (M6.5) による地震動評価結果 [20] (断層上端 2km(3km), アスペリティの上端 2km(3km), 実効応力大 (19.1MPa), 高周波遮断特性平均 + $\sigma$  ( $f_{max} = 11.9\text{Hz}$ ) のケース)

共通の限界地震として採用されていたのだが、その地震動は、「震央域外縁距離 (M6.5 で 7.1km, M7 で 10km, M8 で 25km) の圏内ではカットされて一定になる」という非現実的な都合よい仮定によって過小評価されていた [57]. JNES の地震動解析結果は、「中国電力が原子力規制庁によるヒアリング

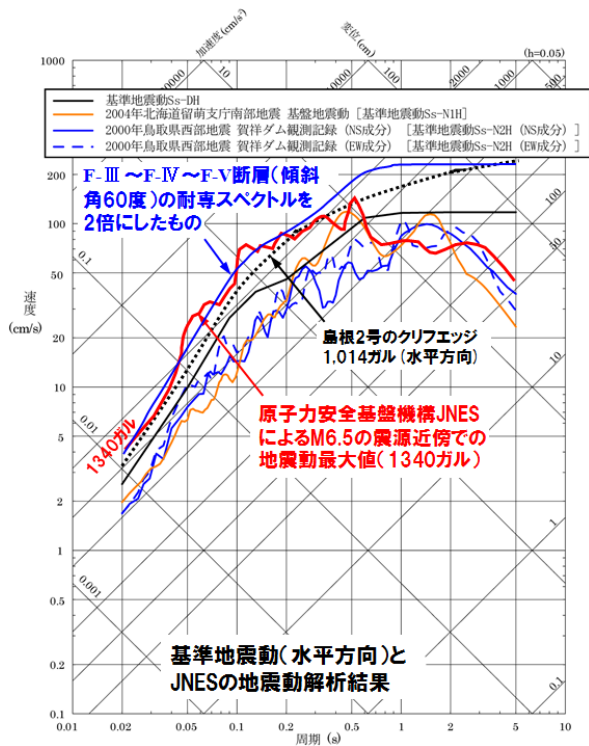


図 10: 島根 2 号の基準地震動  $S_s$ , クリフエッジ (黒点線), JNES による 1,340 ガルの地震動 (赤波線) および F-III~F-IV~F-V 断層 (傾斜角 60 度) の耐専スペクトルを 2 倍にした応答スペクトル [20, 16, 13]

段階で上げた基準地震動でも、余りに過小すぎ、M6.5 の小さな地震でクリフエッジが超えられてしまう」という重大な事実を述べ、警告しているのである。そうである以上、かつての「M6.5 の直下地震」の過小評価を繰り返さないためにも、これを「震源を特定せず策定する地震動」として基準地震動に加えるべきである。

この問題については、原子力規制委員会・原子力規制庁と市民団体との話し合いが 2014 年 7 月と 2015 年 1 月の 2 度もたれ [59, 60], 規制庁は最終的に「専門家を入れて断層モデルの妥当性について検討すべきだ」と認めている。にもかかわらず、規制庁はこれをサボタージュしたまま、川内 1-2 号, 高浜 3-4 号および伊方 3 号の審査書 (再稼働認可) を出し、今また島根 2 号の適合性審査でサボタージュし続けるつもりなのであろうか。

### 2016 年熊本地震は JNES の解析を裏付け 震源断層近くでは 1,000 ガル超にも!

それを告発するかのように 4 月 14 日, 2016 年熊本地震が起き、震度 7 の激震がもたらされた。この地震こそ JNES がまさに地震動解析していた横

ずれ断層による M6.5 (気象庁発表暫定値) の地震であった。震源深さは 11km, 南北方向に張力軸を持つ右横ずれ断層だったが、表 2 のように非常に大きな地震動が発生した。これを前震として、余震が続き、28 時間後に M7.3 の本震が襲い、その後も表 3~5 のように大きな地震動が続いた。

KiK-net の益城 (ましき) 観測点 KMMH16 は地表地震計に加えて、地下 252m の岩盤上にも地震計が設置してあり、この設置場所は S 波速度が 2,700m/s の地震基盤であり、島根 2 号や川内原発の解放基盤表面 (いずれも 1,500m/s) より硬い。この地下地震計により、表 2 のように、M6.5 の前震で NS 方向 237 ガル, EW 方向 178 ガル, 鉛直方向 127 ガル, 3 成分合成で 260 ガル程度の地震動が観測された。これは解放基盤表面はざとりに波に換算するとほぼ 2 倍になり、NS 方向 470 ガル, EW 方向 350 ガル, 鉛直方向 250 ガル, 3 成分合成で 520 ガル相当になる。

原子力安全基盤機構 JNES による震源断層モデルは図 13 に示すとおりであり、M6.5 の左横ずれ断層による地震動解析を行い、図 12 のように、地震基盤表面 ( $V_s = 2,600\text{m/s}$ ) での最大加速度の分布図を求めている。益城観測点とほぼ同じ地震基盤だと言え、この最大加速度はいわゆる「はざとりに波」の最大加速度に相当し、上記の益城観測点での地震観測記録を 2 倍した値に対応する。JNES の断層モデルは左横ずれ断層なので、熊本地震の右横ずれ断層に対応させるには、図 12 の上下を反転させればよい。そこで、上下を反転させた図 12 をイメージしながら、図 11 の「14 日 21 時 26 分 M6.5, 最大震度 7 (暫定)」の震央位置から東南東約 2.5km に震源断層延長部を想定し<sup>2</sup>, 益城観測点との位置関係を測ると、図 12 では右斜め下の 300~400 ガルの位置 (▲) に対応することが分かる。益城観測点での水平方向最大加速度 (はざとりに波換算) は、NS 方向 470 ガル, EW 方向 350 ガルであった。つまり、JNES の解析結果と比べて同等以上であることがわかる。JNES の解析結果ではこの震源領域での最大値は 1,340 ガルであったことか

<sup>2</sup>気象庁による発震機構解 (精査後) CMT 解によれば、走向 210 度, 傾斜角 77 度, すべり角 177 度である。益城観測点は、震央距離約 6km (精査後) で、震源の深さ 11km と 77 度西側傾斜から震源断層地表延長部は震央から約 2.5km 東南東になり、この仮想地表断層部中央から約 10km 離れている。

表 2: 2016 年熊本地震の前震 M6.5(2016/4/14/21:26) で観測された地震動の最大加速度 [gal][3]

観測点名 コード	Δ	NS方向	EW方向	UD方向	合成	強震計種別	標高, 深度	S 波速度
益城 KMMH16 (地表)	6km	760	925	1399	1580	KiK-net06	55m, 252m	2,700m/s
矢部 KMM009 (地表)	18km	569	547	94	669	K-NET02	443m, -	-
熊本 KMM006 (地表)	6km	574	381	326	604	K-NET02	34m, -	-
砥用 KMM011 (地表)	15km	381	477	87	491	K-NET02	142m, -	-
豊能 KMMH14 (地表)	13km	328	219	228	357	KiK-net06	70m, 110m	1,540m/s
益城 KMMH16 (地下)	6km	237	178	127	-	KiK-net06	55m, 252m	2,700m/s
豊能 KMMH14 (地下)	13km	84	67	50	-	KiK-net06	70m, 110m	1,540m/s

表 3: 2016 年熊本地震の余震 M5.8(2016/4/14/22:07) で観測された地震動の最大加速度 [gal][3]

観測点名 コード	Δ	NS方向	EW方向	UD方向	合成	強震計種別	標高, 深度	S 波速度
益城 KMMH16 (地表)	4km	465	560	518	710	KiK-net06	55m, 252m	2,700m/s
熊本 KMM006 (地表)	7km	423	216	230	455	K-NET02	34m, -	-
矢部 KMM009 (地表)	16km	178	222	67	241	K-NET02	443m, -	-
豊能 KMMH14 (地表)	18km	176	88	102	181	KiK-net06	70m, 110m	1,540m/s
砥用 KMM011 (地表)	18km	146	111	51	149	K-NET02	142m, -	-
益城 KMMH16 (地下)	4km	168	98	84	-	KiK-net06	55m, 252m	2,700m/s
豊能 KMMH14 (地下)	18km	35	27	13	-	KiK-net06	70m, 110m	1,540m/s

表 4: 2016 年熊本地震の余震 M6.4(2016/4/15/00:03) で観測された地震動の最大加速度 [gal][3]

観測点名 コード	Δ	NS方向	EW方向	UD方向	合成	強震計種別	標高, 深度	S 波速度
益城 KMMH16 (地表)	11km	353	590	189	606	KiK-net06	55m, 252m	2,700m/s
豊能 KMMH14 (地表)	8km	353	324	557	560	KiK-net06	70m, 110m	1,540m/s
矢部 KMM009 (地表)	20km	208	342	70	381	K-NET02	443m, -	-
砥用 KMM011 (地表)	12km	211	265	106	286	K-NET02	142m, -	-
熊本 KMM006 (地表)	10km	152	147	181	183	K-NET02	34m, -	-
豊能 KMMH14 (地下)	8km	84	132	73	-	KiK-net06	70m, 110m	1,540m/s
益城 KMMH16 (地下)	11km	46	78	26	-	KiK-net06	55m, 252m	2,700m/s

表 5: 2016 年熊本地震の本震 M7.3(2016/4/16/01:25) で観測された地震動の最大加速度 [gal][3]

観測点名 コード	Δ	NS方向	EW方向	UD方向	合成	強震計種別	標高, 深度	S 波速度
益城 KMMH16 (地表)	7km	653	1157	873	1362	KiK-net06	55m, 252m	2,700m/s
熊本 KMM006 (地表)	2km	827	616	534	843	K-NET02	34m, -	-
矢部 KMM009 (地表)	22km	777	640	187	831	K-NET02	443m, -	-
菊池 KMMH03 (地表)	28km	787	228	403	800	KiK-net06	178m, 200m	2,000m/s
砥用 KMM011 (地表)	21km	598	602	255	778	K-NET02	142m, -	-
益城 KMMH16 (地下)	7km	159	242	196	-	KiK-net06	55m, 252m	2,700m/s
菊池 KMMH03 (地下)	28km	146	70	48	-	KiK-net06	178m, 200m	2,000m/s

注: 表中の「合成」はすべて「3成分合成」である。

ら, 今回の熊本地震でも, 地震計が震源領域に多数配置されていれば, はぎとり波換算で 1,000 ガルを大きく超え, 島根 2 号や川内 1.2 号のクリフエッジ<sup>3</sup>をも超える地震動が観測されていた可能性

<sup>3</sup>炉心溶融事故に至るギリギリの地震動のことで, 川内 1 号で 1,004 ガル, 2 号で 1,020 ガルとされている [24]. 島根 2 号のクリフエッジもほぼ同じ 1,014 ガルである。

が高い。2004 年北海道留萌支庁南部地震で地域地盤環境研究所が行ったような再現モデルによる解析 [4] を行えば, それが明らかになるであろうことは間違いのないと言える。

2016 年熊本地震における 4 月 14 日の M6.5 の地震では, 横ずれ断層による M6.5 という小さな



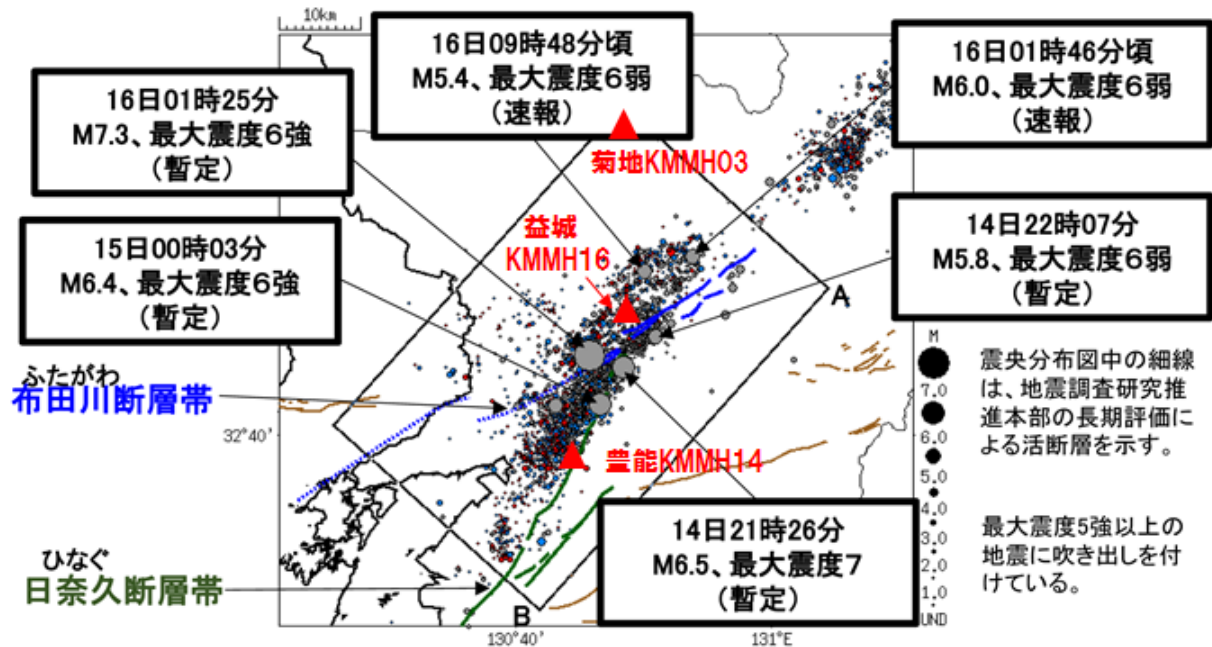


図 11: 2016 年熊本地震の前震 M6.5, 本震 7.3 と余震分布 (震央分布, KiK-net 観測点 ▲ を追記) [41]

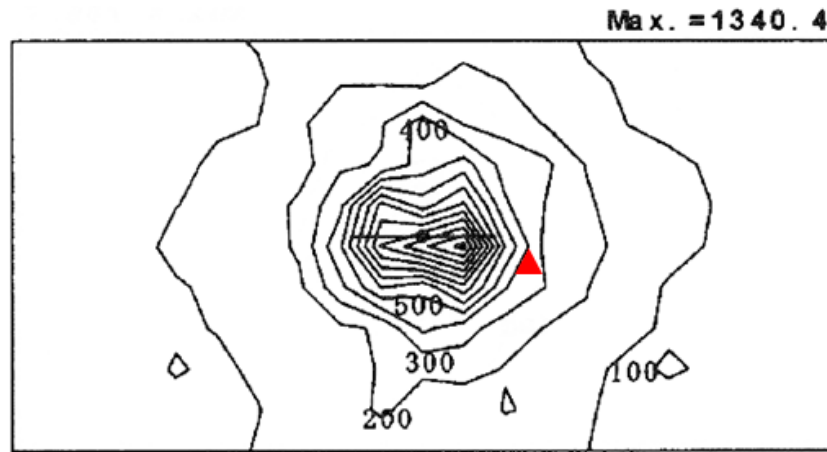


図 12: 原子力安全基盤機構 JNES による M6.5 の左横ずれ断層による地震基盤表面 ( $V_s=2600\text{m/s}$ ) での加速度分布図 (水平方向, 最大値  $1340.4\text{cm/s}^2$ ) [20] (右横ずれの場合には上下を反転させた分布図になるため, 図 11 における震央距離約 6km の益城観測点 KMMH16 はこの図で震源断層の右斜め下 300~400 ガルの地点 ▲ に相当する)

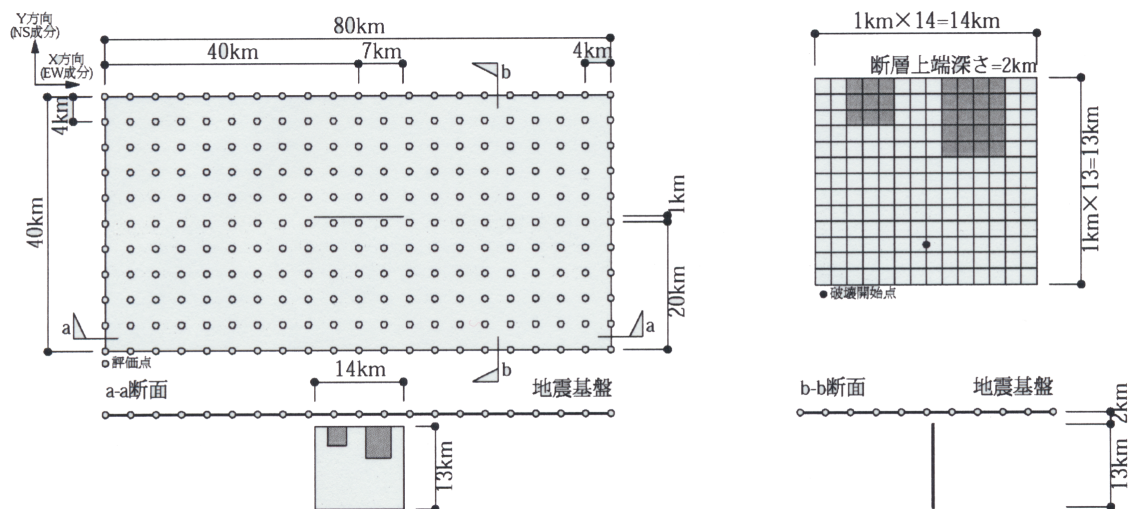


図 13: JNES が図 12 の解析結果を得るために用いた M6.5 の左横ずれ断層の震源断層モデル [20] (国内データに合わせた独自の経験式  $S = 1.85 \times 10^{-15} M_o^{2/3}$  で  $M6.5 (M_o = 3.16 \times 10^{25} \text{dyn-cm})$  に相当する断層面積  $S$  を求め, 断層長さ 14km, 幅 13km, 断層上端深さ 2km, アスペリティ 2 個 (いずれも 19.1MPa), 破壊開始点を中央深さ 10.5km としている)

地震であるにもかかわらず大きな地震動が地下地震計で初めて観測され、それが JNES による横ずれ断層の地震動解析が正しいことを裏付けるものとなり、震源断層により近いところでは 1,000 ガルを超えた可能性もあることが明確になったのである。これまでに 2004 年北海道留萌支庁南部地震、2007 年新潟県中越沖地震、2008 年岩手・宮城内陸地震など大きな地震動が観測されてはきたが、そのほとんどが逆断層による地震であった。横ずれ断層でしかも M6.5 という小さな地震で大きな地震動が観測されたことの意味は極めて大きい。

今回の熊本地震の前震である 4 月 14 日 M6.5 の地震は日奈久（ひなぐ）断層帯の北部で発生したことから、これを含む震源断層の存在そのものは事前に分かっていたといえる。しかし、活断層の存在しないところでは、このような M6.5 の地震を引き起こす震源断層を事前に発見することは難しい。今日の科学技術水準では事実上不可能であり、島根 2 号や川内 1-2 号などの原発直下にこのような震源断層が眠っていてもわからない。

地震観測記録には時間的・空間的制約があり、これを乗り越えるためには、地域地盤環境研究所による再現モデルや JNES による独自の断層モデルを用いた地震動解析結果で補完するのが極めて重要だと言える。2016 年熊本地震における震度 7 の激震をもたらした M6.5 の地震観測記録を無駄にしてはならない。これを「震源を特定せず策定する地震動」に加え、当該震源断層の再現モデルで震源域内の地震動解析を行い、その成果を地震計の不足を補うものとして生かすべきである。ここまで踏み込まなければ、3・11 のフクシマ事故を教訓としたことにはならず、15.7m の津波が来る可能性を試算しながら無視した東京電力および貞観津波の危険性を検討すべきだと申し出た部下を恫喝して黙らせ、東京電力の過小評価を容認した原子力安全・保安院の過ち [60] を繰り返すことになるであろう。原子力規制委員会はこれ以上の地震動評価手法見直しのサボタージュをやめ、2016 年熊本地震を教訓として、その再現モデルによる地震動解析を実施し、地震動評価手法の根本的改定を行い、基準地震動を策定し直すべきである。

### 3 震源を特定して策定する地震動

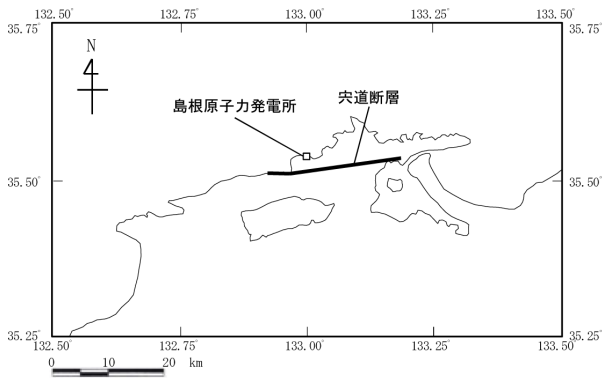
#### 3.1 耐専スペクトルでは適用範囲が狭められ偶然変動のバラツキが無視されている

島根 2 号では、図 14 に示される「宍道断層」と「F-III～F-IV～F-V 断層」が「震源を特定して策定する地震動」の対象となっている。これらの活断層による地震動評価結果は、耐専スペクトル等による「応答スペクトルによる方法」で図 15 のようになり、「断層モデルによる方法」で図 16 のようになるが、いずれにおいても地震動が過小評価されている。まず、前者の耐専スペクトルについて述べる。

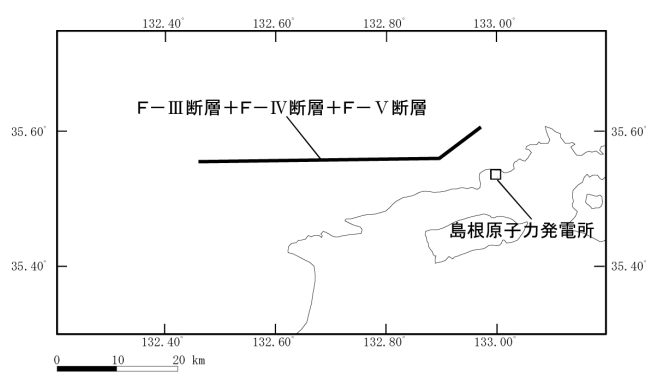
耐専スペクトルは、国内地震観測記録に基づくものだが、震源近傍での大きな地震観測記録を含む最近 20 年間の最新データが反映されておらず、原子力規制庁によれば、日本電気協会で現在見直し作業中である。これが改定されれば、最新データを反映させる限りにおいて、近距離地震ではより大きな地震動評価に見直されることは必至である。また、耐専スペクトルは地震動の平均像を与えるものであり、地震動を過小評価しないためには地域性や偶然変動のバラツキを考慮する必要がある。これらの問題点は、基準地震動の多くが耐専スペクトルによって規定されているという事実からみて、極めて重要であり、これらに十分配慮した地震動評価が不可欠である。

#### 2016 年熊本地震は耐専スペクトルを超えた！

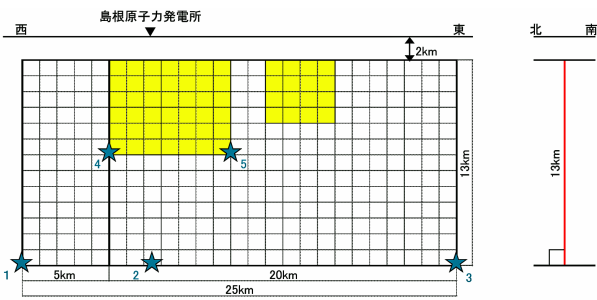
たとえば、4 月 14 日の M6.5 の 2016 年熊本地震における益城観測点での最大加速度（はぎとり波換算）は、NS 方向 470 ガル、EW 方向 350 ガルであり、これは川内 1-2 号の 540 ガルの基準地震動 Ss-1(水平方向)[42] より少し小さめだが、図 17 のように周期 0.2 秒付近で一部超えるなどほぼ同等と言ってよい。この Ss-1 は市来断層帯市来区間（M7.2、等価震源距離  $X_{eq} = 14.29\text{km}$ （基本ケース））の内陸補正なしの耐専スペクトルによって規定されているが、この耐専スペクトルは約 460 ガルであり [42]、益城観測点での地下地震観測記録はぎとり波はこれにほぼ等しく、図 17 のように周期 0.1 秒以上ではこれを上回ると言える。益城観測点は M6.5 の前震との震央距離が約 6km で、等価



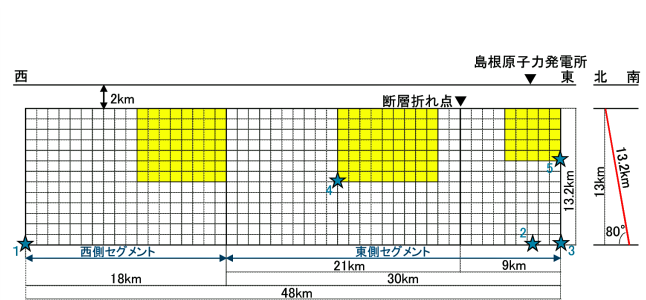
(a) 宍道断層



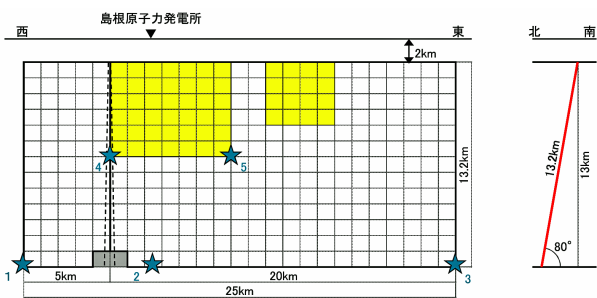
(b) F-III~F-IV~F-V 断層



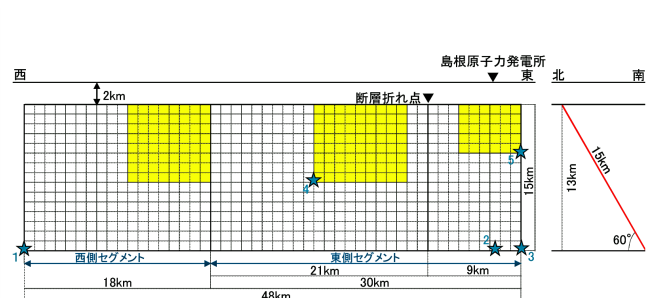
(a1) 宍道断層 (基本ケース)



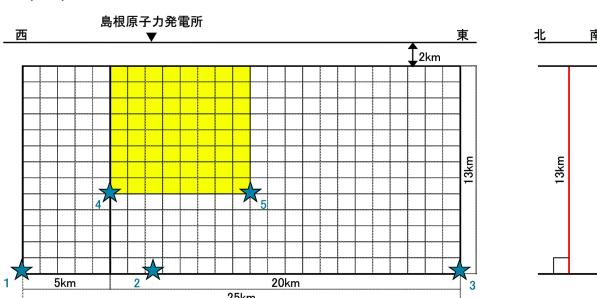
(b1) F-III~F-IV~F-V 断層 (基本ケース)



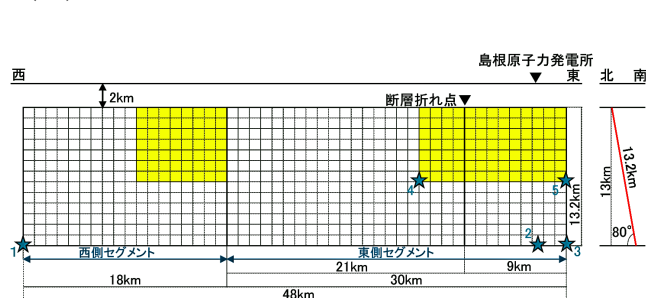
(a2) 宍道断層 (傾斜角 80 度ケース)



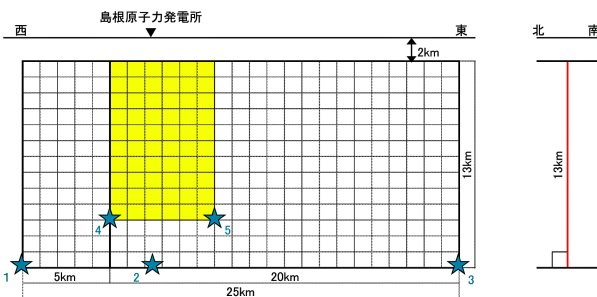
(b2) F-III~F-IV~F-V 断層 (傾斜角 60 度ケース)



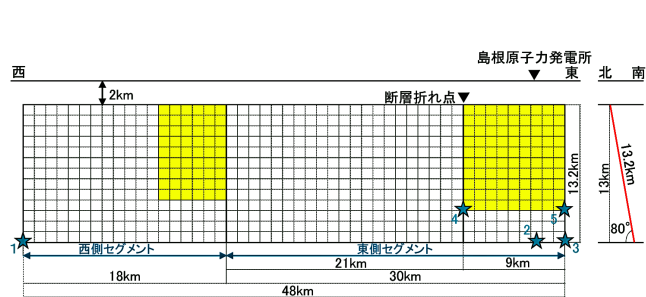
(a3) 宍道断層 (アスペリティ正方形ケース)



(b3) F-III~F-IV~F-V 断層 (アスペリティ横長ケース)



(a4) 宍道断層 (アスペリティ縦長ケース)



(b4) F-III~F-IV~F-V 断層 (アスペリティ縦長ケース)

図 14: 島根 2 号で中国電力が考慮した「宍道断層」と「F-III~F-IV~F-V 断層」の断層モデル [17]

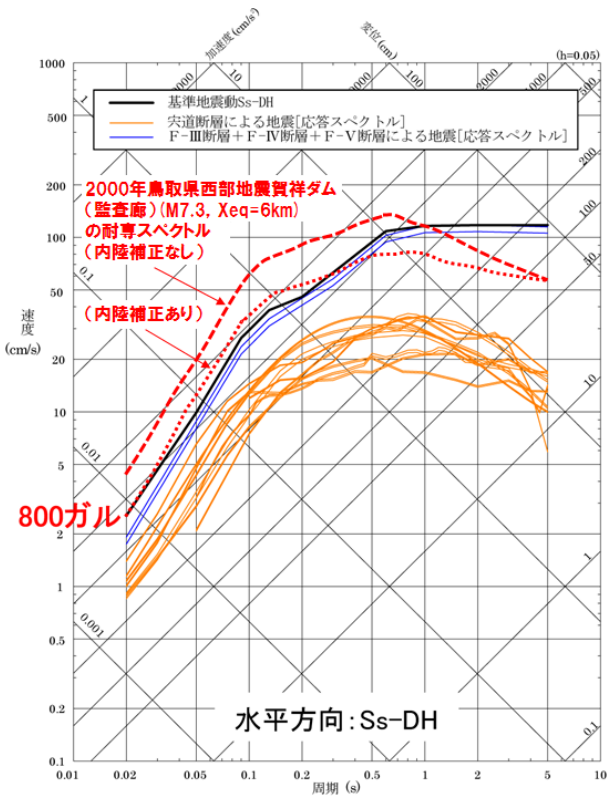


図 15: 島根 2 号の 2016 年 3 月現在の応答スペクトルに基づく地震動評価結果および 2000 年鳥取県西部地震賀祥ダムの耐専スペクトル (水平方向) [16]

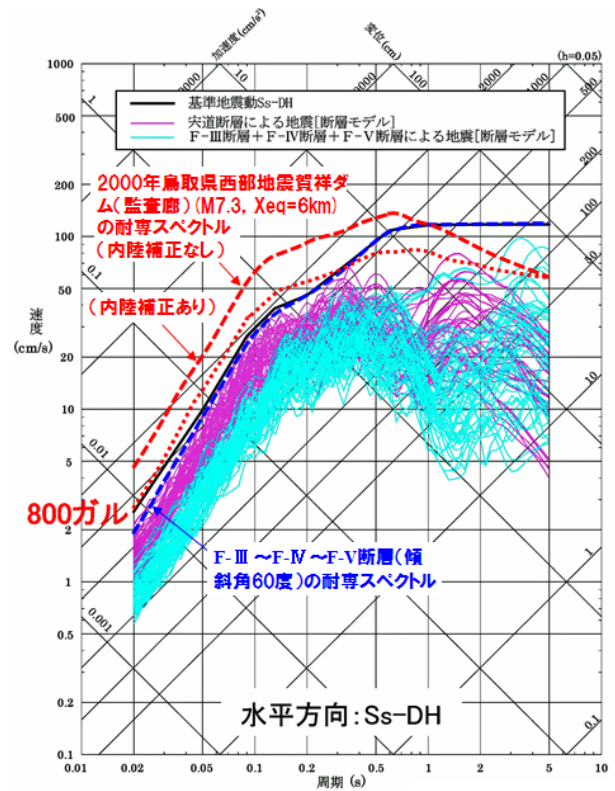


図 16: 島根 2 号の 2016 年 3 月現在の断層モデルを用いた手法による地震動評価結果と「F-III~F-IV~F-V 断層 (傾斜角 60 度)」の耐専スペクトルおよび 2000 年鳥取県西部地震賀祥ダムの耐専スペクトル (水平方向) [16]

震源距離では 13km 程度になり、川内原発と市来断層帯市来区間の等価震源距離にほぼ等しい。つまり、M6.5 の前震で、地震規模が 1 桁大きい M7.2 の耐専スペクトルと同等以上の地震動が観測されたことになるのであり、M7.2 の耐専スペクトルが過小にすぎることが明らかと言える。

島根 2 号の基準地震動 Ss-DH も、図 15 のように「F-III~F-IV~F-V 断層 (傾斜角 60 度)」の耐専スペクトルで規定されており、2016 年熊本地震を教訓として見直せば、より大きくなる可能性がある。

「宍道断層」の耐専スペクトルは適用外！

中国電力は「宍道断層」と「F-III~F-IV~F-V 断層」について図 14 のようにそれぞれ 4 通りのモデルを作成しているが、これらのうち、耐専スペクトルが適用されているのは「F-III~F-IV~F-V 断層」の「(b1) 基本ケース」と「(b2) 傾斜角 60 度ケース」の 2 ケースだけで、「(b3) アスペリティ横長ケース」と「(b4) アスペリティ縦長ケース」は適用外にされ、宍道断層では全ケースが適用外にされている。

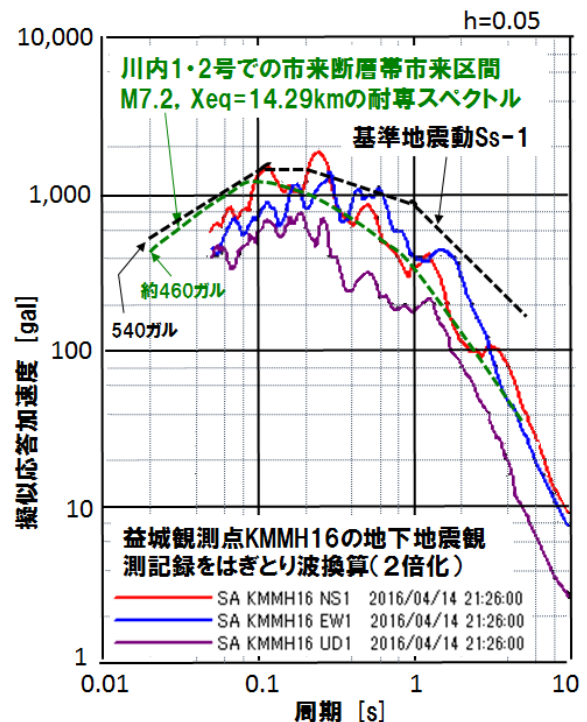


図 17: 益城観測点 KMMH16 の地下地震観測記録のはぎとり波 (2 倍化) の擬似加速度応答スペクトルと川内 1・2 号の基準地震動 Ss-1 および耐専スペクトル (水平方向) の比較 (防災研データから長沢が作成)



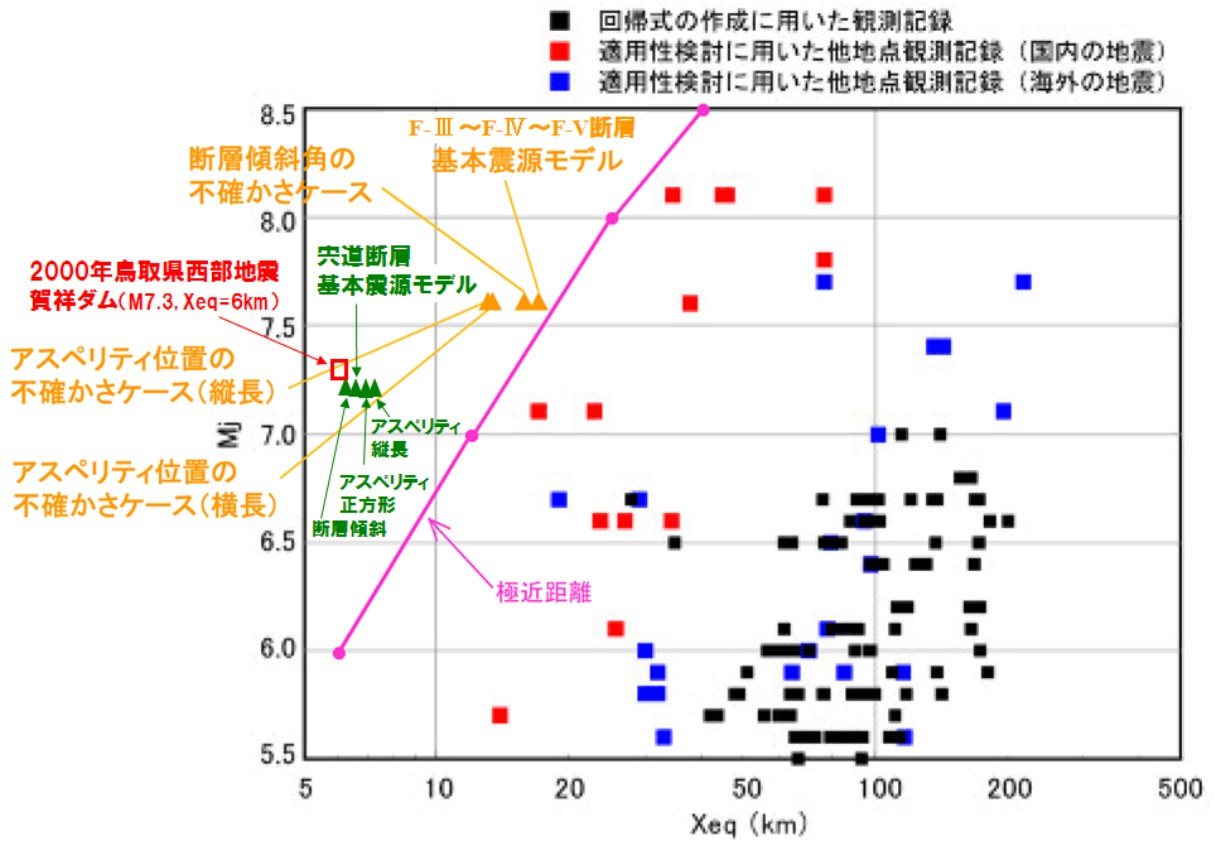


図 18: 耐専スペクトルの作成・適用性確認に用いられた地震データの等価震源距離  $X_{eq}$  と気象庁マグニチュード  $M[17]$  (F-III~F-IV~F-V 断層に関する原図に突道断層のデータを重ね合わせ、2000 年鳥取県西部地震賀祥ダムのデータを追記した)

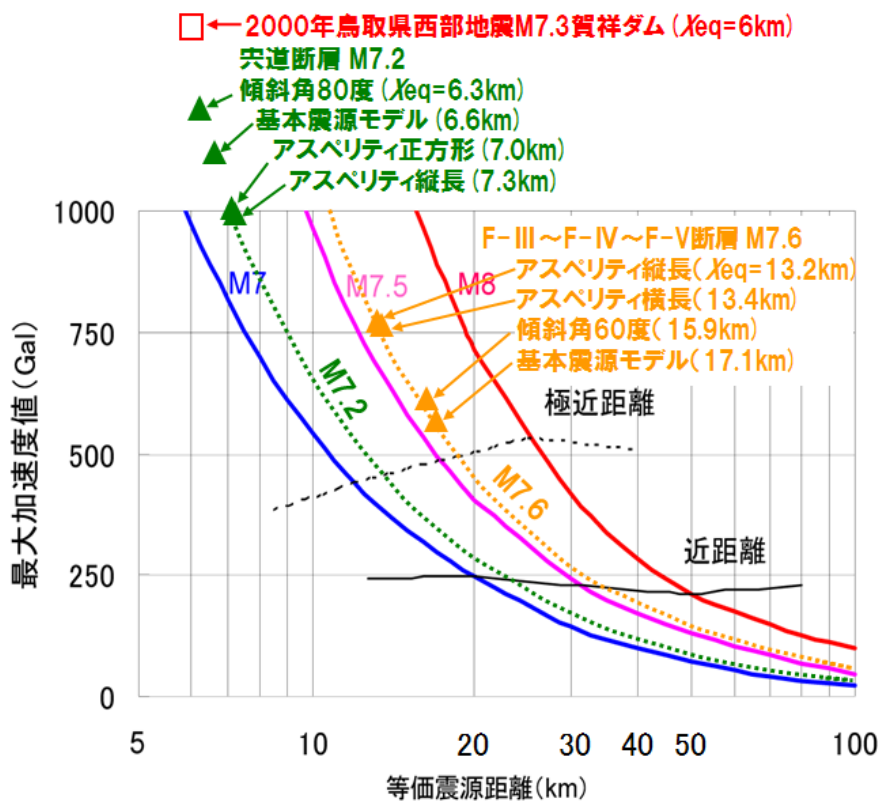


図 19: 耐専スペクトルにおける等価震源距離と地震動の最大加速度 (内陸補正なしの場合) (関西電力が示した図 [40] の上に島根 2 号で考慮された図 18 の検討用地震 [17] および 2000 年鳥取県西部地震賀祥ダムをプロットした。島根 2 号では F-III~F-IV~F-V 断層の基本震源モデルと傾斜角 60 度の 2 ケース以外はすべて適用外とされた。関西電力は高浜 3-4 号で最大加速度が 700 ガル未満の耐専スペクトルを適用可としているが、700 ガルを超える大飯 3-4 号では適用範囲外にあり、中国電力も 700 ガルを超えると適用範囲外にしているようである。)

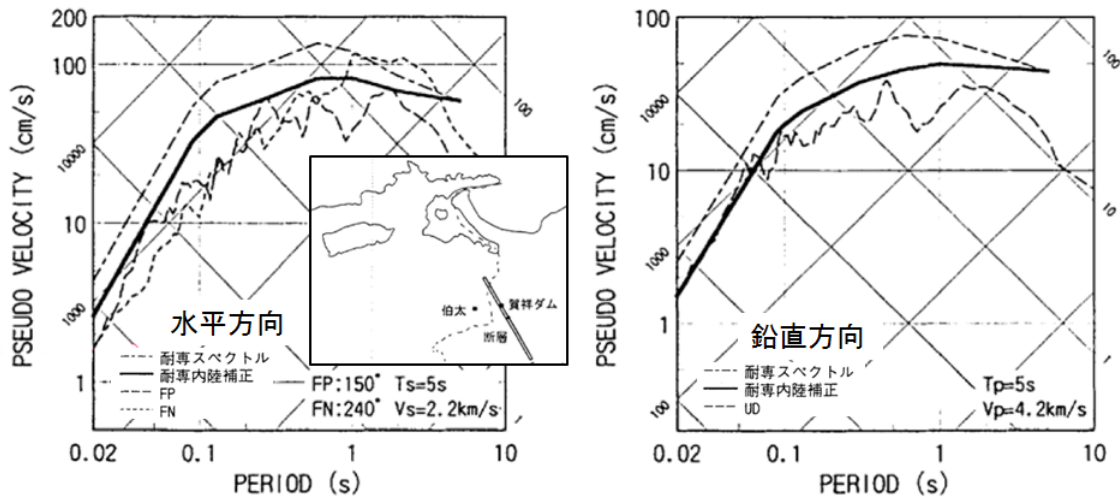


図 20: 2000 年鳥取県西部地震 M7.3 の賀祥ダム ( $X_{eq} = 6\text{km}$ ) での地震観測記録と耐専スペクトル (太実線は内陸補正あり, 一点鎖線は内陸補正なし) の比較 [56]

その理由は、図 18 のように「極近距離からの乖離が大きい」からだという。しかし、「F-Ⅲ～F-Ⅳ～F-V 断層」の場合、(b1) と (b2) が適用可で、(b3) と (b4) がなぜ適用外になるのか、極近距離からの乖離がどの程度以上で適用外になるのか、その明確な説明は全くなされていない。そこで、耐専スペクトルにおける等価震源距離と最大加速度の関係図にこれらの全ケースをプロットすると、図 19 のようになる。この図で「F-Ⅲ～F-Ⅳ～F-V 断層」の「(b1) と (b2)」は 700 ガルを超えず、(b3) と (b4) は 700 ガルを超えることがわかる。つまり、700 ガルを超えれば耐専スペクトルは適用外にされ、超えなければ適用されているのである。関西電力も、700 ガル弱となる高浜 3-4 号では耐専スペクトルを適用し、700 ガルを超える大飯 3-4 号では適用外にしている。四国電力も 650 ガル弱では適用し 750 ガル程度で適用外にしている。原子力ムラの常識は「最大加速度が 700 ガルを超えると耐専スペクトルを適用外にする」ことなのである。それは、「700 ガルを超える耐専スペクトル」を適用可にすると基準地震動がクリフエッジに極めて近くなり、耐震工事が高くてつくからであり、下手をするとクリフエッジを超えてしまうからである。

宍道断層では図 19 のように全ケースで最大加速度が 1,000 ガル程度以上になり、クリフエッジを超えてしまう。だから、適用外にされたのであり、耐専スペクトルが実際の地震動からどの程度乖離しているのかという議論とは無関係なのである。

では、宍道断層の耐専スペクトルは実際の地震動から大きく乖離しているのであろうか。宍道断層は M7.2 で等価震源距離 6.3～7.3km (不確かさ考慮のケースによる) であり、この条件に極めて近い地震動が M7.3 の 2000 年鳥取県西部地震で等価震源距離 6km の賀祥ダムにおいて観測されている。その観測記録が図 20 の波線であり、対応する耐専スペクトルも太線 (内陸補正あり) と一点鎖線 (内陸補正なし) で示されている。この観測記録は島根 2 号の基準地震動 Ss-N2 として採用されており、その耐専スペクトル (内陸補正あり) は観測記録にほぼ合っていることを中国電力も知っているはずである。現に、原子力安全委員会の意見交換会では図 20 を検討して「耐専スペクトルはまあまあ使える」と判断されている [56] (巻末注 3 参照)。この賀祥ダムの観測記録は図 18 では極近距離から大きく乖離しているが、図 20 のように実際の地震観測記録と良く合っている。つまり、耐専スペクトルの適用性は実際の地震観測記録との整合性でのみ判断すべきであり、「極近距離からの乖離が大きい」からというのは理由にならない。

ここで、中国電力を含めて全電力会社が耐専スペクトルの内陸補正をしていないのは、ばらつきを考慮して「余裕」を持たせるためではない。詳しくは後述するが、図 25 に示すとおり、新潟県中越沖地震による地震観測記録を分析した結果、対応する耐専スペクトル (内陸補正あり) と比べて震源特性が 1.5 倍大きかったことから、後追いで、



震源断層の震源特性を 1.5 倍にする（つまり、耐専スペクトルの内陸補正を行わない）方針をとったからにはほかならない<sup>4</sup>。

宍道断層の耐専スペクトルは賀祥ダムの耐専スペクトルより少し小さいが、図 19 では 1,000 ガルを大きく超え、賀祥ダムの耐専スペクトルにかなり近くなる。つまり、図 2 および図 3 の賀祥ダムの耐専スペクトルよりやや小さいだけで、宍道断層の耐専スペクトルが島根 2 号のクリフエッジを大きく超えることは避けられない。だからといって、宍道断層の耐専スペクトルを適用外にするのは、まさに、原子力ムラの論理であり、身勝手であり、国民の人格権より電力会社の経済的自由を優位に置くものとも言え、断じて認められない。

もし、原子力規制委員会が「宍道断層への耐専スペクトルの適用外」を容認するようなことがあれば、規制当局が電力会社に実質的に支配されてしまう「規制の虜」状態に陥ったと言わざるを得ないであろう。

#### 耐専スペクトルは平均像であり

少なくとも 2 倍のばらつきを考慮すべき！

さらに、今の耐専スペクトルは、図 21 のように、地震観測データを地震規模（気象庁マグニチュード）と断層の拡がりや考慮した等価震源距離で分類し、データとの誤差（ばらつき）をできるだけ小さくするような「平均像」として作成されている。地震基盤表面での地震動評価を行うことでサイト特性は可能な限り除去されているが、作成当時には国内地震観測記録が少なかったため、震源特性の異なる海洋プレート間地震と内陸地殻内地震が混在したままの「平均像」である。そこで、内陸地殻内地震用にはそれに則した補正係数を用いることになっているが、海洋プレート間地震との震源特性等の違いを補正しても、図 22 のように大きなばらつきがある。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

<sup>4</sup> 「内陸補正あり」の耐専スペクトルは短周期側で「内陸補正なし」の 0.6 倍程度になるため、「内陸補正あり」の耐専スペクトルを 1.5 倍すると「内陸補正なし」にほぼ等しくなる。したがって、内陸補正しないことで震源特性の 1.5 倍化に対応していることになる。断層モデルでは、応力降下量と短周期レベルを 1.5 倍にしてこれに対応している。これは認識論的不確定性に対応するものであり、偶然的な不確定性を考慮したものではない。

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（内陸補正あり）からの残差を表している [56]。この図から、実際の地震観測値は残差平均より「倍半分」以上のばらつきがあり、内陸補正をした耐専スペクトルからも「倍半分」（0.5~2 の範囲、±1 標準偏差分が青実線の範囲で、これにほぼ等しい）以上のばらつきがあることがわかる。

地震とは、プレート運動によって震源断層面ないしその周辺に蓄積された歪みエネルギーが断層運動によって一挙に解放される現象である。この歪みの大きさや場所の分布は一樣ではなく、断層運動による破壊開始点、破壊伝播の速度・方向、ずれの大きさ・方向も一樣ではなく、複雑な様相を帯びる。断層運動によって生じる個々の地震波も一樣ではなく、破壊場所によって違う。このように断層破壊過程は一定の法則に従うとは言え、実際の破壊過程には、かなりの程度、偶然性が伴い、地震ごとに地震動が大きくばらつくことになる。このような震源における特性には地域性があり、横ずれ断層、逆断層、正断層によっても異なるが、地震データ不足のため仮説に留まっており、科学的な結論を得るには至っていない。地震波の伝わり方も距離とともに地震波が一樣に減衰するのではなく、増幅される場合もあり、複雑な伝播経路特性を持つ場合がある。こうして得られる地震観測記録には、地下観測点が地震基盤と同様の固い岩盤であっても、地震によって、また、地下観測点によって大きなばらつきが生じる。

このばらつきには、さまざまな知見と調査を尽くせば低減できる「認識論的不確定性」と、いくら手を尽くしても低減できない「偶然的な不確定性」の 2 種類がある。最新の知見によれば、地震動に含まれるばらつきをこれら 2 つの不確定性に分離し、偶然的な不確定性を定量的に明らかにする試みが始まっている。

内山・翠川 (2013)[58] の試みがそれであり、次のように述べている。「地震動強さのばらつきは、認識論的不確定性 (epistemic uncertainty) と偶然的な不確定性 (aleatory uncertainty) に分離することができる。認識論的不確定性は、より正確なモデル化や新しい知見・データを追加することで低減

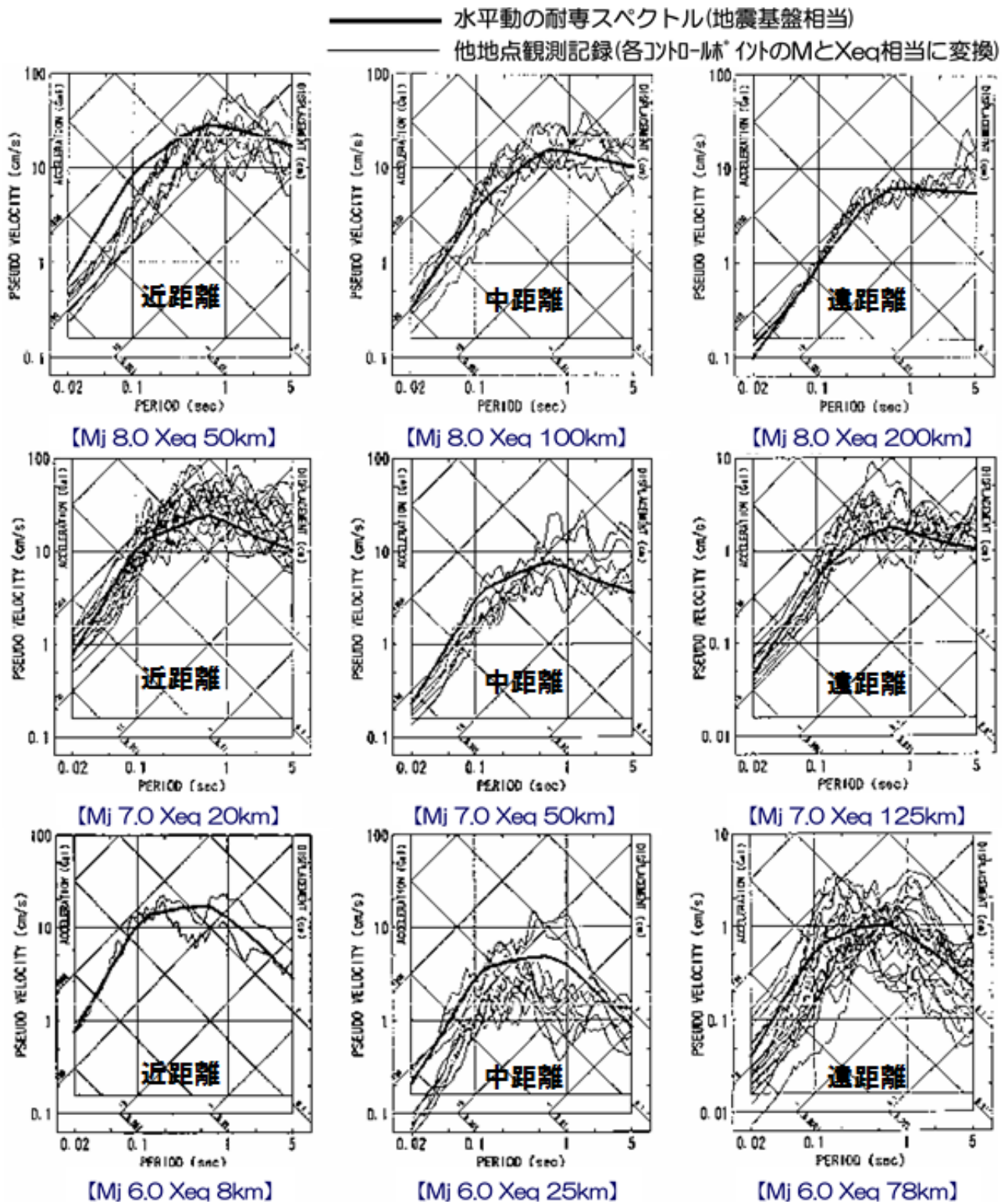


図 21: 耐専スペクトル作成の元になった地震観測記録の応答スペクトル(地震基盤表面はぎとり波)と耐専スペクトルの関係(気象庁マグニチュード  $M_j$  と等価震源距離  $X_{eq}$  の組合せでデータを分類し、その平均像として耐専スペクトルを求めている。震源特性や伝播経路特性などの地域性や偶然変動などによるバラツキの大きいことがわかる。) [56]

可能なばらつき、偶然的不確定性は新しい知見・データが追加されても低減不可能なばらつきである。」「震源特性における震源メカニズムや破壊伝播方向、伝播経路における媒質(速度、減衰構造)の不均質性、サイト特性における地盤の不整形性

や入射角などによる地震動強さの違いは予め想定することが困難であり、これらが地震間および地震内のばらつきにおける偶然的不確定性の要因になっていると考えられる。」「地震間のばらつきは震源特性、地震内のばらつきは伝播経路・サイト

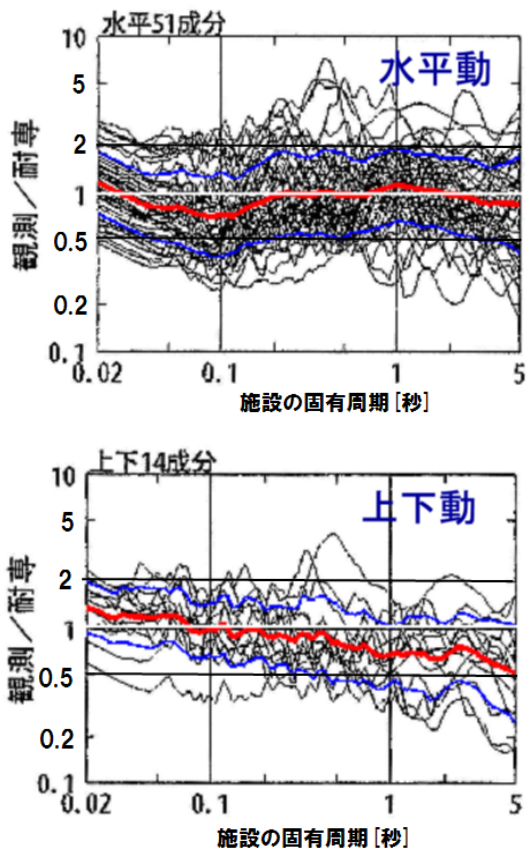


図 22: 国内外の内陸地殻内地震による震源近傍の観測記録 ( $M6.0 \sim 8.1$ ,  $X_{eq} = 6 \sim 33\text{km}$ , 水平 51 記録, 上下 14 記録) の耐専スペクトル (内陸補正有) との残差 (バラツキ)[56] (細線: 各地震観測記録に対する残差, 太い赤実線: 残差の平均, やや太い青実線: 平均からの「倍半分」の差, 0.5 秒付近では水平動で 6 倍程度, 上下動で 4 倍程度の残差がある)

特性がばらつきを与える主たる要因として指摘されている。」

このような位置づけの下, 内山・翠川 (2013) は, 防災科学研究所の K-NET および KiK-net を対象に, K-NET の運用が開始された 1996 年から 2010 年 12 月までに発生した  $4.5 \leq M_w \leq 6.0$  かつ震源深さ 100km 以浅の中小地震で得られた強震記録, 756 地震 40,193 データ (165 内陸地殻内地震 8,431 データ, 439 プレート境界地震 22,242 データ, 152 スラブ内地震 9,520 データ) という膨大な量の国内地震データに基づいて, 最大加速度または最大速度を求める距離減衰式を回帰させ, データのばらつきを分析している。その結果, 最大加速度のばらつきは「平均値+標準偏差」が平均値の 2.34 倍になる大きさであること, 地震間のばらつきの 43% が偶然的な不確実性によるものであることを導出している。地震内のばらつきにおいても同様に

るとすれば, たとえ, 不確かさの考慮によって認識論的不確実性によるばらつきをゼロにできたとしても, 低減不可能な偶然的な不確実性によるばらつきは依然として存在するのであり, その大きさは「平均値+標準偏差」が平均値の 1.75 倍になる大きさだということになる (詳細は巻末注 4 参照)。

内山・翠川 (2013)[58] の地震データには  $M_w 6.0$  を超える大地震のデータが含まれていないが, その理由はばらつきの分析精度を高めるためである。具体的には, 次のように述べている。「大地震を対象にした場合には, 中小地震に比べてその震源位置の空間分解能が疎になることにより, 統計的に有意な解が得られない可能性が考えられる。また, 規模の大きな地震を対象とした場合にはディレクティビティ効果など, ばらつきに影響を与える要因が中小地震よりも多くなると考えられることから, ばらつきに影響を与える要因を減らし, その解釈をより明確にするために中小地震 ( $4.5 \leq M_w \leq 6.0$ ) を対象とした検討を行う。」したがって, 大地震に対しては, ばらつきの要因が増えるため, 一層複雑な検討が必要であり, 認識論的不確実性についても, 偶然的な不確実性についても, より大きなばらつきが伴うことは避けられない。

実際には, 認識論的不確実性をゼロにするなどということは不可能に近く, 認識論的不確実性の残りのばらつきと偶然的な不確実性によるばらつきを合わせて, 「平均値+標準偏差」が平均値の約 2 倍になるという程度のばらつきを最低限考慮すべきだということになる。

ここで, 参考になるのが, 島根 2 号でも基準地震動 Ss-N1 として取り入れられている 2004 年北海道留萌支庁南部地震 ( $M6.1$ ,  $M_w 5.7$ ) の HKD020 観測点での地震観測記録である。図 23 は, 同地震の K-NET および KiK-net 観測点の最大加速度 PGA の距離減衰と司・翠川 (1999) による距離減衰式との比較だが, 「HKD020(EW)」の最大加速度が「平均値+標準偏差」(平均値の約 2 倍) の破線をかなり越え, 「平均値の約 3 倍」になっているのが分かる。この地震が起こる前には距離減衰式の平均値の実線で予測する以外になく, たとえ認識論的不確実性によるばらつきを考慮して 1.5 倍に引上げていたとしても (耐専スペクトルで内陸補正



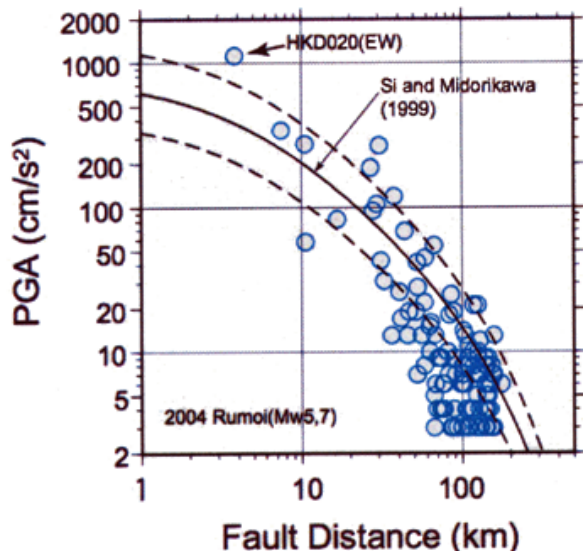


図 23: 2004 年北海道留萌支庁南部地震の K-NET および KiK-net 観測点の最大加速度の距離減衰と 司・翠川 (1999) による距離減衰式 (実線が平均, 破線が平均±標準偏差) との比較 [46]

をしない場合がこれに相当する), さらに 2 倍の偶然的な不確実性等が存在していることになる。地域地盤環境研究所の再現モデルによれば, 震源域内では HKD020 観測点での地震観測記録より 15~50% 大きな地震動が発生しており (地震計がそこになかったため記録されていないだけ), 破壊開始点がアスペリティ下端であれば 1.8 倍の地震動が発生していたとも評価されていることから, 「平均値+標準偏差」は最低限考慮すべき余裕にすぎないのである。

中国電力は, 認識論的不確実性については, 震源特性の 1.5 倍化をはじめ, 図 14 のように傾斜角やアスペリティ形状・位置などで, ある程度は考慮しているが, 偶然的な不確実性については破壊開始点を多少変更することしか考慮していない [17]。これでは決定的に不十分であり, 図 10 のように, 「F-III~F-IV~F-V 断層 (傾斜角 60 度)」の耐専スペクトルを 2 倍にして初めて, 「平均+標準偏差」分の偶然的な不確実性を考慮したことになるのである。このようにしても, 島根 2 号のクリフエッジは超えられてしまう。中国電力は, 「基準地震動がクリフエッジを超える事態」を避けるための無駄な努力を断念し, 2016 年熊本地震を含め最新の科学的・技術的知見を取り入れ, 基準地震動を正しく設定し直すべきである。

### 3.2 断層モデルでは応力降下量を過小設定し, 地震動を過小評価している

中国電力は, 「宍道断層」と「F-III~F-IV~F-V 断層」の断層モデルによる地震動解析結果を図 16 のように示している。この図から, (i) 「宍道断層」の断層モデルによる地震動評価結果は「F-III~F-IV~F-V 断層」のほぼ 2 倍であること, (ii) 「F-III~F-IV~F-V 断層」の断層モデルによる地震動評価結果は耐専スペクトルのほぼ 1/2 であることが分かる。この耐専スペクトルは, 震源特性 1.5 倍を考慮した内陸補正なしの耐専スペクトルだが, 断層モデルにおいても応力降下量と短周期レベルを 1.5 倍にして地震動解析を行っていることから条件は全く同じである。図 16 には適用外とされた「宍道断層」の耐専スペクトルは描かれていないが, 図 19 から最大加速度約 1,200 ガル程度の耐専スペクトル (内陸補正なし) になり, 図 16 の賀祥ダムの耐専スペクトル (内陸補正なし) より少し小さめのスペクトルになる。その結果, 「宍道断層」の耐専スペクトルは断層モデルによる地震動解析結果のほぼ 2 倍になり, 図 16 に見られる (i) と (ii) の特徴と完全に一致する。断層モデルによる地震動解析結果で「宍道断層」が「F-III~F-IV~F-V 断層」のほぼ 2 倍になるのだから, 耐専スペクトルでもほぼ 2 倍になって当然なのである。

では, なぜ, 断層モデルによる地震動評価結果が耐専スペクトルの 1/2 になるのか。それは, 島根 2 号の場合, 断層モデルにおける地震規模が入倉式 [28] で過小評価されており, 短周期レベルと応力降下量が過小に設定されているからである。

#### 入倉式で震源パラメータを過小設定

「入倉式」とよく略称される入倉・三宅 (2001) の経験式 [28] は北米中心の地震データに回帰させたものであり, これをそのまま国内の活断層に適用すると地震モーメントを大幅に過小評価してしまう (詳細は巻末注 5(i) 参照)。

それを端的に示したのが図 24 であり, 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」が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た結果である [5]。地震規模はモーメント

表 6: 島根 2 号における「宍道断層」と「F-Ⅲ～F-Ⅳ～F-Ⅴ断層」の基本震源モデルの震源パラメータ [17]

	地震モーメント $M_0$ [Nm] (比)	短周期レベル $A$ [Nm/s <sup>2</sup> ] (比)	応力降下量 ( $\Delta\sigma$ , $\Delta\sigma_a$ , $1.5\Delta\sigma_a$ )	$S_a/S$ ( $=\Delta\sigma/\Delta\sigma_a$ )
宍道断層 (詳細は表 8)				
中国電力	$5.88 \times 10^{18}$ (0.42)	$9.56 \times 10^{18}$ (0.75)	(2.44MPa, 14.1MPa, 21.2MPa)	0.173
修正レシピ	$1.39 \times 10^{19}$ (1.00)	$1.28 \times 10^{19}$ (1.00)	(3.56MPa, 16.2MPa, 24.3MPa)	0.22
F-Ⅲ～F-Ⅳ～F-Ⅴ断層 (詳細は表 9)				
中国電力	$2.24 \times 10^{19}$ (0.55)	$1.49 \times 10^{19}$ (0.81)	(3.1 MPa, 14.1MPa, 21.2MPa)	0.22
(Fujii-Matsu'ura の応力降下量を使わなかった場合)			(3.41MPa, 15.5MPa, 23.3MPa)	0.22
修正レシピ	$4.09 \times 10^{19}$ (1.00)	$1.83 \times 10^{19}$ (1.00)	(4.36MPa, 19.8MPa, 29.7MPa)	0.22

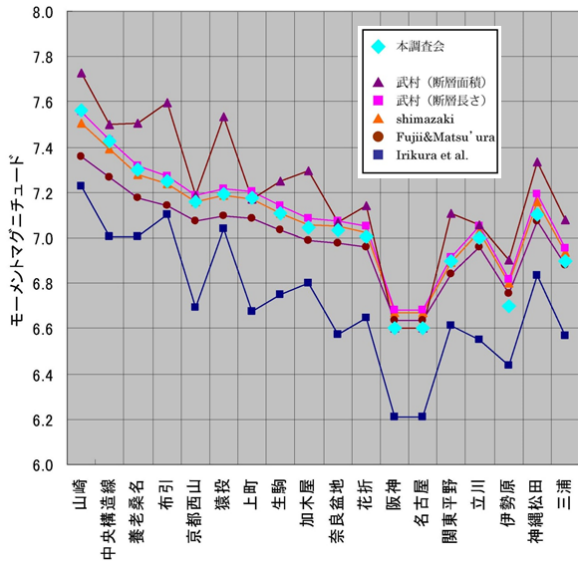


図 24: 中央防災会議東南海、南海地震等に関する専門調査会で検討された国内活断層に対する各種地震規模推定式とその評価結果 [5]

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<sup>5</sup>。

この事実については、前原子力規制委員長代理の島崎邦彦氏も任期切れ退職から 8 ヶ月後の日本地球惑星科学連合大会 (2015.5.28)[49] で、入倉式によれば日本国内の活断層による地震の規模が著し

<sup>5</sup>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、 $\diamond$ 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。当然のことではあるが、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。

く過小評価されると批判し、日本地震学会 2015 年度秋季大会 (10.28)[50] および日本活断層学会 2015 年度秋季学術大会 (11.27-28)[51] でも同様の批判を行っている (巻末注 5(ii) 参照)。そして、島崎氏は「地震本部の強震動予測では、いわゆる改正レシピが使われており、(3) (引用者注: 松田式) によって地震モーメントが予測され、(4) (引用者注: 入倉式で断層幅を 14km とした式) のもととなる入倉・三宅 (2001) の式から断層面積が推定されている。」と指摘している。より正確に言うと、「改正レシピ」では、松田式による地震規模をそのまま適用するが、震源断層の長さ  $L$  と幅  $W$  については  $L_{\text{model}} \leq L + 5\text{km}$ ,  $W_{\text{model}} \leq W + 2\text{km}$  の範囲内でモデル ( $L_{\text{model}}, W_{\text{model}}$ ) の断層面積を少し増やし、通常の高震動予測レシピに従ってアスペリティ応力降下量や短周期レベルを算出するというものである。表 8 および表 9 の「修正レシピ」の「断層面積拡大」の欄が震源断層の長さや幅を限度一杯まで拡張したケースであり<sup>6</sup>、その応力降下量の値は修正レシピを適用する際の最も控えめな値になる。

これらの結果を中国電力による設定値と並べて表 6 に示したが、「宍道断層」と「F-Ⅲ～F-Ⅳ～F-Ⅴ断層 (基本)」の中国電力による地震モーメントの値はいずれも修正レシピによる値の半分程度にすぎないことが分かる。また、原発にとって最も重要な周期 0.03～0.5 秒の短周期地震動の大きさを左右する「短周期レベル」や「応力降下量」(断層平均  $\Delta\sigma$ , アスペリティ平均  $\Delta\sigma_a$ ) でも中国電力

<sup>6</sup>修正レシピでは断層の長さや幅にそれぞれ 5km と 2km の拡張限度を設けているが、その枠内でどのように拡張すべきかについては指示していない。そこで、断層面積を全く拡張しないケースを「断層面積変えず」の欄に示した。したがって、「断層面積拡大」と「断層面積変えず」の間で震源パラメータを設定することになる。

表 7: 中国電力による宍道断層の断層パラメータ評価の推移

断層パラメータ		2002年9月 [6]	2004年4月 [7]	2005年9月 [8]	2008年3月 [10] 2013年12月 [14]
走向		N85.5E			N82.0E
傾斜角		90°			
断層長さ $L$		20 km	10 km	20 km	22 km
断層幅 $W$		13 km	10 km	13 km	13 km
断層面積 $S$		260 km <sup>2</sup>	100 km <sup>2</sup>	260 km <sup>2</sup>	286 km <sup>2</sup>
断層上端深さ		2 km			
破壊開始点		1 種類	6 種類	6 種類	2 種類
破壊伝播方式		同心円状 (放射状)			
地震モーメント $M_0$		$3.98 \times 10^{18}$ N·m	$9.50 \times 10^{17}$	$3.98 \times 10^{18}$	$4.5 \times 10^{18}$
マグニチュード		M6.7, $M_w$ 6.3	M6.2, $M_w$ 5.9	M6.7, $M_w$ 6.3	M6.8, $M_w$ 6.4
剛性率 $\mu$		$3.31 \times 10^{10}$ N/m <sup>2</sup>	$3.37 \times 10^{10}$	$3.36 \times 10^{10}$	$3.4 \times 10^{10}$ (注 1)
平均すべり量 $D$		46.3 cm	28.2 cm	45.5 cm	46.3 cm
平均応力降下量 $\Delta\sigma$		2.3 MPa			
平均破壊伝播速度 $V_r$		2.5 km/s	2.54 km/s		2.5 km/s
ライズタイム $t_r$		0.69 sec	0.43 sec	0.69 sec	— (注 2)
短周期レベル $A$		—	—	—	$8.7 \times 10^{18}$ N·m/s <sup>2</sup>
アスペリティ	地震モーメント $M_{0a}$	$1.75 \times 10^{18}$ N·m	$4.20 \times 10^{17}$	$1.76 \times 10^{18}$	$1.4 \times 10^{18}$ (注 3)
	面積 $S_a$	57.2 km <sup>2</sup>	22 km <sup>2</sup>	57.2 km <sup>2</sup>	43.0 km <sup>2</sup> (注 4)
	平均すべり量 $D_a$	92.6 cm	56.7 cm	91.5 cm	92.6 cm
	応力降下量 $\Delta\sigma_a$	15.6 MPa	10.5 MPa		15.1 MPa (注 5)
最大アスペリティ	地震モーメント $M_{0a1}$	$1.42 \times 10^{18}$ N·m	—	—	$1.1 \times 10^{18}$
	面積 $S_{a1}$	41.6 km <sup>2</sup>	—	—	31.3 km <sup>2</sup> (注 6)
	平均すべり量 $D_{a1}$	103.5 cm	—	—	103.4 cm
	応力降下量 $\Delta\sigma_{a1}$	15.6 MPa	—	—	15.1 MPa
	ライズタイム $t_{ra1}$	—	—	—	1.04 sec (注 2)
第2アスペリティ	地震モーメント $M_{0a2}$	$3.27 \times 10^{17}$ N·m	—	—	$2.6 \times 10^{17}$
	面積 $S_{a2}$	15.6 km <sup>2</sup>	—	—	11.7 km <sup>2</sup> (注 6)
	応力降下量 $\Delta\sigma_{a2}$	15.6 MPa	—	—	15.1 MPa
	平均すべり量 $D_{a2}$	63.4 cm	—	—	65.4 cm
	ライズタイム $t_{ra2}$	—	—	—	0.78 sec (注 2)
背景領域	地震モーメント $M_{0b}$	$2.23 \times 10^{18}$ N·m	$5.30 \times 10^{17}$	$2.22 \times 10^{18}$	$3.1 \times 10^{18}$
	面積 $S_b$	202.8 km <sup>2</sup>	78 km <sup>2</sup>	202.8 km <sup>2</sup>	243.0 km <sup>2</sup>
	平均すべり量 $D_b$	33.2 cm	20.2 cm	32.5 cm	37.5 cm
	実効応力 $\sigma_b$	3.1 MPa	2.1 MPa		3.0 MPa
$f_{\max}$		8.5 Hz			8.3 Hz

注 1 : 2002 年の値は密度  $\rho = 2.7 \text{ g/cm}^3$  と S 波速度  $\beta = 3.5 \text{ km/s}$  より  $\mu = 3.31 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$  としている。2004 年と 2005 年の値は  $\mu = M_0 / (DS)$  で逆算した。2008 年の値は  $\mu = \rho\beta^2 = (26.5 \text{ kN/m}^3 / 9.807 \text{ m/s}^2) \times (3.53 \text{ km/s})^2 = 3.37 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$  ( $1 \text{ N} = 1 \text{ kgm/s}^2$ ) を  $3.4 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$  と丸めている。

注 2 : ライズタイムは、2005 年まで Somerville et al.(1999) の式  $t_r = 2.03 \times 10^{-9} M_0^{1/3}$  で求めていたが、2008 年と 2013 年はレシビの式  $t_r = \alpha W / V_r$  を用いてやや大きめにしている。

注 3 : 2008 年と 2013 年は  $S_a$  を短周期レベルから求め  $M_{0a} = \mu D_a S_a$  としている。2005 年までは  $\xi = 2.0$  (2002 年); 2.01 (2004, 2005 年) および  $\gamma_s = 0.22$  とし、 $M_{0a} = \xi \gamma_s M_0$  から求めている。

注 4 : 2005 年までは  $S_a = 0.22S$  で求め、2008 年は短周期レベルから求めている ( $S_a = \pi r^2$ ,  $r = 7\pi M_0 \beta^2 / (4AR)$ ,  $S = \pi R^2$ )。

注 5 : 2008 年と 2013 年は短周期レベルによる方法で求めているが、2004・2005 年はアスペリティ総面積固定法 ( $S_a/S = 0.22$ ) で求めている。2002 年は  $S_a$  をアスペリティ総面積固定法で求め、 $\Delta\sigma_a = 15.6 \text{ MPa}$  を短周期レベルによる方法 (結果として  $S_a/S = 0.149$  になる) で求めており、一貫していない。

注 6 : 最大アスペリティに対して  $S_{a1} = 0.16S$ 、第 2 アスペリティに対して  $S_{a2} = 0.06S$  としている。



表 8: 原子力規制庁による 2016 年 3 月ヒアリング段階の「宍道断層 (基本)」の断層パラメータ [17]

断層パラメータ		断層モデル (入倉) (注 1)		修正レシビ ( $S_a/S = 0.22$ 法)	
		A 法 (中国電力)	$S_a/S = 0.22$ 法	断層面積変えず	断層面積拡大
傾斜角 $\theta$		90°			
ずれの種類		横ずれ断層			
断層長さ $L$		25.0 km		30.0 km	
断層幅 $W$		13.0 km		15.0 km	
断層面積 $S = LW$		325.0 km <sup>2</sup>		450.0 km <sup>2</sup>	
断層上・下端深さ		2 km · 15 km		2 km · 17 km	
破壊開始点		最大アスペリティ下端 2 種類 + 断層下端 3 種類			
破壊伝播方式		同心円状 (放射状)			
地震モーメント $M_0$		$5.88 \times 10^{18}$ N·m		$1.39 \times 10^{19}$	
マグニチュード		M6.9, $M_w$ 6.4		M7.2, $M_w$ 6.7	
平均すべり量 $D = M_0/(\mu S)$		52.1 cm		123.5	89.2
剛性率 $\mu = \rho\beta^2$		$3.47 \times 10^{10}$ N/m <sup>2</sup>			
S 波速度 $V_s$ (または $\beta$ )		3.57 km/s			
平均破壊伝播速度 $V_r = 0.72V_s$		2.57 km/s			
平均応力降下量 $\Delta\sigma = (7/16)M_0(\pi/S)^{3/2}$		2.44 MPa		5.79	3.56
短周期レベル $A$		$9.56 \times 10^{18}$ N·m/s <sup>2</sup>		$1.28 \times 10^{19}$	
アスペリティ全体	等価半径 $r = \sqrt{S_a/\pi}$	4.23 km	4.77 km	4.77	5.61
	面積 $S_a = \pi r^2$	56.3 km <sup>2</sup>	71.5 km <sup>2</sup>	71.5	99.0
	地震モーメント $M_{0a} = \mu D_a S_a$	$2.03 \times 10^{18}$ N·m	$2.59 \times 10^{18}$	$6.13 \times 10^{18}$	$6.13 \times 10^{18}$
	応力降下量 $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	14.1 MPa	11.1 MPa	26.3	16.2
	平均すべり量 $D_a = 2D$	104.3 cm	104.3 cm	247.1	178.4
第一アスペリティ	面積 $S_{a1} = (16/22)S_a$	40.9 km <sup>2</sup>	52.0 km <sup>2</sup>	52.0	72.0
	地震モーメント $M_{0a1}$ (注 2)	$1.65 \times 10^{18}$ N·m	$2.10 \times 10^{18}$	$4.99 \times 10^{18}$	$4.99 \times 10^{18}$
	応力降下量 $\Delta\sigma_{a1} = \Delta\sigma_a$	14.1 MPa	11.1 MPa	26.3	16.2
	平均すべり量 $D_{a1} = M_{0a1}/(\mu S_{a1})$	116.6 cm	116.6 cm	276.3	199.5
第二アスペリティ	面積 $S_{a2} = (6/22)S_a$	15.3 km <sup>2</sup>	19.5 km <sup>2</sup>	19.5	27.0
	地震モーメント $M_{0a2}$ (注 2)	$3.80 \times 10^{17}$ N·m	$4.83 \times 10^{17}$	$1.14 \times 10^{18}$	$1.14 \times 10^{18}$
	応力降下量 $\Delta\sigma_{a2} = \Delta\sigma_a$	14.1 MPa	11.1 MPa	26.3	16.2
	平均すべり量 $D_{a2} = M_{0a2}/(\mu S_{a2})$	71.4 cm	71.4 cm	169.2	122.2
背景領域	面積 $S_b = S - S_a$	268.7 km <sup>2</sup>	253.5 km <sup>2</sup>	253.5	351.0
	地震モーメント $M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	$3.84 \times 10^{18}$ N·m	$3.29 \times 10^{18}$	$7.80 \times 10^{18}$	$7.80 \times 10^{18}$
	実効応力 $\sigma_b$ (注 3)	2.45 MPa	1.98 MPa	4.69	2.93
	平均すべり量 $D_b = M_{0b}/(\mu S_b)$	41.2 cm	37.4 cm	88.7	64.1
$f_{\max}$		8.3 Hz			

注 1: 断層モデルによるレシビには, 入倉式で断層面積から地震モーメント  $M_0$  を求める方法と松田式で断層長さから気象庁マグニチュードを求め, それを地震モーメントに換算して用い, 断層面積を拡張する方法 (修正レシビ) の 2 種類がある. 修正レシビでは, 断層長さを最大 5km, 断層幅を最大 2km まで拡張できるので, 上表では最大まで拡張した「断層面積拡大」ケースと全く拡張しない「断層面積変えず」ケースの 2 通りを示した. また, 断層が未飽和の場合や飽和断層でも断層長さが比較的短い場合には短周期レベルからアスペリティ総面積を求める「A 法」を用い, 「A 法」で求めたアスペリティ面積と断層面積の比  $S_a/S$  が大きくなりすぎる場合には, アスペリティ総面積を断層面積の 22% に固定する「 $S_a/S = 0.22$  法」を用いる. 「断層モデル (入倉式)」の「A 法」では  $S_a/S = 0.173$  と小さいため, 「 $S_a/S = 0.22$  法」は参考として示したが, 「修正レシビ」では,  $S_a/S = 0.547$  および  $0.286$  と過大になったため, 「 $S_a/S = 0.22$  法」を用いている.

注 2: 中国電力は  $M_{0ai} = M_{0a} S_{ai}^{3/2} / (S_{a1}^{3/2} + S_{a2}^{3/2})$  とし, アスペリティの地震モーメント  $M_{0ai}$  をアスペリティ面積の 3/2 乗の値の比率で各アスペリティへ比例配分している. これは  $D_{ai} = \gamma_i D_a / \sum_{i=1}^{N_a} \gamma_i^3$ ,  $M_{0ai} = \mu D_{ai} S_{ai}$  としても同じである.

注 3: 中国電力は  $\sigma_b = \frac{D_b}{W_b} \frac{\sqrt{\pi r} \sum_{i=1}^{N_a} \gamma_i^3}{D_a} \Delta\sigma_a$ ,  $\gamma_i = r_i/r = \sqrt{S_{ai}/S_a}$  としている.

表9: 原子力規制庁によるヒアリング段階の「F-Ⅲ～F-Ⅳ～F-Ⅴ 断層 (基本)」の断層パラメータ [17]

断層パラメータ	断層モデル (入倉式) (注)		修正レシピ		
	F-M (中国電力)	F-M 不採用	断層面積変えず	断層面積拡大	
傾斜角 $\theta$	80°				
断層長さ $L$	48.0 km		53.0 km		
断層幅 $W$	13.2 km		15.2 km		
断層面積 $S = LW$	634.0 km <sup>2</sup>		805.6 km <sup>2</sup>		
断層上・下端深さ	2 km・15.2 km		2 km・17.2 km		
地震モーメント $M_0$	2.24 × 10 <sup>19</sup> N・m		4.09 × 10 <sup>19</sup> N・m		
マグニチュード	M7.4, M <sub>w</sub> 6.8		M7.6, M <sub>w</sub> 7.0		
平均すべり量 $D = M_0/(\mu S)$	101.7 cm		186.0 cm	146.4 cm	
剛性率 $\mu = \rho\beta^2$	3.47 × 10 <sup>10</sup> N/m <sup>2</sup>				
S波速度 $V_s$ (または $\beta$ )	3.57 km/s				
平均破壊伝播速度 $V_r = 0.72V_s$	2.57 km/s				
平均応力降下量 $\Delta\sigma = (7/16)M_0(\pi/S)^{3/2}$	3.1 MPa	3.41 MPa	6.25MPa	4.36MPa	
短周期レベル $A$	1.49 × 10 <sup>19</sup> N・m/s <sup>2</sup>		1.83 × 10 <sup>19</sup> N・m/s <sup>2</sup>		
西側セグメント	断層長さ $L_1$	18.0 km		19.9 km	
	断層面積 $S_1$	237.7 km <sup>2</sup>		302.1 km <sup>2</sup>	
	地震モーメント $M_{01}$	7.09 × 10 <sup>18</sup> N・m		1.30 × 10 <sup>19</sup> N・m	
	平均すべり量 $D_1$	86.1 cm		157.4 cm	
	アスペリティ $S_{1a}$	52.3 km <sup>2</sup>		66.5 km <sup>2</sup>	
		$M_{01a}$	3.12 × 10 <sup>18</sup> N・m		5.71 × 10 <sup>18</sup> N・m
	$\Delta\sigma_{1a}$	14.1 MPa	15.5 MPa	28.4MPa	19.8MPa
	$D_{1a}$	172.1 cm		314.9 cm	247.7 cm
	背景領域 $S_{1b}$	185.4 km <sup>2</sup>		235.6 km <sup>2</sup>	
		$M_{01b}$	3.97 × 10 <sup>18</sup> N・m		7.27 × 10 <sup>18</sup> N・m
	$\sigma_{1b}$	2.72 MPa	2.99 MPa	5.48MPa	3.32MPa
	$D_{1b}$	61.8 cm	104.3 cm	113.0	88.9
	東側セグメント	断層長さ $L_2$	30.0 km		33.1 km
断層面積 $S_2$		396.2 km <sup>2</sup>		503.5 km <sup>2</sup>	
地震モーメント $M_{02}$		1.53 × 10 <sup>19</sup> N・m		2.79 × 10 <sup>19</sup> N・m	
平均すべり量 $D_2$		111.1 cm		203.2 cm	
アスペリティ $S_{2a}$		87.2 km <sup>2</sup>		110.8 km <sup>2</sup>	
		$M_{02a}$	6.72 × 10 <sup>18</sup> N・m		1.23 × 10 <sup>19</sup> N・m
$\Delta\sigma_{2a}$		14.1 MPa	15.5 MPa	28.4MPa	19.8MPa
$D_{2a}$		222.2 cm		406.5 cm	319.8 cm
背景領域 $S_{2b}$		309.1 km <sup>2</sup>		392.7 km <sup>2</sup>	
		$M_{02b}$	8.55 × 10 <sup>18</sup> N・m		1.56 × 10 <sup>19</sup> N・m
$\sigma_{2b}$		2.73 MPa	3.00 MPa	5.50MPa	3.76MPa
$D_{2b}$		79.8 cm		145.9 cm	114.8 cm

注: 「F-Ⅲ～F-Ⅳ～F-Ⅴ 断層 (基本)」ではアスペリティ総面積を断層面積の22%に固定する「 $S_a/S = 0.22$ 法」を用いている。レシピでは長大な断層に対しては、応力降下量を Fujii-Matsu'ura(2000) による値を推奨しているが、長大な断層とはスケールリング則が変わる「おおむね長さが80kmを超える断層」を指す。中国電力は断層長さが48.0kmとさほど長くないにもかかわらず、Fujii-Matsu'ura(2000)による応力降下量を用いて「F-M (中国電力)」のようにパラメータを設定している。そこで、これを用いず、通常のレシピ通りにパラメータを求めた場合を「F-M 不採用」ケースとして記載した。また、修正レシピでは、断層長さを最大5km、断層幅を最大2kmまで最大限拡張した「断層面積拡大」ケースと全く拡張しない「断層面積変えず」ケースの2通りを示した。

による値は修正レシピよりかなり小さい。しかも、ここで示した修正レシピは、断層の長さや幅を限度一杯まで拡張したケースであり、長さや幅を少し狭めれば応力降下量の値は表8および表9の「修正レシピ(断層面積変えず)」の欄の値まで大きくなる。国内のM7クラスの地震ではアスペリティ平均応力降下量  $\Delta\sigma_a$  が20~30MPaになっていることから、 $\Delta\sigma_a=20\sim30\text{MPa}$ の値に設定すべきである(巻末注5(v)参照)。そうすれば、図16の断層モデルによる地震動評価結果は1.5倍ないし2倍程度大きくなり、耐専スペクトルともほぼ一致するであろう(巻末注6参照)。

また、中国電力は「F-III~F-IV~F-V断層(基本)」に入倉・三宅(2001)の手法を用いる際、表9に示すように、Fujii-Matsu'ura(2000)の応力降下量をそのまま用いているが、断層モデルのレシピでは、地震調査研究推進本部や地震学界ではすでに常識となっている「100km以上」[36]または「おおむね長さが80kmを超える」[37]長大な断層に対して適用すべきであり、48kmという「長大」とは到底言えない断層帯に用いるべきではない(巻末注5(iv)参照)。そこで、レシピ通りに応力降下量を求めると、表9の「断層モデル(入倉式)」の「F-M不採用」の欄および表6に示すとおり、 $(\Delta\sigma, \Delta\sigma_a)=(3.41\text{MPa}, 15.5\text{MPa})$ となり、Fujii-Matsu'uraの応力降下量より大きくなる。しかし、これはあくまで入倉式で地震規模を小さく設定して得た結果にすぎず、本来は上述の通り、地震規模を松田式で求めて修正レシピを用いるべきことは言うまでもない。

中国電力は原子力カムの常識に従うのではなく、地震調査研究推進本部や地震学界で広く常識になっている知見にこそ従うべきである。それがフクシマ事故の教訓ではなかったか。

### 1,000ガル超の地震動は実際に何度も観測!

原子力安全基盤機構 JNES の1,340ガルの地震動、適用外にされた1,200ガル超の「宍道断層」の耐専スペクトル、偶然的な不確定性を考慮して「F-III~F-IV~F-V断層(傾斜角60度)」の耐専スペクトルを2倍にした1,200ガル程度の地震動、これらに相当するものは実際に何度も観測されている。

2007年新潟県中越沖地震(M6.8)では図25のように1,699ガル(解放基盤表面はぎとり波)、2008

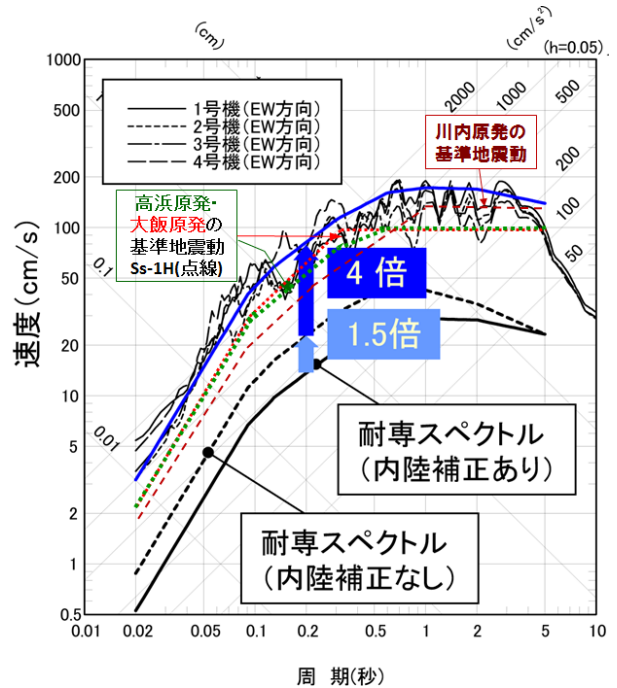


図25: 柏崎刈羽原発1~4号での新潟県中越地震時の解放基盤表面地震動はぎとり波の応答スペクトル(東西EW方向)[55](東電が推定した解放基盤表面はぎとり波の最大加速度は1699gal(1号), 1011(2号), 1113(3号), 1478(4号), 766(5号), 539(6号), 613(7号)である)

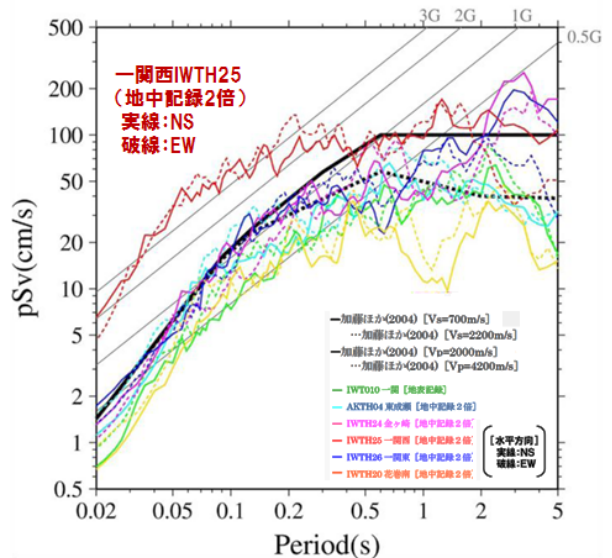


図26: 岩手・宮城内陸地震M7.2で観測された地中地震観測記録の応答スペクトル[25]を2倍にした「はぎとり波」相当の応答スペクトル[26](一関西IWTH25観測点の「はぎとり波」はNS方向で2,000ガルになり、短周期側で大きく盛り上がっている)

表10: 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])[2]

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

年岩手・宮城内陸地震 (M7.2) では、表 10 のように地中で 1,078 ガル (3 成分合成)、解放基盤表面はぎとり波相当で図 26 のように NS 方向 2,000 ガル ([26]p.31) の地震動が相次いで観測された。そして、2016 年熊本地震の 4 月 14 日に起きた M6.5 の前震では震央距離 6km の益城観測点で NS 方向 470 ガル、EW 方向 350 ガル、鉛直方向 250 ガル、3 成分合成で 520 ガル相当だったが、先述の通り、JNES の解析結果と照合すれば震源断層近傍では 1,000 ガル超の地震動が起きていた可能性がある。

いずれも島根 2 号のクリフエッジを超えている。

2007 年新潟県中越沖地震以降、震源特性として約 1.5 倍<sup>7</sup>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。これに対応して、断層モデルでも、不確かさの考慮として応力降下量 (および短周期レベル) を「1.5 倍または 20MPa の大きい方」に設定することとし、「特に応力降下量が 20MPa 以下のサイトは適切性について再点検が必要」と注意している [23]。原子力安全規制は後追いでしかなかったし、2011 年 3 月には決定的で致命的な「先行規制の遅れ・失敗」を経験してしまった。このような経験を二度と繰り返してはならない。

2008 年岩手・宮城内陸地震は「震源を特定せず策定する地震動」の 16 地震のうちの一つに挙げられたが、一関西 (いちのせきにし) における表 10 の極めて大きな地震観測記録 (地表で 4,022 ガル、地中で 1,078 ガル)<sup>8</sup> が基準地震動として採用された原発は未だにない。一関西の地中地震計は深さ 260m、S 波速度 1,810m/s の固い岩盤に設置されており、島根 2 号の解放基盤表面 (せん断波 (S 波) 速度 1,500m/s) より硬い。地中観測記録の応答スペ

クトルを 2 倍にした解放基盤表面はぎとり波相当の応答スペクトルは図 26 の通りであり、NS 方向で 2,000 ガルにもなる。泊原発の審査 (2015 年 3 月) でようやくこの地震観測記録が検討されたが、図 26 の一関西以外の観測点での 1/4 以下の小さな観測記録が採用されようとしている。その理由は「IWTH25 (一関西) については、トランポリン効果、ロッキング振動の要因や大加速度が発生した要因を特定するため、地盤構造等の調査、調査結果を踏まえたはぎとり解析、および震源特性を踏まえた検討が必要である。それらの検討には相応の期間が必要であり、現時点で信頼性の高い基盤地震動の評価は困難である。」[26] というものである。しかし、地表記録はともかく、解放基盤表面相当の固い岩盤に設置された地下地震計による地震観測記録にはトランポリン効果やロッキング振動による影響は見られない。2008 年 6 月 14 日の強震動観測から 7 年以上が経つのに、一向に調査・解析が進まない。「調査・解析を進めないことが利益になるからサボタージュしている」としか思えないのである。2016 年熊本地震では M6.5 の横ずれ断層による地震で地下地震計により大きな地震動が観測されているが、今のところ、原子力規制委員会・原子力規制庁には、これを積極的に検討して基準地震動の策定に生かそうとする動きは見られない。震源近傍でせっかく取れた貴重な地震観測記録がこのような形で生かされないままお蔵入りにされるのであれば、「地震観測記録が新たに採れば、震源を特定せず策定する地震動の考慮対象に組み入れる」と原子力規制委員会・原子力規制庁がいくら強調しても、説得力はない。「大きすぎる地震動は考慮しない」という方針を採っているとしか思えないからである。

断層モデルの平均像における地震動の過小評価とその原因については、すでに述べたとおりだが、松田式の適用や修正レシピなどでこの平均像における過小評価が是正されたとしても、平均像からの偶然的な不確かさを考慮する必要性が依然として残されている。先述の通り、内山・翠川 (2013)[58] の最新の知見に基づけば偶然的な不確かさは「平均 + 標準偏差」で「平均」の 1.75 倍程度になり、認識論的不確か性の残りを含めて少なくとも 2 倍の余

<sup>7</sup>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 [55]。

<sup>8</sup>入倉ら [31] は、P 波速度を 1/2 以下に小さくして短周期地震波を大きくし、Q 値を「劇的に小さく」して振幅を抑え、上下動の非対称性についてトランポリン効果等を考えれば、極めて大きな地表地震動の生成メカニズムを一応説明できるとしている。しかし、地中で 3 成分合成最大加速度は 1078gal に達し、上下動の最大速度は 68.5cm/s で水平動 42.2cm/s (EW) の 1.5 倍を超えた。しかも、地表記録で見られた上下動の非対称性 (トランポリン効果) は地中記録には見られない。この生成原因については不明なままである。

裕（これでも1標準偏差分の余裕にすぎない）を持たせるべきと言える。たとえば、要素地震の振幅を少なくとも2倍にするなどして断層モデルによる地震動評価をやり直すべきである。

島根2号の基準地震動はもとよりクリフエッジをもはるかに超える地震動が実際に起きている。このような地震動が実際にこれらの原発を襲うことになれば、炉心溶融事故を避けることはできないであろう。福島第一原発事故を経験してもなお「後追い規制」を続けることは、もはや許されない。

## 4 結言

本意見書では、原子力規制委員会・原子力規制庁による2016年3月事業者ヒアリング段階で島根2号の基準地震動の議論が煮詰まってきたことから、改めて島根2号の基準地震動を精査し直した。その結果、「震源を特定せず策定する地震動」と「震源を特定して策定する地震動」のいずれにも依然として重大な過小評価があることを明らかにした。その要旨は以下の通りである。

(1) 「震源を特定せず策定する地震動」として、「2004年北海道留萌支庁南部地震 M6.1の解放基盤波」が採用されている。ところが、この留萌支庁南部地震においては、地震計の設置不足を補うため、地域地盤環境研究所が震源断層モデルを用いて地震観測点以外の震源域内での地震動を再現解析しており、その最大値は地震観測記録の1.8倍になる。これを考慮すれば、留萌支庁南部地震の解放基盤波は1,100ガル程度になり、島根2号のクリフエッジ1,014ガル（中国電力評価）を超える。

さらに、原子力安全基盤機構（現在は原子力規制庁）は国内の地震観測記録を反映した独自の断層モデルによる地震動解析を行い、M6.5の横ずれ伏在断層で1,340ガルの地震動が起こることを明らかにしている。これを基準地震動に採用すれば、島根2号のクリフエッジを一層大きく超える。

2016年熊本地震の4月14日に発生したM6.5の地震では震源断層近くで1,000ガル超の地震動が発生した可能性があり、これを「震源を特定せず策定する地震動」に加えるべきであり、これも島

根2号のクリフエッジを超える。

(2) 「震源を特定して策定する地震動」の基本震源モデルとして、「宍道断層」と「F-Ⅲ～F-Ⅳ～F-V断層」が採用され、耐専スペクトルと断層モデルによる地震動評価がなされているが、いずれも過小評価になっている。

(2a) 800ガルの基準地震動 Ss-DH を規定しているのは「F-Ⅲ～F-Ⅳ～F-V断層（傾斜角60度）」に対する耐専スペクトル（内陸補正なし）だが、「宍道断層」の全ケースおよび「F-Ⅲ～F-Ⅳ～F-V断層」のアスペリティ横長ケースと縦長ケースについては耐専スペクトルが「適用外」とされている。中国電力は、「等価震源距離が極近距離より大きく乖離しているから」と説明しているが、700ガルを超える場合はすべて適用外にされていることから、これが真の理由だと考えられる。

2000年鳥取県西部地震の賀祥ダム観測記録は耐専スペクトルとの整合性が良く、宍道断層はこれより等価震源距離が遠く、地震規模も小さいことから、宍道断層の耐専スペクトルを適用外にする理由は成立たない。これを適用すれば、1,200ガル程度の耐専スペクトルになり、島根2号のクリフエッジを超える。

2016年熊本地震の益城観測点での地下地震観測記録によれば、耐専スペクトルの過小評価は明らかであり、日本電気協会で見直し作業中の耐専スペクトルに、熊本地震をはじめ最近20年間の震源近傍での地震観測記録を早急に反映させ、改定後の耐専スペクトルを用いるべきである。

さらに、耐専スペクトルは平均的な応答スペクトルにすぎず、認識論的不確定性を低減させたとしても「低減できない偶発的不確定性」と「認識論的不確定性の残り」を考慮して、少なくとも2倍の余裕を持たせるべきである。そうすれば、「F-Ⅲ～F-Ⅳ～F-V断層（傾斜角60度）」でも1,200ガル程度になり、島根2号のクリフエッジを超える。(2b) 断層モデルによる地震動評価は耐専スペクトル（内陸補正なし）の1/2程度と小さく、明らかに過小評価である。

それは、中国電力が、地震調査研究推進本部による修正レシピを採用せず、国内の活断層とは条件の異なる北米中心の地震データに基づく入倉式で地

震規模を半分程度に小さく算出しているためであり、加えて、「F-Ⅲ～F-Ⅳ～F-Ⅴ 断層」では「長大な断層」とは言えないにもかかわらず Fujii-Matsu'ura による応力降下量を適用しているためである。

修正レシピに基づき、M7 クラスの国内地震の経験から応力降下量を 20～30MPa に設定すれば、断層モデルによる地震動評価結果も 1.5 倍ないし 2 倍に大きくなり、現在の基準地震動を超えることは間違いない。

また、中国電力は認識論的不確定性については種々考慮しているが、偶然的な不確定性については破壊開始点の違いしか考慮していない。少なくとも 2 倍の偶然的な不確定性等を考慮するためには、要素地震の波形を少なくとも 2 倍にするなど余裕を持たせる必要がある。そうすれば、断層モデルによってもクリフエッジを超える地震動評価結果が得られることになる。

(2c) これらは、原子力安全基盤機構の独自の断層モデルによる 1,340 ガルの地震動解析結果とも、2008 年岩手・宮城内陸地震の地中地震計による 1,078 ガル（3 成分合成、基準地震動と同じ解放基盤表面はざと波相当で約 2,000 ガル）の地震観測記録等とも整合している。

つまり、「震源を特定せず策定する地震動」と「震源を特定して策定する地震動」のいずれにおいても地震動が過小評価されており、最新の知見に基づいて基準地震動を保守的に策定し直せば、島根 2 号のクリフエッジを大きく超えることは避けられない。

以上の知見の多くは、原子力規制委員会・原子力規制庁にも伝え、議論してきたところである。原子力規制庁は、原子力安全基盤機構の断層モデルについて検討する必要性を 2015 年 1 月に認めながら未だに検討していない。耐専スペクトルが見直し作業中であると知りつつ、古いまま使っており、最新の偶然的な不確定性に関する定量的知見を考慮しようともしていない。断層モデルによる地震動過小評価についても「手法の違いによる」と居直っている。2016 年熊本地震による M6.5 の小さな地震がもたらした震度 7 の激震、地下地震計での大きな地震観測記録、これらを前にしてもなお動こうとしないのは、まさに「規制の虜」が再

現されつつあるからではないか。

「15.7m の津波」を試算しながら経済的利益のためにこれを無視した東京電力、貞観津波の危険性に気づきながらこれを放置した原子力安全・保安院と原子力安全委員会——これらの過ちを繰り返してはならない。フクシマを教訓として、再度の原発重大事故による人格権侵害を未然に防ぐため、司法に課せられた責任は重い。

#### (注 1) 原発における重要施設の固有周期について

主な原子力発電所における 原子炉建屋 の固有周期は表 11 に示すとおり、0.18～0.47sec である。また、表 12 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。主要な機器・配管の固有周期は、PWR 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。

島根 2 号についても、主要な建屋・構築物および機器・配管の固有周期は、表 13 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。これらの老劣化現象が伴えば、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、安全機能が失われることになる。

さらに、大きな地震動では建屋・構築物が弾性限界を超えて変形するため「非線形効果」と呼ばれる現象が生じ、床応答スペクトルの特性が変わり、それに伴って施設の応答速度や応答加速度も変わる。

島根 2 号の場合、1,014 ガルのクリフエッジは中国電力が算出したものであり、原子力安全・保安院や原子力安全委員会の審査を受けていない。たとえば、伊方 3 号では原子力安全・保安院の審査を受けた結果、クリフエッジは 1,060 ガルから 855 ガルに下がっている。

具体的には次の通りである。

伊方 3 号機のストレステスト（一次評価）[22]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



表 11: 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

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次のように低下している：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．そこで，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(1,060 ガル) から 1.50Ss(855 ガル) 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．

島根 2 号の場合にはこのような評価を受けていないため，クリフエッジが 1,014 ガルより小さくなる可能性は否定できない．

(注 2) 地域地盤環境研究所報告について

地域地盤環境研究所の 2011 年報告書は，原子力安全委員会が地域地盤環境研究所へ 2009 年度から 3 年間連続して委託した業務のうちの 1 つであり，「地震動評価に係る請負業務成果等の報告書について」と題して，今でも旧組織のホームページに掲載されており，原子力規制委員会の「発電用軽水型原子炉施設の地震・津波に関わる新安全設計基準に関する検討チーム第 10 回会合」でも「震源を特定せず策定する地震動について」(震基 10-3) の中で原子力規制庁によって紹介され，新規基準策定の際の検討用資料として活用されている．

当該報告書は 2010 年度の計算業務結果をまとめたものであり，翌年度にはその検討結果を用いて「東北地方太平洋沖地震の誘発地震と考えられる 2011 年 3 月 15 日に静岡県東部で発生した Mj6.4 の地震」との比較

表 12: 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 13: 島根原子力発電所 1・2 号機の主要な建屋・構築物および機器・配管の固有周期 [sec][9]

対象設備 (項目)	1 号機	2 号機
原子炉圧力容器 (支持構造物)	0.114	0.103
炉心支持構造物 (シュラウドサポート)	0.132	0.136
残留熱除去系ポンプ (基礎ボルト)	≤0.05	≤0.05
残留熱除去系配管 (配管本体)	0.150	0.166
主蒸気系配管 (配管本体)	0.113	0.066
原子炉格納容器 (ドライウエル)	≤0.05	≤0.05
原子炉建物 (耐震壁)	0.233	0.227
制御棒の挿入性 (燃料集合体相対変位)	0.211	0.202

検討を継続して行うよう原子力安全委員会から業務委託されている．

さらに，2012 年 9 月に原子力規制委員会が発足した後も，地域地盤環境研究所は「平成 24 年度震源を特定せず策定する地震動レベルに関する既存資料の整理業務報告書」(2013 年 3 月) をとりまとめ，原子力規制委員会へ提出している．

(注 3) 耐専スペクトルの適用範囲について

2000 年鳥取県西部地震 (M7.3) において，震源断層のほぼ直上にある賀祥ダム ( $X_{eq} = 6\text{km}$ ) で地震観測記録が取れている．このダムは震源断層に接近しており，耐専スペクトルの等価震源距離  $X_{eq}$  が極近距離よりかなり小さく，電力会社の基準によれば「適用範囲外」になるところである．ところが，その地震観測記録は，図 20 のように，耐専スペクトル (内陸補正あり) によく適合している．

この点については，2009 年の意見交換会 [56] 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ของ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ふのですけれども、そういう、これは少し科学的な根拠があると思ふのですけれども、そういうものが出てくれば、それを我々は受け入れて、それを基に最終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。

(注 4) 距離減衰式における偶然的な不確定性について

内山・翠川(2013)[58]は、最大加速度の距離減衰式に関する回帰誤差を分析した結果、地震間のばらつきの自然対数標準偏差を 0.522 (「平均値+標準偏差」は平均値の  $e^{0.522}=1.69$  倍になる)、地震内のばらつきの自然対数標準偏差を 0.672 ( $e^{0.672}=1.96$  倍)と導いている。これより、全体のばらつきの自然対数標準偏差は 0.851 ( $=[0.522^2 + 0.672^2]^{0.5}$ ,  $e^{0.851}=2.34$  倍)になる。内山・翠川(2013)はさらに、地震間のばらつきについて、認識論的不確定性によるばらつきと偶然的な不確定性によるばらつきに分離し、それぞれの自然対数標準偏差を 0.361( $e^{0.361}=1.43$  倍)と 0.315 ( $e^{0.315}=1.37$  倍)と求めている。したがって、地震間のばらつき全体の自然対数標準偏差は 0.479 ( $=[0.361^2 + 0.315^2]^{0.5}$ ,  $e^{0.479}=1.61$  倍)となり、元の 0.522 ( $e^{0.522}=1.69$  倍)より少し小さいが、これはばらつきを分離するための理論式に付随するやむを得ない誤差である。これより、地震間の自然対数分散の 43% ( $0.315^2/[0.361^2 + 0.315^2] = 0.432$ ) が偶然的な不確定性によるものだという結果が得られる。内山・翠川(2013)[58]は今後、地震内のばらつきについても同様の分析を行う予定だが、地震内のばらつきについても自然対数分散の 43% が偶然的な不確定性によるものだとすれば、地震間と地震内を合わせたばらつきのうち偶然的な不確定性によるばらつきは、自然対数分散で  $0.559^2 (=0.43 \times 0.522^2 + 0.43 \times 0.672^2)$ 、自然対数標準偏差で 0.559 ( $e^{0.559}=1.75$  倍)になる。

(注 5) 断層モデルによる地震動過小評価について

(i) 断層モデルによる「地震規模」の過小評価

「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」)[33, 35]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」[28, 29]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[32]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」)[33]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。[33]この考え方に基づき、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[35]が 2016 年 5 月現在の最新のレシピである。

中でも、2008 年 4 月 11 日の改訂[34]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[44]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 1/5~1/2 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。

まず、断層モデルのレシピ自身に含まれる問題点について述べる。

表 8 に「宍道断層(基本)」の震源断層に対す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  $L = 25.0\text{km}$  から松田式  $\log_{10} L = 0.6M - 2.9$  を使って地震規模が M7.2(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  $S = 325.0\text{km}^2$  から次式の下段の式を使って地震モーメント  $M_o = 5.88 \times 10^{18}\text{N}\cdot\text{m}$  (M6.9 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、この式での  $M_o$  の単位は  $\text{dyn}\cdot\text{cm}$ ,  $1\text{N}\cdot\text{m} = 10^7 \text{dyn}\cdot\text{cm}$ , である。 $M_{ot}$  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わらない飽和状態  $W = W_{\text{max}}$  になる地震モーメントの値であり、レシピでは  $M_{ot} \equiv 7.5 \times 10^{25} \text{dyn}\cdot\text{cm} = 7.5 \times 10^{18} \text{N}\cdot\text{m}$  とされている。

表 8 に示すとおり、松田式による M7.2 は地震モーメントで  $M_o = 1.39 \times 10^{19}\text{N}\cdot\text{m}$  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 42% にすぎない。これでは震源断層から 42% 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)[28]の図 27 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

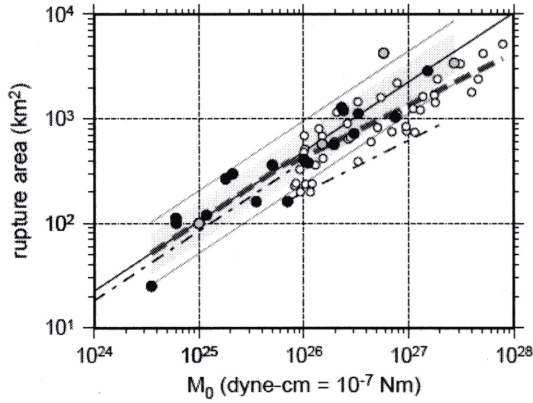


図 27: 断層面積  $S$ (rupture area) と地震モーメント  $M_0$  の関係 [28] (破線がレシピの式に相当, 入倉らは  $L = 20\text{km}$  で  $W_{max} = 16.6\text{km}$  に達すると仮定し, 分岐点を  $M_0 = 7.5 \cdot 10^{25}\text{dyn-cm}$  としている. 一点鎖線は武村 (1998) による  $W_{max} = 13\text{km}$  とした関係式で分岐点の  $M_0$  は同じ)

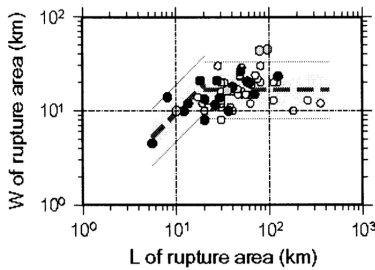


図 28: 入倉ら [28] による  $L - W$  の関係 (○は Well et al.(1994)( $M_{0t} < M_0$ ), ●は Somerville et al.(1999) および Miyakoshi(2001), 灰色の○は低角逆断層のデータ)

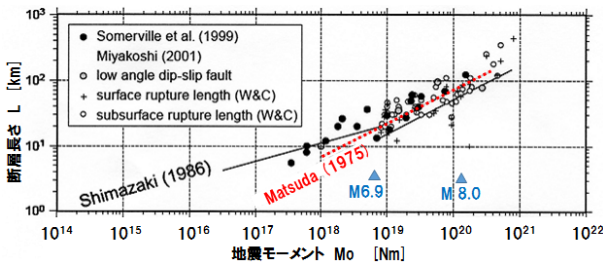


図 29: 断層長さ  $L$ (rupture length) と地震モーメント  $M_0$  の関係 [28] (赤点線が松田式)

らなる. データ数は多いが,  $M_{0t} \leq M_0$  となるデータの大半は (c) のデータであり, 武村 [54] は, Wells and Coppersmith(1994) が別のデータセットに対して求めた  $L - M_0$  回帰式を図 30 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」 [54] と断じている.

$S - M_0$  関係を示す図 27 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,

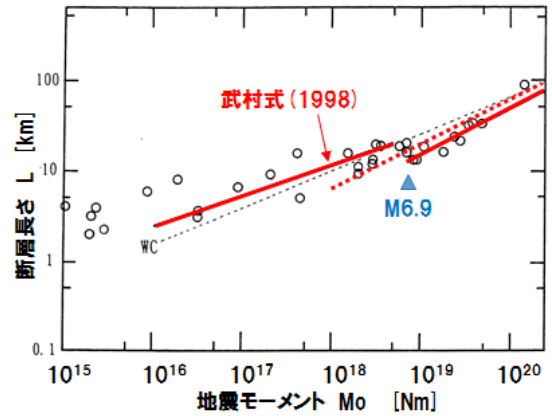


図 30: 武村 [54] による  $L - M_0$  の関係 (赤点線で松田式を加筆)

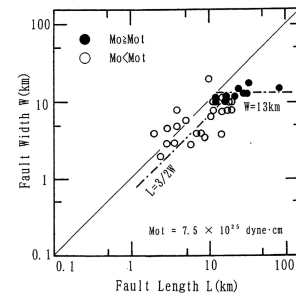


図 31: 武村 [54] による  $L - W$  の関係

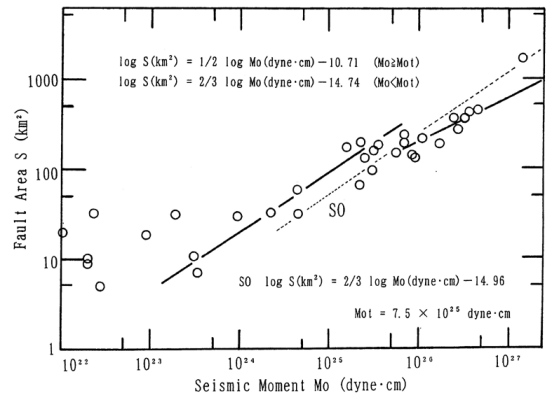


図 32: 武村 [54] による  $S - M_0$  の関係

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

と表される武村の式であり, 図 30 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」 [45] 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 27 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 30 の国内地震

データに対して  $L - M_o$  回帰式を

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

と導き、国内データでは断層幅が

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

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、 $M_o \geq M_{ot}$  (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  $L - M_o$  関係式 (4) は、Shimazaki(1986)[48] が日本列島周辺の地殻内地震の断層長さ  $L$  と  $M_o$  の関係を調べて

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

の関係式を導き、 $M_o < M_{ot}$  では  $M_o \propto L^3$ 、 $M_{ot} \leq M_o$  では  $M_o \propto L^2$  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 30 の国内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  $M - M_o$  換算式  $M = (1/1.17)(\log_{10} M_o [N \cdot m] - 10.72)$  を適用すると、 $\log_{10} L = 0.513 \log_{10} M_o - 11.99$  が得られる。この式は入倉ら [28] も導いており、図 29 に示される  $L - M_o$  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)[54] 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かあるいは日本周辺の地域性によるものか、今後の検討が必要とされる。」[28] と提起している。

Somerville et al.(1993)[52] (入倉も共著者) は北西アメリカの 12 の地震データと日本国内の 8 の地震データからそれぞれに対して  $S - M_o$  関係式を導き、両者の違いを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収集され、震源近傍の観測記録さえ入手され始めた。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地震関連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ことを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。

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」[34] を用いることで対処しようとしている。しかし、中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により、地震動を過小評価している可能性もある。最も科学的な方法は、これらの国内地震データを集約して、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る。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修正レシピで地震動評価をやり直すことが必要である。

## (ii) 島崎氏による入倉式の批判

前原子力規制委員長代理の島崎邦彦氏は、入倉式による地震規模の過小評価を一連の学会 [49, 50, 51] で次のように批判している。

垂直な横ずれ断層による M7 程度以上の地震を対象に、国内活断層に典型的な断層幅として  $W = 14\text{km}$

と設定した上で、断層長さ  $L$ [m] と地震モーメント  $M_o$ [Nm] の関係式を次のように表している。

(1)  $M_o = 4.37 \times 10^{10} \times L^2$  (武村, 1998) [54]

(2)  $M_o = 3.80 \times 10^{10} \times L^2$

(Yamanaka & Shimazaki, 1990) [61]

(3)  $M_o = 3.35 \times 10^{10} \times L^{1.95}$  (地震調査委, 2006) [44]

(4)  $M_o = 1.09 \times 10^{10} \times L^2$  (入倉・三宅, 2001) [28]

ここに、(1) は上述の武村の式 (4) の下段の式  $\log L = (1/2) \log M_o - 11.82$  から

$$M_o[\text{dyncm}] = 10^{11.82 \times 2} L[\text{km}]^2 = 4.37 \times 10^{23} L^2$$

を導き、 $1\text{Nm} = 10^7 \text{dyn cm}$  の関係を用いたもので、(2) は Yamanaka-Shimazaki[61] の式  $\log L = (1/2) \log M_o - 11.79$  を同様に变形して得た式である (島崎氏は文献の発行年を「1999年」としているが「1990年」の誤植であり、訂正しておいた)。

(3) は松田式  $\log L[\text{km}] = 0.6M - 2.9$  (単位を変えると、 $\log L[\text{m}] = 0.6M + 0.1$  になる) に  $M = (\log M_o[\text{dyncm}] - 17.72)/1.17$  の関係式を代入して

$$M_o[\text{dyn cm}] = 10^{17.72 - 0.1 \times (1.17/0.6)} L[\text{m}]^{1.17/0.6} \\ = 10^{17.525} L^{1.95}$$

を導き、 $1\text{Nm} = 10^7 \text{dyn cm}$  の関係を用いて

$$M_o[\text{Nm}] = 3.35 \times 10^{10} \times L[\text{m}]^{1.95}$$

としたものであり、断層長さから松田式で求めた地震モーメントに相当する。

(4) は上述の入倉ら (2001) の式 (1) の下段の式  $S = 4.24 \times 10^{-11} M_o^{1/2}$  で  $S = LW$ ,  $W = 14\text{km}$  と置いて变形したものである。

(1) ~ (3) は断層長さで地震モーメントの関係式であり、断層幅とは無関係だが、(4) は元々断層面積と地震モーメントの関係式だったところ、断層幅を  $14\text{km}$  に固定して得られた式であり、断層幅が変わると影響を受けるので注意が必要である。

島崎氏はこれらの関係式の係数を比べて、「(4) と他との差異は顕著で、同じ断層長で比較すると、地震モーメントは4倍程度異なる。一方、同じ震源モーメントで比べれば、断層長が2倍程度異なる。」[49, 50, 51] と批判している。

その具体例として、1891年濃尾地震、1930年北伊豆地震、2011年4月11日福島県浜通りの地震、1943年鳥取地震、1945年三河地震、1995年兵庫県南部地震を取り上げ、地震モーメントの観測値と(1)~(4)の関係式による計算値を表14のように比較し、「例は少ないが(4)を用いると地震モーメントが過小評価される傾向が明らかとなった」[49, 50, 51] と結論づけている。

その上で、「地震本部の強震動予測では、いわゆる改正レシピが使われており、(3)によって地震モーメントが予測され、(4)のもととなる入倉・三宅(2001)の式から断層面積が推定されている。昨年9月に発表された国土交通省の日本海における大規模地震に関する調査検討会の報告書では、日本海の「最大クラス」の地震による津波想定において、入倉・三宅(2001)の式により地震モーメントが推定されている。一方、原子力発電所の津波推定では(1)が使われている。」[49] と原子力ムラでの地震・津波評価が地震調査研究推進本

表 14: 国内活断層による地震の地震モーメントの観測値と計算値 [ $\times 10^{18} \text{Nm}$ ][50, 51]

地震発生年	観測値	(1)	(2)	(3)	(4)
1891年	180	210	180	130	52
1930年	27	32	28	21	7.9
2011年(注)	11	17	14	11	5.5
1927年	46	48	41	19	12
1943年	36	39	34	18	9.8
1945年(注)	10	19	17	9	19
1995年	24	45	39	20	11

注: 2011年福島県浜通りの地震では傾斜角60度、1945年三河地震では傾斜角を30度とし、(4)式の係数を傾斜角に応じて変えた。[50, 51]

部等の評価と異なっていることを具体的に指摘し、批判している。

### (iii) 断層モデルによる「応力降下量」の過小評価

断層モデルのパラメータは震源断層全体の特性を表すマクロなパラメータと、強い固着領域(アスペリティ)の特性を表すミクロなパラメータで構成される。マクロなパラメータのうち重要なものは、地震規模(地震モーメント  $M_o$ 、気象庁マグニチュード  $M$  またはモーメントマグニチュード  $M_w$  等で表す)、断層面積  $S$ 、短周期レベル  $A$  および断層平均応力降下量  $\Delta\sigma$  である。断層平均すべり量  $D$  は地震規模と断層面積から  $M_o = \mu SD$  ( $\mu$  は剛性率) で自動的に求められる。また、アスペリティに関するミクロなパラメータで重要なものは、アスペリティ面積  $S_a$  とアスペリティ平均応力降下量  $\Delta\sigma_a$  である。これらのうち、短周期地震動を評価する際に決定的に重要なパラメータは短周期レベル  $A$  と応力降下量  $\Delta\sigma$  および  $\Delta\sigma_a$  である。これらが過小評価されれば、地震規模が大きく評価されたとしても、地震動は過小評価されてしまう。

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。

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

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大きくなっていく<sup>9</sup>。

アスペリティの平均応力降下量を求める計算式は複数あり、その主なものが短周期レベル  $A$  による方法 ( $A$

<sup>9</sup>断層幅  $W$  が地震発生層下端までの最大断層幅  $W_{\max}$  より小さい断層を「未飽和断層」といい、断層幅が地震発生層下端に到達して  $W = W_{\max}$  のまま水平に長く伸びた断層を「飽和断層」という。

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)である。

「短周期レベル $A[\text{dyn}\cdot\text{cm}/\text{s}^2]$ 」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。

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

$$A = 4\pi r \Delta\sigma_a \beta^2 \text{ (壇ほか 2001) [18]}. \quad (13)$$

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。

中国電力は、表8のように、「宍道断層(基本)」の断層パラメータをこのA法で求めている。その応力降下量は断層平均で $\Delta\sigma = 2.44\text{MPa}$ 、アスペリティ平均で $\Delta\sigma_a = 14.1\text{MPa}$ (アスペリティ面積比 $S_a/S = 0.173$ )である。

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(A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8での「 $S_a/S = 0.22$ 法」の列のパラメータ値であり、アスペリティ平均応力降下量は $\Delta\sigma_a = 11.1\text{MPa}$ と少し小さくなる。この場合、アスペリティ面積比 $S_a/S$ はA法では0.173と小さく、 $S_a/S = 0.22$ 法では0.22に増えるため、結果として応力降下量が小さくなったのである。

しかし、中国電力によるパラメータ値は地震規模を断層面積からM6.9として求めたものであり、これを断層長さから松田式でM7.2として修正レシピを用いた場合には、表8のように応力降下量がそれぞれ $\Delta\sigma =$

3.56MPaないし5.79MPa、および $\Delta\sigma_a = 16.2\text{MPa}$ ないし26.3MPaと大きくなる(断層面積の拡張度合による)。

島根2号における地震動評価で、耐専スペクトルと断層モデルとの間に2倍の差が見られた原因の1つは、ここにある。地震規模が過小評価された結果、応力降下量が過小評価され、地震動が過小評価される結果となったのである。

この関係は、「F-III~F-IV~F-V断層(基本)」の場合にも現われる。表9の「断層モデル(入倉式)」の「F-M(中国電力)」の列が中国電力によるパラメータ値であり、松田式でM7.6として修正レシピを用いた場合が右端2列の値である。この場合には、地震規模が大きいためいずれも $S_a/S = 0.22$ 法を用いている。中国電力による応力降下量は断層平均で $\Delta\sigma = 3.1\text{MPa}$ 、アスペリティ平均で $\Delta\sigma_a = 14.1\text{MPa}$ になり、修正レシピではそれぞれ $\Delta\sigma = 4.36\text{MPa}$ ないし6.25MPa、および $\Delta\sigma_a = 19.8\text{MPa}$ ないし28.4MPaとかなり大きくなる。このように、中国電力は地震規模だけでなく応力降下量も過小に設定したため、耐専スペクトルと断層モデルとで2倍の開きが出たのである。

付言すると、断層モデルでは、短周期レベル $A$ と応力降下量を1.5倍にしたケースも評価しており、一番大きな地震波になるのがこのケースである。この場合には、応力降下量は $\Delta\sigma = 3.1 \times 1.5 = 4.7\text{MPa}$ および $\Delta\sigma_a = 14.1 \times 1.5 = 21.2\text{MPa}$ になるが、修正レシピによる値からはほど遠い。

さらに付け加えると、関西電力は「F-III~F-IV~F-V断層(基本)」の場合には、応力降下量については断層モデルのレシピで求めず、Fujii-Matsu'ura(2000)[19]の応力降下量を用いている。通常の断層モデルのレシピに従うと、表9の「F-M不採用」の列のように $\Delta\sigma = 3.41\text{MPa}$ と $\Delta\sigma_a = 15.5\text{MPa}$ になるが、これをそれぞれ3.1MPaおよび14.1MPaに小さく設定しているのである。実は、このことによって中国電力は墓穴を掘っている。これをもう少し詳しく見てみよう。

#### (iv) 長大な断層における「応力降下量」の過小評価

地震調査研究推進本部(推本)による断層モデルのレシピでは、円形破壊面を仮定できない「内陸の長大な横ずれ断層」に対しては、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33の地震データに回帰させて得た値 $\Delta\sigma = 3.1\text{MPa}$ を用いるよう推奨している。

$$M_0 = \frac{WL^2}{aL+b} \Delta\sigma. \quad (15)$$

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 $= 30\text{km}$ 、剛性率 $\mu = 4.0 \times 10^{10}\text{N}/\text{m}^2$ として $a = 1.4 \cdot 10^{-2}$ 、 $b = 1.0$ を導いている。入倉(2004)[29]はこの関係式を次のように論評している。

「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關係式として意味がある。式(15)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、 $M_0 - L$  関係が経験的に式(15)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、動力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。

さらに、推本は2010年11月に出した「活断層の長期評価手法(暫定版)」報告書[36]の中で「長さが100kmを超えるような長大な断層」(p.6)とし、また、2014年12月に出した「全国地震動予測地図2014年版」付録[37]の中でもスケールリング則に沿った震源のモデル化との関連で「長大断層(おおむね長さが80kmを超える断層)」と明記しており、48.0kmの「F-III~F-IV~F-V断層(基本)」は「長大な断層」とは言えない。参考のため、最新の同付録[37]を以下に引用しておく。

「長大断層(おおむね長さが80kmを超える断層)の震源のモデル化に関する検討も必要である。長大断層については、一般的なパラメータ設定法を用いると背景領域のすべり量が負になってしまうため、強震動予測レシピ(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2008c)では暫定的に平均応力降下量とアスペリティ面積比を固定している(引用者注: レシピでは  $S_a/S = 0.22$  としている)。中央構造線や糸魚川-静岡構造線といった長大断層で発生する地震の強震動予測を行うためには、長大断層に対しても背景領域のすべり量が負にならないことも含め、震源モデル作成のための枠組みが必要であり、そのような枠組みを作るための検討が必要である。近年の観測データの蓄積により、長さの短い断層から長大断層に至るまでの断層面積と地震モーメントの間の関係が報告されており(例えば, Murotani et al., 2010), これによれば、断層面積と地震モーメントの関係式は、地震の規模に従って3段階で変化する。また、観測データから得られる、震源モデル作成に必要な物理量間の関係式として、短周期レベル(加速度震源スペクトルの短周期側におけるスペクトルの振幅)と地震モーメントの関係式(例えば, 壇・他, 2001)がある。長大断層の震源モデル作成については、このような観測データから得られた知見に基づき、応力降下量の適切な設定方法も含めた、新たな枠組みを示す必要がある。また、アスペリティの個数や大きさ、断層面上の分布等は、強震動に大きな影響を与える重要な要素であり、長周期帯域だけでなく広帯域にわたって強震動を予測可能な震源モデル設定の枠組みが求められる。」

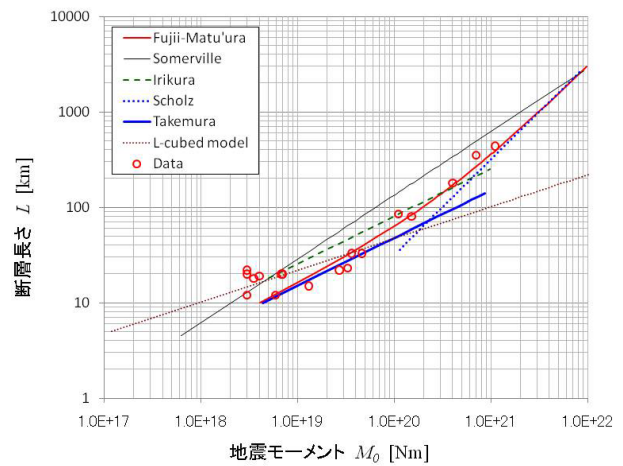


図 33: Fujii-Matsu'ura[19]等によるスケールリング則の関係: Somerville(細線), 入倉(Irikura, 緑破線), Scholz(青太点線), 武村 Takemura(青太直線), L3 乗モデル(茶細点線), Fujii-Matsu'ura(赤太曲線). Fujii-Matsu'ura は Takemura と Scholz に漸近し国内地震データ(赤丸)にフィットしている

つまり、「震源のモデル化」との関連で「長大断層(おおむね長さが80kmを超える断層)」が定義されており、3段階で変化するスケールリング則の3番目の段階と結びつけられているのである。ここにスケールリング則とは「断層面積と地震モーメントの関係」のことであり、未飽和断層に対応する  $M_0 \leq 7.5 \times 10^{18}\text{Nm}$  では  $M_0 \propto S^2$  ( $M_0$  が断層面積の2乗に比例), 飽和断層で長大な断層になるまでの  $7.5 \times 10^{18}\text{Nm} < M_0 \leq 1.8 \times 10^{20}\text{Nm}$  で  $M_0 \propto S^{3/2}$  ( $M_0$  が断層面積の1.5乗に比例), 長大な断層に相当する  $1.8 \times 10^{20}\text{Nm} \leq M_0$  で  $M_0 \propto S$  ( $M_0$  が断層面積に比例)となる関係のことを指す。ただし、長大断層の  $M_0$  下限値  $1.8 \times 10^{20}\text{Nm}$  は Murotani et al.(2010) が示した値をここでは仮に引用しているが、Murotani らは100kmを超える断層では地表最大変位量が10mで飽和することを示し、地震モーメントが  $1.8 \times 10^{20}\text{Nm}$  以上の断層に対して、スケールリング則が  $S[\text{km}^2] = 1.0 \times 10^{-17} M_0[\text{Nm}]$  となることを示している。この式によれば、 $M_0 = 1.8 \times 10^{20}\text{Nm}$  では  $S = 1800\text{km}^2$  になり、断層幅が15kmでも断層長さが120kmになる。

しかも、「F-III~F-IV~F-V断層(基本)」の断層幅は  $W = 13\text{km}$  であり、Fujii-Matsu'ura の横ずれ断層幅15kmより2kmも小さく、剛性率は  $3.47 \times 10^{10}\text{N/m}^2$  と小さい。したがって、Fujii-Matsu'ura モデルを適用する前に、応力降下量に関する国内地震データとの整合性を十分検討し、島根2号をはじめ国内の地震動評価にそのまま適用できるかどうかについての慎重な検討が必要であろう。

それはさておき、より大きな問題がモデルそのものにある。Fujii-Matsu'ura[19][43]は断層幅より断層長さが十分長い中規模断層から長大断層を広く包含する  $L - M_0$  関係式(断層長さ  $L$  と地震規模を表す地震モーメント  $M_0$  の関係式)を「観測データに基づく回帰計算」から求めたものであり、応力降下量  $\Delta\sigma = 3.1\text{MPa}$  はそれに付随して得られた値に過ぎない。しかも、彼らの用いた地震データは図33の赤丸で示されるように、入倉

らの用いた地震データとはかなり異なる武村のデータである。結果として、Fujii-Matsu'ura は中規模断層に対しては武村式 (図 33 の青太実線), 長大断層に対しては Scholz の式 (図 33 の青点線) [47] に漸近するように  $L-M_0$  関係式 (図 33 の赤太曲線) を導出している。Fujii-Matsu'ura に依拠するのであれば, 彼らの  $L-M_0$  関係式が断層モデルのレシピで採用されている入倉式とは合わず, むしろ, 松田式や武村式に合うということをはっきり認めるべきである。Fujii-Matsu'ura [19] の地震データが入倉らの北米中心の地震データとは全く異なることを直視し, 国内の断層モデルでは国内の地震データに基づいた断層モデルのパラメータ設定法を採用すべきであることを認め, レシピの妥当性について根本から見直すべきである。少なくとも推本による修正レシピ, すなわち, 「地震規模を松田式で求め断層面積を修正してレシピを適用する」方法を採用すべきである。

#### (v) M7 クラスの国内地震では 20~30MPa

推本は, Fujii-Matsu'ura の断層平均応力降下量 3.1MPa およびアスペリティ平均応力降下量約 14.4MPa (推本のレシピ [34] では  $S_a/S = 0.215$  で計算しており, 14.1MPa ではない) について「既往の調査・研究成果とおおよそ対応する数値」[34] だとしているが, 少なくとも M7 クラスの国内地震データと比べると小さすぎる。鳥取県西部地震 M7.3 (2000.10.6) では 2 アスペリティで平均応力降下量は 28.0MPa と 14.0MPa と評価され [27], 能登半島地震 M6.9 (2007.3.25) では 3 アスペリティで 20MPa, 20MPa および 10MPa [39], 新潟中越沖地震 M6.8 (2007.7.16) では 3 アスペリティで 23.7MPa, 23.7MPa および 19.8MPa [30], 岩手・宮城内陸地震 M7.2 (2009.6.14) では 2 アスペリティで 17.0MPa と 18.5MPa [31] であった。これらを教訓として, アスペリティの応力降下量を 20~30MPa またはそれ以上に設定すべきであろう。

#### (注 6) 修正レシピによる地震動評価について

断層モデルの修正レシピ [34] とは, 断層面積から地震規模を算出する入倉・三宅 (2001) の手法では地震規模が過小に算定されるため, 断層長さから松田式で地震規模を求め, それに合わせて断層面積を広げた上で, 応力降下量等を算出する手法である。

島根原発の 2008 年耐震バックチェック時には, 表 7 の右端列のように, 断層モデルのレシピに従い, 地震規模が M7.1 (松田式による) ではなく M6.8 と小さく設定され, 応力降下量も小さく, 図 34 のように, 当時の宍道断層 (M7.1,  $X_{eq} = 9.0\text{km}$ ) の耐専スペクトルの 1/2 程度にすぎなかった。この耐専スペクトルは, 図 34 の右図の島根原発での地震観測記録で補正されたものであり, 当時は断層モデルでも震源特性 1.5 倍化を考慮していないので, 両者ともに条件は同じである。

そこで, 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 [12] では, 地震規模を M7.1 として震源断層の面積を少し拡張

する修正レシピによって, 地震動評価をやり直させた。これは推本が 2008 年に公表した修正レシピ [34] に基づくものであり, 断層幅を 13km から 15km へ拡張し, 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で 2.3MPa から 4.32MPa へ, アスペリティ平均で 15.1MPa から 19.7MPa へ引上げ, 解放基盤表面上観測点 (2km 間隔) での地震動を図 35 のように求めている。図 35 における最上部の地震波が極近傍の地震波であり, 断層最短距離 2km に位置する島根原発の解放基盤表面での地震動評価に相当する。これと当時の宍道断層 (M7.1,  $X_{eq} = 9.0\text{km}$ ) の耐専スペクトル (内陸補正あり) はよく重なり合っている。つまり, 断層モデルのレシピをそのまま適用するのではなく, 松田式で求めた地震規模に合わせて断層モデルを少し修正すれば, 断層モデルと耐専スペクトルによる地震動評価結果は互によく合ってくるのである。

しかし, これを使うと通常のレシピと比べて応力降下量が大きくなるため, 電力会社の中には修正レシピの適用には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 [12] から, 徳山委員の「地震の物理からいって, あまりストレストロップを今後バーンと上げて, そうな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。ただし, 修正レシピはあくまで松田式に基づく地震調査研究推進本部による活断層評価との不整合に対する場当たりの辻褃合わせにすぎず, 本来なら日本国内の地震データに基づいて断層モデルのレシピを根本的に大改定する必要がある。したがって, 修正レシピはそれまでのつなぎとしての意義しか持ち得ない。

○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性がない。それで先ほどの 22km に納めようとすると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

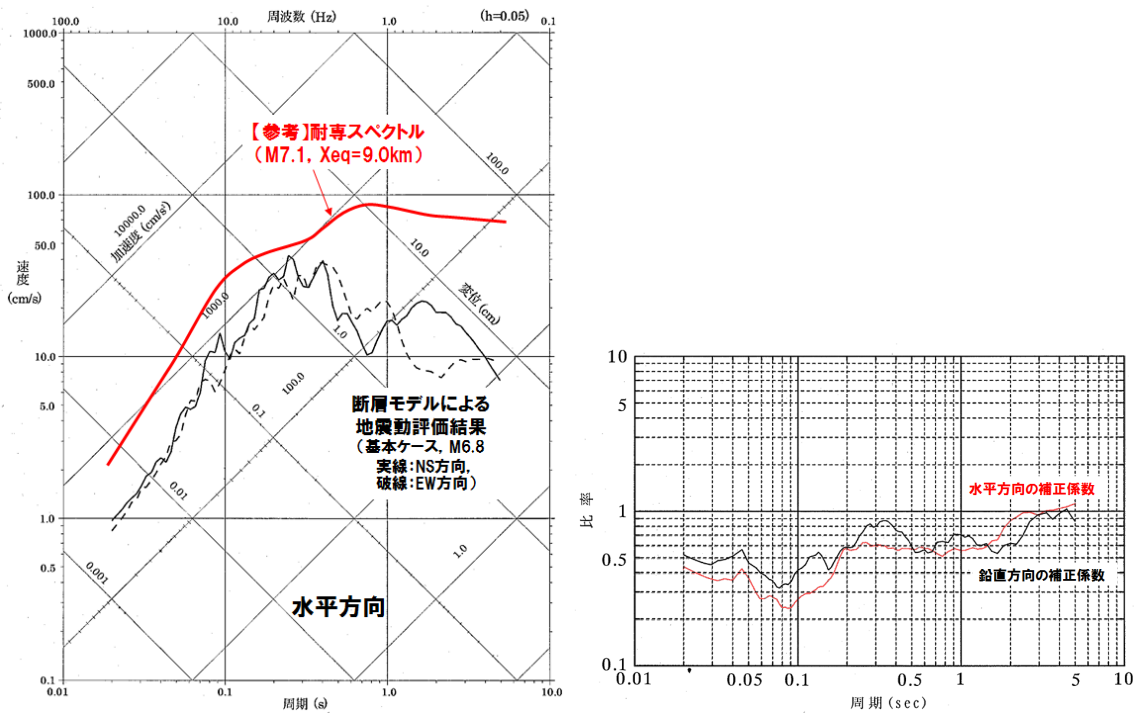


図 34: 2008 年耐震バックチェック時の宍道断層 (M7.1,  $X_{eq} = 9.0\text{km}$ ) の耐専スペクトル (右図「島根原発敷地内地震観測記録による補正係数」で補正されたものだが、宍道断層が近すぎるため当時も適用範囲外とされ「参考」扱いにされている) と断層モデル (M6.8, 長さ 22km, 幅 13km) による地震動評価結果の比較 [11]

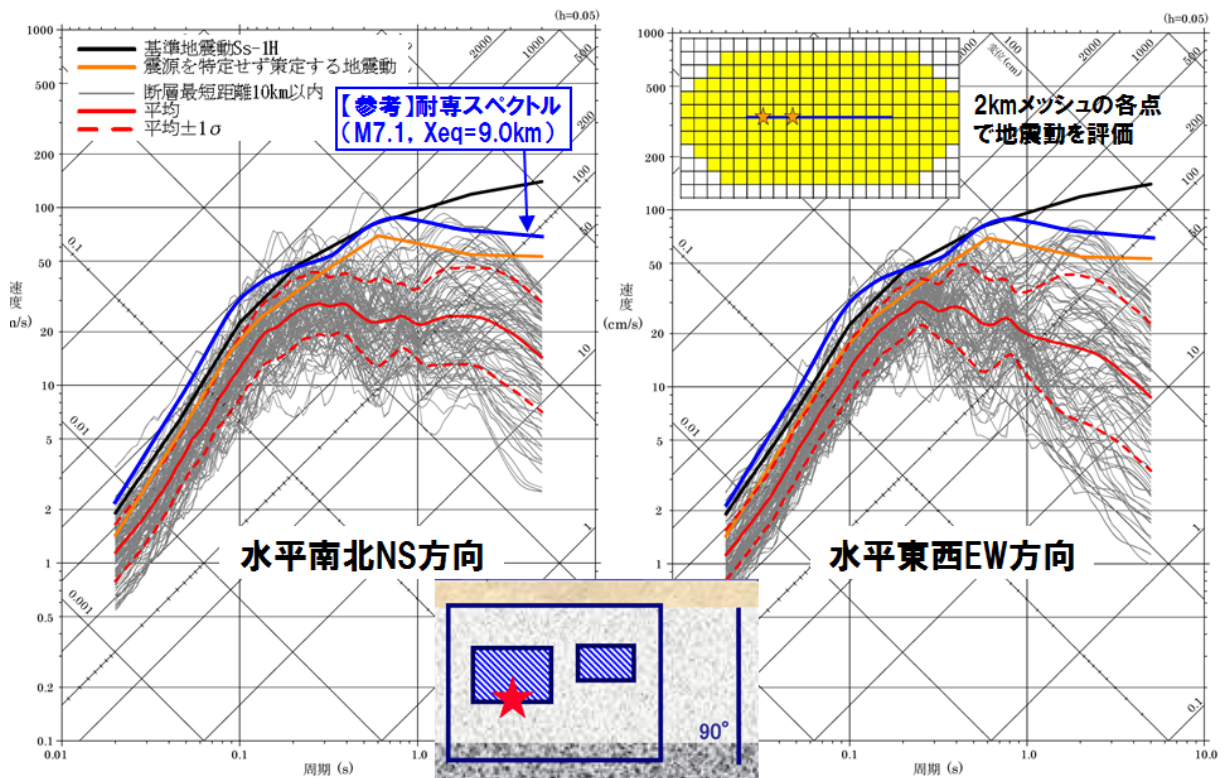


図 35: 2008 年耐震バックチェック時の宍道断層 (M7.1,  $X_{eq} = 9.0\text{km}$ ) の耐専スペクトル (図 34 と同じ) と修正断層モデル (ケース 2: M7.1, 長さ 22km, 幅 15km, 破壊開始点第 1 アスぺリティ下端中央) による断層周辺極近傍観測点での評価結果の比較 [12] (いずれも、震源特性 1.5 倍化は考慮されていない。)

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することがあります。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いけない。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を確認されたので、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 M 7.1 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でお願ひして、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。

## 参考文献

- [1] Boatwright, J. (1988): The seismic radiation from composite models of faulting, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, 489-508
- [2] 防災科学技術研究所 (2008): 「平成 20 年 (2008 年) 岩手・宮城内陸地震において記録されたきわめて大きな強震動について」, 「加速度応答スペクトル&速度応答スペクトル (h=5%)」
- [3] 防災科学研究所 (2016): 強震観測網 (K-NET, KiK-net) 地震選択 & ダウンロード <http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/quake/>
- [4] (財) 地域地盤環境研究所 (2011): 震源を特定せず策定する地震動に関する計算業務報告書 (2011.3) [http://www.nsr.go.jp/archive/nsc/taishinkojo/pdf/ukeoi\\_1.pdf](http://www.nsr.go.jp/archive/nsc/taishinkojo/pdf/ukeoi_1.pdf)
- [5] 中央防災会議 (2006): 第 26 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)
- [6] 中国電力 (2002): 島根原子力発電所第 1 号機耐震安全性確認結果 (2002.9)
- [7] 中国電力 (2004): 島根原子力発電所原子炉設置変更許可申請書 (平成 16 年 4 月一部補正)
- [8] 中国電力 (2005): 島根原子力発電所仮想的な地震動の再評価結果 (2005.9)
- [9] 中国電力 (2007): 柏崎刈羽原子力発電所における観測データを基に行う島根原子力発電所施設への影響の概略検討結果報告書 (2007.9.20)
- [10] 中国電力 (2008): 島根原子力発電所「発電用原子炉施設に関する耐震設計審査指針」の改訂に伴う耐震安全性評価結果 中間報告書 (2008.3.28)
- [11] 中国電力 (2010): 島根原子力発電所「発電用原子炉施設に関する耐震設計審査指針」の改訂に伴う耐震安全性評価結果 中間報告書 (2008 年 3 月), IV 基準地震動の策定 (2010.3.28)
- [12] 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)
- [13] 中国電力 (2012): 発電用原子炉施設の安全性に関する総合評価 (一次評価) に係る報告書 (島根原子力発電所 2 号機) (2012.8)
- [14] 中国電力 (2013): 島根原子力発電所の発電用原子炉設置変更許可申請書 (2 号原子炉施設の変更) (2013.12.25)
- [15] 中国電力 (2014): 島根原子力発電所 震源を特定せず策定する地震動について, 第 121 回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合, 資料 1(2014.6.27)
- [16] 中国電力 (2016): 島根原子力発電所基準地震動の策定について, 島根原子力発電所 2 号炉審査資料, 資料番号 EP(E)-040 改 01(2016.3.2)
- [17] 中国電力 (2016): 島根原子力発電所敷地ごとに震源を特定して策定する地震動について, 島根原子力発電所 2 号炉審査資料, 資料番号 EP(E)-036 改 02(2016.3.2)
- [18] 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
- [19] Fujii Y. and Matsu'ura M. (2000): Regional Difference in Scaling Laws for Large Earthquakes and its Tectonic Implication, *Pure appl. Geophys.* 157, 2283-2302
- [20] 独立行政法人原子力安全基盤機構 (2005): 震源を特定しにくい地震による地震動の検討に関する報告書 (平成 16 年度), JNES/SAE05-00405 解部報-0004(2005.6) <https://www.nsr.go.jp/archive/jnes/atom-library/seika/000005757.pdf>
- [21] 福井地方裁判所民事第 2 部 (樋口英明裁判長)「平成 24 年 (ワ) 第 394 号, 平成 25 年 (ワ) 第 63 号大飯原発 3, 4 号機運転差止請求事件」判決 (2014.5.21)
- [22] 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)
- [23] 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) (2012.8.17); 同案, 第 7 回地震・津波に関する意見聴取会 (地震動関係) (2012.8.17)
- [24] 原子力安全・保安院 (2012): 九州電力川内原子力発電所 1 号機及び 2 号機の安全性に関する総合的評価 (一次評価) に関する審査結果取りまとめ (2012.9.3)
- [25] 原子力規制委員会 (2013): 震源を特定せず策定する地震動について, 原子力規制委員会 発電用軽水型原子炉施設の地震・津波に関わる新安全設計基準に関する検討チーム 第 10 回会合, 震基 10-3(2013.3.22)
- [26] 北海道電力 (2015): 泊発電所 震源を特定せず策定する地震動について (コメント回答), 第 210 回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合, 資料 1 (2015.3.20)
- [27] 池田隆明・釜江克宏・三輪 滋・入倉孝次郎 (2002): 経験的グリーン関数法を用いた 2000 年鳥取県西部地震の震源のモデル化と強震動シミュレーション, 日本建築学会構造系論文集 第 561 号, 37-45
- [28] 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
- [29] 入倉孝次郎 (2004): 強震動予測レシピー大地震による強震動の予測手法一, 京都大学防災研究所年報, 47A
- [30] 入倉孝次郎・香川敬生・宮腰研・倉橋奨 (2007): 2007 年新潟県中越沖地震の強震動-なぜ柏崎刈羽原子力発電所は想定以上の破壊的強震動に襲われたのか?- (2007 年 12 月 24 日修正版)
- [31] 入倉孝次郎・倉橋奨 (2008): 「2008 年岩手・宮城内陸地震の震源モデルと強震動-なぜ 4000 ガルの強震動が生成されたのか-」, 日本活断層学会 2008 年度秋季学術大会
- [32] 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
- [33] 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)」
- [34] 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 (「レシピー」) (平成 20 年 4 月 11 日改訂), 46-74
- [35] 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 (「レシピー」) (平成 21 年 12 月 21 日改訂)
- [36] 地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会 (2010): 「活断層の長期評価手法」報告書 (暫定版) (2010.11.25)
- [37] 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2014): 全国地震動予測地図 2014 年版~全国の地震動ハザードを概観して~, 付録-1「10. 今後の課題と展望」10.1.2 活断層で発生する地震のモデル化, p.385(2014.12)
- [38] 加藤研一・宮腰勝義・武村雅之・井上大榮・上田圭一・壇一男 (2004): 震源を事前に特定できない内陸地殻内地震による地震動レベル-地質学的調査による地震の分類と強震観測記録に基づく上限レベルの検討一, 日本地震工学会論文集, 第 4 巻, 第 4 号, 46-86



- [39] 釜江克宏・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
- [40] 関西電力株式会社 (2013) : 大飯発電所基準地震動の評価について, 第 59 回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合, 資料 2-3(2013.12.18)
- [41] 気象庁 (2016) : 「平成 28 年 (2016 年) 熊本地震」について (第 14 報) (2016/4/18/15:30) <http://www.jma.go.jp/jma/press/1604/18b/kaisetsu201604181530.pdf>
- [42] 九州電力 (2014) : 川内原子力発電所 基準地震動の策定について (コメント回答), 第 92 回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合資料 3-1(2014.3.12)
- [43] Matsu'ura M. and Sato T. : "Loading Mechanism and Scaling Relations of Large Interplate Earthquakes," *Tectonophysics*, 227, pp.189-198 (1997)
- [44] 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.
- [45] 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
- [46] 佐藤浩章・芝昭和・東貞成・功刀卓・前田宜浩・藤原広行 (2013) : 物理探査・室内試験に基づく 2004 年留萌支庁南部の地震による K-NET 港町観測点 (HKD020) の基盤地震動とサイト特性評価, 電力中央研究所報告 N13007(2013.12)
- [47] Scholz, C. H.(2002): *The Mechanics of earthquakes and faulting*, second edition, Cambridge University Press
- [48] 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.
- [49] 島崎邦彦 (2015) : 活断層の長さから推定する地震モーメント, 日本地球惑星科学連合 2015 年大会, SSS28-07(2015.5.28) <http://www2.jpгу.org/meeting/2015/session/PDF/S-SS28/SSS28-07.pdf>
- [50] 島崎邦彦 (2015) : 活断層長に基づく地震モーメントの事前推定, 日本地震学会 2015 年度秋季大会, S17-10(2015.10.28)
- [51] 島崎邦彦 (2015) : 活断層の長さから推定される地震モーメント 日本海「最大」クラスの津波断層モデルについて, 日本活断層学会 2015 年度秋季学術大会, O-13(2015.11.27-28)
- [52] Somerville, P. G., 入倉孝次郎, 澤田純男, 岩崎好規, 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] 武村雅之 (1998) : 日本列島における地殻内地震のスケーリング則—地震断層の影響および地震被害との関連—, 地震第 2 輯, 51, 211-228.
- [55] 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)
- [56] 東京電力 (2009) : 耐震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)
- [57] 長沢啓行 (2006) : 新しい「耐震設計審査指針 (案)」は, 「自然の摂理」に耐えられるか?, 若狭ネット第 98 号, 8-23(2006.5.24) <http://wakasa-net.sakura.ne.jp/pre/news/98/98-3.pdf>, <http://wakasa-net.sakura.ne.jp/pre/news/98/98-4.pdf>, <http://wakasa-net.sakura.ne.jp/pre/news/98/98-5.pdf>
- [58] 内山泰生・翠川三郎 (2013) : 距離減衰式における地震間のばらつきを偶然的・認識論的不確定性に分離する試み, 日本地震工学会論文集, 第 13 巻, 第 1 号, pp.37-51(2013)
- [59] 若狭ネット編集局 (2014) : 「川内 1-2 号の審査書案を受けた地震動評価等に関する 2014 年 7 月 29 日原子力規制委員会・原子力規制庁との交渉」関連資料 <http://wakasa-net.sakura.ne.jp/news/nrc20140801.pdf> <http://wakasa-net.sakura.ne.jp/news/record20140729.pdf> <http://wakasa-net.sakura.ne.jp/news/summary20140729.pdf>
- [60] 若狭ネット編集局 (2015) : 「川内・高浜・大飯原発の基準地震動と川内原発の火山に関する 2015 年 1 月 16 日原子力規制委員会・原子力規制庁との交渉」関連資料 <http://wakasa-net.sakura.ne.jp/news/nrc20150123.pdf> <http://wakasa-net.sakura.ne.jp/news/nrc20150116rec.pdf> <http://wakasa-net.sakura.ne.jp/news/nrc20150116summary.pdf>
- [61] Yamanaka Y. and Shimazaki K.(1990): Scaling Relationship between the Number of Aftershocks and the Size of the Main Shock, *J. of Physics of the Earth*, Vol.38, No.4, pp.305-324(1990)

## 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)