

伊方3号の基準地震動は過小評価されている

2015年12月20日

大阪府立大学名誉教授

長沢啓行 

[要旨]

原子力規制委員会は2015年7月15日、四国電力の伊方3号の原子炉設置変更許可（いわゆる再稼働認可）処分を行った。耐震設計の元になる基準地震動（水平方向）は、2013年7月8日申請時の570ガルから650ガルへ引上げられ、620ガルの「2004年北海道留萌支庁南部地震 M6.1の解放基盤波」等が「震源を特定せず策定する地震動」による基準地震動として採用された。しかし、依然として基準地震動は著しく過小評価されている。「敷地前面海域断層群 69km 北傾斜モデル」には耐専スペクトルを適用しながら、「69km 鉛直モデル」には耐専スペクトルが「適用外」とされ、耐専スペクトルの地震観測記録との2倍以上の差を考慮していない。基本震源モデルとして敷地前面海域断層群（中央構造線断層帯）480kmを採用しながら、その断層モデルでは、応力降下量や短周期レベルを過小に設定して地震動を過小評価している。その結果、断層モデルによる480kmモデルの地震動評価結果は、69km 北傾斜モデルの耐専スペクトルより小さく、2004年北海道留萌支庁南部地震 M6.1の解放基盤波と比べても小さくなっている。原子力規制委員会は、この事実を知りながら、耐専スペクトルの「適用外」を認め、断層モデルのパラメータ設定の誤りに気付くことなく、再稼働許可を出したのである。

地震動評価を正しく行えば、基準地震動は伊方3号の「855ガルのクリフエッジ（炉心溶融事故へ至るギリギリの地震動）」を超える。再稼働どころか、伊方3号には廃炉こそがふさわしい。

1984年の伊方3号増設申請時から2013年7月の再稼働申請時点までの各段階において、敷地前面海域断層群の地震動を耐専スペクトルや断層モデルで評価する際に四国電力が行ってきた巧妙な過小評価の手口については、先の意見書(甲107)[38]で詳述した。基準地震動に関する原子力規制委員会の審査が終了したことを受け、本意見書では、原子力規制委員会による「調査審議及び判断過程が適正を欠くものとうかがわれる事情」および「看過し難い過誤、欠落」に焦点を当てた。その典型例として、四国電力が地震動評価手法を誤って適用し基準地震動を過小に策定していること、原子力

規制委員会もその誤りに気付かず、または、パブリックコメント等で指摘されながら対応を不当にサボタージュし続けていることを具体的に示した。

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、それぞれに分けて詳述した。

(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。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、伊方3号のクリフエッジ855ガルを超える。さらに、原子力安全基盤機構 JNES（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、伊方3号のクリフエッジを一層大きく超える。

(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、敷地前面海域断層群（中央構造線断層帯）480km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) 650ガルの基準地震動 Ss-1Hを規定しているのは69km 北傾斜モデルに対する耐専スペクトル（内陸補正なし）だが、69km 鉛直モデルについては耐専スペクトルが「適用外」とされている。これは、前者が650ガル弱で855ガルのクリフエッジを下回る一方、後者では900ガル程度となってクリフエッジを超えるからである。また、ここには最近20年間の震源近傍での地震観測記録は反映されておらず、現在見直し作業中であり、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、地域差以外の偶然変動によるバラツキをも考慮すれば、少なくとも2倍の余裕を持たせるべきである。そうすれば、69km 鉛直モデルで1,800ガル程度、北傾斜モデルでも1,300ガル弱になり、い

ずれにおいても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 69km 鉛直モデルの耐専スペクトル（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。

四国電力は、断層幅を 15km と仮定した壇ら (2011) の手法を「平均断層幅 12.7km の 480km モデルにそのまま用いる」という誤りを冒しており、壇らの回帰線から外れてしまっている。壇らの用いた国内 9 地震の平均断層幅が 12.0km であることから、回帰線に載るように断層幅を 12km とし、応力降下量を調整すれば、応力降下量は $(\Delta\sigma, \Delta\sigma_a) = (3.4\text{MPa}, 12.2\text{MPa})$ から $(4.3\text{MPa}, 19.5\text{MPa})$ へ 1.6 倍に増え、短周期レベルも 1.6 倍になり、地震動評価結果は 900 ガル程度になってクリフエッジを超える。これは断層モデルによる平均像の評価であり、「地域性とは異なる偶然変動」を考慮していないことから、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、断層モデルにおいても 1,800 ガル程度の地震動評価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、伊方 3 号のクリフエッジを大きく超えることは避けられない。

以上のように、四国電力は基準地震動を過小に策定しており、原子力規制委員会はこれを追認し、基準地震動見直しのための対応をサボタージュし続けている。これは重大な瑕疵だと言える。

「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・保安院および原子力安全委員会——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。

1 はじめに

原子力規制委員会は 2015 年 7 月 15 日、四国電力に伊方 3 号原子炉設置変更許可（いわゆる再稼働認可）処分を行った。川内 1-2 号 (2014 年 9 月 10 日)、高浜 3-4 号 (2015 年 2 月 12 日) に続く再稼働認可である。

伊方 3 号の基準地震動（水平方向）は、2013 年 7 月 8 日申請時の 570 ガルから 650 ガルへ引上げられ、620 ガルの 2004 年北海道留萌支庁南部地震 M6.1 の解放基盤波等が「震源を特定せず策定する地震動」による基準地震動として採用された。しかし、依然として著しく過小評価されている。

480km もの敷地前面海域断層群（中央構造線断層帯）がすぐ沖合を走っている伊方原発における基準地震動が、なぜ、川内原発の基準地震動（Ss-1H: 540 ガル, Ss-2: 620 ガル）と同程度であり、高浜原発の基準地震動（Ss-1H: 700 ガル）より小さいのか。この事実をもってしても、伊方原発の基準地震動が過小に策定されていることは明らかではなからうか。

地震動評価を正しく行えば、策定される基準地震動は伊方 3 号の「855 ガルのクリフエッジ（炉心溶融事故へ至るギリギリの地震動）」[7] を超える。これを回避するために、四国電力はこれまで、あの手この手の極めて巧妙な手口で地震動を過小評価してきた。

伊方 3 号増設に係る原子炉設置変更許可申請書（1984 年）提出から今回の再稼働申請書（2013 年）提出までの地震動過小評価については、すでに詳述したとおりである（甲 107）[38]。その後、原子力規制委員会・原子力規制庁は、市民団体との 3 度の話合いの中で、原子力安全基盤機構 JNES（2014 年 3 月に原子力規制庁へ統合された）の解析によれば「M6.5 の横ずれ伏在断層による直下地震で 1,340 ガルの地震動に襲われる」可能性があることを認め、「JNES の断層モデルの再現性について専門家を含めて検討すべきである」ことを認めた [39, 40]。また、耐専スペクトルは 20 年前以前の数少ない地震データに基づいて作成されており、最近 20 年間の震源近傍や近距離の地震データが反映されておらず、日本電気協会で現在見直し作業中であることも判明した [39]。さらに、四国電力は

480kmモデルの地震動解析を行う際に壇ら(2011)の手法を誤って適用しているが、それを示す図を審査会合で見せられながら、原子力規制委員会はそのことに全く気付いていなかったことも判明した。

そこで、本意見書では、先の意見書(甲107)[38]で述べた四国電力による地震動過小評価への批判を前提として、この2年間に明らかになった新たな事実に基づき、四国電力が基準地震動を過小に策定していることを具体的に明らかにし、原子力規制委員会がその問題点を指摘されながら対応をサボタージュし続けていることを暴露し批判する。

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、それぞれについて具体的に述べる。

以下では、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「再現された震源断層モデル」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、伊方3号のクリフエッジ855ガルを超えることを示す。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ガルの地震動が起こ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、伊方3号のクリフエッジを一層大きく超えることを示す。

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。

650ガルの基準地震動Ss-1Hは、69km北傾斜モデルの耐専スペクトル(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69km鉛直モデルの耐専スペクトルは900ガル程度となって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バラツキも考慮すれば、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、69km鉛直モデルで1,800ガル程度、北傾斜モデルでも1,300ガル弱になり、いずれにおいてもクリフエッジを超えることを示す。

断層モデルによる地震動評価は、69km鉛直モデルの耐専スペクトル(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、断層幅を15kmと仮定した壇ら(2011)の手法を平均断層幅12.7kmの480kmモデルにそのまま用いたためであり、壇らの回帰線から外れてしまっていること、壇らの用いた濃尾地震を含めた国内9地震の平均断層幅が12.0kmであるため、回帰線に載るように断層幅を12kmとして応力降下量を調整すれば、応力降下量は $(\Delta\sigma, \Delta\sigma_a) = (3.4\text{MPa}, 12.2\text{MPa})$ から $(4.3\text{MPa}, 19.5\text{MPa})$ へ1.6倍に増え、短周期レベルも1.6倍になり、地震動評価結果は900ガル程度になってクリフエッジを超えることを示す。偶然変動による2倍以上のバラツキを考慮するため、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であろうことも指摘する。

「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、伊方3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り波相当で約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

四国電力は伊方原発の基準地震動を過小評価し続けてきた。2013年再稼働申請までのその詳細はすでに述べてきたとおりである(甲107)[38]。

2013年申請時には、図1のように、敷地前面海域の54kmモデルが基本震源モデルであり、不確かさの検討として130km連動モデルが採用され、モデルの妥当性確認のために430kmまでのモデルが評価されたにすぎない。しかし、原子力規制委員会の審査会合で480kmモデル、130kmモデル、54kmモデルの3種類をすべて基本震源モデルとするよう迫られ、四国電力はそれに従わざるをえなかったのである。

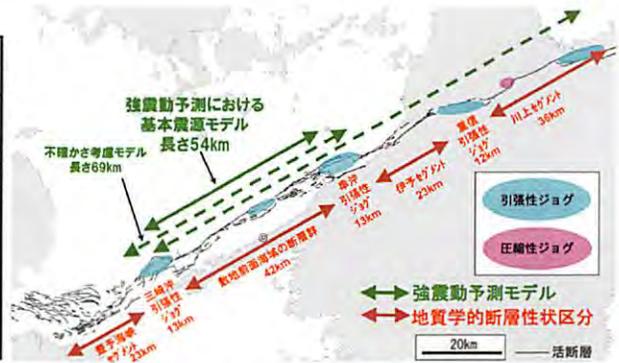


図 1: 2013 年設置変更許可申請書で四国電力が考慮した中央構造線断層帯 [26, 24]

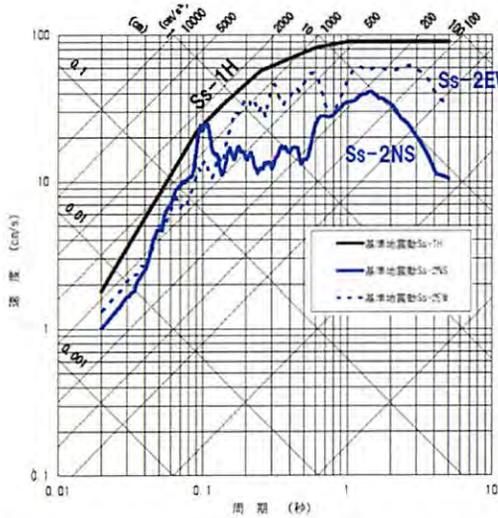


図 2: 2013 年再稼働申請時の基準地震動 Ss(水平方向)[24] (Ss-1H:570 ガル, Ss-2EW:413 ガル, Ss-2NS:318 ガル)

その結果、伊方 3 号の基準地震動は申請時の図 2 から図 3 (表 1 に最大加速度) のように少し引上げられた。

「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)[16] 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、伊方 3 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」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」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

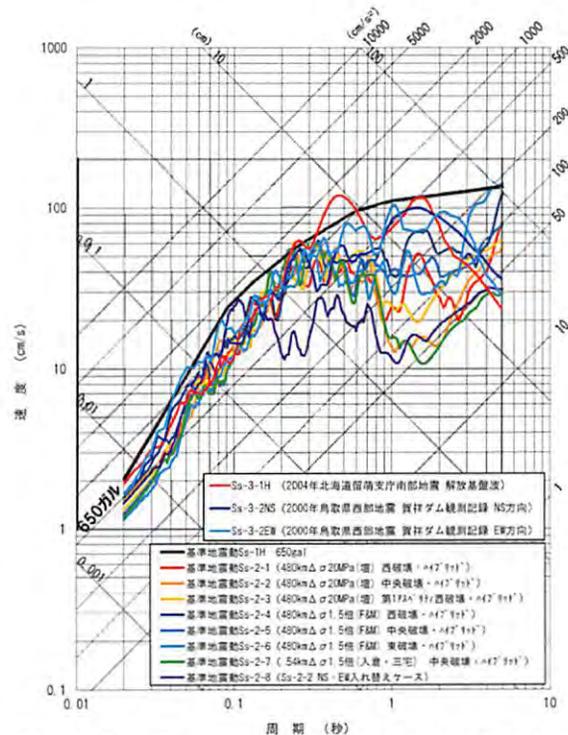


図 3: 伊方 3 号の 2015 年再稼働許可時の基準地震動 Ss (水平方向) [27] (震源を特定して策定する地震動: Ss-3-1H, Ss-3-2NS, Ss-3-2EW)

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 年足らずに取れたものにすぎず、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

表 1: 伊方 3 号の基準地震動とその最大加速度 [gal] (cm/s^2 と同じ) [27, 28]

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-1	設計用模擬地震波 (敷地前面海域の断層群 69km(傾斜角 30 度ケース)の耐専スペクトルによる)	650		377
震源を特定して策定する地震動 (「断層モデルによる方法」で作成)				
Ss-2-1	敷地前面海域の断層群 (中央構造線断層帯) 480km 連動・壇の手法・ $\Delta\sigma$ 20MPa・西破壊	579	390	210
Ss-2-2	敷地前面海域の断層群 (中央構造線断層帯) 480km 連動・壇の手法・ $\Delta\sigma$ 20MPa・中央破壊	456	478	195
Ss-2-3	敷地前面海域の断層群 (中央構造線断層帯) 480km 連動・壇の手法・ $\Delta\sigma$ 20MPa・第一アスペリティ西破壊	371	418	263
Ss-2-4	敷地前面海域の断層群 (中央構造線断層帯) 480km 連動・Fujii-Matsu'ura の手法・ $\Delta\sigma$ 1.5 倍・西破壊	452	494	280
Ss-2-5	敷地前面海域の断層群 (中央構造線断層帯) 480km 連動・Fujii-Matsu'ura の手法・ $\Delta\sigma$ 1.5 倍・中央破壊	452	388	199
Ss-2-6	敷地前面海域の断層群 (中央構造線断層帯) 480km 連動・Fujii-Matsu'ura の手法・ $\Delta\sigma$ 1.5 倍・東破壊	291	360	201
Ss-2-7	敷地前面海域の断層群 (中央構造線断層帯) 54km・入倉・三宅の手法・ $\Delta\sigma$ 1.5 倍・中央破壊	458	371	178
Ss-2-8	Ss-2-2 の NS と EW の入れ替え	478	456	195
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-3-1	2004 年北海道留萌支庁南部地震 M6.1 の解放基盤波	620		320
Ss-3-2	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

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 [2] と原子力安全基盤機構 JNES[6] による地震動解析結果が重要となる。

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 Δ) 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

はざとり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。これは伊方 3 号のクリフエッジ 855 ガルを超えている。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。

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、伊方原発の解放基盤表面 (S 波速度 $V_s = 2600\text{m/s}$) と同等の堅い地震基盤表面 ($V_s = 2600\text{m/s}$, 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 [6]。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 は、伊方 3 号の基準地震動 Ss-1, Ss-3-1, Ss-3-2 に加え、黒点線でクリフエッジを描いてい

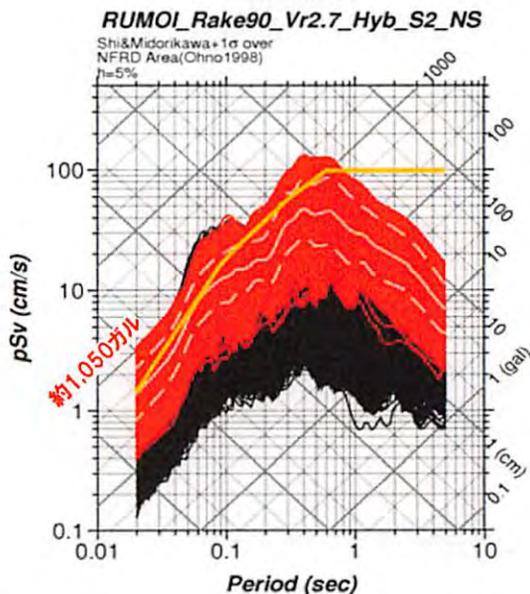
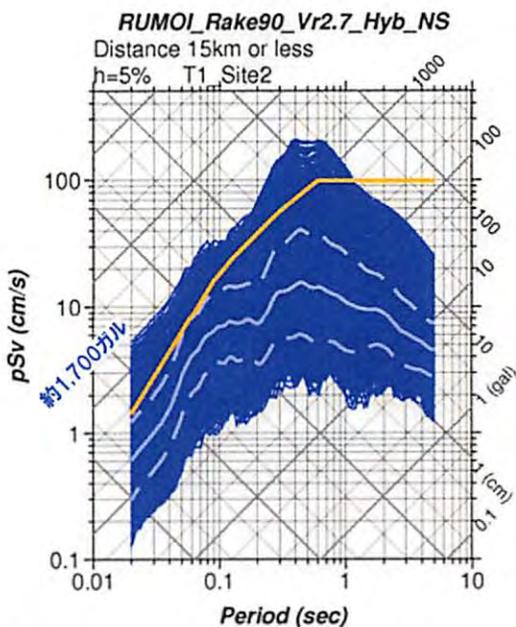
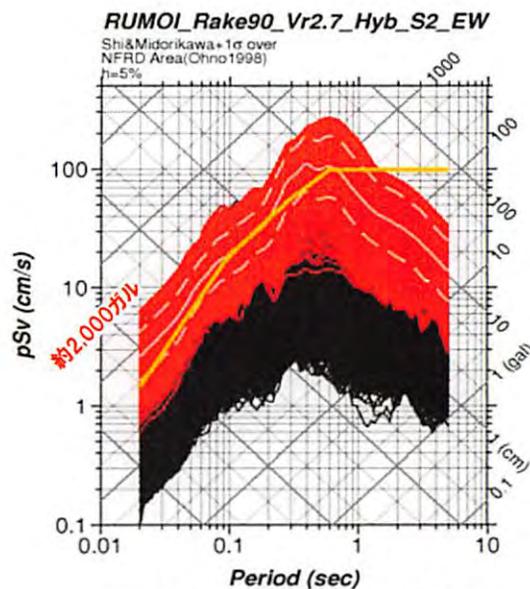
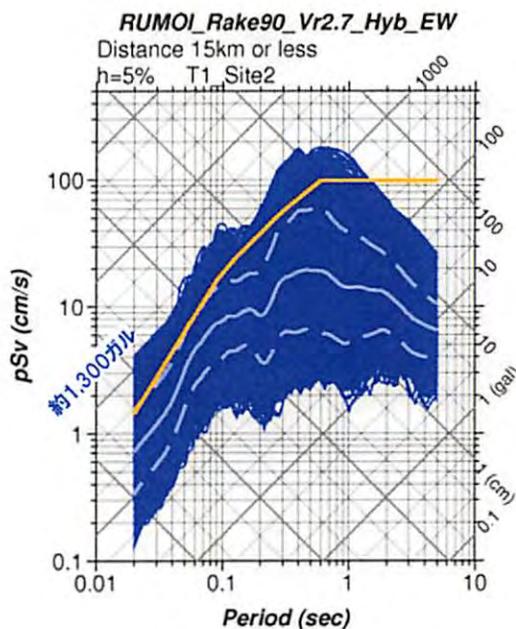
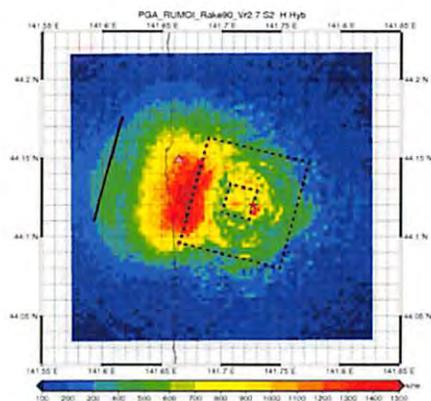
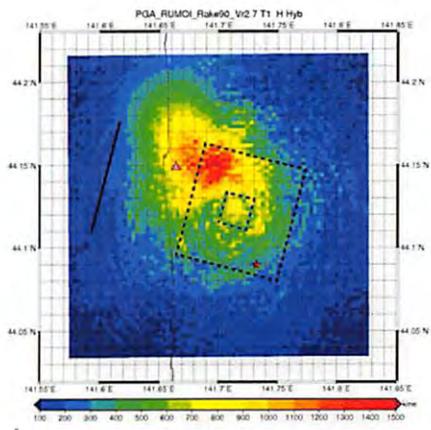


図 4: 2004 年北海道留萌支庁南部地震の震源モデルによる震源近傍の地震動解析結果 [2] (上: 応答加速度分布, Δ : HKD020 地点, \star : 破壊開始点; 中: 断層最短距離 15km 以内の応答スペクトルの重ね書きで EW 方向, 白線: 平均, 白破線: \pm 標準偏差; 下: NS 方向)

図 5: 2004 年北海道留萌支庁南部地震の震源モデルでアスペ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 [2] (上: 応答加速度分布, Δ : 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)

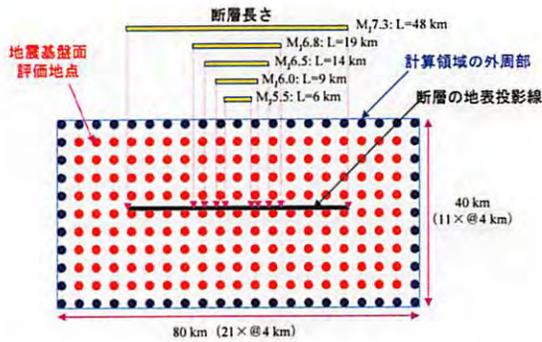
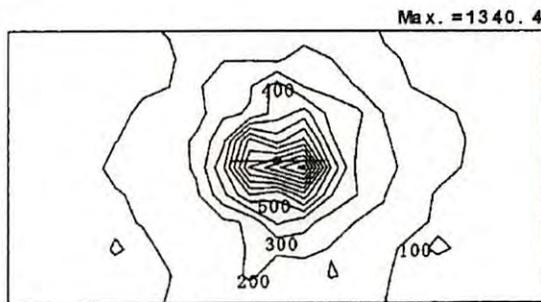
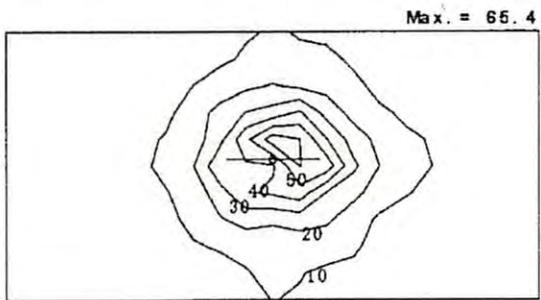


図 6: JNES による対象計算領域 (地震基盤上の評価点: 縦 11×横 21 の格子点 231) と横ずれ断層の例 [6]



(a) 加速度分布図 (最大値 1340.4cm/s²)



(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)[6] (地震発生層 2~20km, 断層・アスベリティ上端 2km, 実効応力大, 高周波遮断特性平均 + σ)

るが、このクリフエッジが Ss-1 を平行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 2 における 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。この図で明らかのように、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

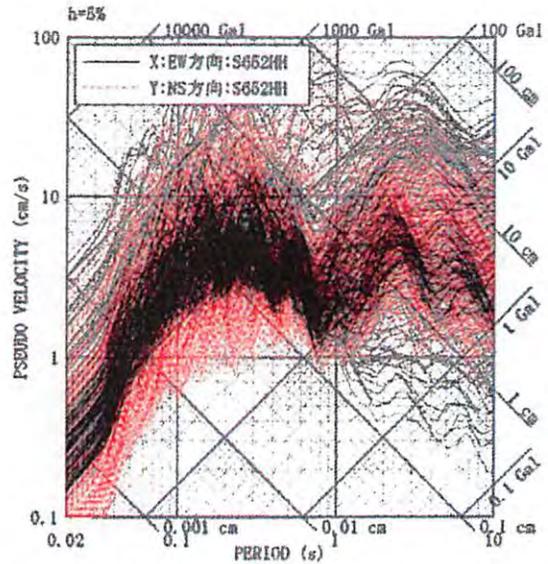


図 8: 横ずれ断層 (M6.5) の地震動評価結果 [6] (断層上端 2km, アスベリティの上端 2km, 実効応力大 (19.1MPa), 高周波遮断特性平均 + σ ($f_{max} = 11.9\text{Hz}$) のケース)

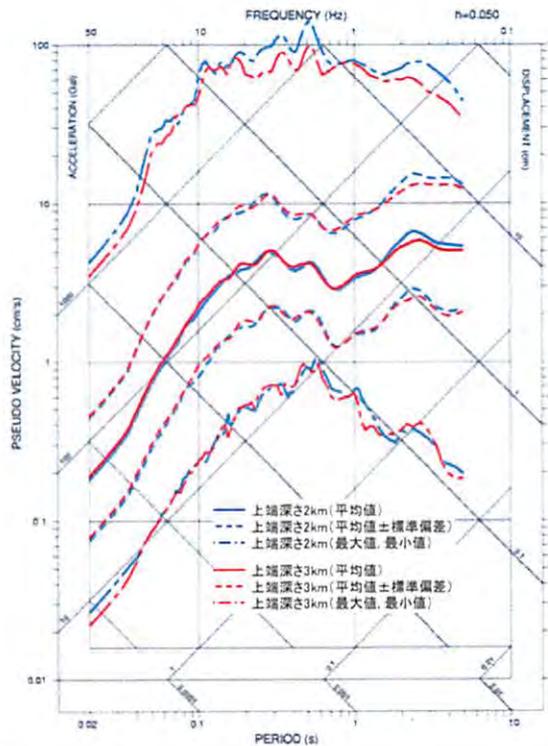


図 9: 横ずれ断層モデル (M6.5) による地震動評価結果 [6] (断層上端 2km(3km), アスベリティの上端 2km(3km), 実効応力大 (19.1MPa), 高周波遮断特性平均 + σ ($f_{max} = 11.9\text{Hz}$) のケース)

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 [37]。JNES の地震動解析結果は、「四国電力が設定し原子力規制委員会の承認

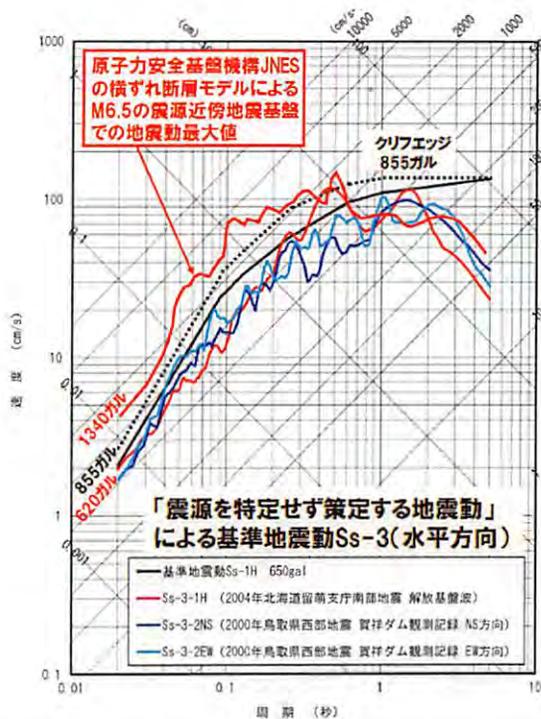


図 10: 伊方 3 号の基準地震動 Ss-1 および Ss-3, クリフエッジ (黒点線) および JNES による 1340 ガルの地震動 (赤波線) [6, 27, 28, 7]

した基準地震動は余りに過小すぎ、M6.5 の小さな地震でクリフエッジを超える大きな地震動が発生する」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昨年 7 月と今年 1 月の 2 度もたれ [39, 40], 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) を出している。これで果たして、鹿児島地裁が川内原発稼働等差止仮処分申立事件決定で認定したように「基準地震動は、原子力発電所の敷地において今後発生し得る最大の地震を想定して策定」(決定 [35]pp.127-128) されていると言えるであろうか。

地震観測記録の時間的・空間的制約を乗り越えるためには、このような地震動解析結果を利用するのが重要だと言える。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 [40] を繰り返すことになるであろう。

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

「震源を特定して策定する地震動」は、耐専スペクトル等による「応答スペクトルによる方法」と「断層モデルによる方法」があり、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。

たとえば、伊方 3 号の場合、敷地前面海域断層群 (中央構造線断層帯) の 54km, 69km, 130km, 480km の各モデルに対する耐専スペクトルは図 11 および図 12 の紺色の曲線群で示される通りであり、69km 北傾斜モデルが基準地震動 Ss-1H (650 ガル) を規定していることがわかる。ここで、図 11 を一瞥するだけで、2 つの奇妙なことに気付くはずである。

第 1 に、耐専スペクトルは断層帯の長さが 54km から 69km へ長くなると大きくなっているが、それ以上に 130km, 480km と長くなるほど小さくなっ

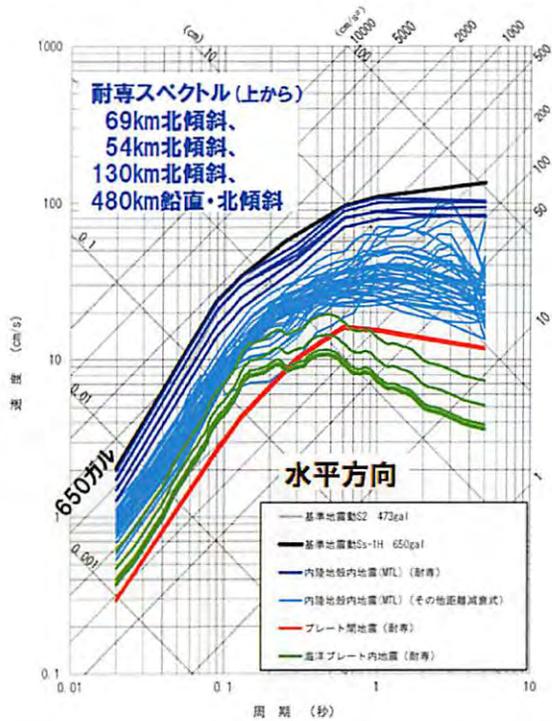


図 11: 伊方 3 号における敷地前面海域断層群（中央構造線断層帯）の耐専スペクトルと基準地震動 Ss-1H(水平方向)[27]

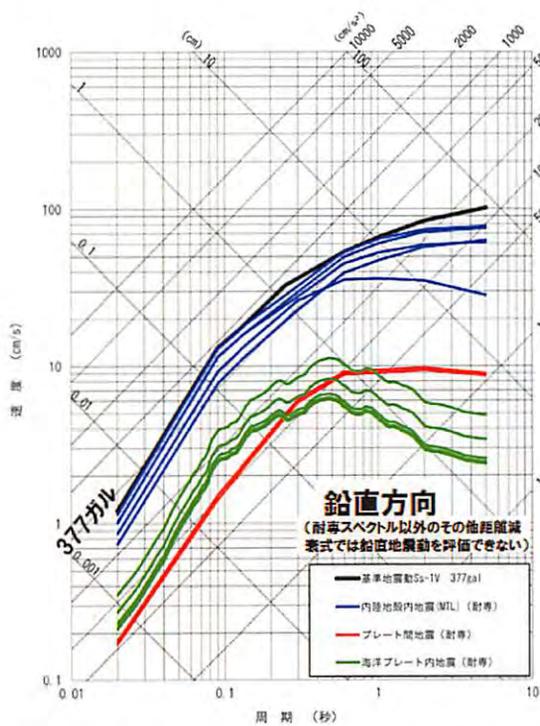


図 12: 伊方 3 号における敷地前面海域断層群（中央構造線断層帯）の耐専スペクトルと基準地震動 Ss-1V(鉛直方向)[27]

ている。これは耐専スペクトルの最大の欠陥であり、改善を要する点である。耐専スペクトルは気

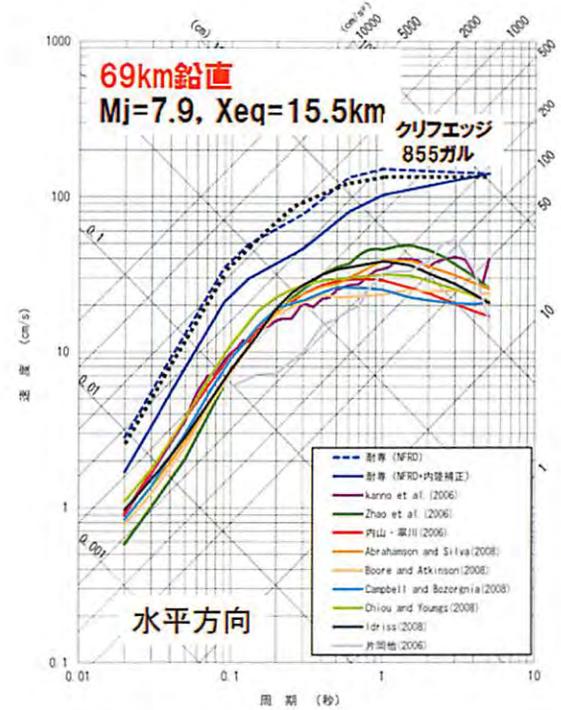


図 13: 伊方 3 号における敷地前面海域断層群（中央構造線断層帯）69km 鉛直の耐専スペクトルとクリフエッジ（黒点線）[27]

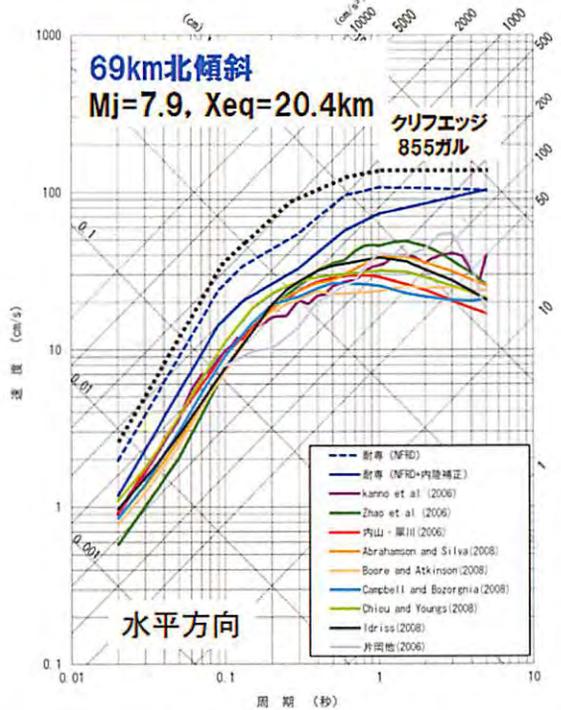


図 14: 伊方 3 号における敷地前面海域断層群（中央構造線断層帯）69km 北傾斜の耐専スペクトルとクリフエッジ（黒点線）[27]

象庁マグニチュードで示される地震規模と震源断層面上の放出エネルギーの違いを考慮した荷重平

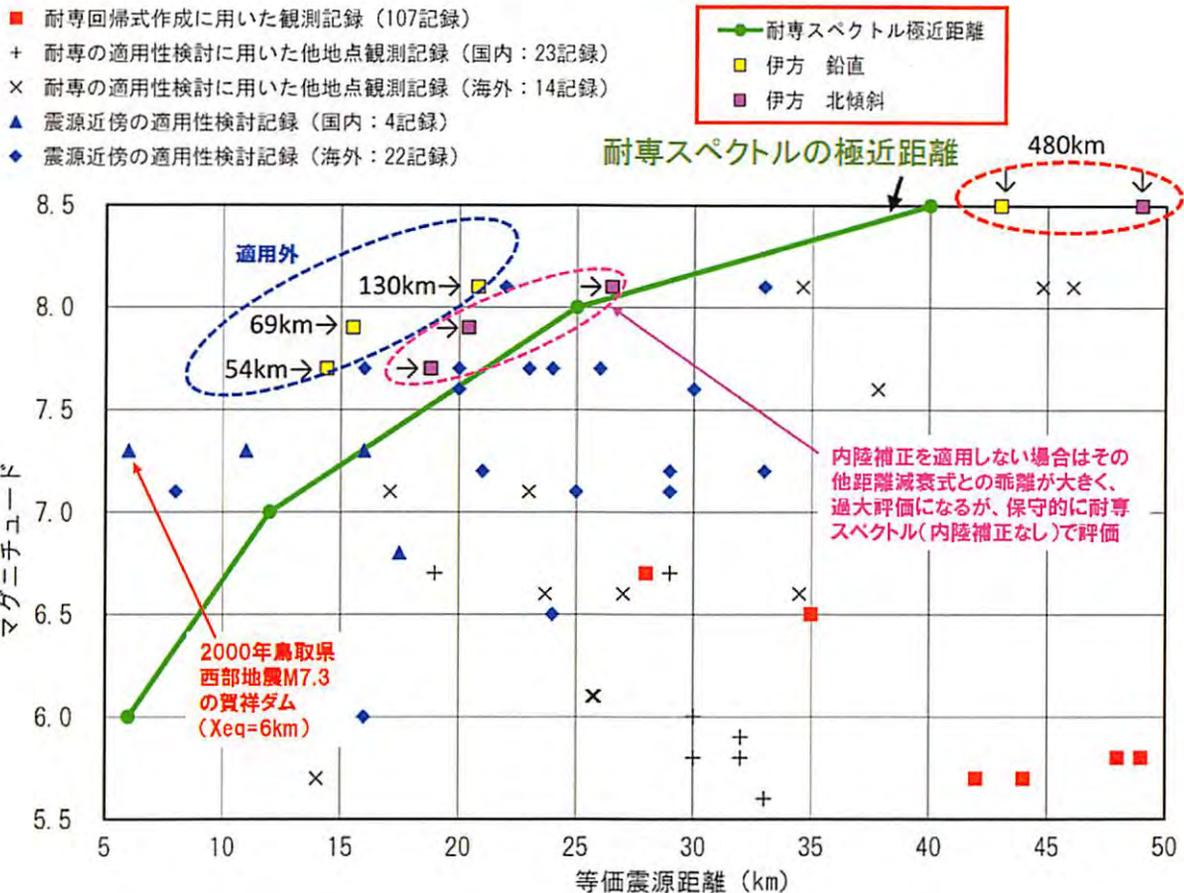


図 15: 耐専スペクトルの作成・適用性確認に用いられた地震データの等価震源距離 X_{eq} と気象庁マグニチュード M [27]

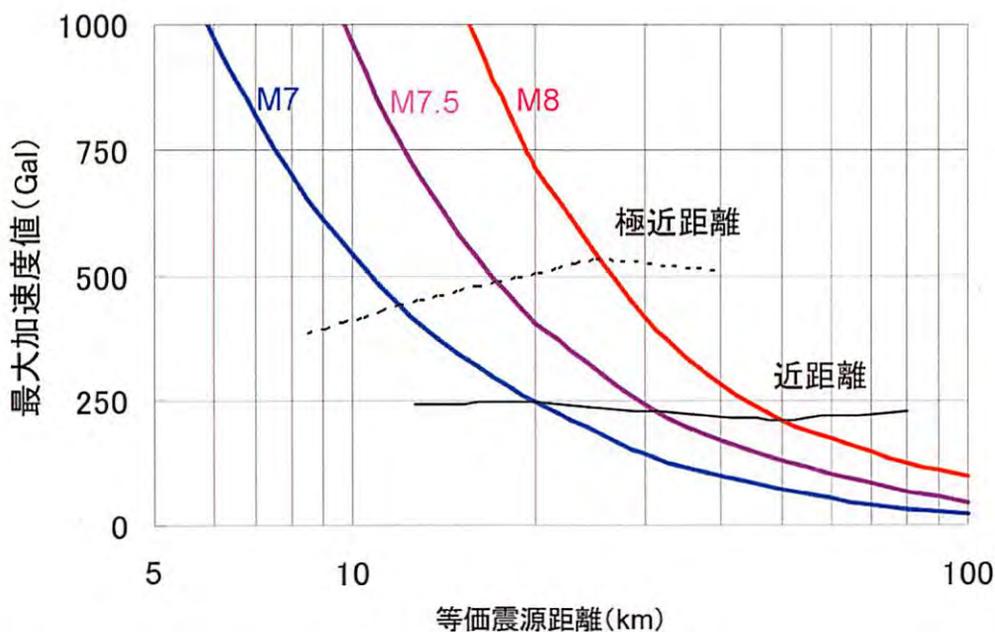


図 16: 耐専スペクトルにおける等価震源距離と地震動の最大加速度 [17] (この図から、伊方 3号における「敷地前面海域断層帯(中央構造線断層帯) 69km」の「北傾斜 (M7.9, $X_{eq} = 20.4\text{km}$)」は 650 ガル弱、適用外とされた「鉛直 (M7.9, $X_{eq} = 15.5\text{km}$)」は 900 ガル程度になると読み取れる.)

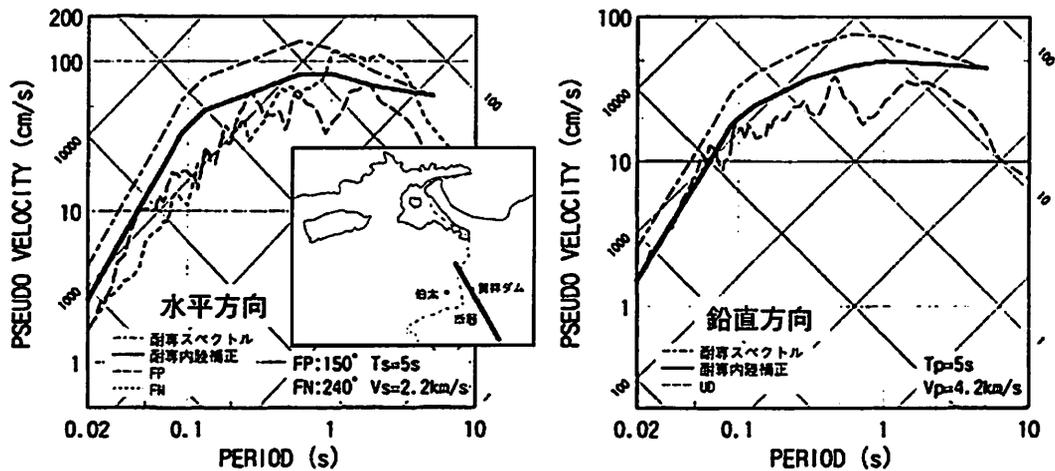


図 17: 2000 年鳥取県西部地震 M7.3 の賀祥ダム ($X_{eq} = 6\text{km}$) での地震観測記録と耐専スペクトルの比較 [33]

均の等価震源距離で作成される。このため、耐専スペクトルは、地震規模が大きいくほど大きくなり、等価震源距離が大きいくほど小さくなる。伊方3号の場合、敷地前面海域断層群（中央構造線断層帯）の断層長さが東西へ伸びていくほど地震規模は大きくなるが、それ以上に等価震源距離が大きくなるため、結果的に耐専スペクトルは小さくなってしまふのである。その結果、130km や 480km の各モデルが 69km モデルを包含しているにもかかわらず、耐専スペクトルは 69km で最大になっており、130km, 480km と長くなるほど小さくなっているのである。この耐専スペクトルの抱える問題点が改善されれば、耐専スペクトルによる地震動評価結果はもっと大きくなるはずである。

第2に、480km では鉛直・北傾斜の2モデルとも耐専スペクトルが適用されているのに、54km, 69km, 130km については北傾斜モデルだけで、鉛直モデルが示されていない。というのは、四国電力がこれらの鉛直モデルについては「耐専スペクトルの適用範囲外」だとしているからである。それを説明した図が図15である。480km モデルでは、鉛直、北傾斜とも極近距離より遠方だが、54km, 69km, 130km の各モデルは「極近距離」より近い（等価震源距離が小さい）。四国電力によれば、北傾斜も鉛直も「その他距離減衰式との乖離が大きく過大評価になる」としているが、北傾斜では「保守的に」適用し、鉛直では適用していない。「その他距離減衰式との乖離」がどの程度以上であれば

適用外にするのかについては何も説明されていない。ここで、興味深い事実がある。図13と図14に四国電力による69kmモデルの鉛直と北傾斜の耐専スペクトルを示す。これらの図から耐専スペクトルの最大加速度（周期が0.02秒の最大応答加速度）を読み取ると、それぞれ900ガル程度と650ガル弱になる。図16からも同様に読み取れる。これらの図に855ガルのクリフエッジを黒点線で書き込んだところ、鉛直では耐専スペクトルがクリフエッジをわずかに超え、北傾斜ではかなり下回ることがわかった。つまり、四国電力は69km鉛直だとクリフエッジを超えて再稼働できなくなるが、69km北傾斜だとクリフエッジをかなり下回るので「保守的に」適用しても良いと判断したのである。その結果、基準地震動Ss-1Hは図11のように、650ガルに留まった。これは極めて恣意的な判断だと言える。というのも、伊方3号の直前に再稼働が認められた高浜3-4号では、断層長さ63.4kmの「FO-A～FO-B～熊川断層」（M7.8, $X_{eq} = 18.6\text{km}$ ）に対して耐専スペクトルが適用され、これが550ガルの旧Ss-1Hを超えたため、Ss-1Hが700ガルへ引上げられたが、伊方3号のSs-1H(650ガル)はこれより小さいからである。ちなみに、伊方3号では、54km鉛直モデル(M7.7, $X_{eq} = 14.3\text{km}$)の耐専スペクトルは750ガル程度になるが、これもクリフエッジに近いのか、適用外にされている。

また、伊方3号で基準地震動Ss-3-2として採用されている「2000年鳥取県西部地震M7.3の賀祥

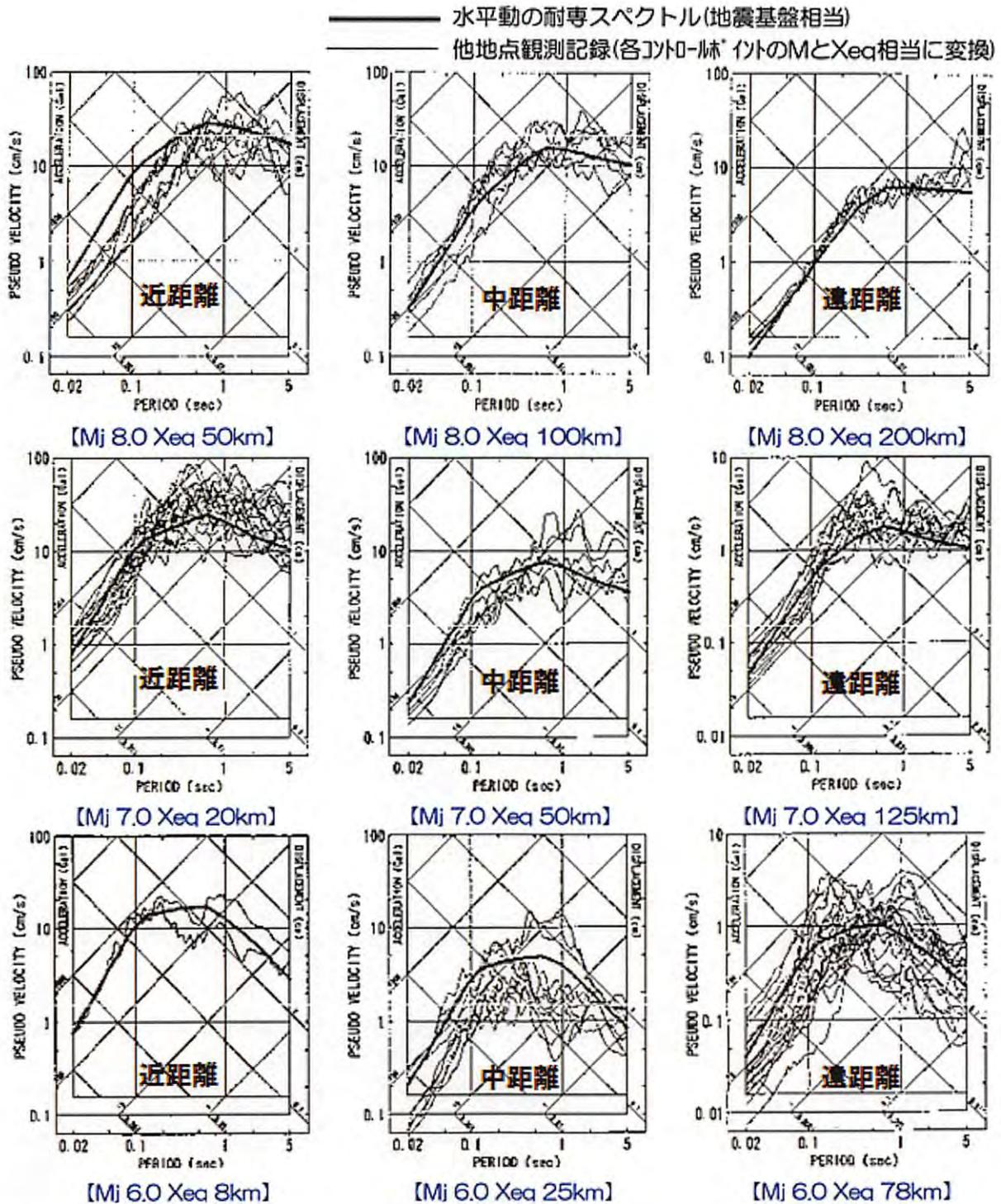


図 18: 耐専スペクトル作成の元になった地震観測記録の応答スペクトル(地震基盤表面はざり波)と耐専スペクトルの関係(気象庁マグニチュード M_j と等価震源距離 X_{eq} の組合せでデータを分類し、その平均像として耐専スペクトルを求めている。震源特性や伝播経路特性などの地域性や偶然変動などによるバラツキの大きいことがわかる。)[33]

ダム(監査部)の観測記録」は、図 15 に示すとおり、等価震源距離が 6km と非常に小さく、極近距離からの乖離が極めて大きいにもかかわらず、原子力安全委員会の意見交換会では図 17 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 [33] (巻末注 2 参照)。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」とか、「その他距離減衰式との乖離が大きく過大評価になる」というのは理由にならない。

この点では、最近約 20 年間の震源近傍を含む M7 クラスの強震観測記録に基づき耐専スペクトルそのものを改定すべきであり、日本電気協会で見直し中の知見を反映させるべきである。

さらに、今の耐専スペクトルは、図 18 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）と断層の拡がりやを考慮した等価震源距離で分類し、データとの誤差（バラツキ）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 19 のように大きなバラツキがある。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 [33]。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」（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）以上のバラツキ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

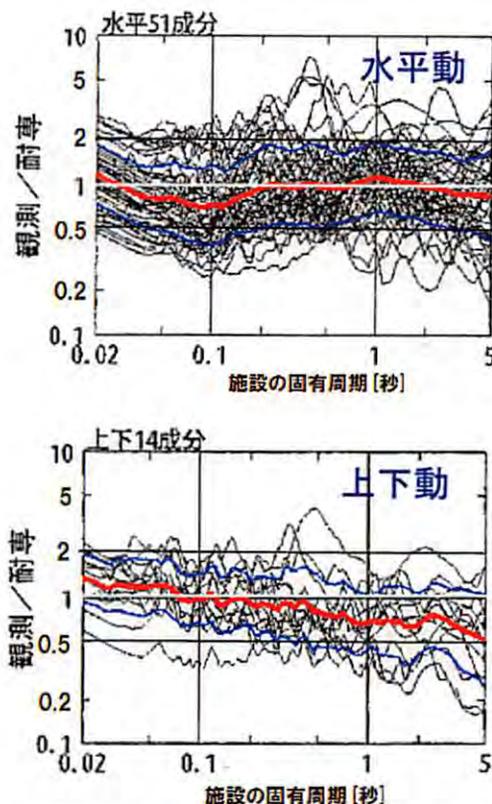
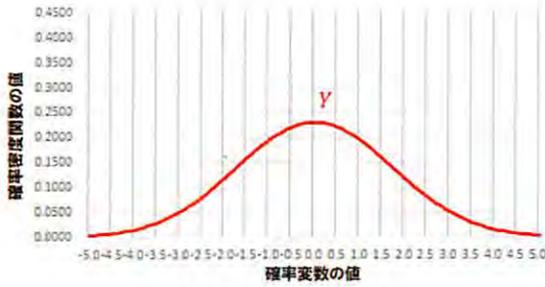


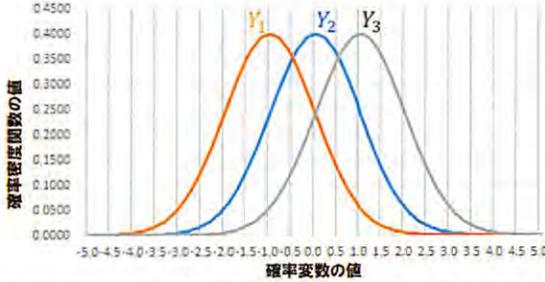
図 19: 国内外の内陸地殻内地震による震源近傍の観測記録 (M6.0~8.1, $X_{eq} = 6 \sim 33$ km, 水平 51 記録, 上下 14 記録) の耐専スペクトル (内陸補正有) との残差 (バラツキ) [33] (細線: 各地震観測記録に対する残渣, 太い赤実線: 残渣の平均, やや太い青実線: 平均からの「倍半分」の差, 0.5 秒付近では水平動で 6 倍程度, 上下動で 4 倍程度の残差がある)

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、地中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、地中観測点によって大きなバラツキが生じる。このバラツキには、たとえ地震基盤で評価される耐専スペクトルのように観測点のサイト特性が除去されていても、震源特性、伝播経路特性、偶然変動によるバラツキが混在している。

このバラツキを地域性で説明するためには、十分な地震観測記録に加えて、震源特性や伝播経路特性に関するデータが不可欠である。たとえば、図 20 の (a) のように、確率変数 Y のデータが分布し、ばらついているとしよう。ここから、震源特性や伝播経路特性などの地域特性の違いによってデータを分類し、(b) のように確率変数 Y_1, Y_2, Y_3 の



(a) 全平均のバラツキ



(b) 3つの確率変数でバラツキを説明できる場合

図 20: 正規分布 $N(\mu, \sigma^2)$ ($\mu = 0, \sigma^2 = 3$) に従う確率変数 Y のバラツキ (標準偏差 $\sigma = \sqrt{3}$) を $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3 = 1$ の 3 つの確率変数 $Y_1 \sim N(-1, 1^2)$, $Y_2 \sim N(0, 1^2)$, $Y_3 \sim N(1, 1^2)$ に分けて説明できる場合 (b) とそうでない場合 (a) の比較

分布に分離できたとする。そうすると、確率変数 $Y_1 \sim Y_3$ はそれぞれに異なる地域性を持ったデータの母集団になり、(a) の場合よりバラツキは小さくなるが、(b) の各分布のように偶然変動のバラツキは残る。「サイコロを振って出る目は予測できない」ように、この偶然変動は人が制御できないものであり、地域性を考慮して得た平均像からのバラツキに対して標準偏差の何倍かの余裕を持たせて保守性を確保するのが、工学的立場である。今の耐専スペクトルでは、このような地域性に基づいたデータの分類は不可能であり、平均像からのバラツキは「震源特性、伝播経路特性、偶然変動の混在したもの」として扱うしかない。このような場合には、「図 19 に見られる 6 倍程度の大きなバラツキを考慮すべき」という立論も可能になる。

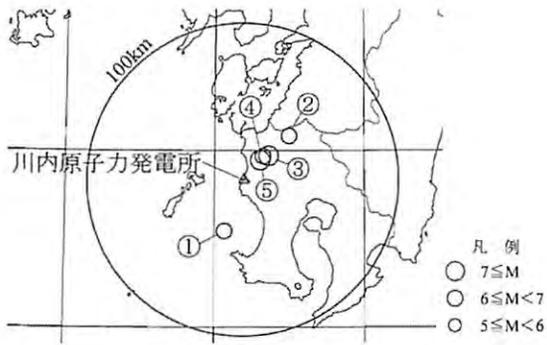
他方、川内原発では、数は少ないが地震観測記録が得られている。九州電力が再稼働申請のために原子力規制委員会へ提出した資料が図 21 および図 22 であり、川内原発の敷地内で観測された 5 地震の観測記録を応答スペクトルに直し、耐専スペクトル（内陸補正なし）との比の平均を描いたものである。図 22 の破線で示される内陸補正係数が

全国平均の内陸地殻内地震に対する耐専スペクトルの補正係数であり、川内原発の地震観測記録の平均応答スペクトル比（川内原発に対する補正係数）は短周期側で破線を越えており、1 に近い値すらとっている。つまり、内陸地殻内地震の全国平均より大きな地震動が敷地で観測されていることを示しており、ここに地域性が現れている。

ここで重要なのは、川内原発から数十 km の範囲で発生した地震に対する川内原発敷地内観測記録の平均応答スペクトル比（図 22 水平方向の実曲線）が全国平均を超えているということに加えて、この平均応答スペクトル比（図 23 では赤線）より上側へのバラツキが短周期側（周期 0.02~0.5 秒）でほぼ 2 倍になっているということである。このバラツキは「全国各地で起きる地震や地震観測点における地域性の違い」ではなく、「川内原発周辺の地域性の違い」が少しは含まれるとは言え、偶然変動がかなりの部分を占めていると言える。

したがって、川内原発においては、耐専スペクトルで地震動評価を行う場合、上側に 2 倍のバラツキを考慮して保守的な地震動評価を行うべきだということになる。ただし、川内原発敷地で観測された図 21 の地震は M6 クラスの小規模地震（地表に地震断層が出現しない未飽和断層による地震）であり、M7 クラスの中規模以上の地震は含まれていないこと、また、10km 未満の近距離地震や震源近傍の地震動は観測されていないことなどを考慮すれば、これでも過小評価に陥る可能性は残る。

伊方 3 号では、このような内陸地殻内地震に関する敷地内地震観測記録が存在しないため、地域性を抽出することも偶然変動の大きさを評価することもできない。川内原発と同様の地域性があるとなれば、全国平均より大きな地震動が原発を襲うと言えるし、耐専スペクトルを少なくとも 2 倍にして川内原発で見られる 2 倍の偶然変動を考慮した保守的な評価を行うべきだということになる。そうすると、図 24 のように、69km 鉛直モデルの耐専スペクトルを 900 ガル程度から 1,800 ガル程度へ引上げる必要があり、クリフエッジは大幅に超えられてしまう。たとえ、69km 鉛直モデルに耐専スペクトルを適用しない場合でも、69km 北傾斜モデルの耐専スペクトルについても、650 ガル



番号	地震名	発生日時
①	九州西側海域の地震	1984年8月15日 3時30分頃
②	鹿児島県北西部の地震	1994年2月13日 2時6分頃
③	鹿児島県北西部地震：本震	1997年3月26日 17時31分頃
④	鹿児島県北西部地震：余震	1997年4月3日 4時33分頃
⑤	鹿児島県北西部地震：本震	1997年5月13日 14時38分頃

図 21: 川内原発で観測された活断層による地震 [18]

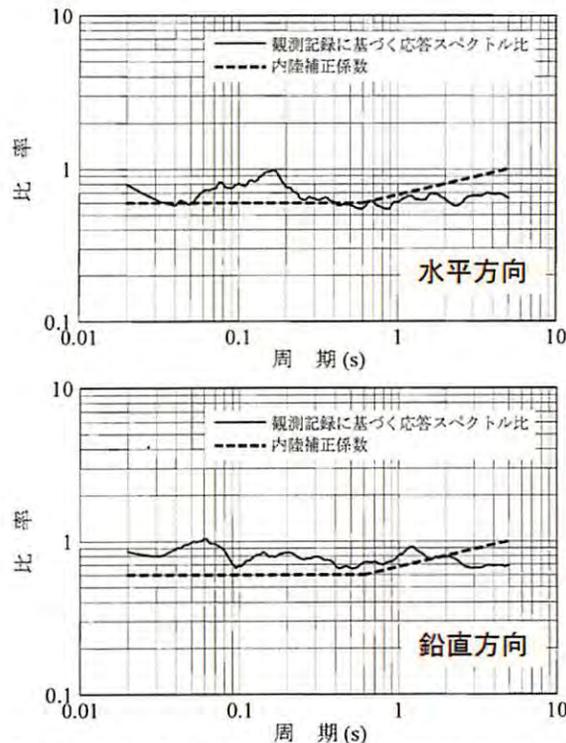


図 22: 川内原発での内陸地殻内地震観測記録に基づく耐専スペクトルの補正係数 [18] (破線は Noda et al.(2002)[21] の示した国内の内陸地殻内地震に対する平均的な補正係数, 実線が川内原発での観測記録に基づく補正係数)

弱から 1,300 ガル弱へ引上げる必要があります, これによっても伊方 3 号のクリフエッジは超えられてしまうのである。

ちなみに, 四国電力は, 2013 年再稼働申請時には耐専スペクトルに内陸補正係数を用いていたが, 原子力規制委員会の審議過程で内陸補正をしなくなった。これは, 2007 年新潟県中越沖地震の教訓より「震源特性を 1.5 倍にする必要がある」(図

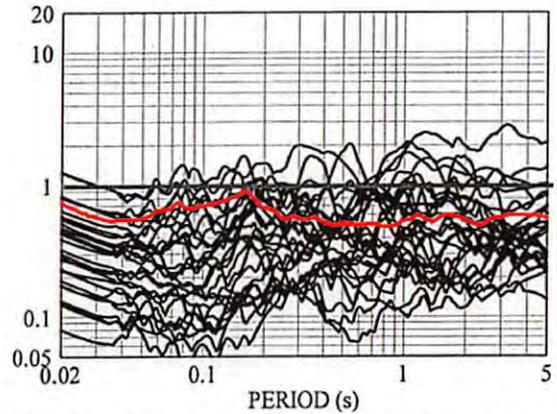


図 23: 川内原発の敷地地盤で得られた観測記録の応答スペクトルと Noda et al.(2002) の方法により求められた応答スペクトルの比 (決定 [35] 別紙図 ④p.294 : 図 22 水平方向の応答スペクトル比を赤線で追記)

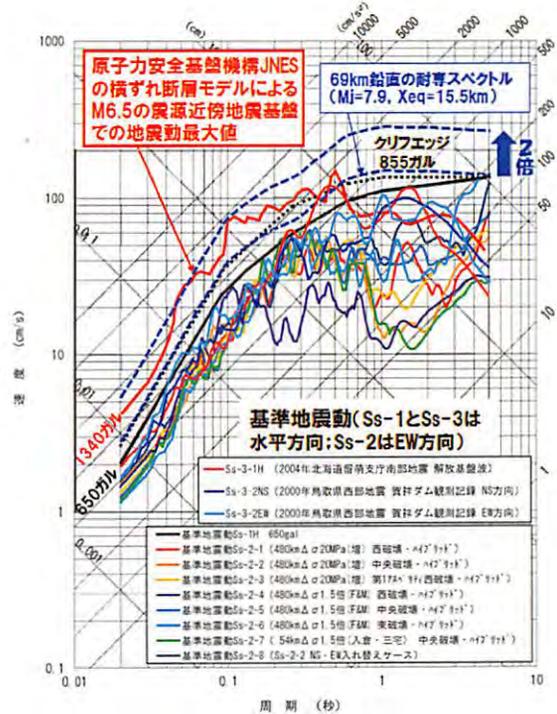


図 24: 伊方 3 号の標準地震動 Ss, クリフエッジ (黒点線), JNES による 1340 ガルの地震動 (赤波線), 敷地前面海域断層群 69km 鉛直の耐専スペクトルとその 2 倍の応答スペクトル (青波線)[6, 27, 28, 7]

29 参照) ことに鑑み, 「耐専スペクトルに補正係数 (全国平均では図 22 の破線のように短周期側で 0.6 程度になる) を用いないことで 1.5 倍相当の余裕をもたせる」ためである。これは震源特性における地域性の違いを考慮するものであり, 偶然変動による少なくとも 2 倍のバラツキを考慮すべきだという上記の議論とは全く別のものである。

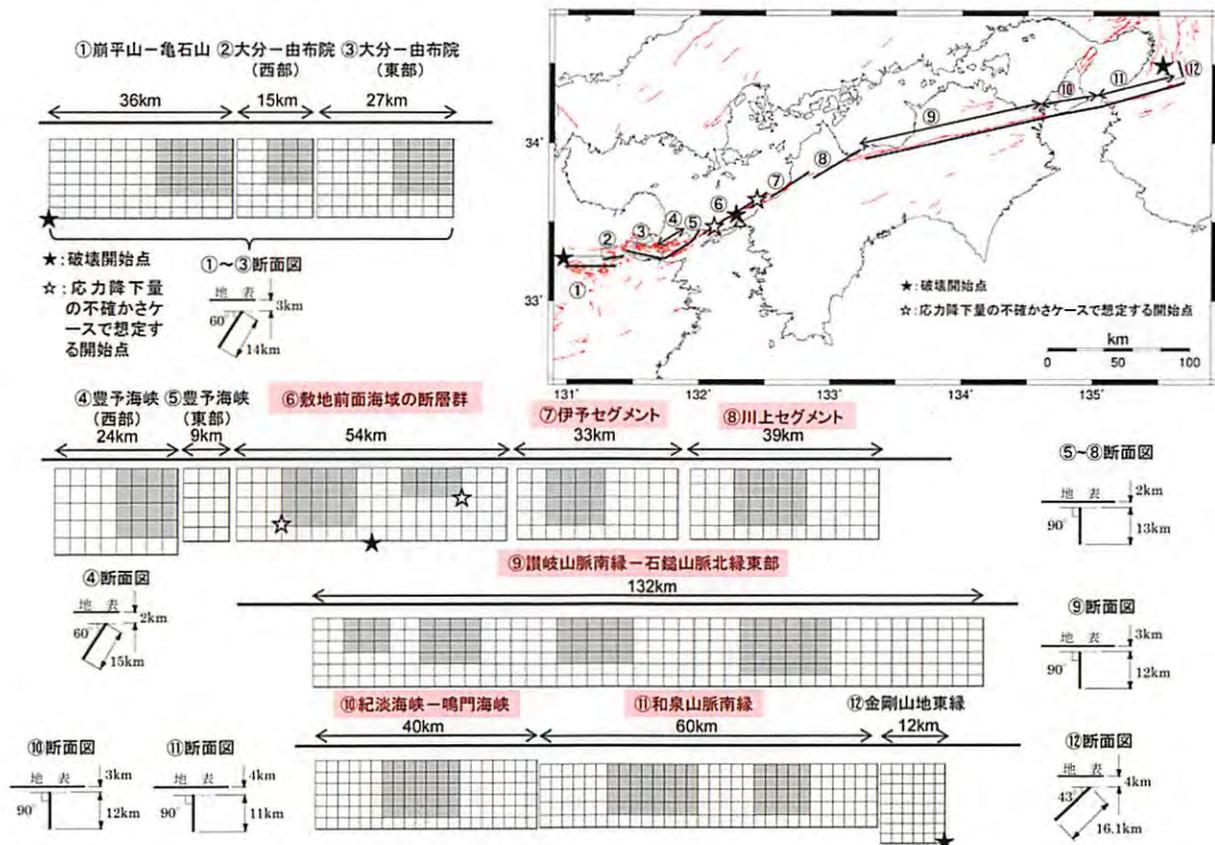


図 25: 伊方 3 号における敷地前面海域の断層群（中央構造線断層帯）480km 基本震源モデル [27]

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

四国電力は、原子力規制委員会の指摘を受け、図 1 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 [25] を 2013 年 10 月 30 日に回答した。これを手始として最終的に、基本震源モデルは 2013 年 7 月申請時から大きく変わり、「図 25 の 480km」、 「図 25⑥~⑧」の 130km、「図 25⑥」の 54km」という 3 種類の敷地前面海域断層群（中央構造線断層帯）が設定された。これに伴い、地震動評価手法も、壇ら (2011) の手法 [4] が 3 種類の基本モデルに一貫して採用され、480km と 130km には Fujii-Matsu'ura(2000) の手法 [5]、54km には入倉・三宅 (2001) の手法 [12] も併用された。

これらの全断層モデルによる地震動評価結果のすべてを重ね書きしたものが図 26 である。驚くべきことに、その結果は、69km 鉛直の耐専スペクトルと比べて 1/2 程度にすぎない。この断層モデル

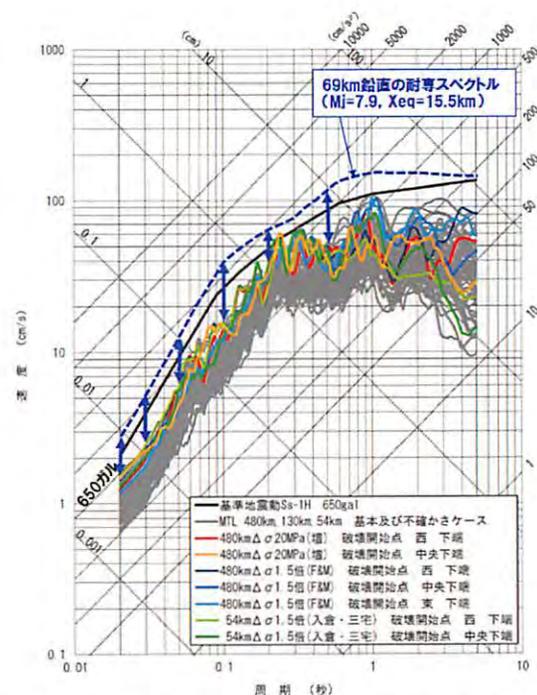


図 26: 伊方 3 号における敷地前面海域断層群（中央構造線断層帯）の断層モデルによる地震動評価結果 (EW 方向: 全ケース重ね書き) と 69km 鉛直耐専スペクトルの比較

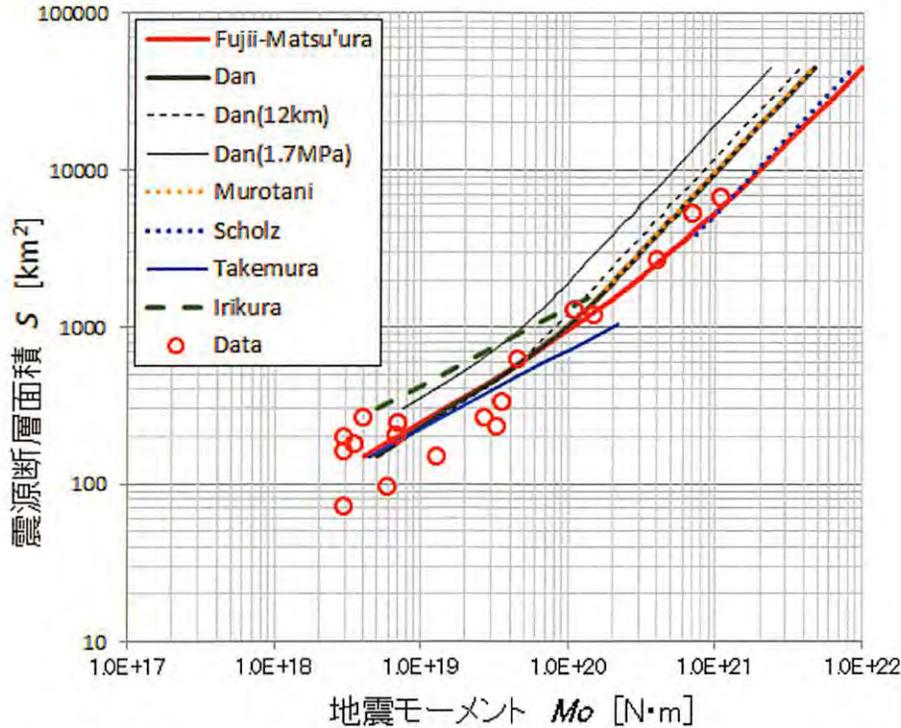


図 27: 壇ら (2011)[4] および Fujii-Matsu'ura (2000)[5] と他の $S - M_o$ 関係式との関係 (赤丸の Data は Fujii-Matsu'ura(2000) の用いた地震データで、右上のカナダ 3 地震と米 2 地震以外はすべて武村 (1998) の用いた国内地震データに含まれる。壇ら (2011) もこれらの国内データを用いている。入倉ら (2001) は国内データを一部含むが大半が北米中心のデータである。壇らの関係式を使って武村式ではなく入倉式に回帰させると、「Dan(1.7MPa)」の細線のようにになってしまう。)

には、応力降下量など震源特性を 1.5 倍にした結果も含まれており、条件としては同等である。なのに、なぜ、このようになるのか。

まず、断層面積 S と地震モーメント M_o の関係式について述べる。長大な断層については、Murotani et al.(2010)[20] が $M_o \geq 1.8 \times 10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$ に対して

$$S[\text{km}^2] = 1.00 \times 10^{-17} M_o[\text{N} \cdot \text{m}] \quad (1)$$

を導き、Scholz(2002)[22] は $M_o \geq 7.5 \times 10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$ に対して

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

を導いている。

他方、長大でない断層に対しては、入倉・三宅 (2001) [12] が、北米中心の地震データに回帰させて

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

を導き、武村 (1998)[31] は、国内地震データに回帰させて

$$S = \begin{cases} 1.82 \times 10^{-15} M_o^{2/3}, & M_o < M_{ot}; \\ 1.95 \times 10^{-11} M_o^{1/2}, & M_o \leq M_{ot}. \end{cases} \quad (4)$$

を導いている。ただし、入倉らおよび武村の式における 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 $M_{ot} \equiv 7.5 \times 10^{25} \text{ dyn} \cdot \text{cm} = 7.5 \times 10^{18} \text{ N} \cdot \text{m}$ とされている。

Fujii-Matsu'ura(2000)[5] と壇ら (2011)[4] は、それぞれのシミュレーション実験に基づき、長大でない断層と長大な断層をつなぐ $S - M_o$ 関係式を提案している。Fujii-Matsu'ura(2000) は武村 (1998) と Scholz(2002) の式をつなぐように

$$M_o = \frac{WL^2}{aL + b} \Delta\sigma. \quad (5)$$

としている。ただし、リソスフェアの厚さ = 30km、剛性率 $\mu = 4.0 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ 、断層幅 $W = 15 \text{ km}$ としして構造依存のパラメータを $a = 1.4 \cdot 10^{-2}$ 、 $b = 1.0$ 、応力降下量を $\Delta\sigma = 3.1 \text{ MPa}$ と導いている。壇ら (2011) は武村 (1998) と Murotani et al.(2010) の式をつなぐように

$$M_o = \frac{\Delta\sigma S W_{\max}}{0.5 + 2 \exp(-L/W_{\max})} \quad (6)$$

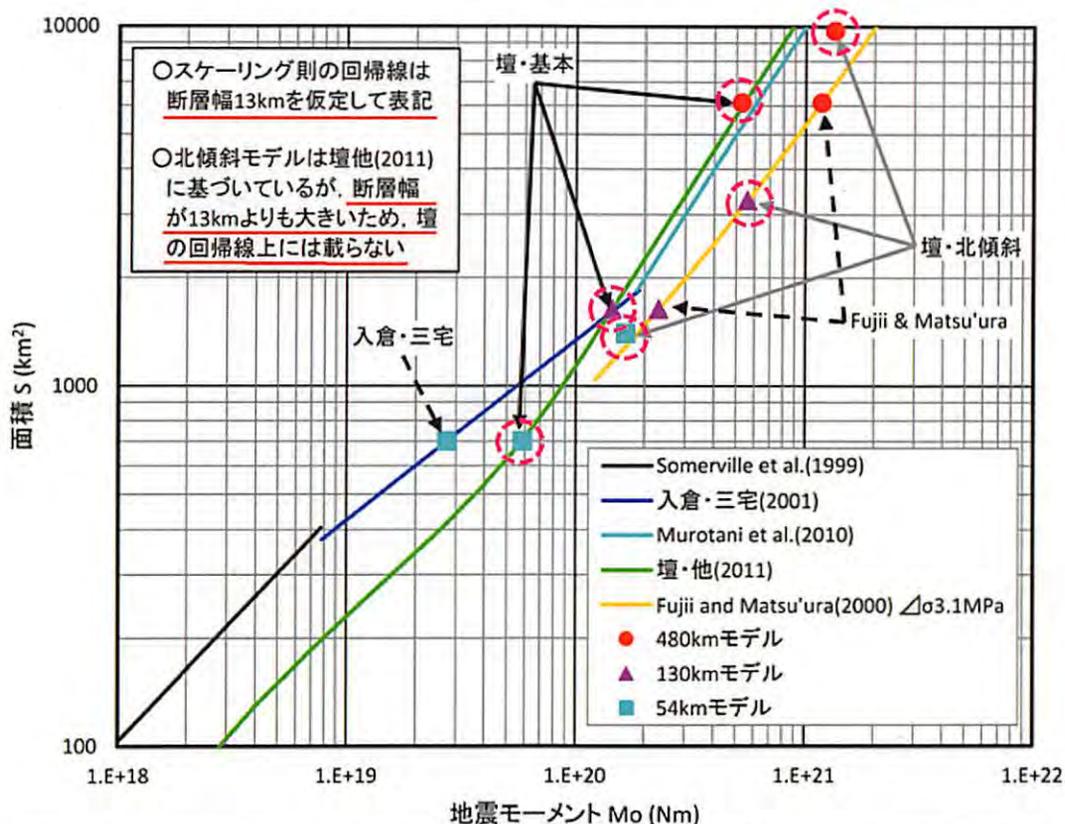


図 28: 四国電力による設定したパラメータの検証 [27] (赤丸破線で囲われた 6 点 (地震観測データではなく壇らの式を誤用して得た計算値) は本来、壇らの回帰線 (図 27 の黒太線) 上に来なければならないが、かなりずれている。この図の断層幅 13km の回帰線そのものが図 27 の「断層幅 12km の回帰線 (黒破線)」と同様に壇らの回帰線 (図 27 の黒太線) から左へずれている)

としている。ただし、断層幅 $W_{max} = 15\text{km}$ として平均動的応力降下量 $\Delta\sigma = 3.4\text{MPa}$ を導いている。

図 27 にこれら 6 つの式の関係を描いた。図中に赤丸で示した地震データは Fujii-Matsu'ura(2000) の用いたデータだが、 $10^{20}\text{N}\cdot\text{m}$ 以下の 13 地震のうち 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。これより、壇ら (2011) の式も Fujii-Matsu'ura(2000) の式も武村 (1998) の式には接するが、入倉・三宅 (2001) の式には接しておらず、この式とはかなりずれていることがわかる。その理由は、いずれの式でも、元になった「 $M_0 \leq 1.5 \times 10^{20}\text{N}\cdot\text{m}$ 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に合わせた入倉・三宅 (2001) の式はこの図で明らかかなように国内データには適合していない。その結果、入倉・三宅 (2001) の式で求めた 54km モデルの地震規模 (地震モーメント M_0) は表 2 のように壇ら (2011) の半分以下であり、Fujii-Matsu'ura(2000) の 1/2 ないし 1/5 に小さくなる。入倉・三宅 (2001)

の式を国内の震源断層に適用すると地震規模が過小評価され、地震動が過小評価されてしまうのである。前原子力規制委員長代理の島崎邦彦氏も任期切れ退職後の 2015 年 5 月 [29] と 11 月 [30] の 2 つの学会で、入倉・三宅 (2001) の式を国内の断層にそのまま用いると地震動が著しく過小評価されると批判している。

次に、断層平均応力降下量 $\Delta\sigma$ について述べる。

壇ら (2011)[4] は断層幅を $W_{max} = 15\text{km}$ と仮定し、Irie et al.(2010)[11] のシミュレーション結果を地震データに適用して $\Delta\sigma = 3.4\text{MPa}(34\text{bar})$ を導いている¹。ところが、壇ら (2011) が用いた表 3 の地震データをみると、その断層幅は海外平均 16.0km に対し、国内平均 12.0km とかなり異なる。壇らはこの大きな違いを無視して断層幅を一律に 15km と設定したのである。そこで、式 (6) の W_{max}

¹壇らは表 3 の $\Delta\sigma$ の列の最下段括弧内の幾何平均を「平均的な値」として採用しているが、算術平均では 4.3MPa になる。幾何平均は算術平均より小さくなるため、幾何平均を用いる根拠が問題になる。その妥当性は応力降下量の分布で判断されるべきだと思われるので、ここでは触れない。

表 2: 伊方 3 号における敷地前面海域断層群 54km 基本ケース (鉛直) の震源パラメータ *1[27]

	地震モーメント M_0 [Nm] (比)	短周期レベル A [Nm/s ²]	応力降下量 ($\Delta\sigma, \Delta\sigma_a, 1.5\Delta\sigma_a$ or 20MPa)	S_a/S ($=\Delta\sigma/\Delta\sigma_a$)
壇ら (2011) の手法に基づく (四国電力) *2				
480km モデル	6.08×10^{19} (2.22)	1.56×10^{19}	(3.4MPa, 12.2MPa, 20MPa)	0.279
130km モデル	6.20×10^{19} (2.26)			
54km モデル	5.84×10^{19} (2.13)			
断層幅 12km で壇ら (2011) の回帰線にあわせたモデル (引用者が算出) *2				
480km モデル	7.69×10^{19} (2.81)	2.49×10^{19}	(4.3MPa, 19.5MPa, 29.3MPa)	0.22
130km モデル	7.85×10^{19} (2.86)			
54km モデル	7.38×10^{19} (2.69)			
Fujii-Matsu'ura(2000) の手法に基づく (四国電力: ただし, 54km モデルは引用者が算出) *3				
480km モデル	1.35×10^{20} (4.93)	1.65×10^{19}	(3.1MPa, 14.4MPa, 21.6MPa)	0.215
130km モデル	9.92×10^{19} (3.62)			
54km モデル	6.69×10^{19} (2.44)			
入倉・三宅 (2001)+Fujii-Matsu'ura の手法に基づく (四国電力) *4				
54km モデル	2.74×10^{19} (1.00)	1.65×10^{19}	(3.1MPa, 14.4MPa, 21.6MPa)	0.215
入倉・三宅 (2001)+断層モデルのレシピから引用者が算出 (上段: A 法, 下段: $S_a/S = 0.22$ 法) *5				
54km モデル	2.74×10^{19} (1.00)	1.60×10^{19}	(3.6MPa, 13.4MPa, 20.1MPa)	0.267
	2.74×10^{19} (1.00)	1.60×10^{19}	(3.6MPa, 16.3MPa, 24.5MPa)	0.22
松田式で地震規模を求め断層面積を広げる修正レシピから引用者が算出 ($S_a/S = 0.22$ 法) *6				
54km モデル	5.36×10^{19} (1.96)	2.00×10^{19}	(5.0MPa, 22.5MPa, 33.7MPa)	0.22

*1: 敷地前面海域断層群 54km 基本ケースの震源断層は、傾斜角 90 度 (鉛直) の右横ずれ断層で、上端深さ 2km, 断層長さ $L = 54.0$ km, 断層幅 $W = 13.0$ km, 断層面積 $S = 702.0$ km², 剛性率 $\mu = 3.31 \times 10^{10}$ N/m², S 波速度 $\beta = 3.5$ km/s, 密度 $\rho = 2.7$ g/cm³, 破壊伝播速度 $V_r = 2.5$ km/s である。480km と 130km のモデルにおいては、カスケード方式 (断層面積に比例して地震モーメントを配分) で、全体の一部をなすものとして 54km 断層群の震源パラメータが算出されている。

*2: 壇ら (2011)[4] は、Irie et al.(2010)[11] の動力学的断層破壊シミュレーション結果から導かれた関係式 $\Delta\sigma = M_0(0.5 + 2 \exp(-L/W_{\max})) / (SW_{\max})$ を国内 9 地震, 海外 13 地震のデータに当てはめて平均動的応力降下量を求め、その幾何平均として $\Delta\sigma = 3.4$ MPa を導いている。その際、断層面積 S と断層長さ L は各地震データの値を用いているが、断層幅は $W = S/L$ ではなく、すべて $W_{\max} = 15$ km としている。つまり、 $\Delta\sigma = 3.4$ MPa と $W_{\max} = 15$ km はペアになっている。壇らの回帰式を用いて地震モーメント M_0 の平均像を求めるのであれば、 $W_{\max} = 15$ km とすべきところ、四国電力は全体の断層帯の平均断層幅 (480km モデルで 12.7km, 130km モデルと 54km モデルで 13.0km) を用いている。その結果、壇らの回帰線からずれる結果になっている。こうして得た全体の地震モーメントを断層面積に比例して配分している。たとえば、480km モデルでは、全体の断層面積が 6124.2km², 地震モーメントが 5.30×10^{20} Nm になるため、54km モデルの地震モーメントは $M_0 = 5.30 \times 10^{20} \times (702.0/6124.2) = 6.08 \times 10^{19}$ Nm となっている。壇らの用いた国内 9 地震の平均断層幅は 12.0km なので、 $W_{\max} = 12.0$ km として、壇らの回帰線に合うように調整すると $\Delta\sigma = 4.3$ MPa になり、「壇ら (2011) の回帰線にあわせたモデル」のように、地震モーメントは壇らの回帰線上に載り、短周期レベルや応力降下量も大きくなる (アスペリティ面積比は 0.279 では大きすぎるため、断層モデルのレシピに従い $S_a/S = 0.22$ とした)。

*3: Fujii-Matsu'ura(2000) は、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断層運動シミュレーションから経験式 $M_0 = WL^2\Delta\sigma / (aL + b)$ を導き、これを国内外の地震データに回帰させて、断層平均応力降下量を $\Delta\sigma = 3.1$ MPa と求めている。ただし、リソスフェアの厚さは 30km, 剛性率 $\mu = 4.0 \times 10^{10}$ N/m², $a = 1.4 \times 10^{-2}$, $b = 1.0$, $W = 15$ km としている。ここでも、断層幅は 15km であり、12~13km の震源断層に適用する際にはこの違いを考慮する必要がある。しかし、四国電力にも原子力規制委員会にも、この違いを考慮した形跡は見られない。こうして得た全体の断層帯に対する地震モーメントを断層面積に応じて 54km モデルに比例配分している。

*4: 四国電力は入倉・三宅の手法を用いる際、短周期レベルや応力降下量を通常のレシピに従って求めるのではなく、レシピでは 100km 以上の「長大な断層」に適用すべきとされている Fujii-Matsu'ura の手法を用いている。

*5: 通常の断層モデルのレシピに従い、入倉・三宅の手法で地震規模を求め、短周期レベルや応力降下量についても通常のレシピに従って求めた。上段の「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、下段の「 $S_a/S = 0.22$ 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。A 法では、断層面積が大きくなるほどアスペリティ面積の全断層面積との比 S_a/S が大きくなり、応力降下量が小さくなる。そのため、地震調査研究推進本部のレシピでは、長大な断層に関しては $S_a/S = 0.22$ 法を用いるように推奨し、「内陸地震によるアスペリティ総面積の占める割合は、断層総面積の平均 22% (Somerville et al., 1999), 15%~27% (宮腰・他, 2001) であり、拘束条件にはならないが、こうした値も参照しておく必要がある」としている。壇らの $S_a/S = 0.279$ は平均像からかなり離れ、27% の上限も超えている。

*6: 松田式 $\log_{10} L = 0.6M - 2.9$ で断層長さ L [km] から気象庁マグニチュードを求め、換算式 $\log_{10} M_0$ [Nm] = $1.17M + 10.72$ で地震モーメントを求め、修正レシピに従い、断層長さを $L = 54.0 + 5.0 = 59.0$ km, 断層幅を $W = 13.0 + 2.0 = 15.0$ km, したがって、断層面積を $S = 885.0$ km² として通常の断層モデルのレシピを用いた。この場合、A 法では $S_a/S = 0.411$ と過大になるため、 $S_a/S = 0.22$ 法の結果だけを示した。この場合の地震モーメントは壇らの 54km モデルや Fujii-Matsu'ura の 54km モデルにおける地震モーメントの値にほぼ等しい。こうなるのは、この規模の断層長さに対応する地震データには、壇らも Fujii-Matsu'ura も国内地震データを用いて回帰式を導いているからであり、入倉・三宅の手法による地震モーメントがこれらの半分程度に小さくなっているのは、彼らの回帰式が北米中心の地震データに基づいているからである。

表 3: 壇ら (2011)[4] が用いた地震データと $W_{max} = W$ としたときの $\Delta\sigma^\dagger$ の変動量 $\Delta\sigma^\dagger/\Delta\sigma^\#$ *1

地震発生年 地震名	M, M_w	L km	W_{rup} km	S_{rup} km ²	S km ²	W km	M_o 10 ²⁰ N·m	$\Delta\sigma^\#$ *2 bar	$\frac{\Delta\sigma^\dagger}{\Delta\sigma^\#}$
1891 濃尾	M8.0	80, 34	15, 13	1642	1368	12	1.5	37	1.3
1927 北丹後	M7.3	35	13	455	379	11	0.46	70	1.7
1930 北伊豆	M7.3	22	12	264	220	10	0.27	102	2.0
1943 鳥取	M7.2	33	13	429	358	11	0.36	61	1.7
1948 福井	M7.1	30	13	390	325	11	0.33	66	1.7
1978 伊豆大島	M7.0	17	10	170	142	8	0.11	81	2.7
1995 兵庫県南部	M7.3	60	20	1200	1000	17	0.18	6	0.87
2000 鳥取県西部	M7.3	26	14	364	303	12	0.0862	19	1.5
2005 福岡県西方沖	M7.0	24	20	480	400	17	0.115	16	0.84
国内算術平均 (括弧内は幾何平均)		40.1	14.4	599	499	12.0		51 (38)	(1.5)
1906 San Francisco	Mw 7.9	432	12	5148	4290	10	8.32	64	1.5
1976 Motagua	Mw 7.5	257	13	3341	2784	11	2.04	24	1.4
1976 Tangshan	Mw 7.6	70	24	1680	1400	20	2.77	66	0.69
1988 Langcang-Gengma	Mw 7.0	80	20	1600	1333	17	0.366	9	0.89
1990 Luzon Island	Mw 7.7	120	20	2400	2000	17	4.07	68	0.90
1992 Landers	Mw 7.3	69	15	1035	863	13	1.06	45	1.2
1997 Ardakul	Mw 7.2	100	15	1500	1250	13	0.735	20	1.2
1997 Manyi	Mw 7.5	175	15	2625	2188	13	2.23	34	1.2
1999 Kocaeli	Mw 7.6	141	23.3	3285.3	2738	19	2.88	35	0.77
1999 Hector Mine	Mw 7.1	74.27	20	1485.4	1238	17	0.598	16	0.88
1999 Duzce	Mw 7.1	49	24.5	1200.5	1000	20	0.665	23	0.62
2001 Kunlun	Mw 7.8	400	30	12000	10000	25	5.9	20	0.60
2002 Denali	Mw 7.8	292.5	18	5265	4388	15	7.48	57	1.0
海外算術平均 (括弧内は幾何平均)		174	19.2	3274	2729	16.0		37 (31)	(0.95)
全体算術平均 (括弧内は幾何平均)		119	17.2	2180	1817	14.4		43 (34)	(1.1)

*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、ここでは算術平均を記載した。壇らは応力降下量については幾何平均をとって「平均的な値」としているようなので、その値も括弧内に示した。また、壇らは、震源断層の長さ L 以外に、断層面積 S と破壊面積 S_{rup} 、断層幅 W と破壊幅 W_{rup} 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、震源断層幅を一律に $W_{max} = 15\text{km}$ 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、 $S = (15/18)S_{rup}$ 、 $S_{rup} = LW_{rup}$ としていることから、 $S = LW$ と置いて $W = (15/18)W_{rup}$ を求め、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)[11] 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、同じ値と見なしてよい。また、 $1\text{bar} = 0.1\text{MPa}$ である。

$\Delta\sigma^\#$ を求める際、壇らの式 (6) の S には $S = (15/18)S_{rup} = LW$ の値を用い、 LW_{max} の値を用いてはいない。そこで、これに合わせて、 $W_{max} = 15\text{km}$ を $W_{max} = W$ としたときの $\Delta\sigma^\#$ の変動量 $\Delta\sigma^\dagger/\Delta\sigma^\#$ を求め、右端の列に示した。

$\Delta\sigma_a^\#$ を求める際には式 (6) の L と S を L_{model} と $S_{model} = L_{model}W_{max}$ に置き換えて、 $\Delta\sigma^\# = 3.4\text{MPa}$ となるように L_{model} と S_{model} の値を求め、 L_{model} の値を式 (7) の L に代入している。ここでも、 $W_{max} = 15\text{km}$ としている。壇らは短周期レベル A の値が得られている 5 地震にこれを適用し、表 4 のように $\Delta\sigma_a^\#$ の値を求めている。そこで、 $(L_{model}, W_{max}) = (L, W)$ としたときの $\Delta\sigma_a^\#$ の変動量 $\Delta\sigma_a^\dagger/\Delta\sigma_a^\#$ を求め、表 4 の右端列に示した。

表 4: 壇ら (2011)[4] の方法に基づく震源断層モデルの面積 S_{model} 、断層長さ L_{model} 、アスペリティ平均動的応力降下量 $\Delta\sigma_a^\#$ および $(L_{model}, W_{max}) = (L, W)$ としたときの $\Delta\sigma_a^\#$ の変動量 $\Delta\sigma_a^\dagger/\Delta\sigma_a^\#$

発生年 地震名	A 10 ¹⁹ N·m/s ²	S_{model} km ²	$\frac{S_{model}}{S}$	L_{model} km	$\frac{L_{model}}{L}$	$\frac{L_{model}}{W_{max}}$	$\frac{L}{W}$	W km	$\Delta\sigma_a^\#$ bar	$\frac{\Delta\sigma_a^\dagger}{\Delta\sigma_a^\#}$
1995 兵庫県南部	1.62	335	0.34	22.3	0.37	1.5	3.6	17	320	1.9
2000 鳥取県西部	0.593	215	0.71	14.3	0.55	1.0	2.2	12	67	1.4
2005 福岡県西方沖	1.09	257	0.64	17.1	0.71	1.1	1.4	17	190	1.3
1992 Landers	1.15	1070	1.2	71.3	1.0	4.8	5.5	13	50	0.85
1999 Kocaeli	3.05	2820	1.0	188	1.3	13	7.3	19	130	1.3
算術平均 (幾何平均)		939		62.6				15.4 (15.1)	15.2 (12.2)	1.34 (1.30)

を地震データの断層幅 W に設定し直した場合に $\Delta\sigma$ がどの程度大きくなるかを調べると、表3の右端欄のようになる。全体では1.1倍でそれほど変わらないが、国内9地震では1.5倍にもなる。このまま壇らの手法を国内地震に適用すると、応力降下量が明らかに過小評価されてしまう。つまり、 $W_{\max} = 15\text{km}$ と仮定して導かれた $\Delta\sigma = 3.4\text{MPa}$ は、断層幅の狭い国内地震に対しては過小評価だと言える。

国内地震に壇ら (2011) の手法を用いるのであれば、この断層幅の違いを考慮しなければならない。濃尾地震を含めた国内9地震の平均断層幅が12.0kmであることから、式(6)で $W_{\max} = 12\text{km}$ と設定すると、図27の破線のようになり、壇らの回帰線(黒い太実線)から外れる。 $W_{\max} = 12\text{km}$ と設定して、この回帰線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²。つまり、断層幅の狭い国内地震に壇ら (2011) の手法を適用するのであれば、 $\Delta\sigma = 4.3\text{MPa}$ としなければ、過小評価になるのである。

他方、四国電力はパラメータの検証と題して図28を審査会合で提示しており、 $W_{\max} = 13\text{km}$ とした回帰線を緑色で記している。四国電力は、これが壇ら (2011) の回帰線だと主張しているが、大変な誤りであり、正しくは図27の黒い太実線のようになる。四国電力の示した回帰線は図27の破線で示した $W_{\max} = 12\text{km}$ の回帰線に近い。これは明らかに壇ら (2011) の回帰線から外れている。四国電力は、断層幅 $W_{\max} = 20.2\text{km}$ の北傾斜モデルについても図28の中に記し、「断層幅が13kmよりも大きいため、壇の回帰線上には載らない」としている。断層幅13kmの回帰線そのものが壇らの断層幅15kmの回帰線に載ってはいないのだが、これほど断層幅が違えば、単純に断層幅に合わせて応力降下量を小さくして壇らの回帰線に載せるのが妥当かどうか問われる。すなわち、壇ら (2011) の関係式そのものを見直すために動学的断層破壊シミュレーションをやり直すべきであろう。ところが、原子力規制委員会は、四国電力

²厳密に言えば、 $W_{\max} = 12\text{km}$ としてシミュレーションをやり直すべきだが、関係式は変わらないと仮定している。なお、4.3MPaは表3の $\Delta\sigma^{\#}$ の算術平均値に等しくなっているが、たまたま一致しただけである。

からこの図を示されても、「おかしい」と誰ひとり気付かなかった。四国電力が図の中に記した点を「単なる計算値」ではなく「客観的な地震データ」だと勘違いしたのではないかと思われる。これでは、「瑕疵のない厳格な審査だ」とは到底言えない。

アスペリティ平均応力降下量 $\Delta\sigma_a$ については、壇ら (2011) も四国電力も過小評価している。

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を表4のように求め、その幾何平均から $\Delta\sigma_a = 12.2\text{MPa}$ と導出している³。

$$\Delta\sigma_a = \frac{A^2 W_{\max}}{16\pi\beta^4 M_o (0.5 + 2\exp(-L/W_{\max}))} \quad (7)$$

ここで、アスペリティ面積と断層面積の比 S_a/S を求めると、 $S_a/S = \Delta\sigma/\Delta\sigma_a = 3.4/12.2 = 0.279$ となる。ところが、地震調査研究推進本部の断層モデルのレシピ [15] によれば、この比の値は平均0.22で、0.17~0.27が妥当だとされており、0.279は過大な部類に属する。同レシピでは、このような場合には $S_a/S = 0.22$ とするよう推奨しており、 $\Delta\sigma_a = \Delta\sigma/0.22 = 3.4/0.22 = 15.5\text{MPa}$ 、あるいは、国内地震用の $\Delta\sigma = 4.3\text{MPa}$ を採用して、 $\Delta\sigma_a = 4.3/0.22 = 19.5\text{MPa}$ とすべきである。

というのも、壇ら (2011) は $\Delta\sigma_a$ の値を求める際、 $W_{\max} = 15\text{km}$ と仮定するだけではなく、式(6)の L と S を L_{model} と $S_{\text{model}} = L_{\text{model}} W_{\max}$ に置き換え、 $\Delta\sigma^{\#} = 3.4\text{MPa}$ となるように L_{model} と S_{model} の値を求め、この L_{model} の値を式(7)の L に代入している。壇らは短周期レベル A の値が得られている5地震にこのやり方を適用し、表4のように $\Delta\sigma_a^{\#}$ の値を求めている。ところが、こうして得られた L_{model} と S_{model} の値は表4に示すように元データとは似ても似つかない値になっている。国内3地震では0.3~0.7倍と極めて小さい。このやり方には明らかに無理がある。念のため、 $(L_{\text{model}}, W_{\max}) = (L, W)$ としたときの $\Delta\sigma_a^{\#}$ の変動量 $\Delta\sigma_a^{\dagger}/\Delta\sigma_a^{\#}$ を求め、表4の右端列に示した。やはり、国内地震では1.3~1.9倍になる。壇らのやり方では、 $\Delta\sigma$ より $\Delta\sigma_a$ の方が、過小評価の度合いは大きいと言える。原子力規制委員会は壇ら (2011) の手法について、ここまで深く検討し

³ここでも、算術平均は15.2MPaになり、幾何平均では小さくなることだけを指摘しておく。

てはないと思われるが、480kmモデルの地震動評価における基本論文である以上、その妥当性について独自に評価し直すべきであろう。

また、壇らの元になった Irie et al.[11] 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} 、 β 、 μ を480kmモデルに合わせて動学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、 $\Delta\sigma = 3.4\text{MPa}$ 、 $\Delta\sigma_a = 12.2\text{MPa}$ でよいとす具体的根拠を示すべきであろう。

Fujii-Matsu'ura(2000)の手法についても、 $W = 15\text{km}$ と設定したシミュレーション結果から、式(5)のパラメータを求め、地震データへ回帰させて $\Delta\sigma = 3.1\text{MPa}$ を導出しているが、その適用に際しては同様に、断層幅の違いに関する具体的な検証が必要だと言える。

また、四国電力は入倉・三宅(2001)の手法を用いる際、表2に示すように、Fujii-Matsu'ura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、100km以上の長大な断層に対して適用すべきであり、54kmという長大とは言えない断層帯に用いるべきではない。そこで、レシピ通りに応力降下量を求めると、表2に示すとおり、 $(\Delta\sigma, \Delta\sigma_a) = (3.6\text{MPa}, 13.4\text{MPa})$ 、あるいは、 $S_a/S = 0.22$ とする場合には $(3.6\text{MPa}, 16.3\text{MPa})$ となり、Fujii-Matsu'uraの応力降下量より大きくなる。さらに、先述したように、入倉・三宅(2001)の手法では地震規模が半分以下に過小評価されるため、松田式[19]で地震規模を求め、断層面積を広げる修正レシピ[14](巻末注3参照)を用いると、表2の最下段の結果が得られる。地震規模はほぼ2倍に増え、応力降下量は $(5.0\text{MPa}, 22.5\text{MPa})$ に増え、短周期レベルも大きくなる。国内で最近発生したM7クラスの地震ではアスペリティ平均応力降下量が20~30MPaとなることから、これらの値は経験的にも平均像として妥当だと言える。

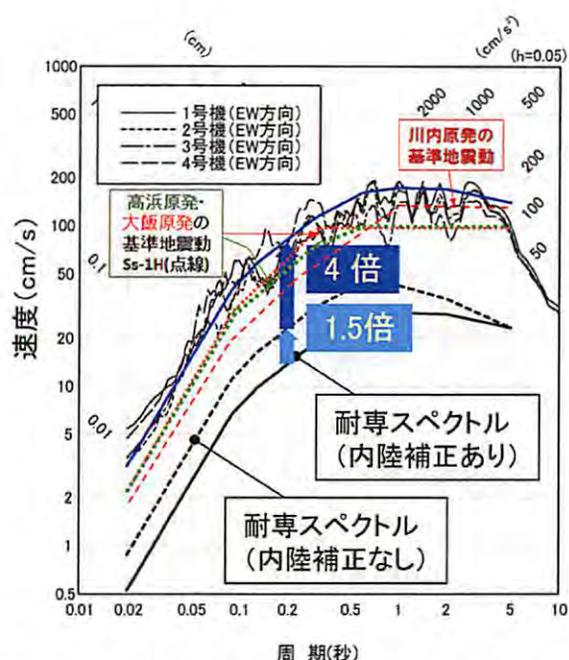


図29: 柏崎刈羽原発1~4号での新潟県中越地震時の解放基盤表面地震動はざとり波の応答スペクトル(東西EW方向)[32](東電が推定した解放基盤表面はざとり波の最大加速度は1699gal(1号), 1011(2号), 1113(3号), 1478(4号), 766(5号), 539(6号), 613(7号)である)

原発にとって重要な短周期の地震動評価では、応力降下量と短周期レベルの値が決定的に重要であり、四国電力はこの修正レシピによる54kmモデルを使って地震動評価をやり直すべきである。

ちなみに、480kmモデルや130kmモデルではなく54kmモデルをことさらに強調して取り上げたのは、伊方3号に影響を及ぼす地震動を解析する際、敷地に最も近い54kmモデルによる影響が極めて重要だからである。480kmモデルや130kmモデルにおいて、その一部としての54kmモデルの震源パラメータが過小評価されていなければ、その地震動評価結果は妥当なものになると言えるからである。

JNESの1,340ガルの地震動や「69km鉛直モデルの耐専スペクトル」を2倍にした1,800ガル程度の地震動に相当するものは実際にも観測されている。

2007年新潟県中越沖地震(M6.8)では図29のように1699ガル(解放基盤表面はざとり波)、2008年岩手・宮城内陸地震(M7.2)では、表5のように地中で1,078ガル(3成分合成)、解放基盤表面はざとり波相当で図30のようにNS方向2,000ガル

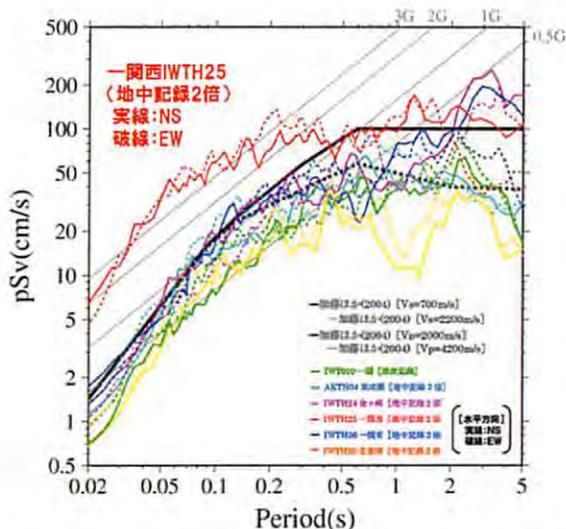


図 30: 岩手・宮城内陸地震 M7.2 で観測された地中地震観測記録の応答スペクトル [9] を 2 倍にした「はざとり波」相当の応答スペクトル [10] (一関西 IWTH25 観測点の「はざとり波」は NS 方向で 2,000 ガルになり、短周期側で大きく盛り上がっている)

表 5: 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]) [1]

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

([10]p.31) の地震動が相次いで観測された。いずれも伊方 3 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⁴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 [8]。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。

⁴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 [32]。

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 5 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)⁵が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、原発の解放基盤表面のせん断波 (S 波) 速度と同等と言える。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ざとり波相当の応答スペクトルは図 30 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 30 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ざとり解析、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。」[10] 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中地震計による地中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。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取れば、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。

⁵入倉ら [13] 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。

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、平均像からの偶然変動のバラツキを保守的に考慮する必要性が依然として残されている。これを定量的に評価するためには、実際の地震観測記録と断層モデルによる地震動評価結果をつきあわせて評価する以外にない。たとえば、2008年岩手・宮城内陸地震の震源断層の長さや幅だけが分かっているとして、一関西の地中観測点での地震動評価を断層モデルで行い、地中観測記録と比較するのも一つの方法である。このような比較検討ができないのであれば、耐専スペクトルと同様に、少なくとも2倍の偶然変動を考慮すべきである。たとえば、要素地震の振幅を「平均像における不確かさ（地域性）の考慮」からさらに少なくとも2倍にする（巻末注4参照）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。

伊方3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、炉心熔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、先の意見書(甲107)[38]を前提とし、原子力規制委員会での審査会合を踏まえて、伊方3号の基準地震動を精査し直し、「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、伊方3号のクリフエッジ855ガルを超える。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、伊方3号のクリフエッジを一層大きく超える。

(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、敷地前面海域断層群（中央構造線断層帯）480km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) 650ガルの基準地震動 Ss-1H を規定しているのは69km北傾斜モデルに対する耐専スペクトル（内陸補正なし）だが、69km鉛直モデルについては耐専スペクトルが「適用外」とされている。これは、前者が650ガル弱で855ガルのクリフエッジを下回る一方、後者では900ガル程度となってクリフエッジを超えるからである。また、ここには最近20年間の震源近傍での地震観測記録は反映されておらず、現在見直し作業中であり、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、地域差以外の偶然変動によるバラツキをも考慮すれば、少なくとも2倍の余裕を持たせるべきである。そうすれば、69km鉛直モデルで1,800ガル程度、北傾斜モデルでも1,300ガル弱になり、いずれにおいても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69km鉛直モデルの耐専スペクトル（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。

四国電力は、断層幅を15kmと仮定した壇ら(2011)の手法を平均断層幅12.7kmの480kmモデルにそのまま用いる誤りを冒しており、壇らの回帰線から外れてしまっている。壇らの用いた濃尾地震を含めた国内9地震の平均断層幅が12.0kmであることから、回帰線に載るように断層幅を12kmとして応力降下量を調整すれば、応力降下量は $(\Delta\sigma, \Delta\sigma_a) = (3.4\text{MPa}, 12.2\text{MPa})$ から $(4.3\text{MPa}, 19.5\text{MPa})$ へ1.6倍に増え、短周期レベルも1.6倍になり、地震動評価結果は900ガル程度になって

クリフエッジを超える。これは断層モデルによる平均像の評価であり、「地域性とは異なる偶然変動」を考慮していないことから、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、断層モデルにおいても1,800ガル程度の地震動評価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り波相当で約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、伊方3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、バラツキ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。

「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6に示すとおり、0.18~0.47secである。また、表7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

表6: 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

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3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8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。

たとえば、伊方3号機のストレステスト(一次評価)[7]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

表 7: 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 8: 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][23]

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

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 以上の耐震余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余裕度は 1.86Ss(1060 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。最近、四国電力は 2015 年 7 月、「概ね 1,000 ガル程度の地震動に対して、耐震余裕度を確保できることを確認した」とホームページで喧伝しているが、これは「耐震補強工事を受けてクリフエッジを評価し直した結果、クリフエッジが 1,000 ガルへ上がった」ということではない。耐震余裕度の確保を主張するのであれば、四国電力は「建屋・施設の非線形応答を考慮したクリフエッジの再評価」を行い、その結果をこそ公表すべきであろう。

(注 2) 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 17 のように、耐専スペクトル (内陸補正有) 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 [33] 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 3) 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 [14] 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。

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 [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な辻褄合わせにすぎず、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類出来るものが

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 $M 6.8$ 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。

(注 4) 断層モデルにおける偶然変動の考慮について

断層モデルでは最終的に地震波が得られるため、地震波の中に「偶然変動によるバラツキ」も考慮されて

いると錯覚しがちである。しかし、震源パラメータの平均像から震源特性や伝播経路特性などの地域性を「不確かさの考慮」として検討したとしても、それは依然として偶然性のバラツキを考慮したことにはならない。断層モデルでは要素地震を観測点で重ね合わせて地震波を合成しており、この要素地震そのものに偶然変動のバラツキがあるからである。経験的グリーン関数法では、検討用地震の震源断層またはその周辺で発生した $M 5$ 程度の小規模地震について原発サイトで観測した地震波を要素地震として用いるが、検討用地震のアスペリティ応力降下量と当該地震の応力降下量との比で地震波の大きさを調整している。本来なら、こうして得た要素地震波のバラツキを検討し、保守的に要素地震波を設定する必要がある。しかし、要素地震の数が少ない場合には、川内原発の耐震スペクトル評価における 2 倍の偶然変動を考慮して要素地震波を 2 倍に上げるのも一つの方法であろう。

参考文献

- [1] 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 ($h=5\%$)」
- [2] (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/msc/taishinkojo/pdf/ukeoi_1.pdf
- [3] 中国電力 (2010): 島根原子力発電所基準地震動 S_s 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・アルズベイマサマン・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] 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
- [6] 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>
- [7] 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)
- [8] 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)
- [9] 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)
- [10] 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)
- [11] 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.
- [12] 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
- [13] 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

- [14] 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
- [15] 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)
- [16] 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—,日本地震工学会論文集,第4巻,第4号,46-86
- [17] 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)
- [18] 九州電力(2013):川内原子力発電所第1・2号機の設置変更許可申請書,添付書類6(2013.7.8)
- [19] 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.
- [20] 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).
- [21] 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)
- [22] Scholz, C. H.(2002): The Mechanics of earthquakes and faulting, second edition, Cambridge University Press
- [23] 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)
- [24] 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)
- [25] 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)
- [26] 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)
- [27] 四国電力株式会社(2014):伊方発電所地震動評価 震源を特定して策定する地震動(中央構造線断層帯地震動評価)と基準地震動の策定(コメント回答),第156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1-1(2014.11.7)
- [28] 四国電力株式会社(2014):伊方発電所地震動評価 震源を特定せず策定する地震動と基準地震動の策定(コメント回答),第173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2-1(2014.12.12)
- [29] 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>
- [30] 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年度秋季学術大会予稿集 O-13(2015.11.28)
http://jsaf.info/pdf/meeting/2015/2015fall_o1.pdf
- [31] 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.
- [32] 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)
- [33] 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)
- [34] 福井地方裁判所民事第2部(樋口英明裁判長)「平成26年(ヨ)第31号大飯原発3,4号機及び高浜原発3,4号機運転差止仮処分命令申立事件」決定,主文および要旨(2015.4.14)
- [35] 鹿児島地方裁判所民事第3部(前田都勝裁判長)「平成26年(ヨ)第36号川内原発稼働等差止仮処分申立事件」決定,主文および要旨(2015.4.22)
- [36] 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,主文および要旨(2014.5.21)
- [37] 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>,
- [38] 長沢啓行(2013):伊方原子力発電所の耐震安全性は保証されていない,「四国電力株式会社に対する伊方原発運転差止請求事件」に関する松山地方裁判所民事第2部への意見書(甲107)(2013/12/26)
- [39] 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>
- [40] 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>

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)

別冊

図一覧

- 図 1 : 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 [26, 24]
 図 2 : 2013 年再稼働申請時の基準地震動 S_s (水平方向)[24]
 図 3 : 伊方 3 号の 2015 年再稼働許可時の基準地震動 S_s (水平方向) [27]
 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 [2]
 図 5 : 2004 年北海道留萌支庁南部地震の震源モデルでアスペ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 [2]
 図 6 : JNES による対象計算領域 (地震基盤上の評価点: 縦 $11 \times$ 横 21 の格子点 231) と横ずれ断層の例 [6]
 図 7 : 横ずれ断層モデルによる地震動評価結果 (M6.5)[6]
 図 8 : 横ずれ断層 (M6.5) の地震動評価結果 [6]
 図 9 : 横ずれ断層モデル (M6.5) による地震動評価結果 [6]
 図 10: 伊方 3 号の基準地震動 S_s -1 および S_s -3, クリフエッジ (黒点線) および JNES による 1340 ガルの地震動 (赤波線)[6, 27, 28, 7]
 図 11 : 伊方 3 号における敷地前面海域断層群 (中央構造線断層帯) の耐専スペクトルと基準地震動 S_s -1H(水平方向)[27]
 図 12 : 伊方 3 号における敷地前面海域断層群 (中央構造線断層帯) の耐専スペクトルと基準地震動 S_s -1V(鉛直方向)[27]
 図 13 : 伊方 3 号における敷地前面海域断層群 (中央構造線断層帯) 69km 鉛直の耐専スペクトルとクリフエッジ (黒点線) [27]
 図 14 : 伊方 3 号における敷地前面海域断層群 (中央構造線断層帯) 69km 北傾斜の耐専スペクトルとクリフエッジ (黒点線) [27]
 図 15 : 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 [27]
 図 16 : 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 [17]
 図 17 : 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 [33]
 図 18 : 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 (地震基盤表面はざと波) と耐専スペクトルの関係 [33]
 図 19 : 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)[33]
 図 20 : 正規分布 $N(\mu, \sigma^2)$ ($\mu = 0, \sigma^2 = 3$) に従う確率変数 Y のバラツキ (標準偏差 $\sigma = \sqrt{3}$) を $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3 = 1$ の 3 つの確率変数 $Y_1 \sim N(-1, 1^2), Y_2 \sim N(0, 1^2), Y_3 \sim N(1, 1^2)$ に分けて説明できる場合 (b) とそうでない場合 (a) の比較
 図 21 : 川内原発で観測された活断層による地震 [18]
 図 22 : 川内原発での内陸地殻内地震観測記録に基づく耐専スペクトルの補正係数 [18]
 図 23 : 川内原発の敷地地盤で得られた観測記録の応答スペクトルと Noda et al.(2002) の方法により求められた応答スペクトルの比
 図 24 : 伊方 3 号の基準地震動 S_s , クリフエッジ (黒点線), JNES による 1340 ガルの地震動 (赤波線), 敷地前面海域断層群 69km 鉛直の耐専スペクトルとその 2 倍の応答スペクトル (青波線)[6, 27, 28, 7]
 図 25 : 伊方 3 号における敷地前面海域の断層群 (中央構造線断層帯) 480km 基本震源モデル [27]
 図 26 : 伊方 3 号における敷地前面海域断層群 (中央構造線断層帯) の断層モデルによる地震動評価結果 (EW 方向: 全ケース重ね書き) と 69km 鉛直耐専スペクトルの比較
 図 27 : 壇ら (2011)[4] および Fujii-Matsu'ura (2000)[5] と他の $S - M_o$ 関係式との関係
 図 28 : 四国電力による設定したパラメータの検証 [27]
 図 29 : 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ざと波の応答スペクトル (東西 EW 方向) [32]
 図 30 : 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 [9] を 2 倍にした「はざと波」相当の応答スペクトル [10]

表一覧

- 表 1 : 伊方 3 号の基準地震動とその最大加速度 [gal] (cm/s^2 と同じ) [27, 28]
 表 2 : 伊方 3 号における敷地前面海域断層群 54km 基本ケース (鉛直) の震源パラメータ *1[27]
 表 3 : 壇ら (2011)[4] が用いた地震データと $W_{\max} = W$ としたときの $\Delta\sigma^{\#}$ の変動量 $\Delta\sigma^{\dagger}/\Delta\sigma^{\#}$ *1
 表 4 : 壇ら (2011)[4] の方法に基づく震源断層モデルの面積 S_{model} , 断層長さ L_{model} , アスペリティ平均動的応力降下量 $\Delta\sigma_a^{\#}$ および $(L_{\text{model}}, W_{\max}) = (L, W)$ としたときの $\Delta\sigma_a^{\dagger}$ の変動量 $\Delta\sigma_a^{\dagger}/\Delta\sigma_a^{\#}$
 表 5 : 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]) [1]
 表 6 : 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 7 : 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 8 : 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][23]

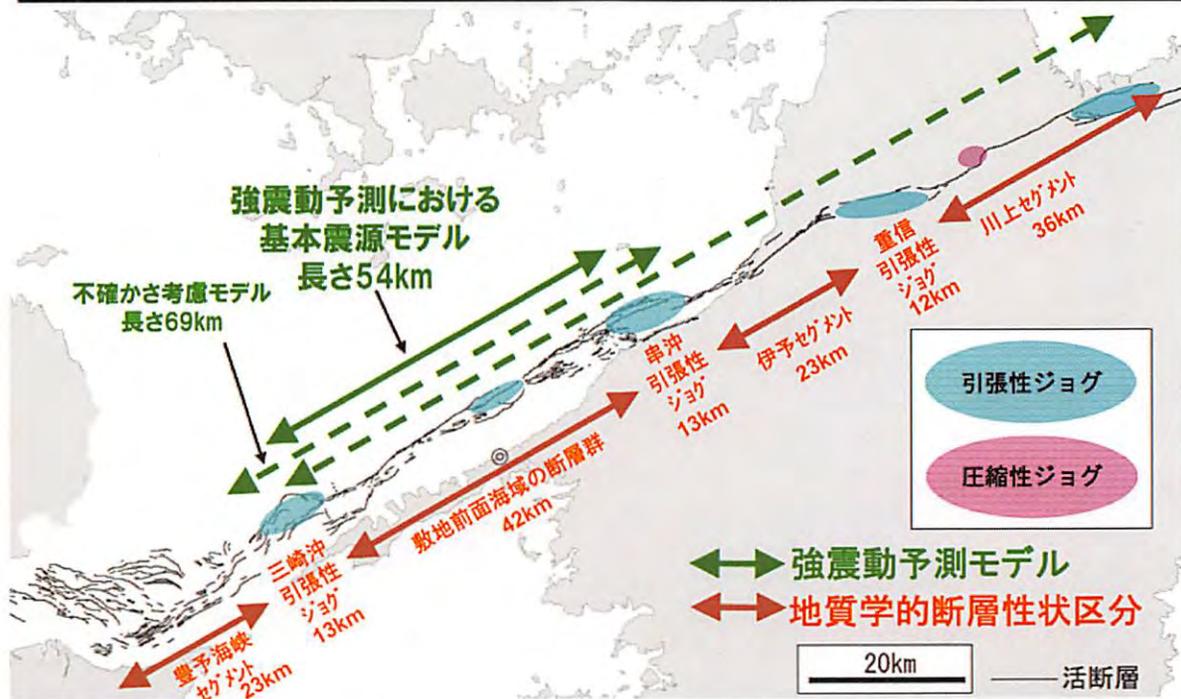
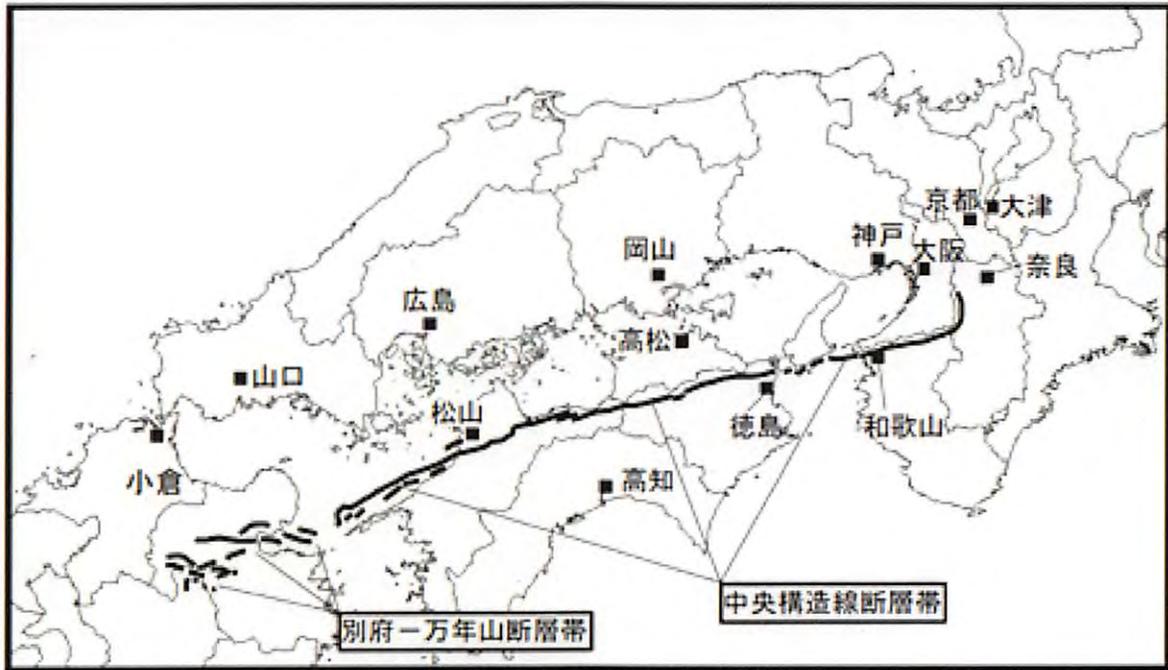


図 1: 2013 年設置変更許可申請書で四国電力が考慮した中央構造線断層帯 [26, 24]

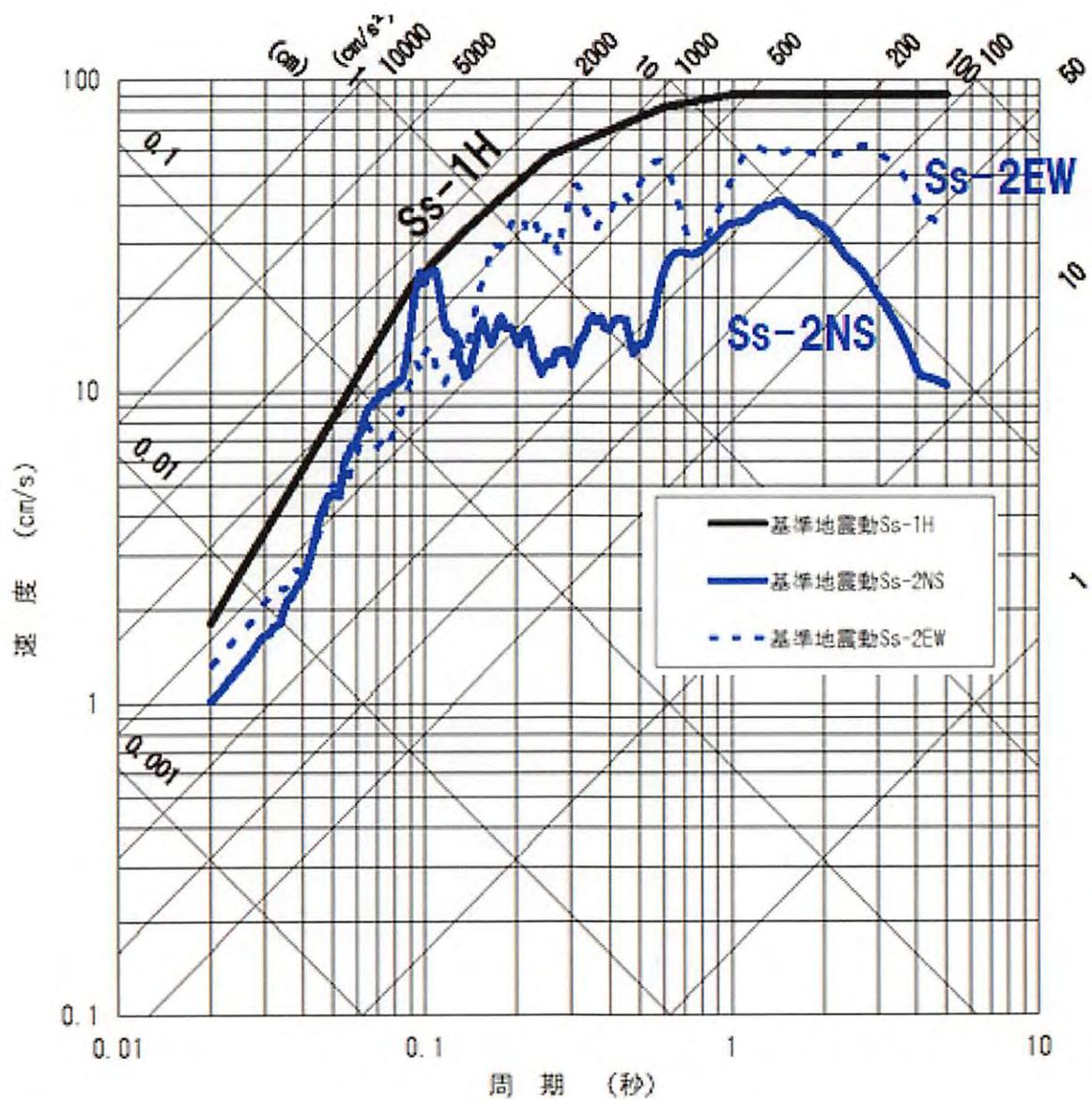


図 2: 2013 年再稼働申請時の基準地震動 Ss(水平方向)[24] (Ss-1H:570 ガル, Ss-2EW:413 ガル, Ss-2NS:318 ガル)

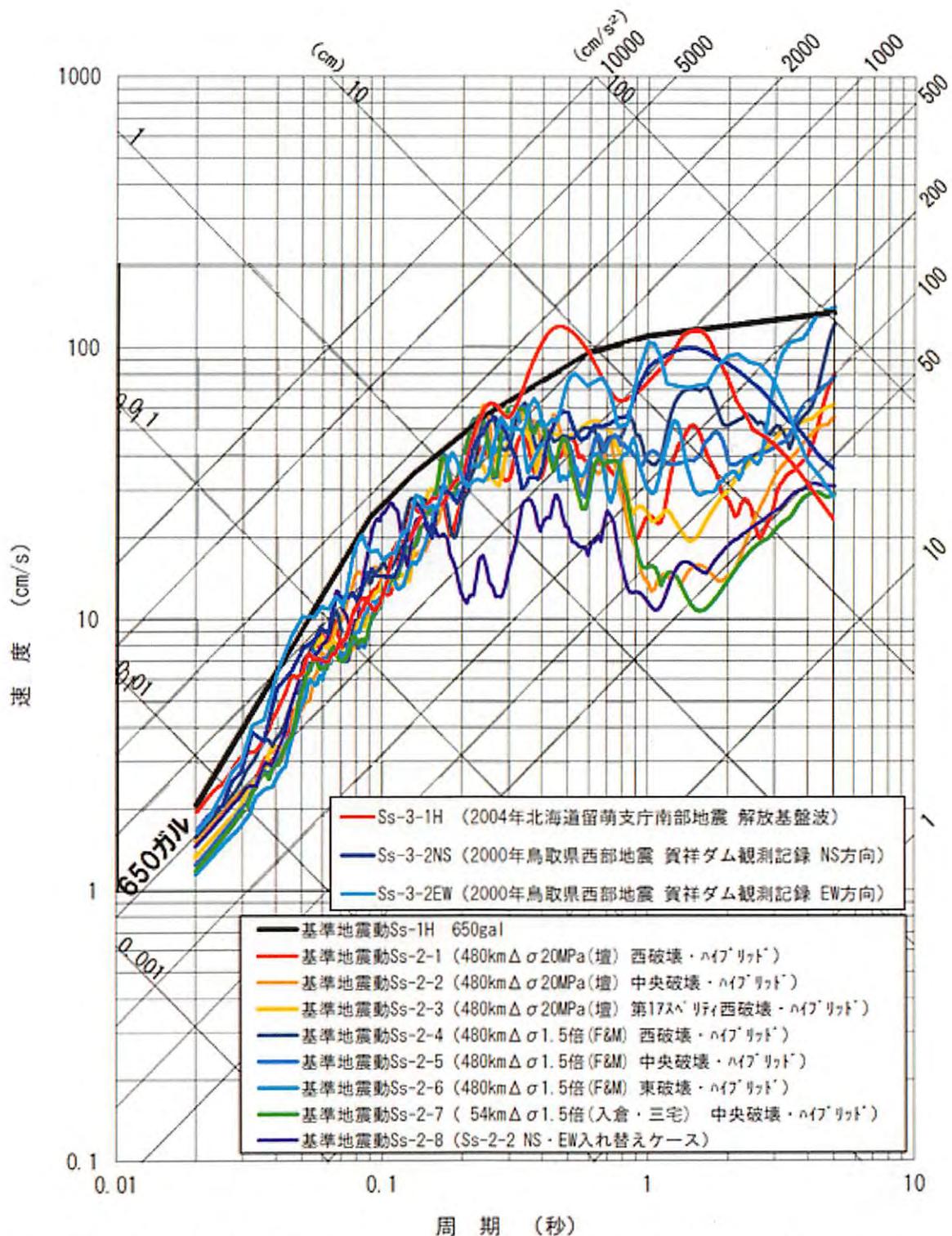


図3: 伊方3号の2015年再稼働許可時の基準地震動Ss (水平方向) [27] (震源を特定して策定する地震動: Ss-1H, Ss-2-1~Ss-2-8, 震源を特定せず策定する地震動: Ss-3-1H, Ss-3-2NS, Ss-3-2EW)

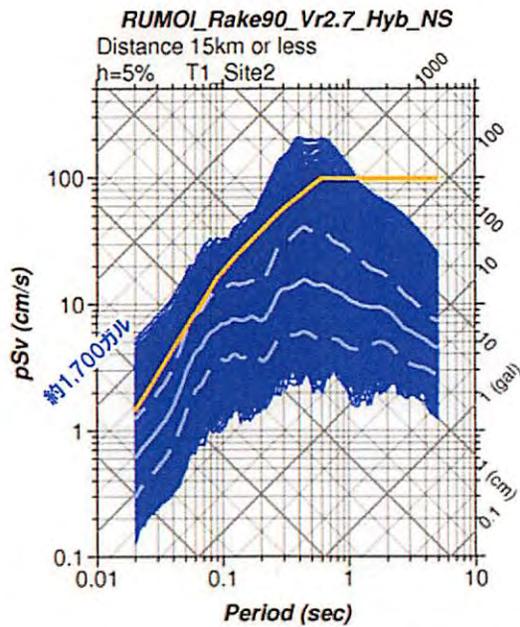
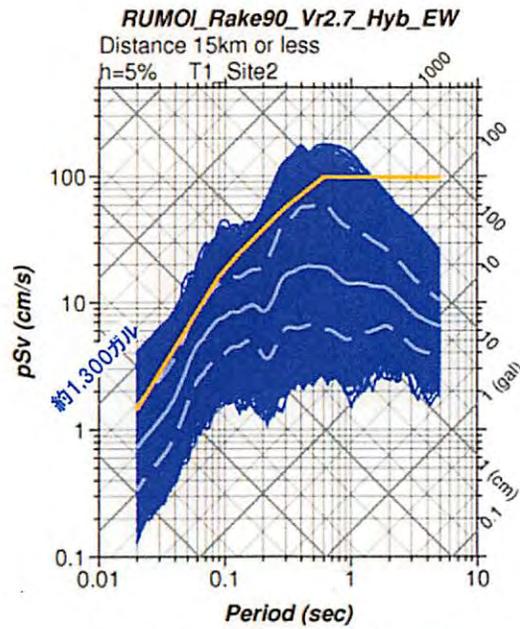
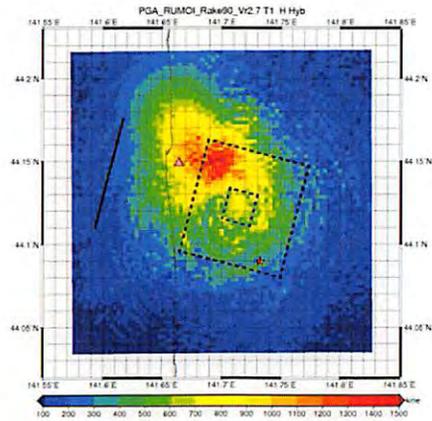


図 4: 2004 年北海道留萌支庁南部地震の震源モデルによる震源近傍の地震動解析結果 [2] (上: 応答加速度分布, Δ : HKD020 地点, \star : 破壊開始点; 中: 断層最短距離 15km 以内の応答スペクトルの重ね書きで EW 方向, 白線: 平均, 白破線: \pm 標準偏差; 下: NS 方向,)

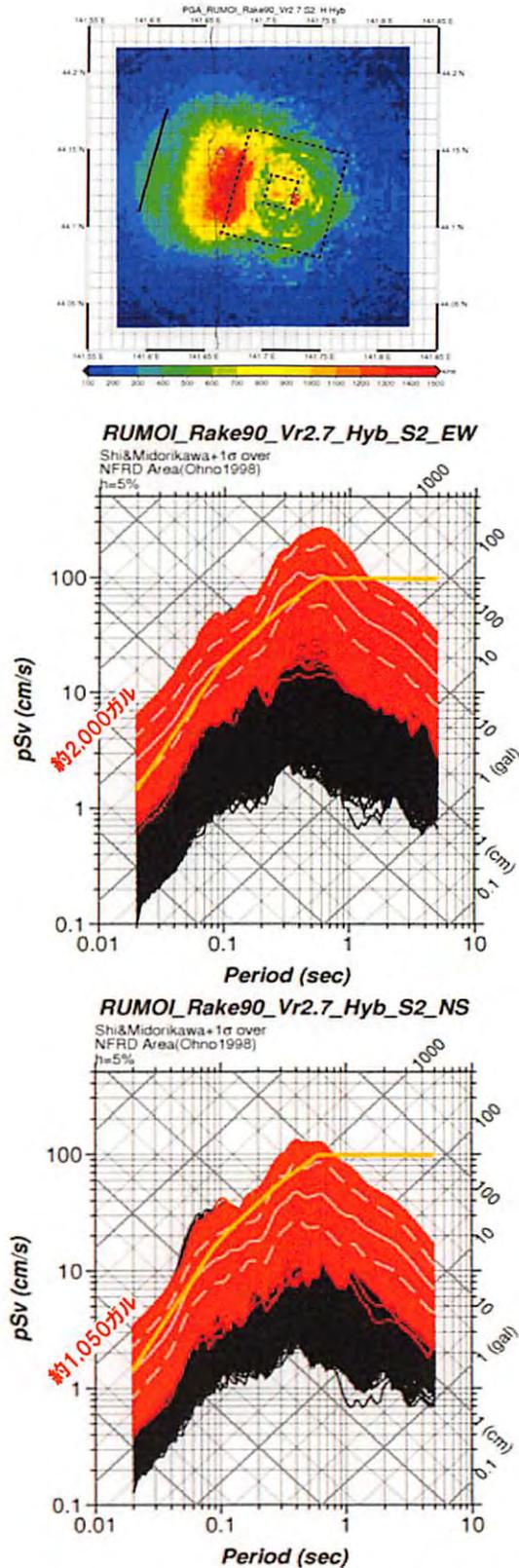


図 5: 2004 年北海道留萌支庁南部地震の震源モデルでアスペリティ下端中央から破壊が始まった場合の地震動解析結果 [2] (上: 応答加速度分布, Δ : HKD020 地点, \star : 破壊開始点; 中: 断層最短距離 15km 以内の応答スペクトルの重ね書きで EW 方向, 赤実線: NFRD 効果を含む領域内の重ね書き, 白線: 赤実線領域内の平均, 白破線: 同土標準偏差; 下: NS 方向,)

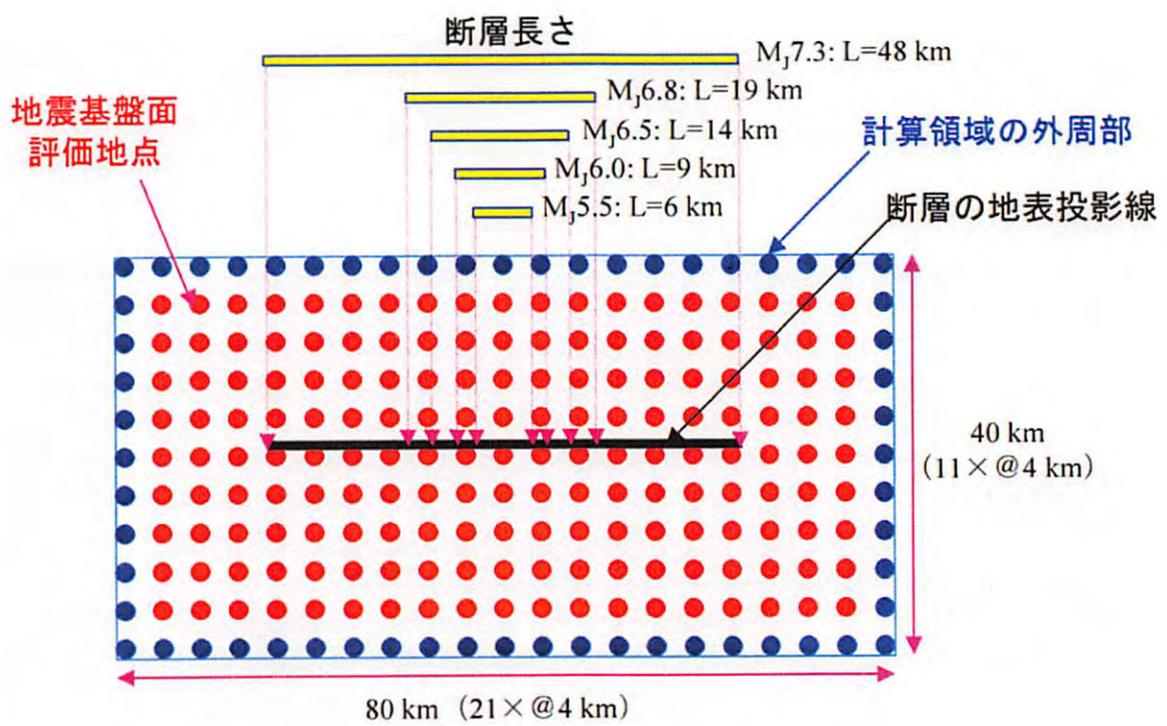
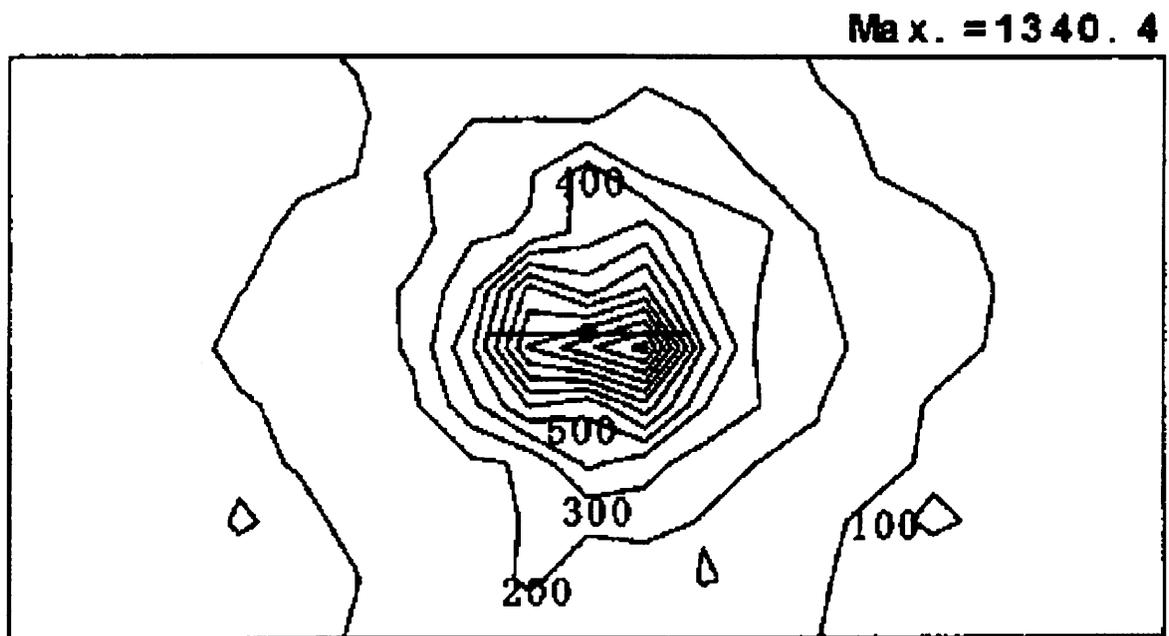
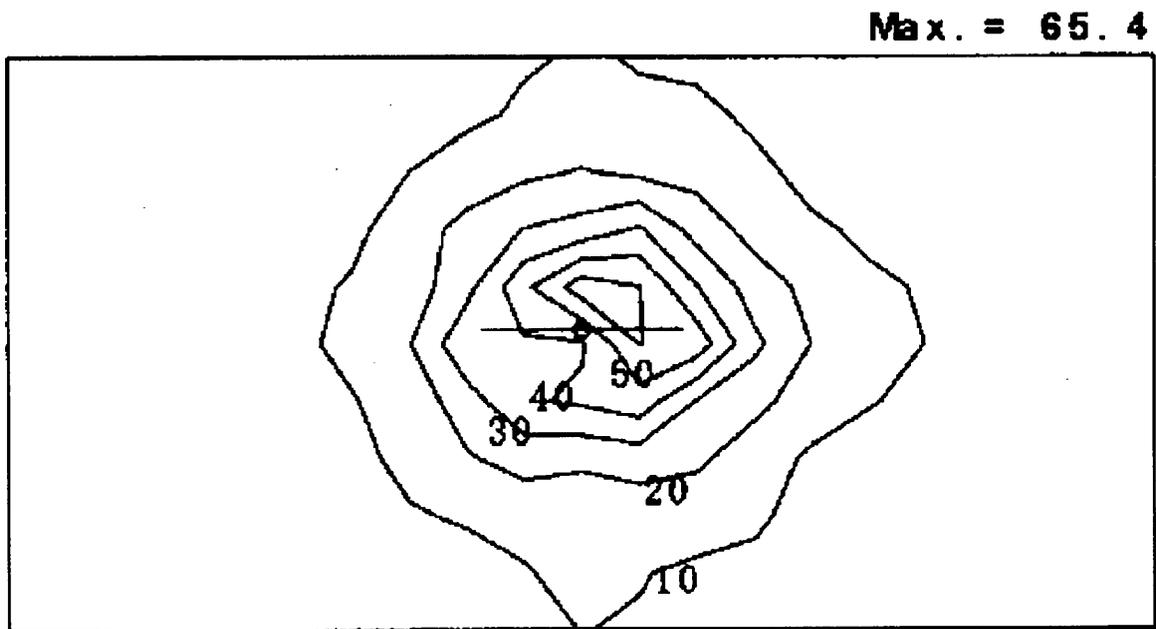


図 6: JNES による対象計算領域（地震基盤上の評価点：縦 11×横 21 の格子点 231）と横ずれ断層の例 [6]



(a) 加速度分布図 (最大値 1340.4cm/s²)



(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)[6] (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 + σ)

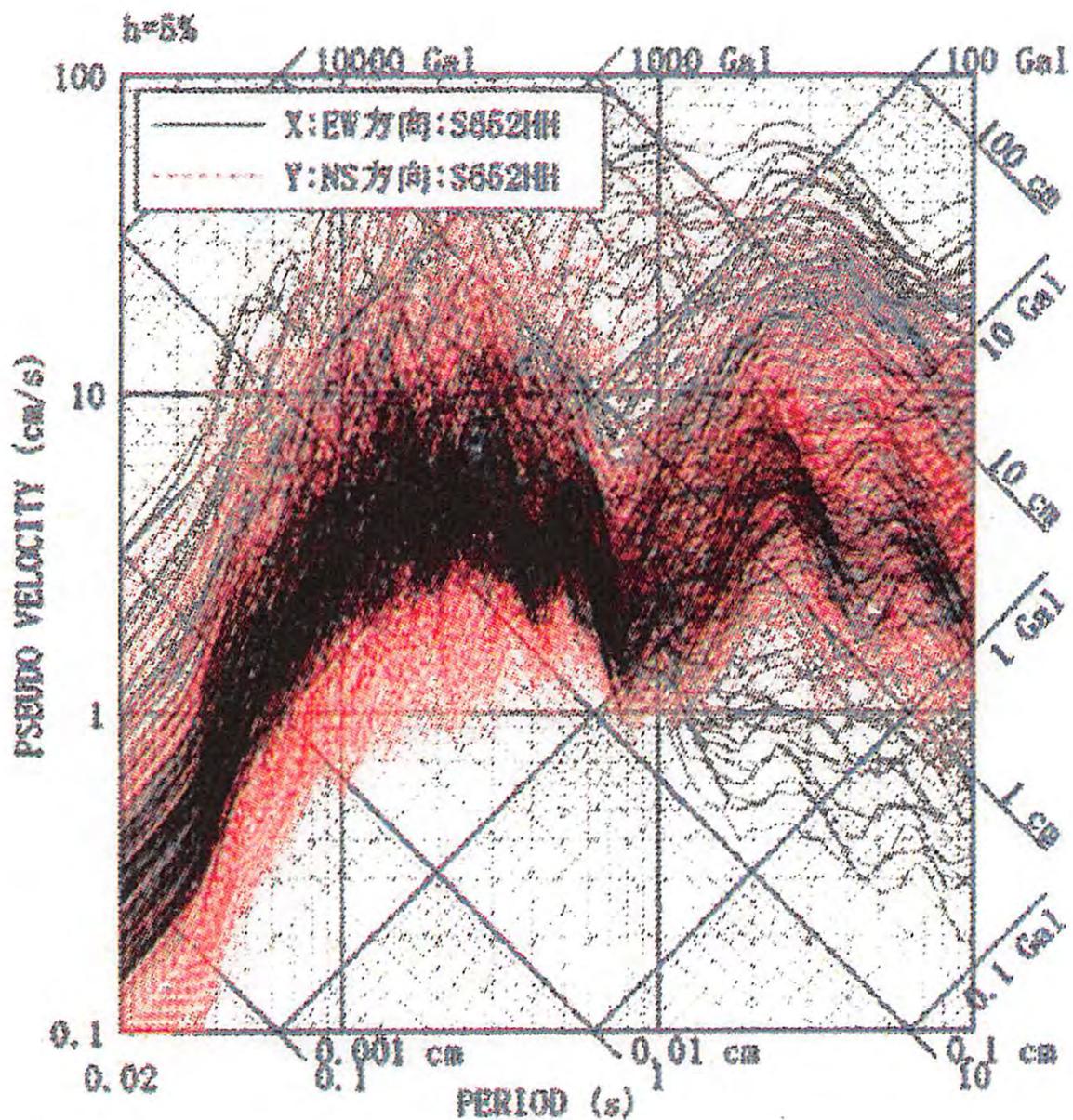


図 8: 横ずれ断層 (M6.5) の地震動評価結果 [6] (断層上端 2km, アスベリティの上端 2km, 実効応力大 (19.1MPa), 高周波遮断特性平均 $+\sigma$ ($f_{\max} = 11.9\text{Hz}$) のケース)

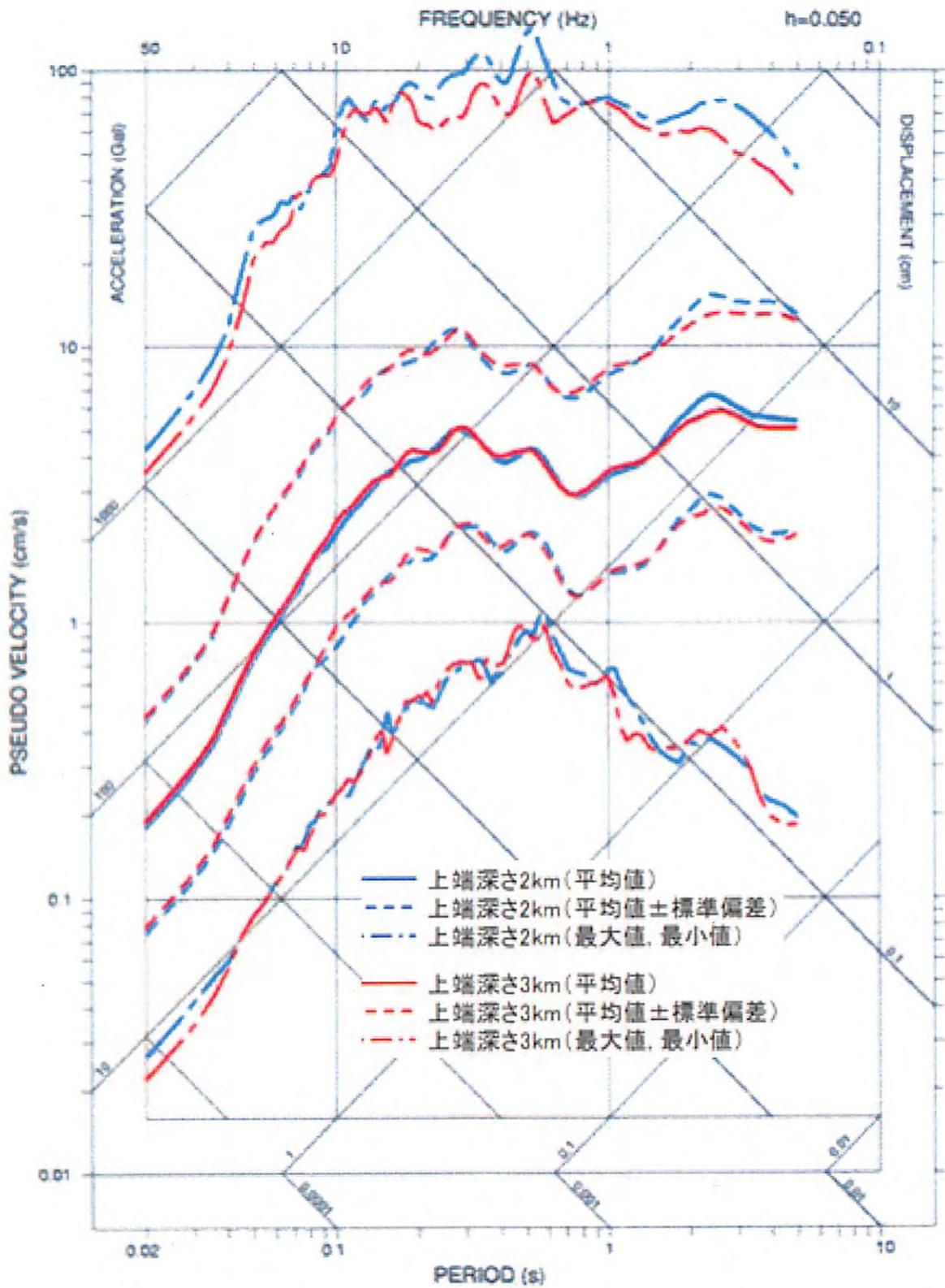


図9: 横ずれ断層モデル(M6.5)による地震動評価結果[6](断層上端2km(3km), アスベリティの上端2km(3km), 実効応力大(19.1MPa), 高周波遮断特性平均+ σ ($f_{max} = 11.9\text{Hz}$)のケース)

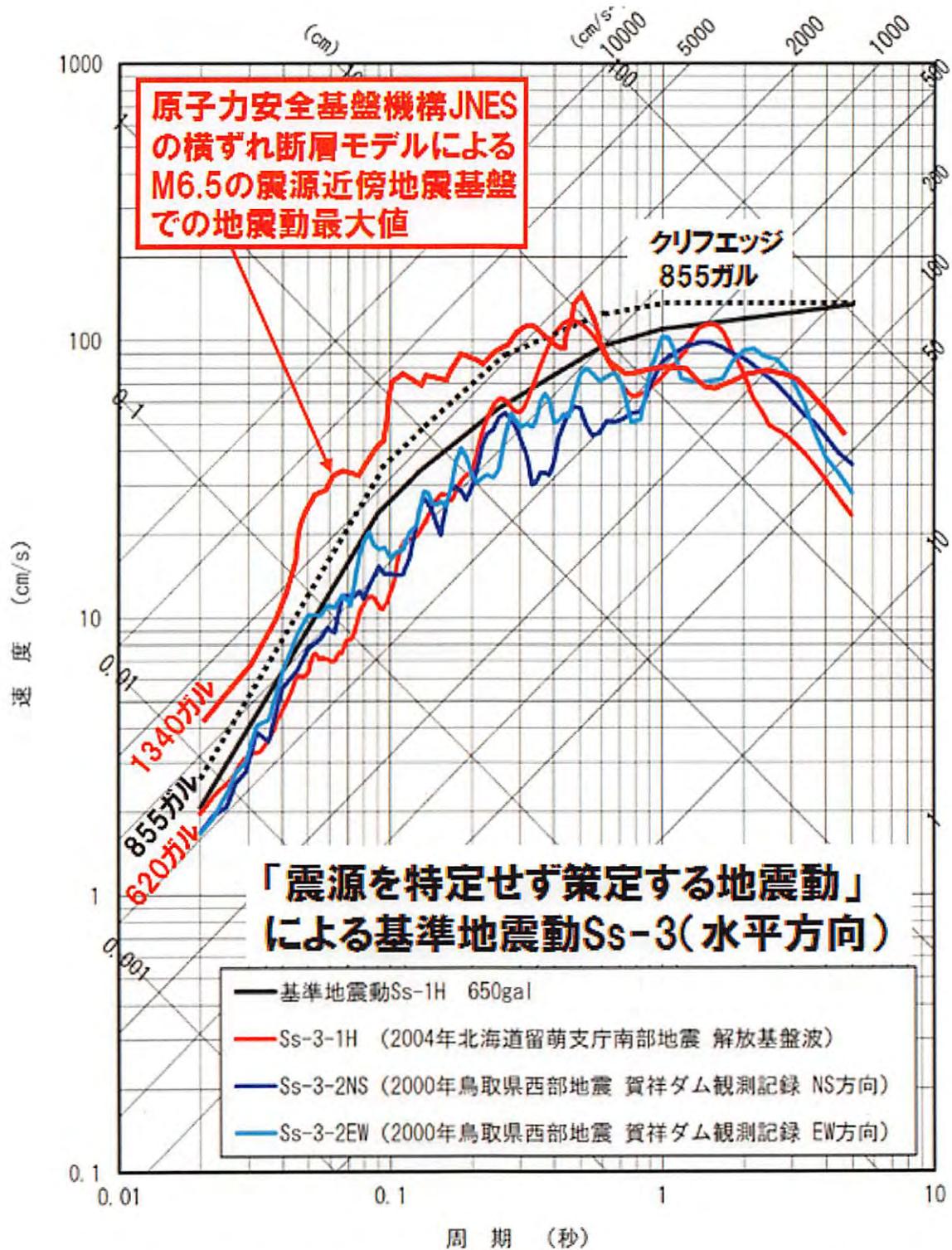


図 10: 伊方 3 号の基準地震動 Ss-1 および Ss-3, クリフエッジ (黒点線) および JNES による 1340 ガルの地震動 (赤波線)[6, 27, 28, 7]

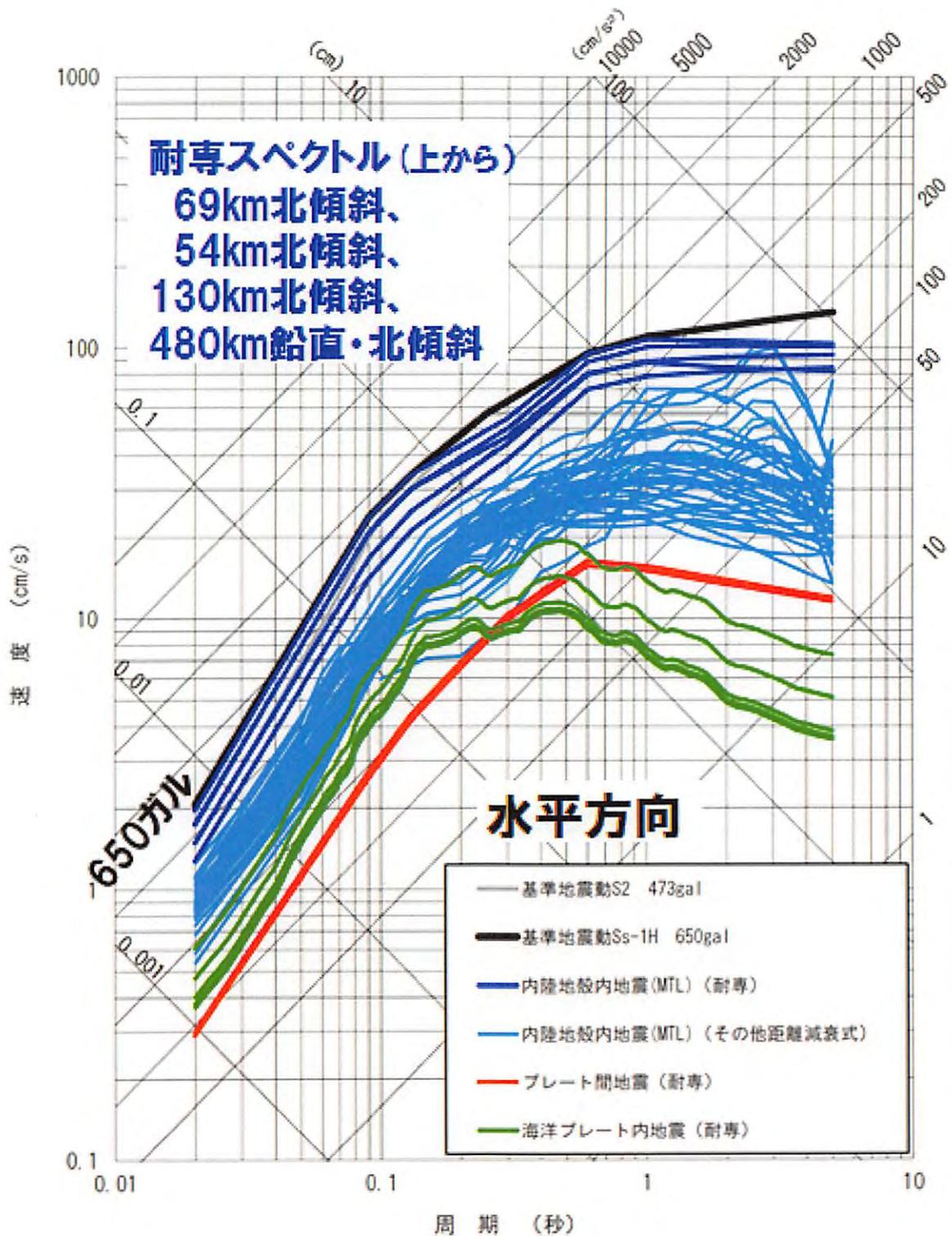


図 11: 伊方3号における敷地前面海域断層群 (中央構造線断層帯) の耐専スペクトルと基本地震動 Ss-1H(水平方向)[27]

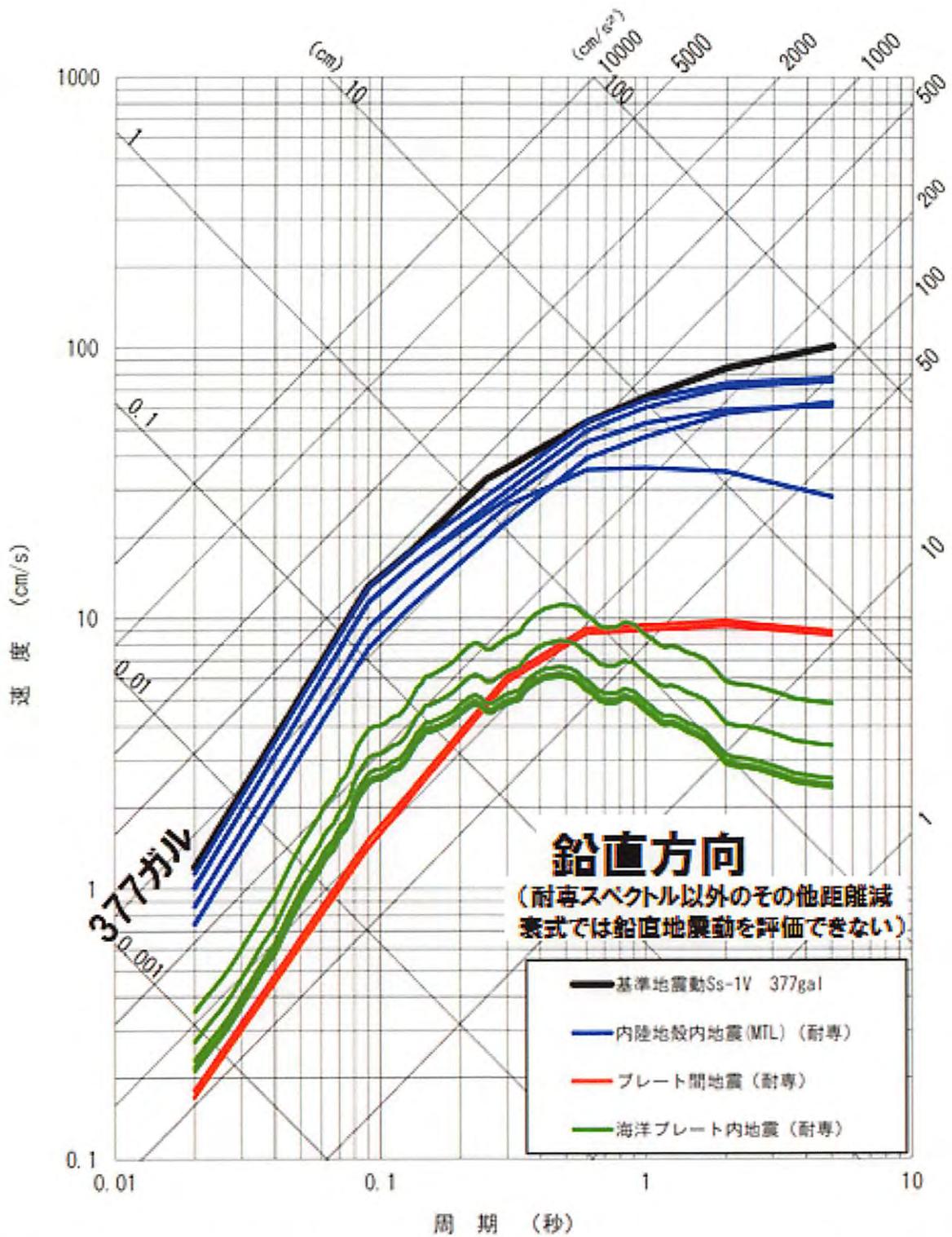


図 12: 伊方3号における敷地前面海域断層群(中央構造線断層帯)の耐専スペクトルと基準地震動Ss-1V(鉛直方向)[27]

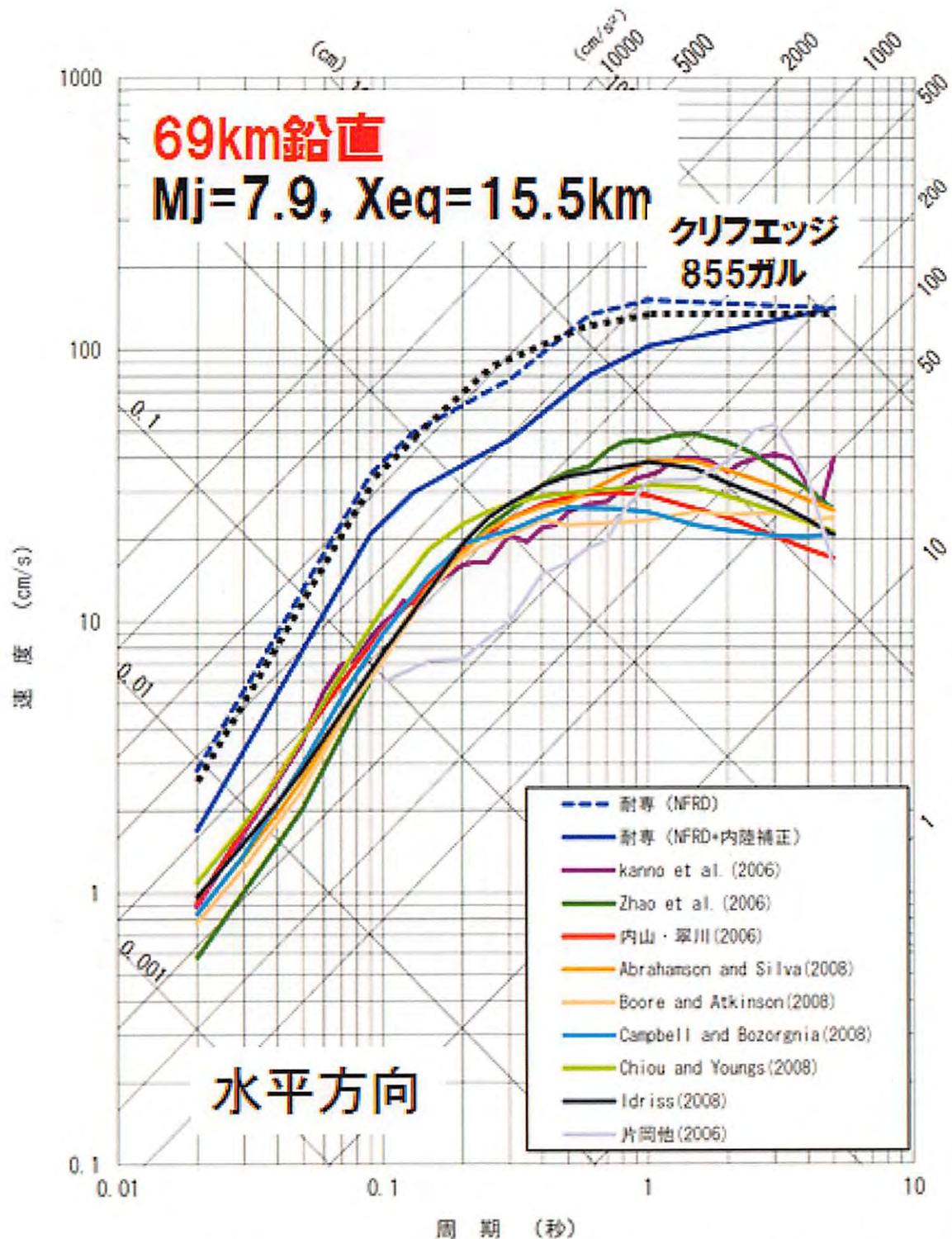


図 13: 伊方 3 号における敷地前面海域断層群 (中央構造線断層帯) 69km 鉛直の耐専スペクトルとクリフエッジ (黒点線) [27]

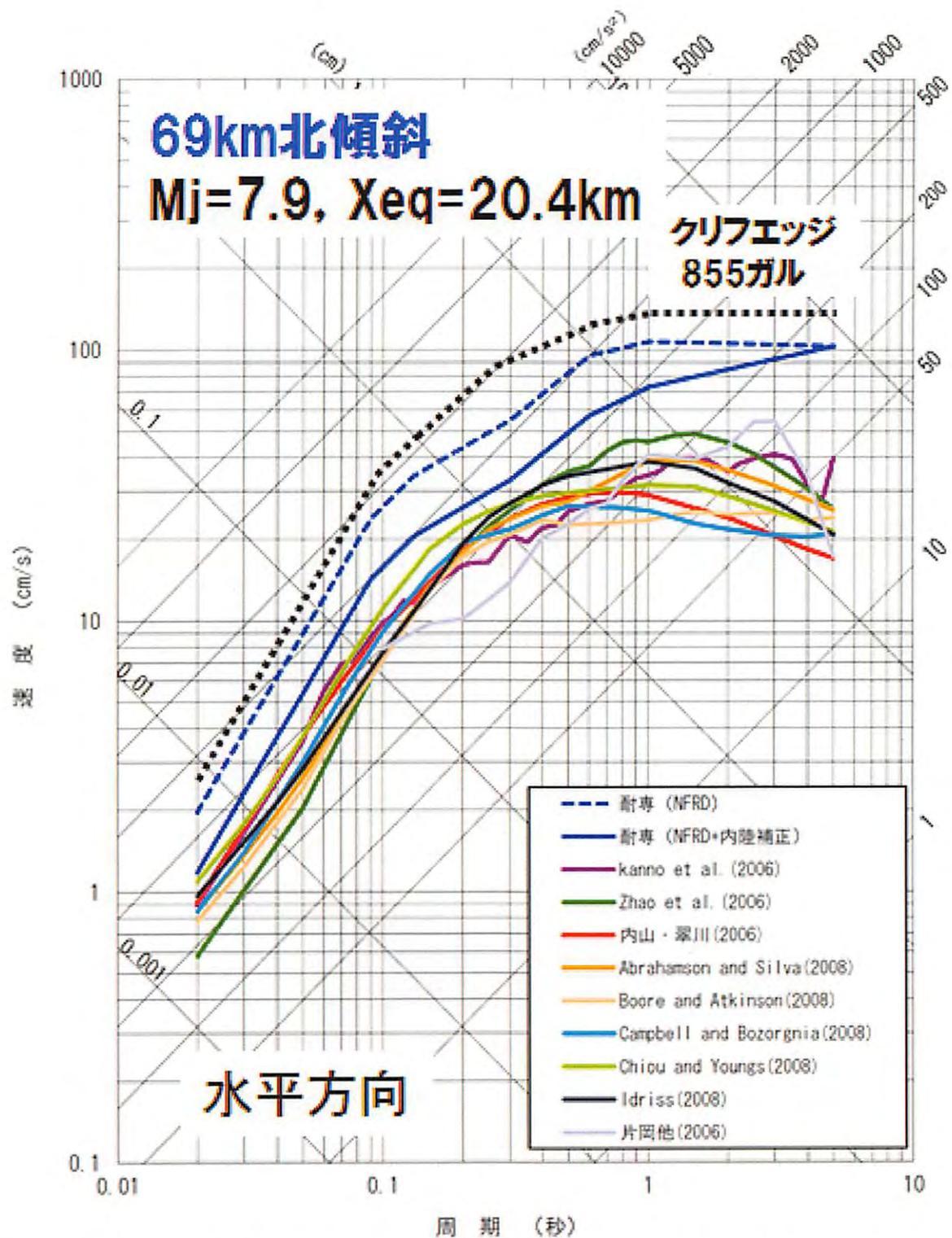


図 14: 伊方 3 号における敷地前面海域断層群 (中央構造線断層帯) 69km 北傾斜の耐専スペクトルとクリフエッジ (黒点線) [27]

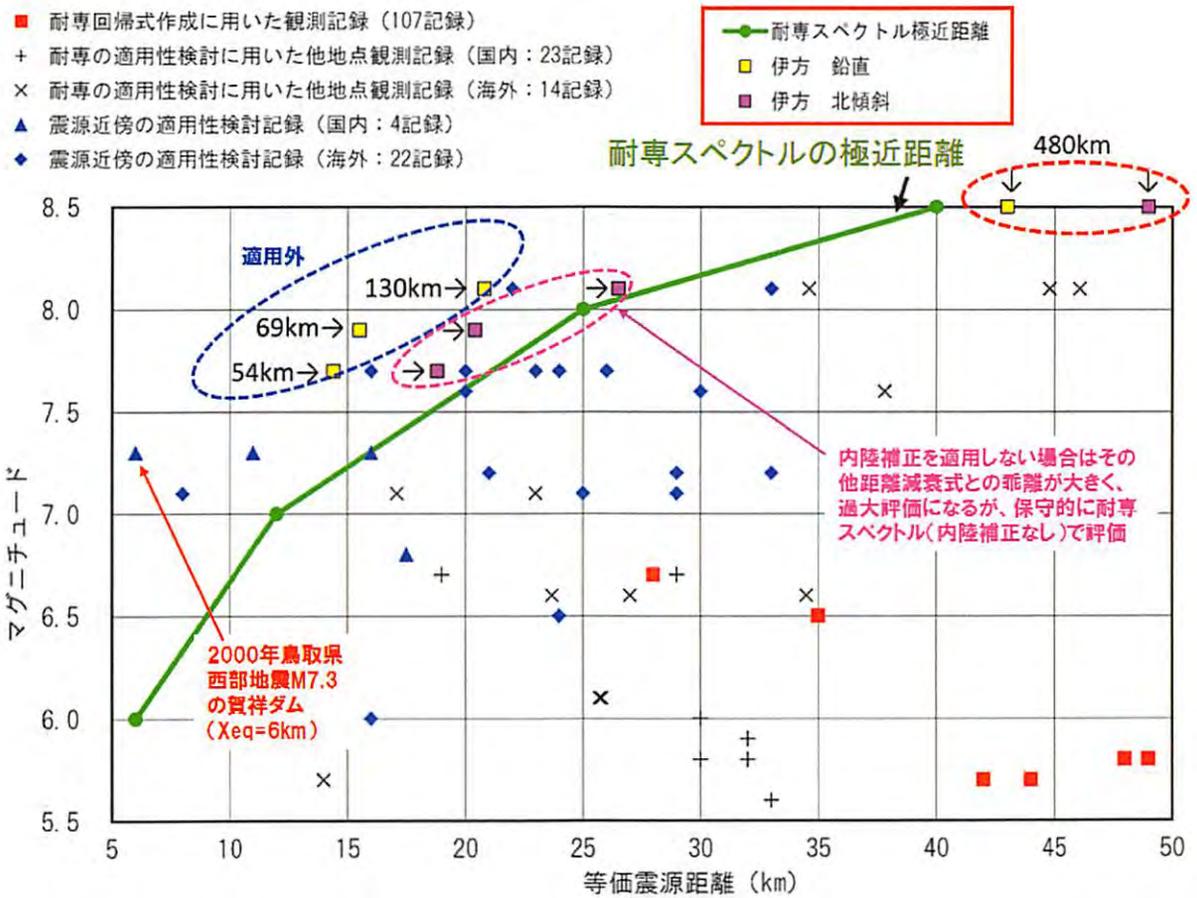


図 15: 耐専スペクトルの作成・適用性確認に用いられた地震データの等価震源距離 X_{eq} と気象庁マグニチュード M [27]

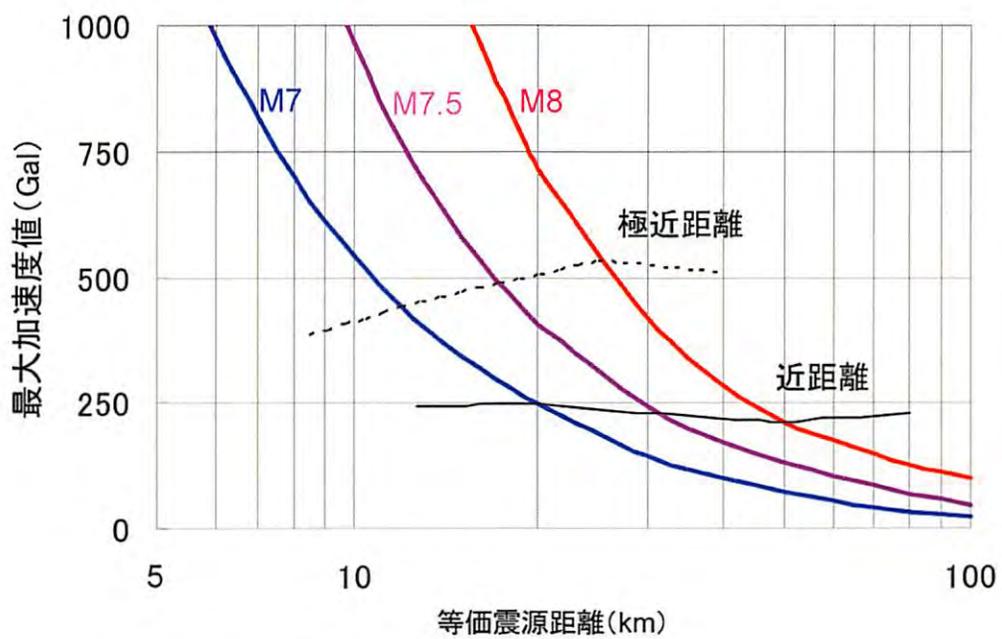


図 16: 耐専スペクトルにおける等価震源距離と地震動の最大加速度 [17] (この図から、伊方 3 号における「敷地前面海域断層帯 (中央構造線断層帯) 69km」の「北傾斜 (M7.9, $X_{eq} = 20.4\text{km}$)」は 650 ガル弱、適用外とされた「鉛直 (M7.9, $X_{eq} = 15.5\text{km}$)」は 900 ガル程度になると読み取れる.)

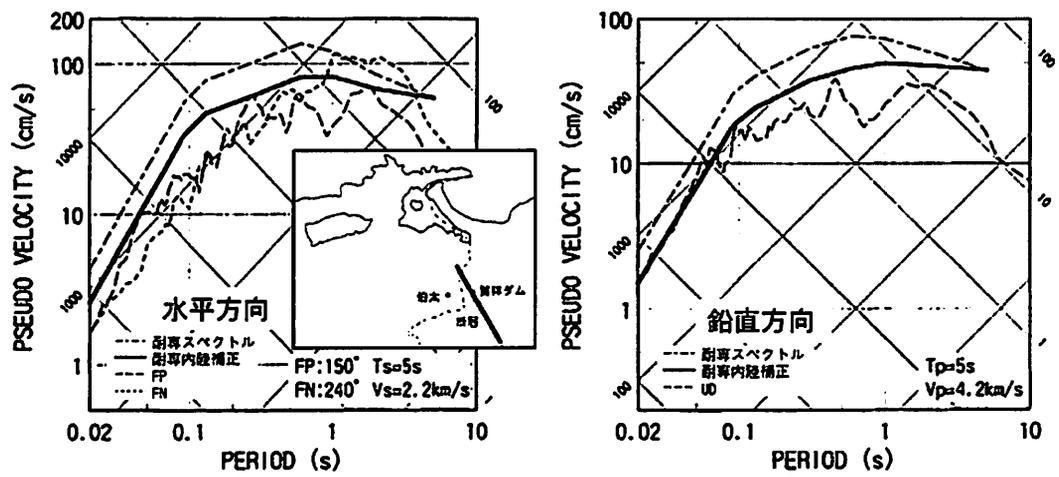


図 17: 2000 年鳥取県西部地震 M7.3 の賀祥ダム ($X_{eq} = 6\text{km}$) での地震観測記録と耐専スペクトルの比較 [33]

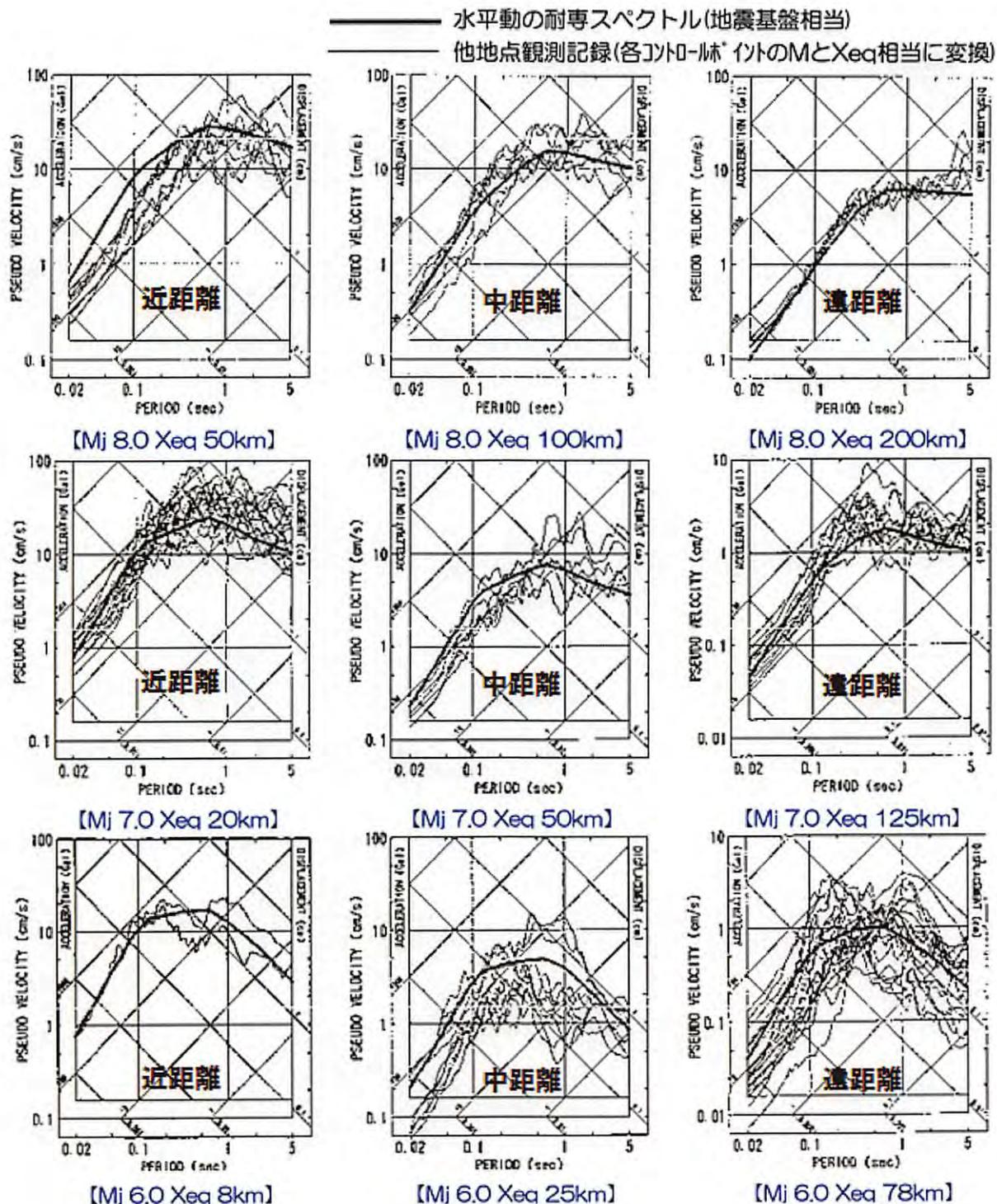


図 18: 耐専スペクトル作成の元になった地震観測記録の応答スペクトル(地震基盤表面はざり波)と耐専スペクトルの関係(気象庁マグニチュード M_j と等価震源距離 X_{eq} の組合せでデータを分類し、その平均像として耐専スペクトルを求めている。震源特性や伝播経路特性などの地域性や偶然変動などによるバラツキの大きいことがわかる。) [33]

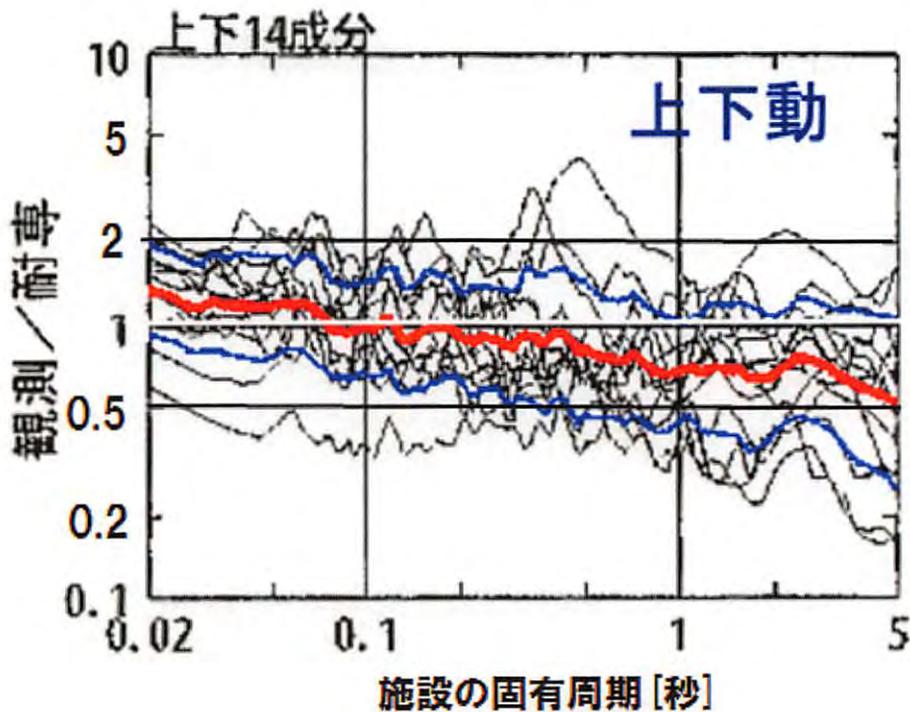
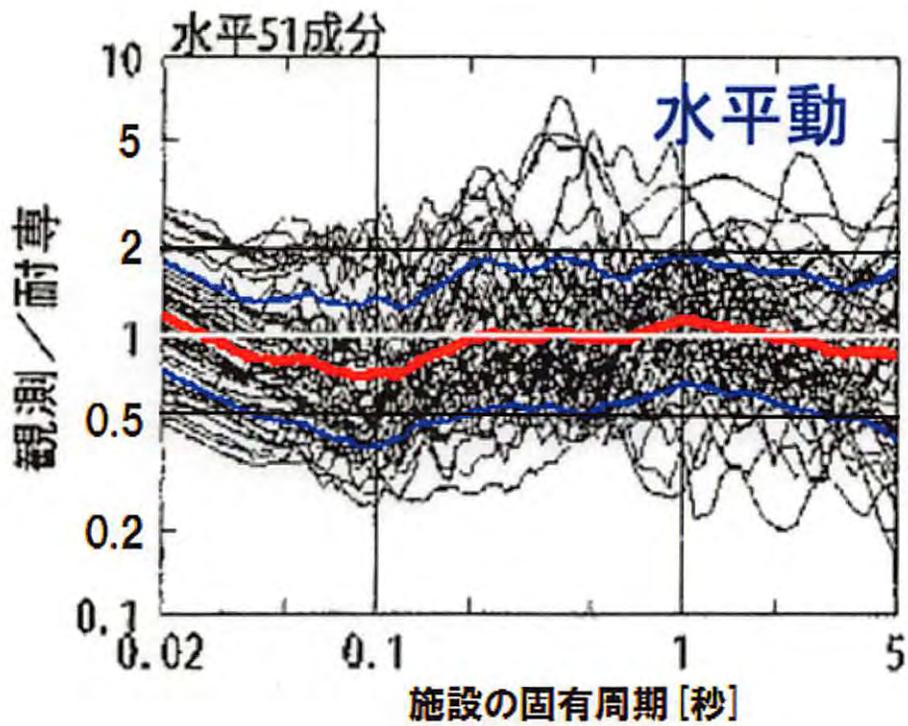
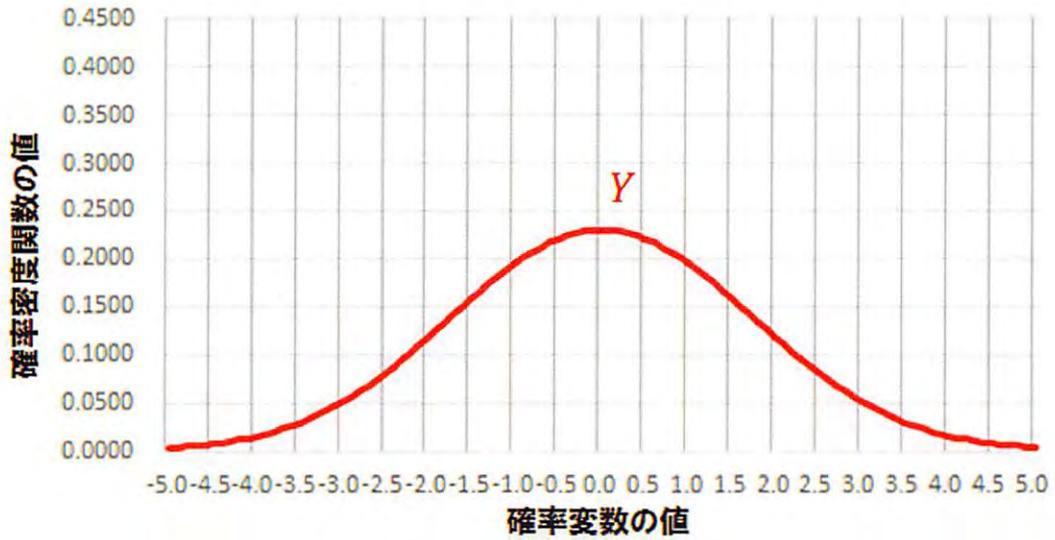
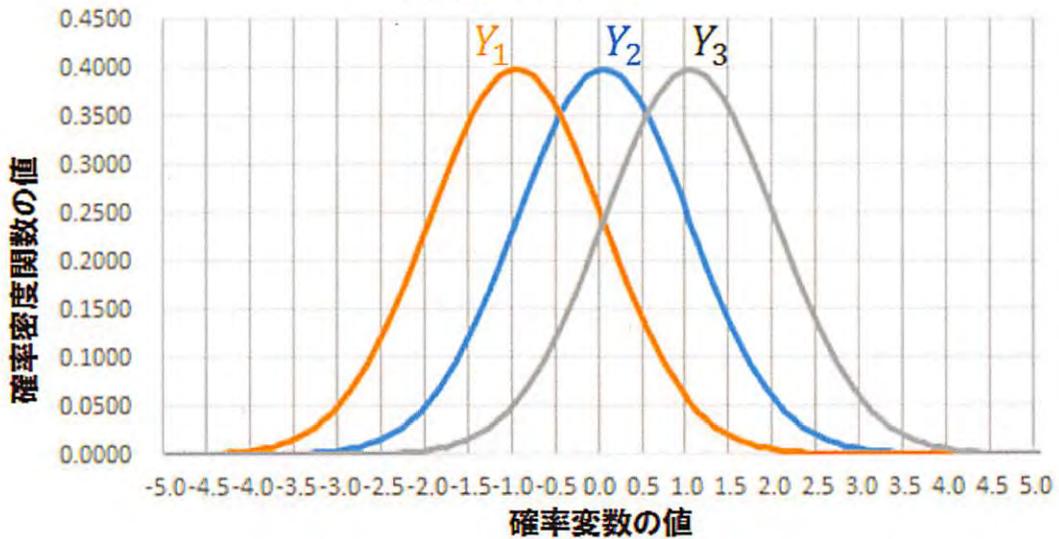


図 19: 国内外の内陸地殻内地震による震源近傍の観測記録 ($M_{6.0} \sim 8.1$, $X_{eq} = 6 \sim 33\text{km}$, 水平 51 記録, 上下 14 記録) の耐専スペクトル (内陸補正有) との残差 (バラツキ)[33] (細線: 各地震観測記録に対する残渣, 太い赤実線: 残差の平均, やや太い青実線: 平均からの「倍半分」の差, 0.5 秒付近では水平動で 6 倍程度, 上下動で 4 倍程度の残差がある)

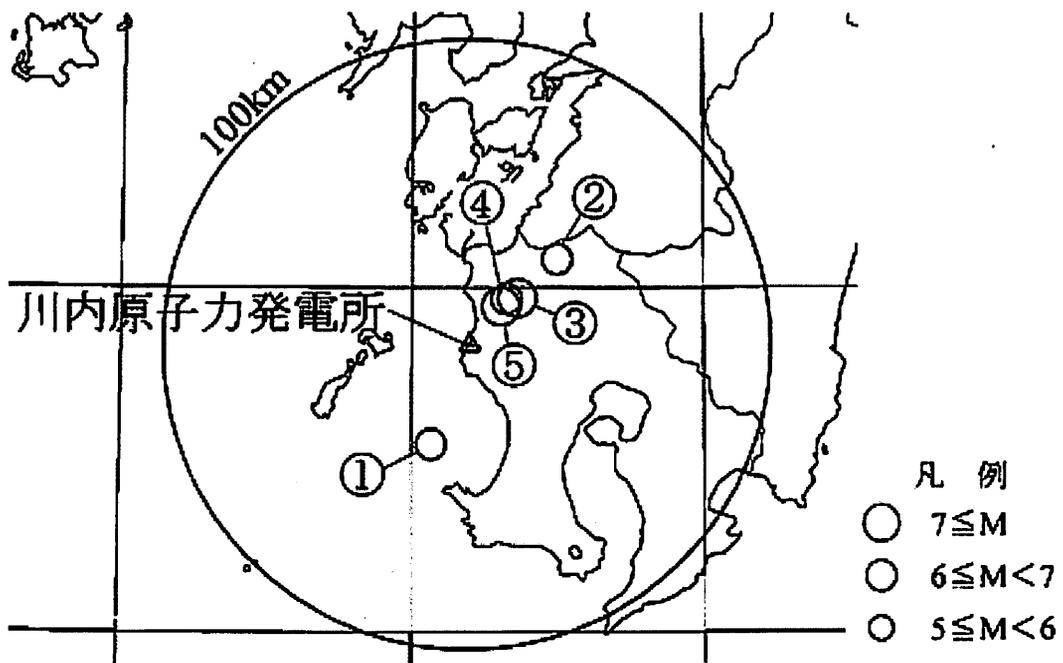


(a) 全平均のバラツキ



(b) 3つの確率変数でバラツキを説明できる場合

図 20: 正規分布 $N(\mu, \sigma^2)$ ($\mu = 0, \sigma^2 = 3$) に従う確率変数 Y のバラツキ (標準偏差 $\sigma = \sqrt{3}$) を $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3 = 1$ の 3 つの確率変数 $Y_1 \sim N(-1, 1^2)$, $Y_2 \sim N(0, 1^2)$, $Y_3 \sim N(1, 1^2)$ に分けて説明できる場合 (b) とそうでない場合 (a) の比較



番号	地震名	発生日時
①	九州西側海域の地震	1984年8月15日 3時30分頃
②	鹿児島県北西部の地震	1994年2月13日 2時6分頃
③	鹿児島県北西部地震：本震	1997年3月26日 17時31分頃
④	鹿児島県北西部地震：余震	1997年4月3日 4時33分頃
⑤	鹿児島県北西部地震：本震	1997年5月13日 14時38分頃

図 21: 川内原発で観測された活断層による地震 [18]

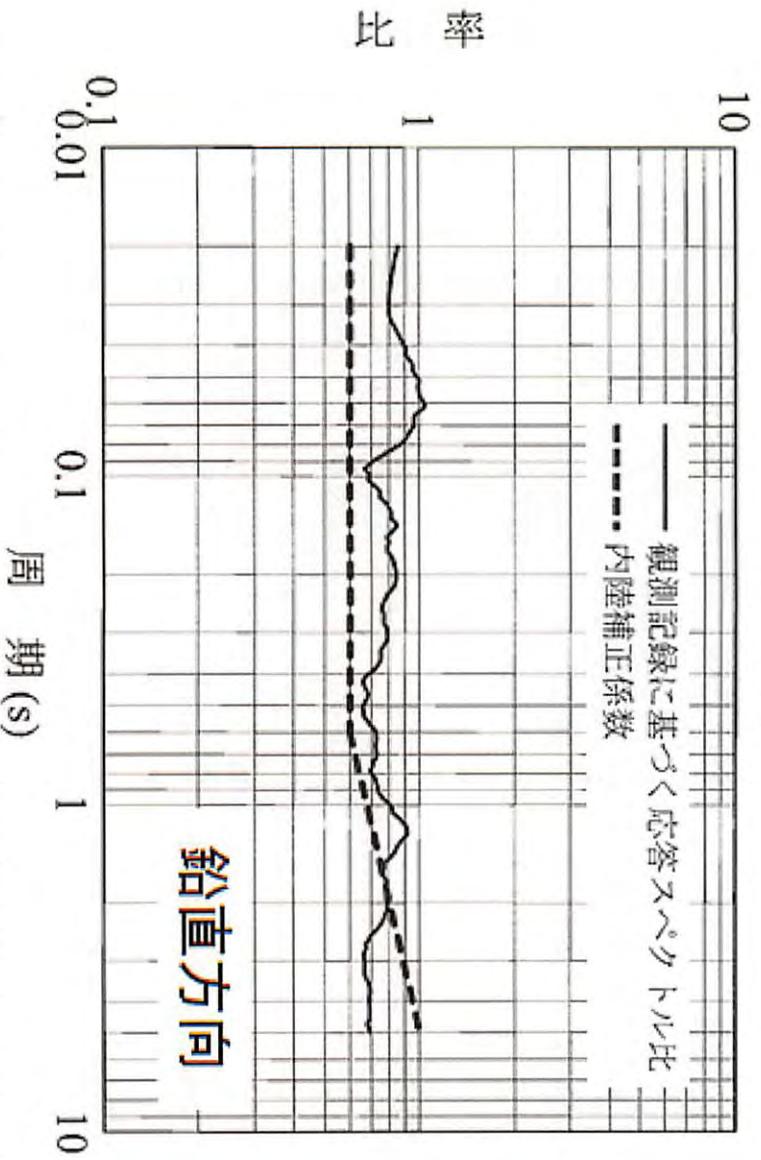
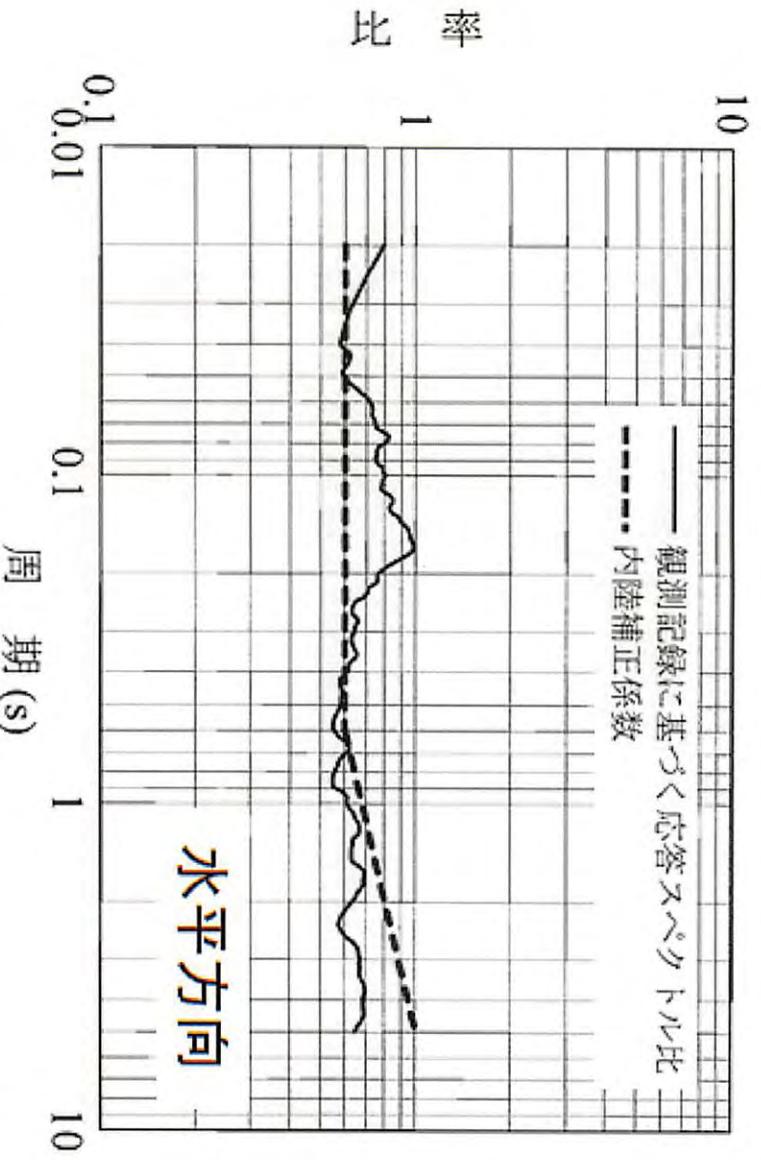


図 22: 川内原発での内陸地殻内地震観測記録に基づく耐専スペクトルの補正係数 [18] (破線は Noda et al.(2002)[21] の示した国内の内陸地殻内地震に対する平均的な補正係数, 実線が川内原発での観測記録に基づく補正係数)

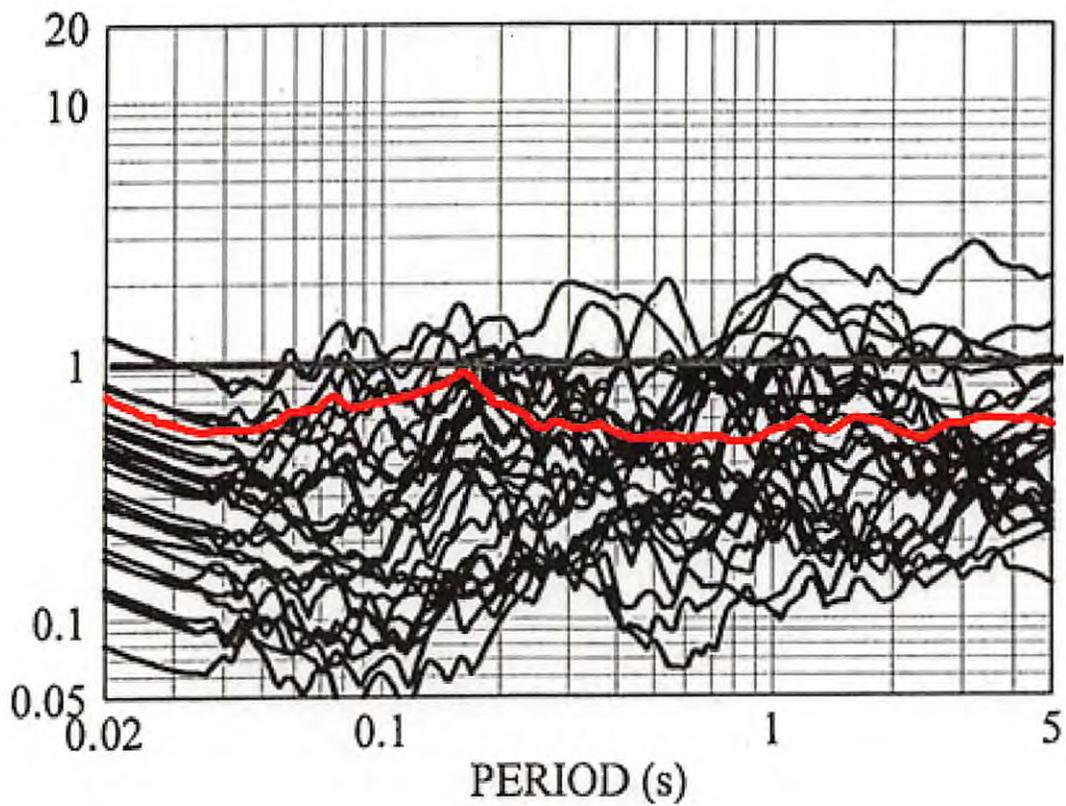


図 23: 川内原発の敷地地盤で得られた観測記録の応答スペクトルと Noda et al.(2002) の方法により求められた応答スペクトルの比 (決定 [35] 別紙図④p.294 : 図 22 水平方向の応答スペクトル比を赤線で追記)

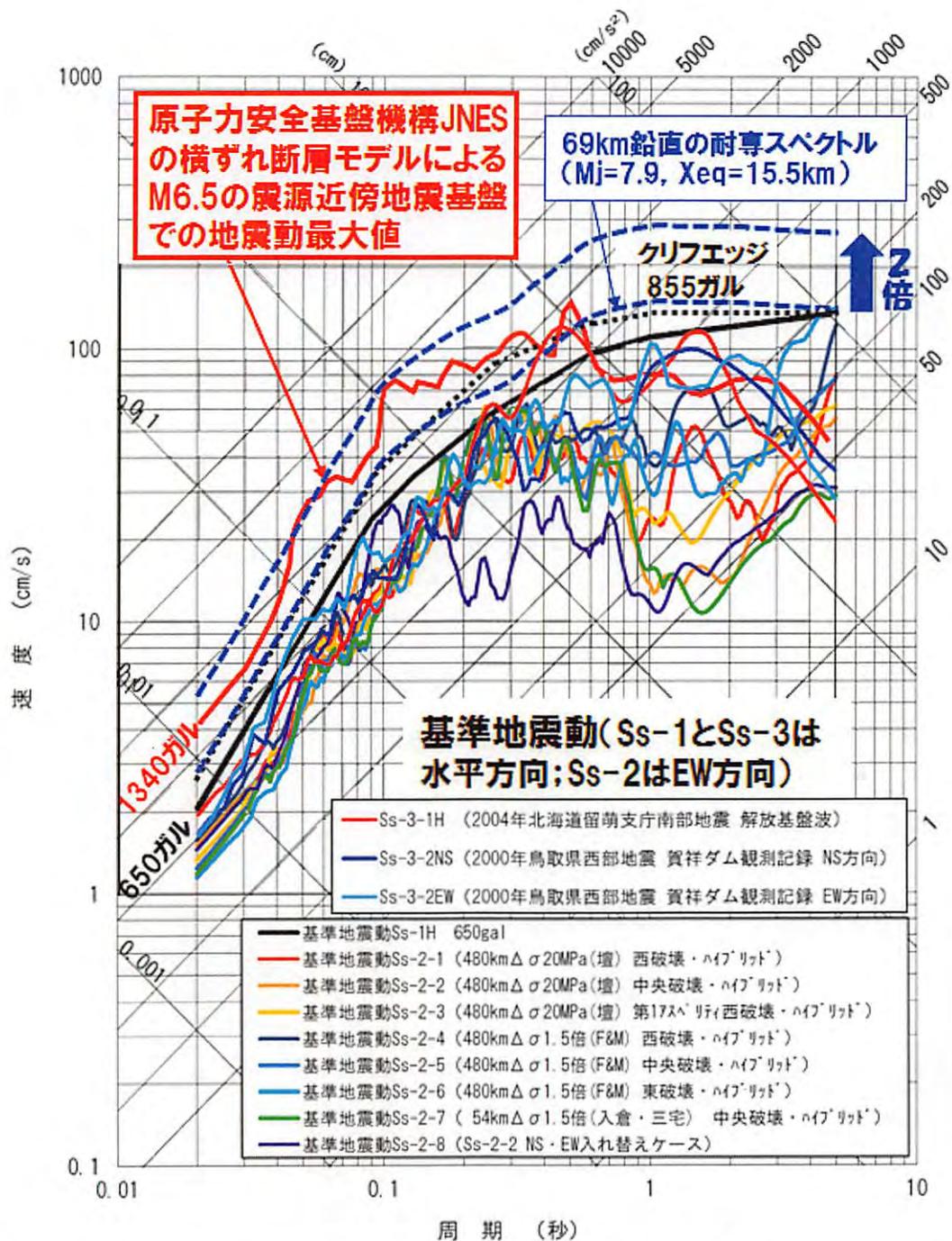


図 24: 伊方3号の基準地震動 Ss, クリフエッジ (黒点線), JNES による 1340 ガルの地震動 (赤波線), 敷地前面海域断層群 69km 鉛直の耐専スペクトルとその 2 倍の応答スペクトル (青波線)[6, 27, 28, 7]

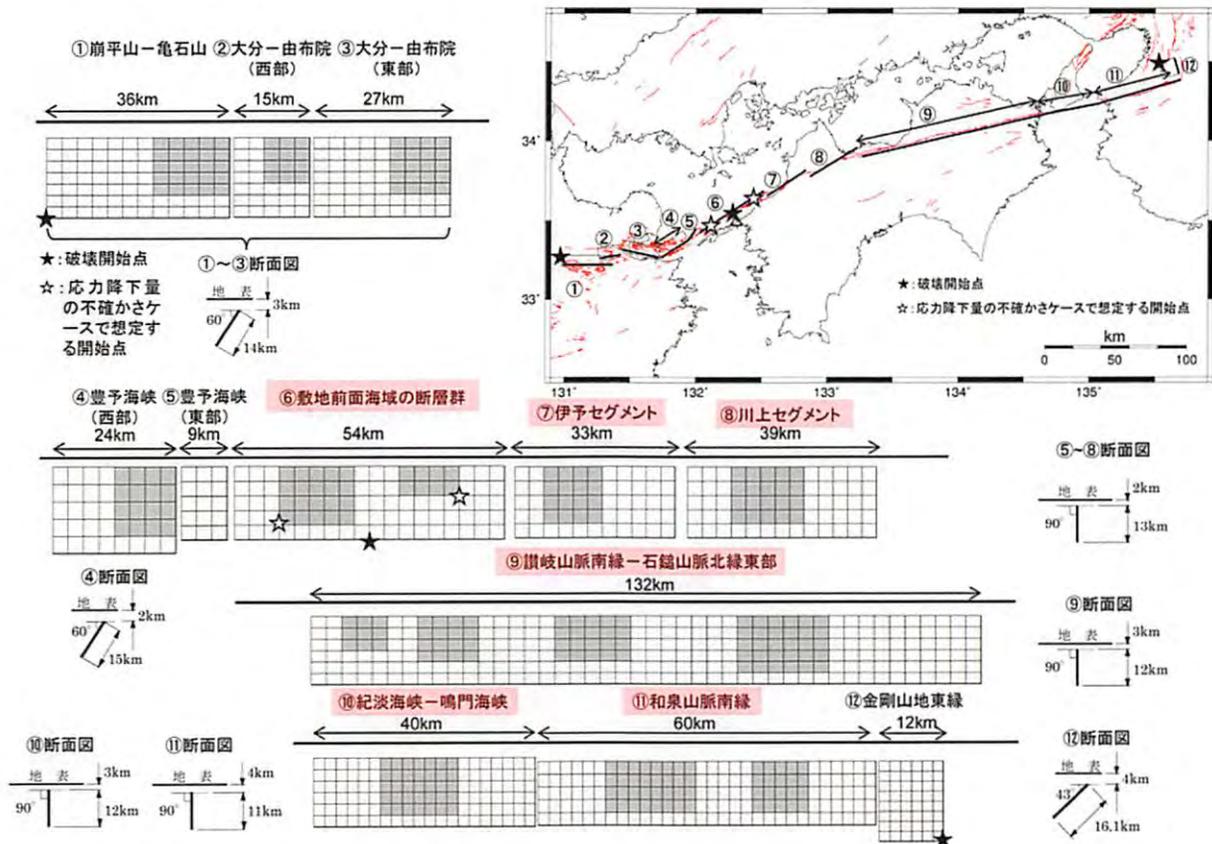


図 25: 伊方 3 号における敷地前面海域の断層群 (中央構造線断層帯) 480km 基本震源モデル [27]

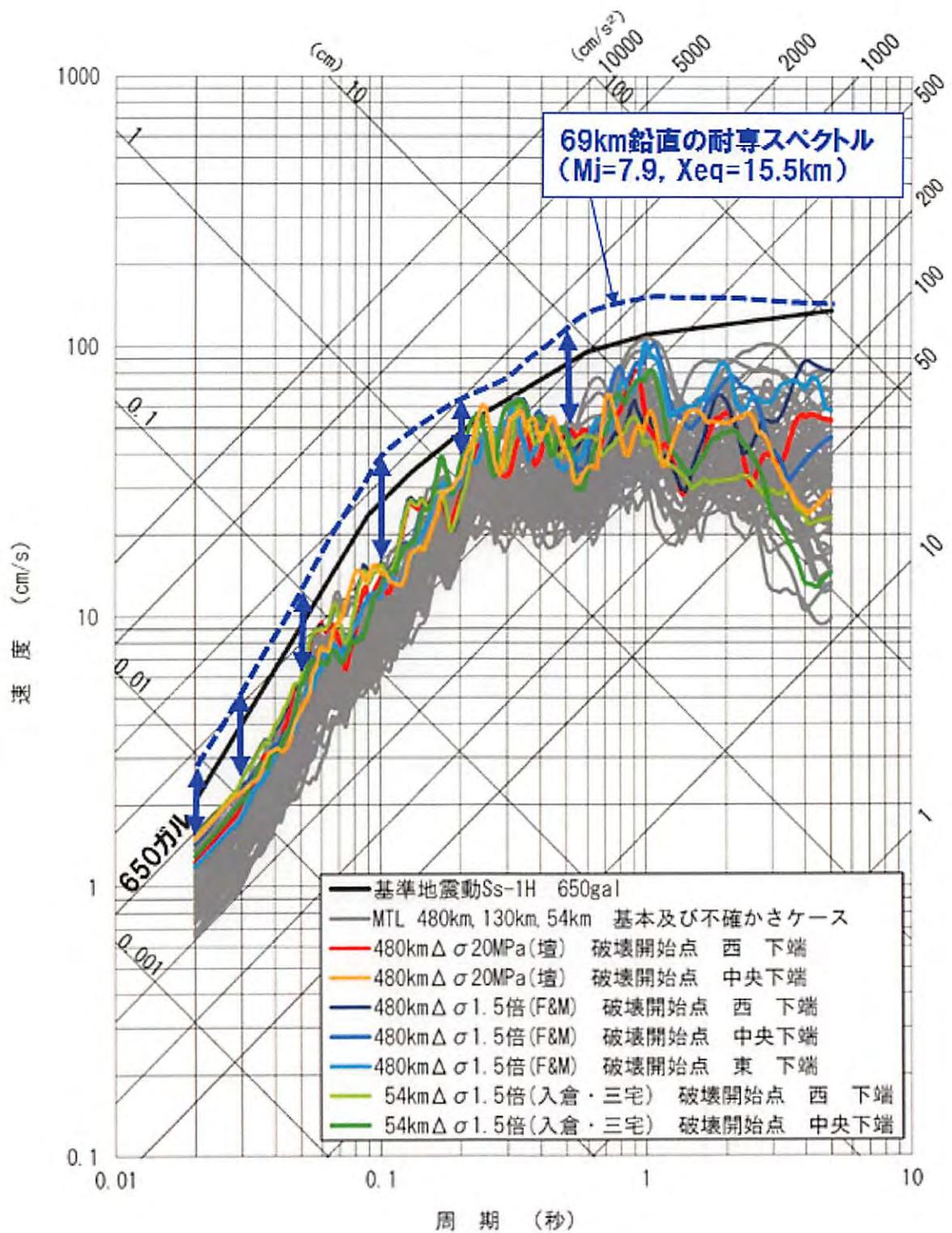


図 26: 伊方 3 号における敷地前面海域断層群 (中央構造線断層帯) の断層デルによる地震動評価結果 (EW 方向: 全ケース重ね書き) と 69km 鉛直耐専スペクトルの比較

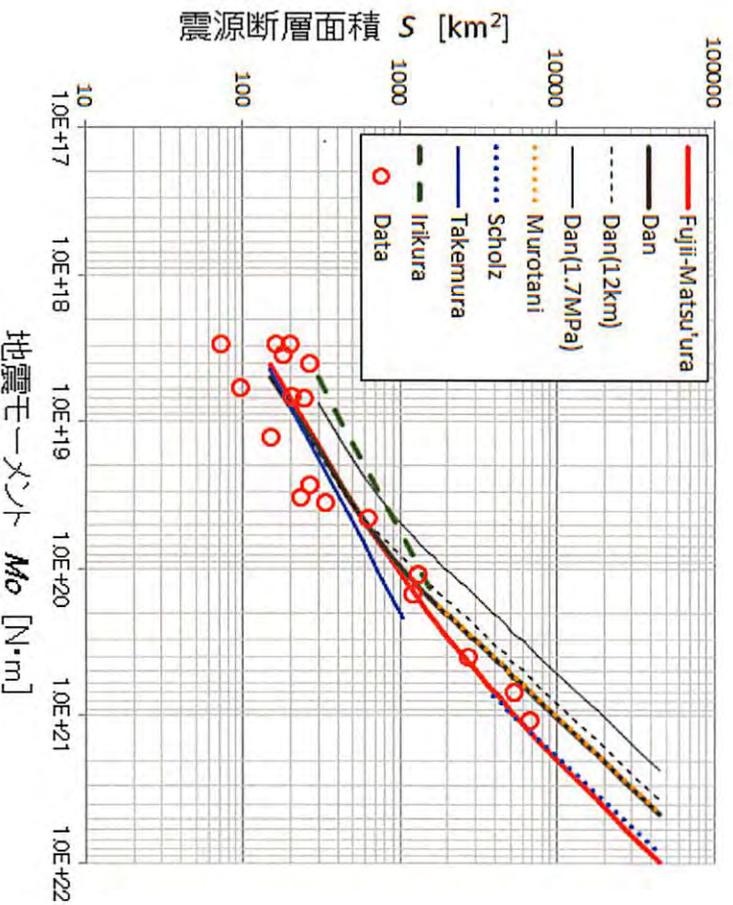


図 27: 壇ら (2011)[4] および Fuji-Matsura (2000)[5] と他の $S - M_0$ 関係式との関係 (赤丸の Data は Fuji-Matsura (2000) の用いた地震データで, 右上のカナダ 3 地震と米 2 地震以外はすべて武村 (1998) の用いた国内地震データに含まれる. 壇ら (2011) もこれらの国内データを用いている. 入倉ら (2001) は国内データを一部含むが大抵が北米中心のデータである. 壇らの関係式を使って武村式ではなく入倉式に回帰させると, 「Dan(1.7MPa)」の細線のようにになってしまう.)

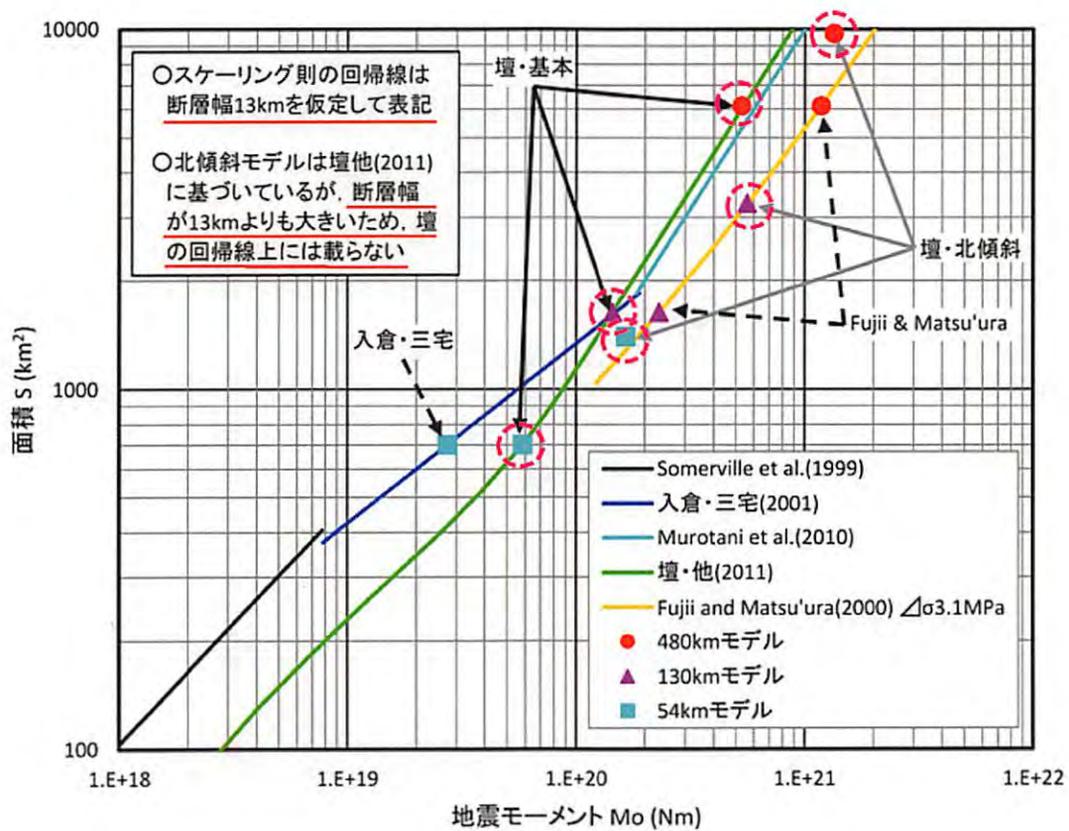


図 28: 四国電力による設定したパラメータの検証 [27] (赤丸破線で囲われた 6 点 (地震観測データではなく壇らの式を誤用して得た計算値) は本来、壇らの回帰線 (図 27 の黒太線) 上に来なければならないが、かなりずれている。この図の断層幅 13km の回帰線そのものが図 27 の「断層幅 12km の回帰線 (黒破線)」と同様に壇らの回帰線 (図 27 の黒太線) から左へずれている)

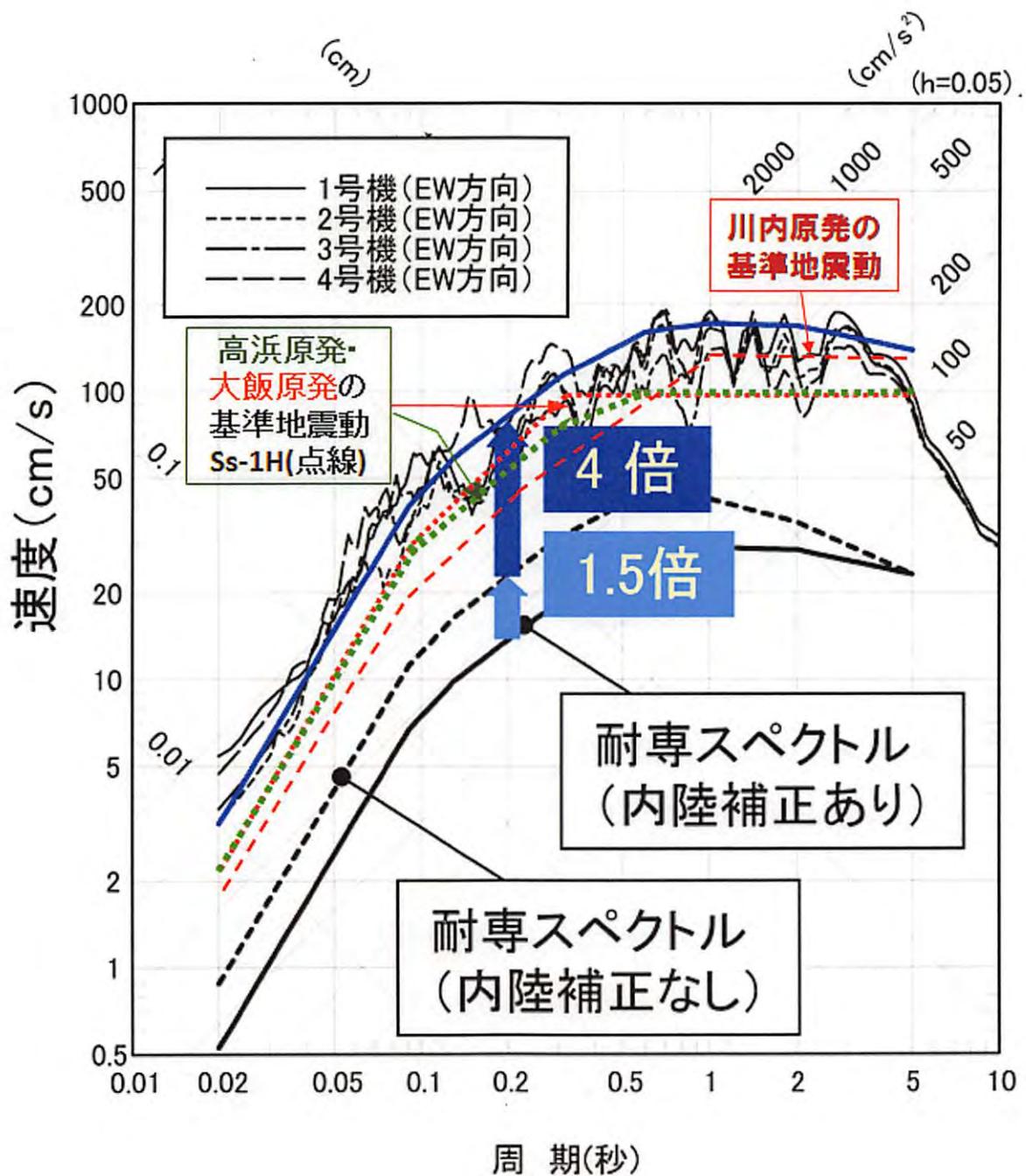


図 29: 柏崎刈羽原発 1~4 号での新潟県中越地震時の解放基盤表面地震動はざとり波の応答スペクトル (東西 EW 方向) [32] (東電が推定した解放基盤表面はざとり波の最大加速度は 1699gal(1号), 1011(2号), 1113(3号), 1478(4号), 766(5号), 539(6号), 613(7号) である)

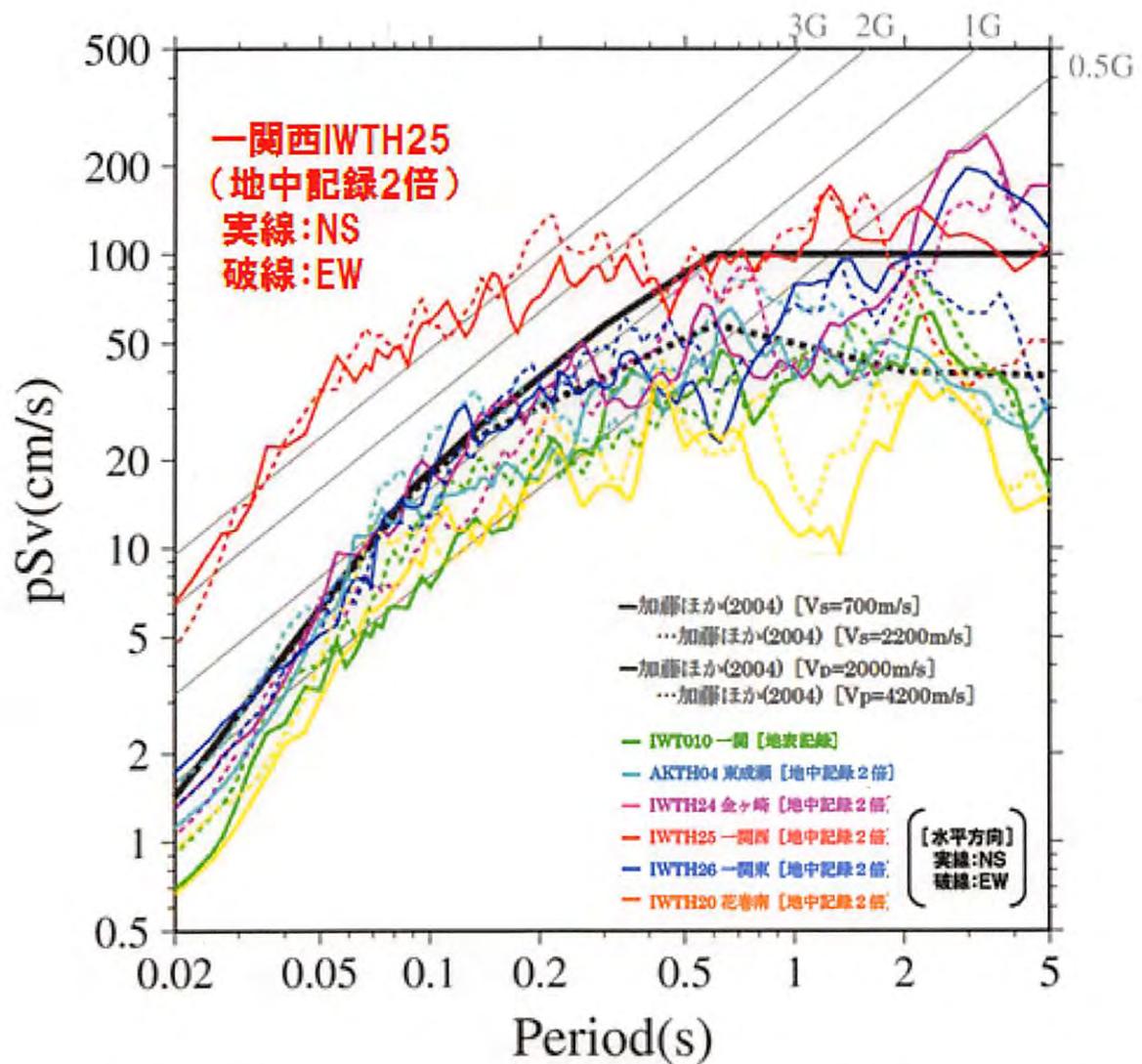


図 30: 岩手・宮城内陸地震 M7.2 で観測された地中地震観測記録の応答スペクトル [9] を 2 倍にした「はぎとり波」相当の応答スペクトル [10] (一関西 IWTH25 観測点の「はぎとり波」は NS 方向で 2,000 ガルになり、短周期側で大きく盛り上がっている)

表 1: 伊方 3 号の基準地震動とその最大加速度 [gal] (cm/s^2 と同じ) [27, 28]

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-1	設計用模擬地震波 (敷地前面海域の断層群 69km(傾斜角 30 度ケース)の耐専スペクトルによる)	650		377
震源を特定して策定する地震動 (「断層モデルによる方法」で作成)				
Ss-2-1	敷地前面海域の断層群 (中央構造線断層帯) 480km 連動・ 壇の手法・ $\Delta\sigma$ 20MPa・西破壊	579	390	210
Ss-2-2	敷地前面海域の断層群 (中央構造線断層帯) 480km 連動・ 壇の手法・ $\Delta\sigma$ 20MPa・中央破壊	456	478	195
Ss-2-3	敷地前面海域の断層群 (中央構造線断層帯) 480km 連動・ 壇の手法・ $\Delta\sigma$ 20MPa・第一アスペリティ西破壊	371	418	263
Ss-2-4	敷地前面海域の断層群 (中央構造線断層帯) 480km 連動・ Fujii-Matsu'ura の手法・ $\Delta\sigma$ 1.5 倍・西破壊	452	494	280
Ss-2-5	敷地前面海域の断層群 (中央構造線断層帯) 480km 連動・ Fujii-Matsu'ura の手法・ $\Delta\sigma$ 1.5 倍・中央破壊	452	388	199
Ss-2-6	敷地前面海域の断層群 (中央構造線断層帯) 480km 連動・ Fujii-Matsu'ura の手法・ $\Delta\sigma$ 1.5 倍・東破壊	291	360	201
Ss-2-7	敷地前面海域の断層群 (中央構造線断層帯) 54km・ 入倉・三宅の手法・ $\Delta\sigma$ 1.5 倍・中央破壊	458	371	178
Ss-2-8	Ss-2-2 の NS と EW の入れ替え	478	456	195
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-3-1	2004 年北海道留萌支庁南部地震 M6.1 の解放基盤波	620		320
Ss-3-2	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

表 2: 伊方 3 号における敷地前面海域断層群 54km 基本ケース (鉛直) の震源パラメータ *1[27]

	地震モーメント M_0 [Nm] (比)	短周期レベル A [Nm/s ²]	応力降下量 ($\Delta\sigma, \Delta\sigma_a, 1.5\Delta\sigma_a$ or 20MPa)	S_a/S ($=\Delta\sigma/\Delta\sigma_a$)
壇ら (2011) の手法に基づく (四国電力) *2				
480km モデル	6.08×10^{19} (2.22)	1.56×10^{19}	(3.4MPa, 12.2MPa, 20MPa)	0.279
130km モデル	6.20×10^{19} (2.26)			
54km モデル	5.84×10^{19} (2.13)			
断層幅 12km で壇ら (2011) の回帰線にあわせたモデル (引用者が算出) *2				
480km モデル	7.69×10^{19} (2.81)	2.49×10^{19}	(4.3MPa, 19.5MPa, 29.3MPa)	0.22
130km モデル	7.85×10^{19} (2.86)			
54km モデル	7.38×10^{19} (2.69)			
Fujii-Matsu'ura(2000) の手法に基づく (四国電力: ただし, 54km モデルは引用者が算出) *3				
480km モデル	1.35×10^{20} (4.93)	1.65×10^{19}	(3.1MPa, 14.4MPa, 21.6MPa)	0.215
130km モデル	9.92×10^{19} (3.62)			
54km モデル	6.69×10^{19} (2.44)			
入倉・三宅 (2001)+Fujii-Matsu'ura の手法に基づく (四国電力) *4				
54km モデル	2.74×10^{19} (1.00)	1.65×10^{19}	(3.1MPa, 14.4MPa, 21.6MPa)	0.215
入倉・三宅 (2001)+断層モデルのレシピから引用者が算出 (上段: A 法, 下段: $S_a/S = 0.22$ 法) *5				
54km モデル	2.74×10^{19} (1.00)	1.60×10^{19}	(3.6MPa, 13.4MPa, 20.1MPa)	0.267
	2.74×10^{19} (1.00)	1.60×10^{19}	(3.6MPa, 16.3MPa, 24.5MPa)	0.22
松田式で地震規模を求め断層面積を広げる修正レシピから引用者が算出 ($S_a/S = 0.22$ 法) *6				
54km モデル	5.36×10^{19} (1.96)	2.00×10^{19}	(5.0MPa, 22.5MPa, 33.7MPa)	0.22

*1: 敷地前面海域断層群 54km 基本ケースの震源断層は、傾斜角 90 度 (鉛直) の右横ずれ断層で、上端深さ 2km、断層長さ $L = 54.0$ km、断層幅 $W = 13.0$ km、断層面積 $S = 702.0$ km²、剛性率 $\mu = 3.31 \times 10^{10}$ N/m²、S 波速度 $\beta = 3.5$ km/s、密度 $\rho = 2.7$ g/cm³、破壊伝播速度 $V_r = 2.5$ km/s である。480km と 130km のモデルにおいては、カスケード方式 (断層面積に比例して地震モーメントを配分) で、全体の一部をなすものとして 54km 断層群の震源パラメータが算出されている。

*2: 壇ら (2011)[4] は、Irie et al.(2010)[11] の動学的断層破壊シミュレーション結果から導かれた関係式 $\Delta\sigma = M_0(0.5 + 2 \exp(-L/W_{\max})) / (SW_{\max})$ を国内 9 地震、海外 13 地震のデータに当てはめて平均動的応力降下量を求め、その幾何平均として $\Delta\sigma = 3.4$ MPa を導いている。その際、断層面積 S と断層長さ L は各地震データの値を用いているが、断層幅は $W = S/L$ ではなく、すべて $W_{\max} = 15$ km としている。つまり、 $\Delta\sigma = 3.4$ MPa と $W_{\max} = 15$ km はペアになっている。壇らの回帰式を用いて地震モーメント M_0 の平均像を求めるのであれば、 $W_{\max} = 15$ km とすべきところ、四国電力は全体の断層帯の平均断層幅 (480km モデルで 12.7km、130km モデルと 54km モデルで 13.0km) を用いている。その結果、壇らの回帰線からずれる結果になっている。こうして得た全体の地震モーメントを断層面積に比例して配分している。たとえば、480km モデルでは、全体の断層面積が 6124.2km²、地震モーメントが 5.30×10^{20} Nm になるため、54km モデルの地震モーメントは $M_0 = 5.30 \times 10^{20} \times (702.0/6124.2) = 6.08 \times 10^{19}$ Nm となっている。壇らの用いた国内 9 地震の平均断層幅は 12.0km なので、 $W_{\max} = 12.0$ km とし、壇らの回帰線に合うように調整すると $\Delta\sigma = 4.3$ MPa になり、「壇ら (2011) の回帰線にあわせたモデル」のように、地震モーメントは壇らの回帰線上に載り、短周期レベルや応力降下量も大きくなる (アスペリティ面積比は 0.279 では大きすぎるため、断層モデルのレシピに従い $S_a/S = 0.22$ とした)。

*3: Fujii-Matsu'ura(2000) は、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断層運動シミュレーションから経験式 $M_0 = WL^2\Delta\sigma/(aL+b)$ を導き、これを国内外の地震データに回帰させて、断層平均応力降下量を $\Delta\sigma = 3.1$ MPa と求めている。ただし、リソフェアの厚さは 30km、剛性率 $\mu = 4.0 \times 10^{10}$ N/m²、 $a = 1.4 \times 10^{-2}$ 、 $b = 1.0$ 、 $W = 15$ km としている。ここでも、断層幅は 15km であり、12~13km の震源断層に適用する際にはこの違いを考慮する必要がある。しかし、四国電力にも原子力規制委員会にも、この違いを考慮した形跡は見られない。こうして得た全体の断層帯に対する地震モーメントを断層面積に応じて 54km モデルに比例配分している。

*4: 四国電力は入倉・三宅の手法を用いる際、短周期レベルや応力降下量を通常のレシピに従って求めるのではなく、レシピでは 100km 以上の「長大な断層」に適用すべきとされている Fujii-Matsu'ura の手法を用いている。

*5: 通常の断層モデルのレシピに従い、入倉・三宅の手法で地震規模を求め、短周期レベルや応力降下量についても通常のレシピに従って求めた。上段の「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、下段の「 $S_a/S = 0.22$ 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。A 法では、断層面積が大きくなるほどアスペリティ面積の全断層面積との比 S_a/S が大きくなり、応力降下量が小さくなる。そのため、地震調査研究推進本部のレシピでは、長大な断層に関しては $S_a/S = 0.22$ 法を用いるように推奨し、「内陸地震によるアスペリティ総面積の占める割合は、断層総面積の平均 22% (Somerville et al., 1999), 15%~27% (宮腰・他, 2001) であり、拘束条件にはならないが、こうした値も参照しておく必要がある」としている。壇らの $S_a/S = 0.279$ は平均像からかなり離れ、27% の上限も超えている。

*6: 松田式 $\log_{10} L = 0.6M - 2.9$ で断層長さ L [km] から気象庁マグニチュードを求め、換算式 $\log_{10} M_0$ [Nm] = $1.17M + 10.72$ で地震モーメントを求め、修正レシピに従い、断層長さを $L = 54.0 + 5.0 = 59.0$ km、断層幅を $W = 13.0 + 2.0 = 15.0$ km、したがって、断層面積を $S = 885.0$ km² とし通常の断層モデルのレシピを用いた。この場合、A 法では $S_a/S = 0.411$ と過大になるため、 $S_a/S = 0.22$ 法の結果だけを示した。この場合の地震モーメントは壇らの 54km モデルや Fujii-Matsu'ura の 54km モデルにおける地震モーメントの値にほぼ等しい。こうなるのは、この規模の断層長さに対応する地震データには、壇らも Fujii-Matsu'ura も国内地震データを用いて回帰式を導いているからであり、入倉・三宅の手法による地震モーメントがこれらの半分程度に小さくなっているのは、彼らの回帰式が北米中心の地震データに基づいているからである。

表 3: 壇ら (2011)[4] が用いた地震データと $W_{\max} = W$ としたときの $\Delta\sigma^{\#}$ の変動量 $\Delta\sigma^{\dagger}/\Delta\sigma^{\#}$ *1

地震発生年 地震名	M, M_w	L km	W_{rup} km	S_{rup} km ²	S km ²	W km	M_o 10 ²⁰ N·m	$\Delta\sigma^{\#}$ *2 bar	$\frac{\Delta\sigma^{\dagger}}{\Delta\sigma^{\#}}$
1891 濃尾	M8.0	80, 34	15, 13	1642	1368	12	1.5	37	1.3
1927 北丹後	M7.3	35	13	455	379	11	0.46	70	1.7
1930 北伊豆	M7.3	22	12	264	220	10	0.27	102	2.0
1943 鳥取	M7.2	33	13	429	358	11	0.36	61	1.7
1948 福井	M7.1	30	13	390	325	11	0.33	66	1.7
1978 伊豆大島	M7.0	17	10	170	142	8	0.11	81	2.7
1995 兵庫県南部	M7.3	60	20	1200	1000	17	0.18	6	0.87
2000 鳥取県西部	M7.3	26	14	364	303	12	0.0862	19	1.5
2005 福岡県西方沖	M7.0	24	20	480	400	17	0.115	16	0.84
国内算術平均 (括弧内は幾何平均)		40.1	14.4	599	499	12.0		51 (38)	(1.5)
1906 San Francisco	Mw 7.9	432	12	5148	4290	10	8.32	64	1.5
1976 Motagua	Mw 7.5	257	13	3341	2784	11	2.04	24	1.4
1976 Tangshan	Mw 7.6	70	24	1680	1400	20	2.77	66	0.69
1988 Langcang-Gengma	Mw 7.0	80	20	1600	1333	17	0.366	9	0.89
1990 Luzon Island	Mw 7.7	120	20	2400	2000	17	4.07	68	0.90
1992 Landers	Mw 7.3	69	15	1035	863	13	1.06	45	1.2
1997 Ardakul	Mw 7.2	100	15	1500	1250	13	0.735	20	1.2
1997 Manyi	Mw 7.5	175	15	2625	2188	13	2.23	34	1.2
1999 Kocaeli	Mw 7.6	141	23.3	3285.3	2738	19	2.88	35	0.77
1999 Hector Mine	Mw 7.1	74.27	20	1485.4	1238	17	0.598	16	0.88
1999 Duzce	Mw 7.1	49	24.5	1200.5	1000	20	0.665	23	0.62
2001 Kunlun	Mw 7.8	400	30	12000	10000	25	5.9	20	0.60
2002 Denali	Mw 7.8	292.5	18	5265	4388	15	7.48	57	1.0
海外算術平均 (括弧内は幾何平均)		174	19.2	3274	2729	16.0		37 (31)	(0.95)
全体算術平均 (括弧内は幾何平均)		119	17.2	2180	1817	14.4		43 (34)	(1.1)

*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、ここでは算術平均を記載した。壇らは応力降下量については幾何平均をとって「平均的な値」としているようなので、その値も括弧内に示した。また、壇らは、震源断層の長さ L 以外は、断層面積 S と破壊面積 S_{rup} 、断層幅 W と破壊幅 W_{rup} 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、震源断層幅を一律に $W_{\max} = 15\text{km}$ 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、 $S = (15/18)S_{rup}$ 、 $S_{rup} = LW_{rup}$ としていることから、 $S = LW$ と置いて $W = (15/18)W_{rup}$ を求め、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)[11] 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。

$\Delta\sigma^{\#}$ を求める際、壇らの式 (??) の S には $S = (15/18)S_{rup} = LW$ の値を用い、 LW_{\max} の値を用いてはいない。そこで、これに合わせて、 $W_{\max} = 15\text{km}$ を $W_{\max} = W$ としたときの $\Delta\sigma^{\#}$ の変動量 $\Delta\sigma^{\dagger}/\Delta\sigma^{\#}$ を求め、右端の列に示した。

$\Delta\sigma^{\#}$ を求める際には式 (??) の L と S を L_{model} と $S_{\text{model}} = L_{\text{model}}W_{\max}$ に置き換えて、 $\Delta\sigma^{\#} = 3.4\text{MPa}$ となるように L_{model} と S_{model} の値を求め、 L_{model} の値を式 (??) の L に代入している。ここでも、 $W_{\max} = 15\text{km}$ としている。壇らは短周期レベル A の値が得られている 5 地震にこれを適用し、表 4 のように $\Delta\sigma^{\#}$ の値を求めている。そこで、 $(L_{\text{model}}, W_{\max}) = (L, W)$ としたときの $\Delta\sigma^{\#}$ の変動量 $\Delta\sigma^{\dagger}/\Delta\sigma^{\#}$ を求め、表 4 の右端列に示した。

表 4: 壇ら (2011)[4] の方法に基づく震源断層モデルの面積 S_{model} , 断層長さ L_{model} , アスペリティ平均動的応力低下量 $\Delta\sigma_a^\#$ および $(L_{\text{model}}, W_{\text{max}}) = (L, W)$ としたときの $\Delta\sigma_a^\#$ の変動量 $\Delta\sigma_a^\dagger/\Delta\sigma_a^\#$

発生年 地震名	A $10^{19}\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2$	S_{model} km^2	$\frac{S_{\text{model}}}{S}$	L_{model} km	$\frac{L_{\text{model}}}{L}$	$\frac{L_{\text{model}}}{W_{\text{max}}}$	$\frac{L}{W}$	W km	$\Delta\sigma_a^\#$ bar	$\frac{\Delta\sigma_a^\dagger}{\Delta\sigma_a^\#}$
1995 兵庫県南部	1.62	335	0.34	22.3	0.37	1.5	3.6	17	320	1.9
2000 鳥取県西部	0.593	215	0.71	14.3	0.55	1.0	2.2	12	67	1.4
2005 福岡県西方沖	1.09	257	0.64	17.1	0.71	1.1	1.4	17	190	1.3
1992 Landers	1.15	1070	1.2	71.3	1.0	4.8	5.5	13	50	0.85
1999 Kocaeli	3.05	2820	1.0	188	1.3	13	7.3	19	130	1.3
算術平均 (幾何平均)		939		62.6				15.4 (15.1)	15.2 (12.2)	1.34 (1.30)

表 5: 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]) [1]

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

表 6: 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 7: 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 8: 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][23]

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

参考文献

- [1] 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 ($h=5\%$)」
- [2] (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
- [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・アルズベイマサマン・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, 2011-2050.
- [5] 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
- [6] 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>
- [7] 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)
- [8] 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)
- [9] 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地震・津波に関す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)
- [10] 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)
- [11] 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.
- [12] 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
- [13] 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一なぜ 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
- [14] 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
- [15] 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)
- [16] 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-, *日本地震工学会論文集*, 第 4 巻, 第 4 号, 46-86
- [17] 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)
- [18] 九州電力 (2013): 川内原子力発電所第 1・2 号機の設置変更許可申請書, 添付書類六 (2013.7.8)
- [19] 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.
- [20] 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).
- [21] 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)
- [22] Scholz, C. H. (2002): *The Mechanics of earthquakes and faulting*, second edition, Cambridge University Press
- [23] 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)
- [24] 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)
- [25] 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)
- [26] 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)
- [27] 四国電力株式会社 (2014): 伊方発電所 地震動評価 震源を特定して策定する地震動 (中央構造線断層帯地震動評価) と基準地震動の策定 (コメント回答), 第 156 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 1-1(2014.11.7)
- [28] 四国電力株式会社 (2014): 伊方発電所 地震動評価 震源を特定せず策定する地震動と基準地震動の策定 (コメント回答), 第 173 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 2-1(2014.12.12)
- [29] 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.jpgu.org/meeting/2015/session/PDF/S-SS28/SSS28-07.pdf>
- [30] 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 年度秋季学術大会予稿集 O-13(2015.11.28) http://jsaf.info/pdf/meeting/2015/2015fall_o1.pdf
- [31] 武村雅之 (1998): 日本列島における地殻内地震のスケール則-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.
- [32] 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)
- [33] 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)
- [34] 福井地方裁判所民事第 2 部 (樋口英明裁判長) 「平成 26 年 (ヨ) 第 31 号大飯原発 3, 4 号機及び高浜原発 3, 4 号機運転差止仮処分命令申立事件」決定, 主文および要旨 (2015.4.14)
- [35] 鹿児島地方裁判所民事第 3 部 (前田郁勝裁判長) 「平成 26 年 (ヨ) 第 36 号川内原発稼働等差止仮処分申立事件」決定, 主文および要旨 (2015.4.22)
- [36] 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, 主文および要旨 (2014.5.21)
- [37] 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>
- [38] 長沢啓行 (2013): 伊方原子力発電所の耐震安全性は保証されていない, 「四国電力株式会社に対する伊方原発運転差止請求事件」に関する松山地方裁判所民事第 2 部への意見書 (甲 107)(2013/12/26)
- [39] 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>
- [40] 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>