

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)

コメント概要	p 1
1. 検討方針	p 2
2. 長大断層の地震動評価に関する知見	p 9
3. 地震動評価	p 25
4. 評価結果の検証	p 65
5. 不確かさ考慮の考え方	p 89

平成25年10月30日

四国電力株式会社

コメント概要

平成25年7月23日

第2回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合

基準地震動として想定している敷地前面海域の断層群(中央構造線断層帯の一部)について、地震調査研究推進本部が想定した、より長い連動ケースなどを基本ケースとして検討すること。

平成25年8月28日

第14回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合

内陸地殻内地震における不確かさ考慮の考え方について整理すること。

長大断層の地震動評価においては過去の記録等により検証を行うこと。

-
- 1. 検討方針**
 - 2. 長大断層の地震動評価に関する知見**
 - 3. 地震動評価**
 - 4. 評価結果の検証**
 - 5. 不確かさ考慮の考え方**

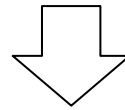
基本ケースの設定

○地震本部の知見から

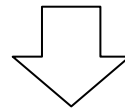
6区間が個別に活動する可能性や、複数の区間が同時に活動する可能性、断層帯全体が同時に活動する可能性、さらにはこれら6つの区間とは異なる範囲が活動する可能性も否定できない。また、別府－万年山断層帯との連動も否定できない。

○古文書や古地震調査に基づく過去の活動履歴のほか、断層線の著しい屈曲や不連続、分岐形状に関する知見から

敷地前面海域の断層群(54km)が地震動評価上の基本震源モデルと考えられる。



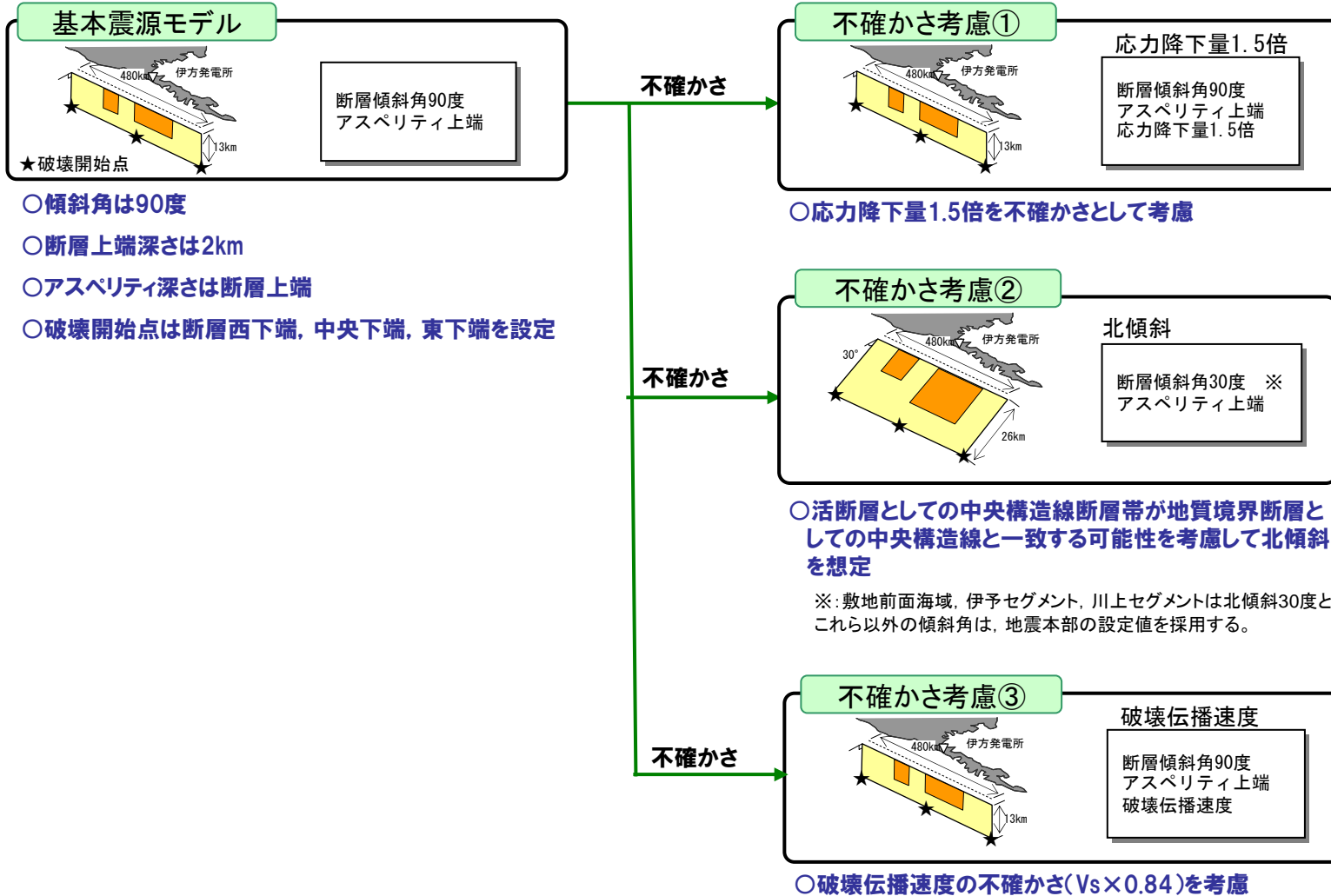
基本ケースの長さを特定することが困難



そこで、基本ケースとして、最大の長さである
480km(中央構造線断層帯と別府－万年山帯断層帯の連動)
を採用した場合の検討を行う。

不確かさケース

断層長さは480km



不確かさケース

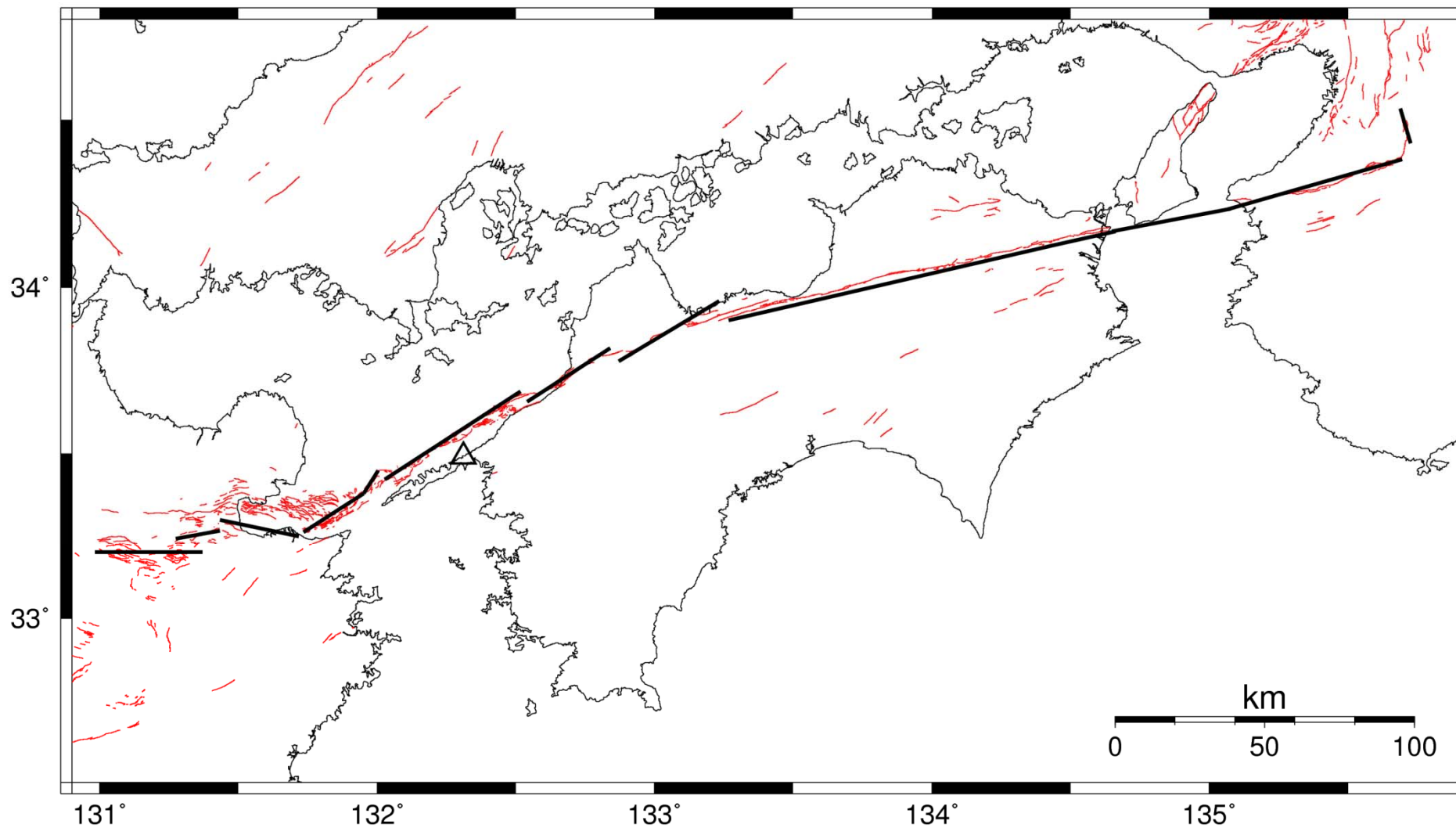
No.	検討ケース	震源モデルの設定条件			不確かさを考慮するパラメータ				Mj
		アスペリティ 深さ	アスペリティ 平面位置	破壊開始点	断層長さ (km)	応力降下量	断層 傾斜角	破壊伝播 速度	
—	検討用地震 敷地前面海域の断層群 (中央構造線断層帯)	—	—	—	54km	—	—	—	—
0	基本震源モデル 中央構造線断層帯+別府-万年山断層帯	断層上端	地質調査結果を基に敷地への影響も考慮して配置	3ケース	480km	壇・他(2011)	90度	$V_s \times 0.72$	8.3
1	不確かさ考慮① 応力降下量の不確かさ 中央構造線断層帯+別府-万年山断層帯	断層上端	地質調査結果を基に敷地への影響も考慮して配置	3ケース	480km	壇・他(2011) $\times 1.5$ 倍	90度	$V_s \times 0.72$	8.3
2	不確かさ考慮② 地質境界断層の知見考慮 中央構造線断層帯+別府-万年山断層帯	断層上端	地質調査結果を基に敷地への影響も考慮して配置	3ケース	480km	Fujii and Matsuura(2000)	北傾斜	$V_s \times 0.72$	8.6
3	不確かさ考慮③ 破壊伝播速度の不確かさ 中央構造線断層帯+別府-万年山断層帯	断層上端	地質調査結果を基に敷地への影響も考慮して配置	3ケース	480km	壇・他(2011)	90度	$V_s \times 0.84$	8.3

破壊開始点3ケースは、断層西下端、中央下端、東下端。

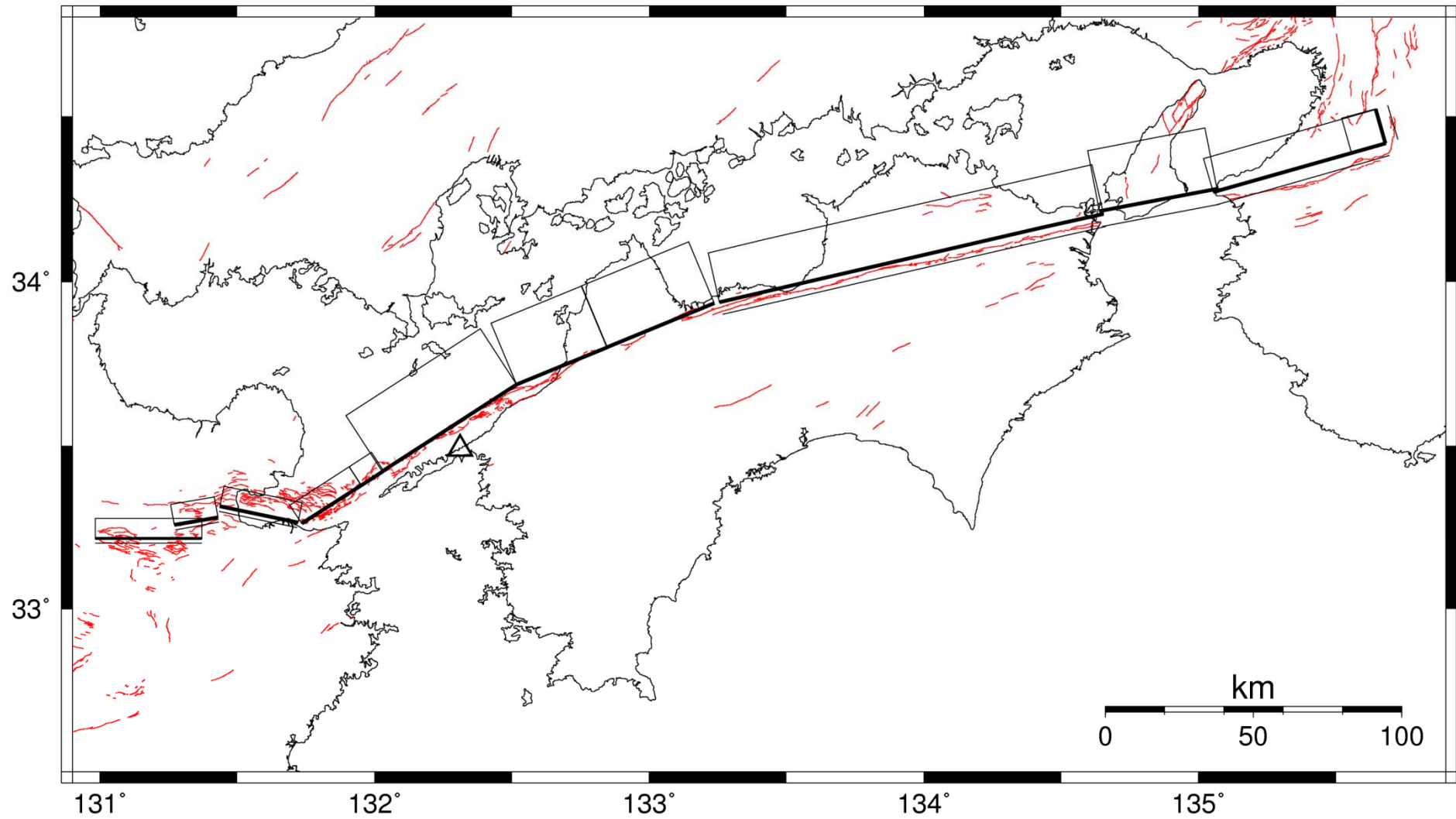
 : 予め基本震源モデルに織り込む不確かさ

 : 不確かさを考慮するパラメータ

基本ケース



北傾斜ケース



破壊伝播速度の不確かさ

破壊伝播速度 V_r の不確かさとして考慮する値は、Geller(1976)のデータに立ち返って設定する。

Geller(1976)のTable1から V_r の記載がある地震を抽出

	Event	Ms	V_r (km/s)	地震タイプ	β (km/s)	V_r/β	
2	Tango 1927	7.75	2.3	c	3.5	0.657	
4	Saitama 1933	6.75	2.3	c	3.5	0.657	
5	Sanriku 1933	8.3	3.2	l	4.5	0.711	
6	Long Beach 1933	6.25	2.3	c	3.5	0.657	
8	Tottori 1943	7.4	2.3	c	3.5	0.657	
12	Fukui 1948	7.3	2.3	c	3.5	0.657	
16	Chile 1960	8.3	3.5	l	4.5	0.778	
17	Kitamino 1961	7.0	3.0	c	3.5	0.857	
18	Wakasa Bay 1963	6.9	2.3	c	3.5	0.657	
20	Kurile Islands 1963	8.2	3.5	l	4.5	0.778	
22	Spain 1964	7.1	1.4	c	3.5	0.400	
23	Alaska 1964	8.5	3.5	l	4.5	0.778	
25	Rat islands I 1965	7.9	4.0	l	4.5	0.889	
27	Parkfield 1966	6.4	2.7	c	3.5	0.771	
32	Tokachi-Oki 1968	8.0	3.5	l	4.5	0.778	
33	Saitama 1968	5.8	3.4	c	3.5	0.971	
35	Kurile Islands 1969	7.8	3.5	l	4.5	0.778	
36	Gifu 1969	6.6	2.5	c	3.5	0.714	
37	Peru 1970	7.8	2.5	l	4.5	0.556	
38	San Fernando 1971	6.6	2.4	c	3.5	0.686	
						平均値	0.719
						標準偏差	0.119

c : crustal event ($\beta=3.5\text{km/s}$)
l : event breaking lithosphere ($\beta=4.5\text{km/s}$)

元データを分析したところ、標準偏差は0.119となった。これより、 $0.72+0.12=0.84$ を破壊伝播速度の不確かさとして考慮することとする。



-
1. 検討方針
 2. **長大断層の地震動評価に関する知見**
 3. 地震動評価
 4. 評価結果の検証
 5. 不確かさ考慮の考え方

長大断層のスケーリング則①

Shaw and Scholz (2001)

断層長さLが地震発生層幅Wの10倍を超えるような地震について、すべり量が飽和する傾向があると指摘するとともに(左図)、断層長さとしべり量の関係式を提案している(右図)。

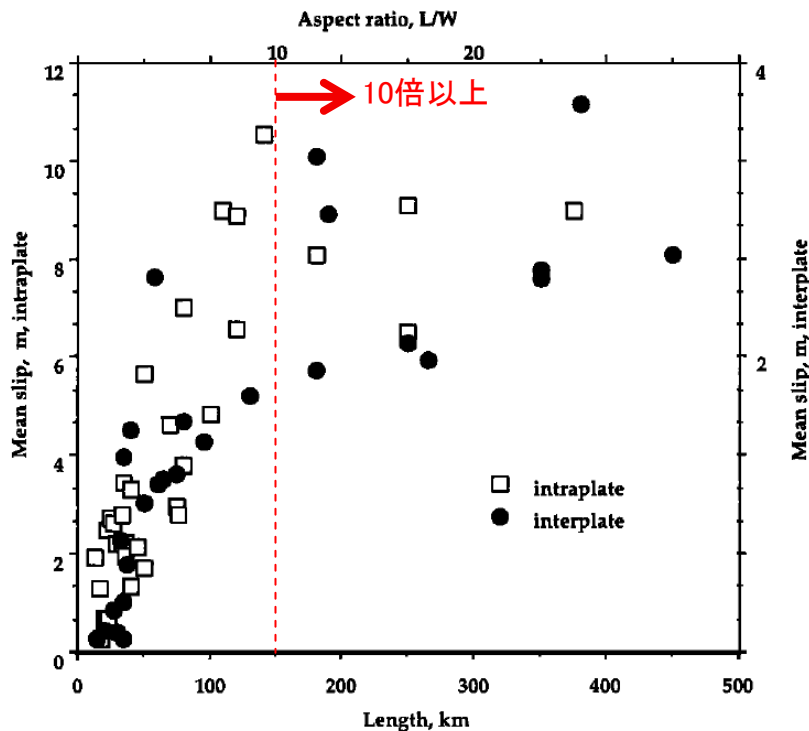


Figure 1. Compilation of mean slip vs length for large crustal earthquakes (modified after [Scholz, 1994b]). The aspect ratio is based on an assumed value of $W = 15 \text{ km}$.

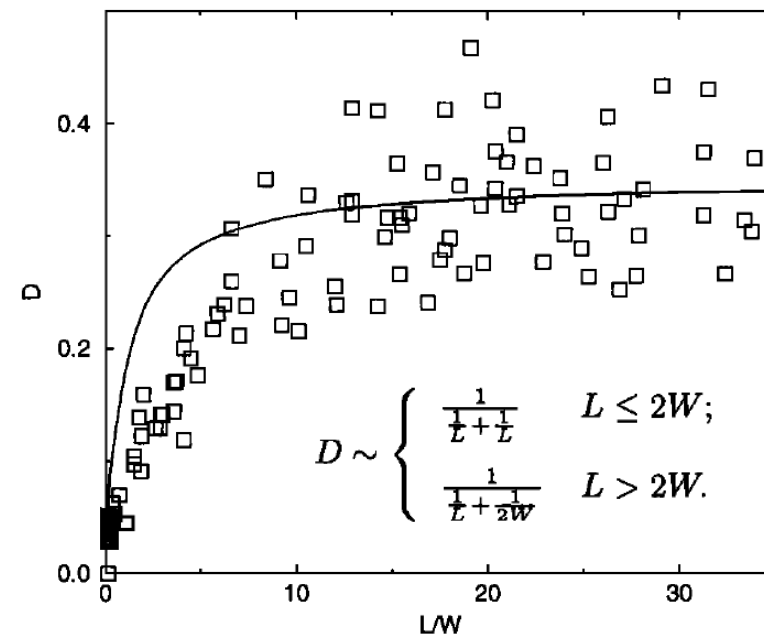
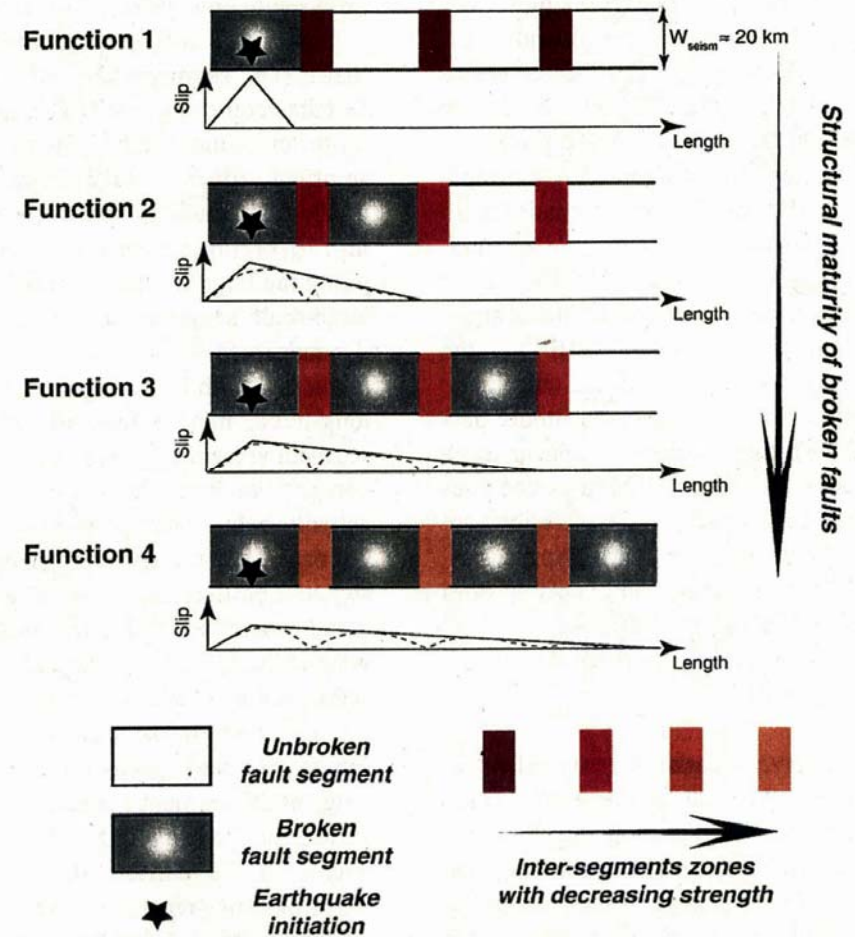
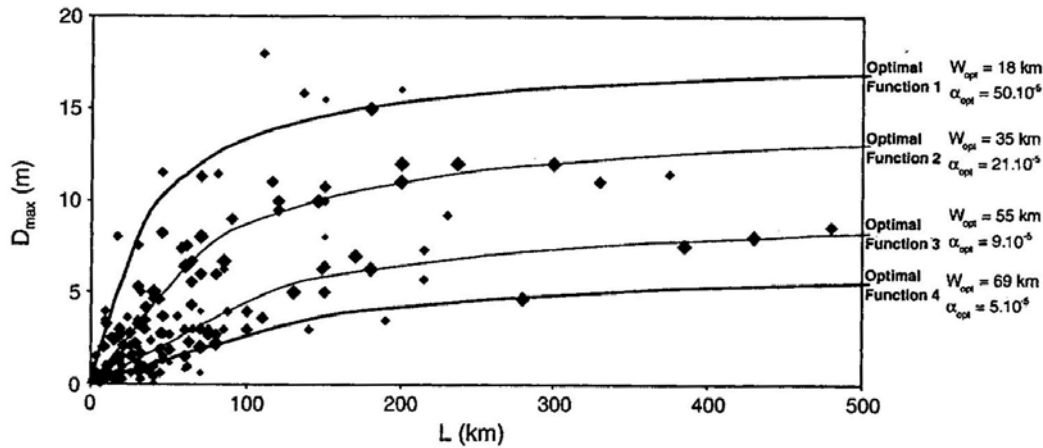


Figure 3. Average surface slip as a function of surface rupture in the model. Each point corresponds to an individual event. Note the remarkable similarities with Figure 1, both in terms of the mean behavior, and the variation about the mean. The solid line is the scaling expected from a simple constant stress drop estimate.

長大断層のスケーリング則②

Manighetti et al. (2007)

Shaw and Scholz (2001)の断層長とすべり量の関係式を用い, 100kmを超えるような断層では, すべり量が飽和していくと指摘している。また, 断層の成熟度によってスケーリング則が異なる可能性を示唆している。



長大断層のスケーリング則③

Kase (2010)

動的破壊シミュレーション結果に基づいて、『断層が単一面からなる場合は、長さとともに地表最大すべり量が増加し、幅の約6倍で飽和する。一方、断層が複数のセグメントからなる場合には、すべり量はほぼ一定である。』と指摘している(左図)。

また、セグメント長と地表最大すべり量の関係について、セグメント長が短いほどすべり量が小さいことを指摘している(右図)。

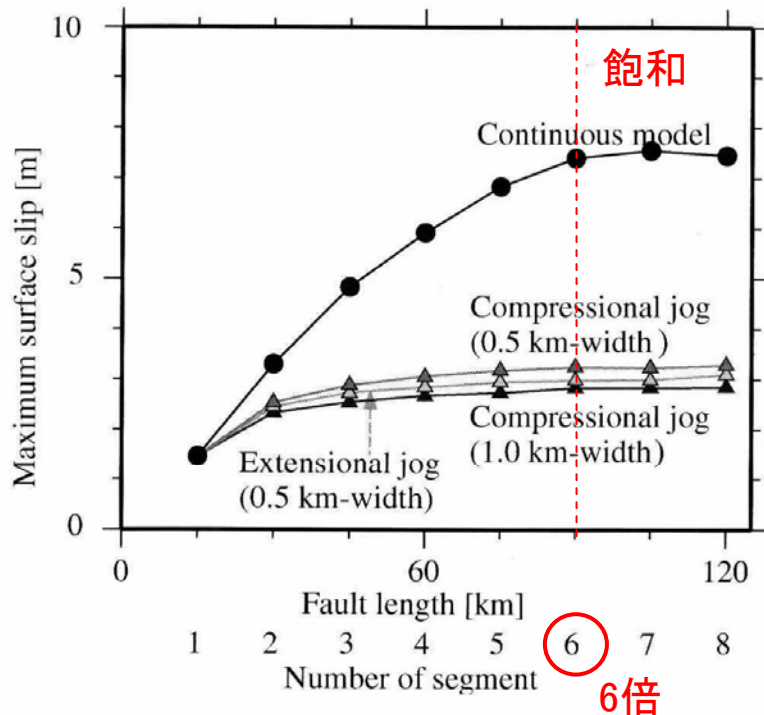


Figure 2. Maximum surface slip versus length of fault system in a continuous model (black circles) and segmented models composed of 15-km length segments that make up 0.5-km width compressional (dark gray triangles), 0.5-km width extensional (light gray triangles), and 1.0-km width compressional (black triangles) jogs. The segments do not overlap.

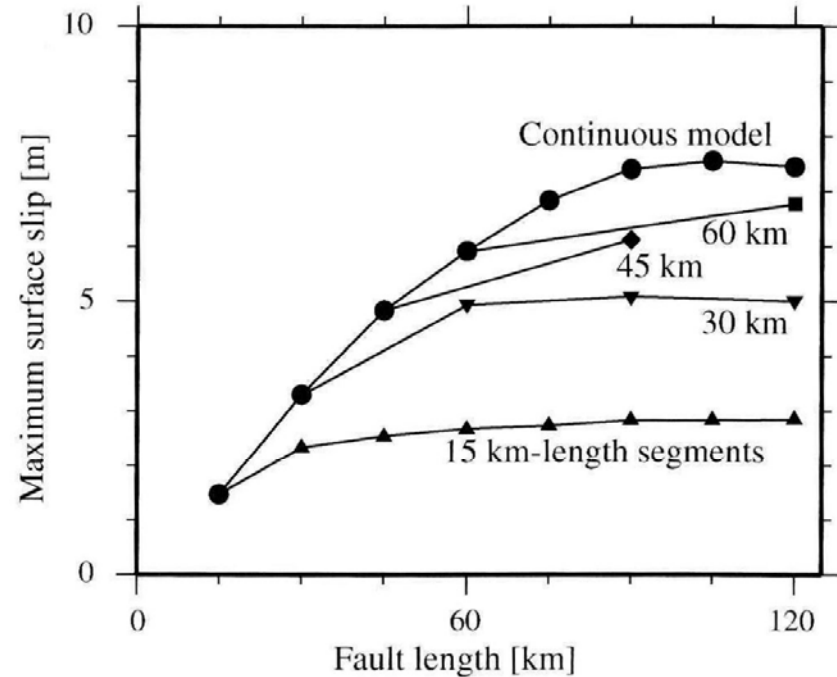


Figure 5. Maximum surface slip versus length of fault system in a continuous model (circles) and segmented models composed of 15-km (triangles), 30-km (inverse triangles), 45-km (diamonds), and 60-km length (squares) segments. In the segmented models, the segments without overlaps make up 1.0-km width compressional jogs.

長大断層のスケーリング則④

室谷・他(2010)

室谷・他(2010)は、断層長さや地表最大変位量や震源断層での平均すべり量の関係について整理し、

- 地表で観測された最大変位量と震源断層での平均すべり量の関係を見ると、長大断層に限れば、地表最大変位量は平均すべり量の概ね2~3倍に収まる(右図)
- 地表最大変位量は、断層長さがほぼ100kmで約10mに飽和する(左図)

と指摘している。

この関係から、長大断層の平均すべり量は概ね3~5mに飽和すると導くことができる。

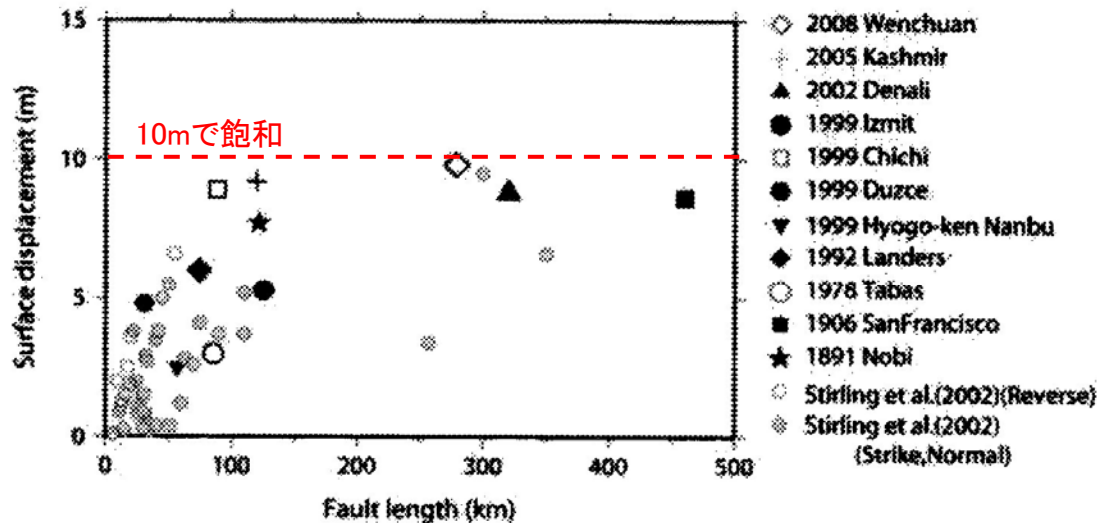


図 2 断層長さや最大地表変位量との比較

室谷・他(2010)に加筆

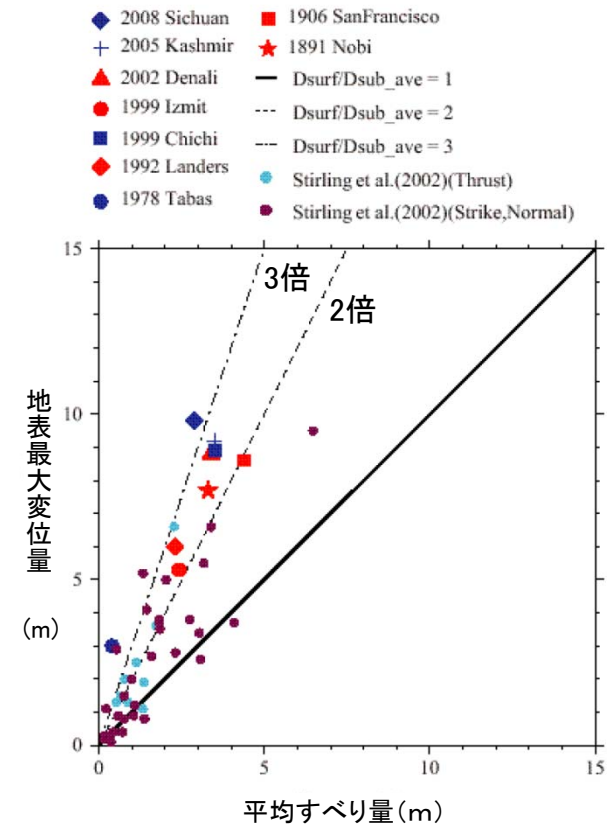


Fig. 2. Relation between average slip of the subsurface seismic fault (D_{sub_ave}) and maximum displacement of the surface rupture (D_{surf}). Red and blue colored symbols are results by this study. Solid, dashed, and broken lines denote one to one, two, and three ratio between D_{surf} and D_{sub_ave} , respectively. Symbols colored in purple and light blue are after Stirling et al. (2002).

松島・他(2010)に加筆 13

長大断層のスケーリング則⑤

Murotani et al. (2010)

長大断層による内陸地殻内地震の地震モーメント M_0 と断層面積 S のスケーリング関係について、断層幅(地震発生層の厚さ)や断層すべり量の飽和に伴い、図に示すような回帰直線が3段階に折れ曲がるスケーリング関係(3 stage scaling model)を提案している。

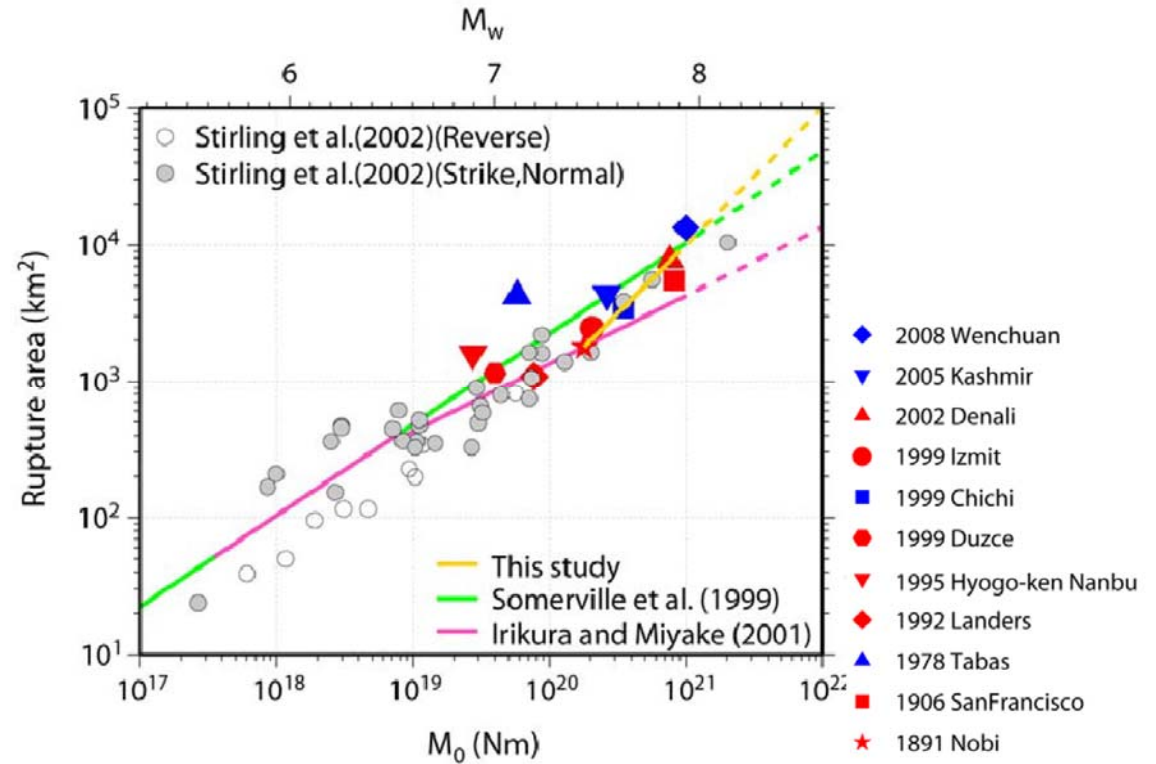


図 4.1 Murotani *et al.* (2010)で示された内陸地殻内地震の $M_0 - S$ の関係 (3 stage scaling model)

- ・黄緑線: Somerville *et al.* (1999)で示された $S \propto M_0^{2/3}$ が成り立つと仮定した経験的關係 (7.5×10^{18} Nm 以下の地震; 円形クラックモデルが成り立つ)
- ・ピンク色線: 入倉・三宅(2001)で示された $S \propto M_0^{1/2}$ が成り立つと仮定した経験的關係 (7.5×10^{18} Nm 以上の地震; 断層幅の飽和)
- ・黄色線: Murotani *et al.* (2010)で示された $S \propto M_0^{1/1}$ が成り立つと仮定した経験的關係 (1.8×10^{20} Nm 以上の地震; すべり量の飽和)

長大断層のスケーリング則⑥

原子力安全委員会は、内陸地殻内の長大断層によるM8クラスの巨大地震の震源モデルを既往文献などから収集している。(右表)

そして、震源パラメータについて整理を行った(左表)。これをみると平均すべり量は1.6~4.1mとなっており、室谷・他(2010)から導かれる3~5mと整合的である。

「内陸地殻内の長大断層による巨大地震とプレート間の巨大地震を対象とした震源パラメータのスケーリング則の比較検討業務(平成24年1月)」より

表 4.1 内陸地殻内地震のすべり分布モデルから求めた震源パラメータ(S, S_a, D, D_a, D_{max})

文献	M_0 (N·m)	M_w	S (km ²)	S_a (km ²)	S_a/S	D (m)	D_a (m)	D_{max} (m)
1999年8月17日 トルコ・コジャエリ地震(Mw7.6)								
Bouchon et al. (2002)	2.50E+20	7.53	2664	552	0.21	3.0	5.2	6.8
Delouis et al. (2002)	2.40E+20	7.52	2903	776	0.27	2.4	5.7	8.0
Sekiguchi and Iwata(2002)	1.52E+20	7.39	2593	489	0.19	1.8	4.0	8.5
Yagi and Kikuchi (2000)	1.70E+20	7.42	1944	531	0.27	2.3	4.5	6.3
1999年9月20日 台湾・集集地震(Mw7.6)								
Chi et al. (2001)	4.10E+20	7.68	3920	833	0.21	3.6	7.2	25.8
Ma et al. (2001)	2.20E+20	7.49	3800	1150	0.30	3.9	9.1	13.4
関口・岩田(2001)	3.16E+20	7.60	6485	717	0.11	3.8	7.3	11.9
Wu et al. (2001)	2.70E+20	7.55	2729	641	0.23	4.1	9.3	25.2
Zeng and Chen (2001)	2.90E+20	7.57	3528	335	0.09	3.0	5.1	7.0
2001年1月26日 インド・ブジー地震(Mw7.6)								
Copley et al. (2011)	3.40E+20	7.62	2808	624	0.22	3.5	9.1	13.9
2002年11月3日 アラスカ・デナリ地震(Mw7.8)								
Oglesby et al. (2004)	7.50E+20	7.85	9103	2364	0.26	2.4	5.8	10.3
2005年10月8日 パキスタン・カシミール地震(Mw7.6)								
Avouac et al. (2006)	2.82E+20	7.57	2111	420	0.20	3.5	7.7	10.2
Shao and Ji (2005)	3.73E+20	7.65	4212	1296	0.31	2.6	5.0	6.4
2008年5月12日 中国・四川地震(Mw7.9)								
Ji and Hayes (2008)	1.15E+21	7.97	8925	1725	0.19	3.8	7.2	9.3
Nishimura and Yagi (2008)	9.07E+20	7.91	21700	4200	0.19	1.6	3.8	6.9
Sladen (2008)	8.81E+20	7.90	7000	1680	0.24	3.9	9.4	14.0

M_0 : 地震モーメント, M_w : モーメントマグニチュード, S : 全破壊域, S_a : アスぺリティ領域の面積, D : 全破壊域内の平均すべり量, D_a : アスぺリティ領域内の平均すべり量

表 3.1 震源モデルに関する文献(内陸地殻内地震)

文献	データ	解析周波数帯域 (Hz)	すべりデータまたはアスぺリティ情報の公開元
1997年11月9日 チベット地震 (Mw 7.5)			
文献なし			
1999年8月17日 トルコ・コジャエリ地震 (Mw 7.6)			
Bouchon et al. (2002)	近地波形	記載なし(長周期)	Mai ³⁾
Çakir et al. (2003)	GPS, InSAR, 野外地質構造調査	—	
Delouis et al. (2002)	InSAR, GPS, 遠地波形, 近地波形	遠地(P波): 0.01~0.8 遠地(SH波): 0.01~0.4 近地(SMA-1地震計+5点): 0.1~0.5 近地(SKR観測点): 0.05~0.5	Mai ³⁾
釜江・入倉(2002)	近地波形(フォワードモデリング)	1以上	文献中
Reillinger et al. (2000)	GPS, InSAR	—	Mai ³⁾
Sekiguchi and Iwata (2002)	近地波形	デジタルデータ: 0.1~1.0 アナログデータ: 0~1.0	Mai ³⁾
Yagi and Kikuchi (2000)	遠地波形, 近地波形	遠地: 0.01~0.8 近地(地表断層に近い観測点): 0.02~0.5 近地(遠い): 0.05~0.5	Mai ³⁾
1999年9月20日 台湾・集集地震 (Mw 7.6)			
Chi et al. (2001)	近地波形	0.02~0.5	Mai ³⁾
Ji et al. (2003)	GPS, 近地波形	記載なし(長周期)	
平成22年度業務(2011)	近地波形(フォワードモデリング)	0.1~5程度(短周期)	平成22年度業務報告書
池田・他(2004)	近地波形(フォワードモデリング)	記載なし(短周期)	
Johnson et al. (2001)	GPS	—	Mai ³⁾
釜江・入倉(2002)	近地波形(フォワードモデリング)	1以上	文献中
Ma et al. (2000)	遠地波形	記載なし(長周期)	
Ma et al. (2001)	GPS, 遠地波形, 近地波形	遠地: 記載なし(長周期) 近地: 0~1	Mai ³⁾
Ma et al. (2003)	近地波形	記載なし(長周期)	Mai ³⁾
関口・岩田(2001)	近地波形	0.05~0.5	Mai ³⁾
Wu et al. (2001)	GPS, 近地波形	近地: 0.016~0.5	Mai ³⁾
Zeng and Chen (2001)	GPS, 近地波形	近地: 0.05~0.25	Mai ³⁾ 注: 論文とすべり分布が異なる
2001年1月26日 インド・ブジー地震 (Mw 7.6)			
Copley et al. (2011)	InSAR, 遠地波形	遠地: 記載なし(長周期)	Caltech ¹⁾
2001年11月14日 チベット地震 (Mw 7.8)			
文献なし			
2002年11月3日 アラスカ・デナリ地震 (Mw 7.8)			
Asano et al. (2005)	GPS, 近地波形	近地(Alyeskaの観測点): 0.1~0.5 近地(その他): 0.05~0.5	Mai ³⁾ 注: 論文とすべり分布が異なる
Dreger et al. (2004)	近地波形, GPS, 地表すべり測量?	0.01~0.5	
Frankel (2004)	遠地波形, 近地波形	0.02~0.5	
Hreinsdóttir et al. (2003)	GPS	—	
菊地・山中(2002)	遠地波形	記載なし(長周期)	
Ji et al. (2004)	遠地波形	0~0.5	
Oglesby et al. (2004)	GPS, 近地波形	近地: 0.01~0.5	Mai ³⁾
Ozacar et al. (2003)	遠地波形	0.005~1	
Tsuboi et al. (2003)	遠地波形	0.00886~0.2	
Wright et al. (2004)	InSAR, GPS	—	
2005年10月8日 パキスタン・カシミール地震 (Mw 7.6)			
Avouac et al. (2006)	ASTER images, 遠地波形	遠地: 0.01~1	Caltech ¹⁾
Ji (2005)	遠地波形	記載なし(長周期)	
Pathier et al. (2006)	InSAR	—	
Shao and Ji (2005)	遠地波形	記載なし(長周期)	Ji ²⁾
八木(2005a)	遠地波形	記載なし(長周期)	
山中(2005a)	遠地波形	記載なし(長周期)	
2008年5月12日 中国・四川地震 (Mw 7.9)			
Furuya et al. (2010)	InSAR	—	
Ji and Hayes (2008)	遠地波形	記載なし(長周期)	USGS ⁵⁾
海洋研究開発機構(2008)	遠地波形	記載なし(長周期)	
Koketsu et al. (2009)	遠地波形, 近地波形	記載なし(長周期)	
倉橋(2011)	近地波形(フォワードモデリング)	0.1~10程度(短周期)	平成22年度業務報告書
Nishimura and Yagi (2008)	遠地波形	記載なし(長周期)	Nishimura ⁴⁾
Sladen (2008)	遠地波形	記載なし(長周期)	Caltech ¹⁾
Tong et al. (2010)	GPS, InSAR, 野外地質構造調査	—	
Xu et al. (2010)	GPS, InSAR	—	
山中(2008)	遠地波形	記載なし(長周期)	
Zhao et al. (2010)	遠地波形	0.002~0.2	

1) Caltech (Tectonics Observatory, California Institute of Technology): http://www.tectonics.caltech.edu/slip_history/

2) Ji (Dr. Chen Ji's web site): <http://www.geol.ucsb.edu/faculty/ji/>

3) Mai (Dr. Martin Mai's web site): <http://www.seismo.ethz.ch/static/srcmod/Homepage.html>

4) Nishimura (Dr. Naoki Nishimura's web site): <http://www.geol.tsukuba.ac.jp/~nshimura/>

5) USGS (U.S. Geological Survey): <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/>

※フォワードモデリングに関しては、解析時に考慮した周波数帯域を記載した

スケーリング則の検討に使用した文献(長周期データ)

スケーリング則の検討に使用した文献(短周期データ)

長大断層のスケーリング則⑦

また、原子力安全委員会の報告書では、震源パラメータのスケーリング則について、6種類のグラフを示しているが、そのうち、 M_0 -S関係と M_0 -平均すべり量関係を示す。

平均すべり量については、3m程度で頭打ちの傾向を示す結果となっている。

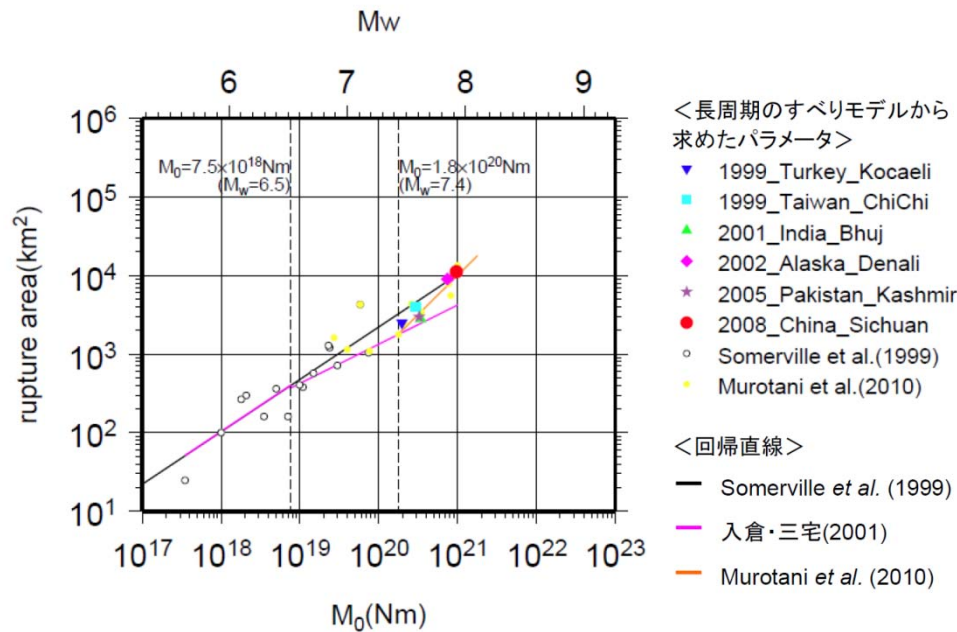


図 4.3 内陸地殻内地震の M_0 - S (rupture area) の関係

M_0 -S関係

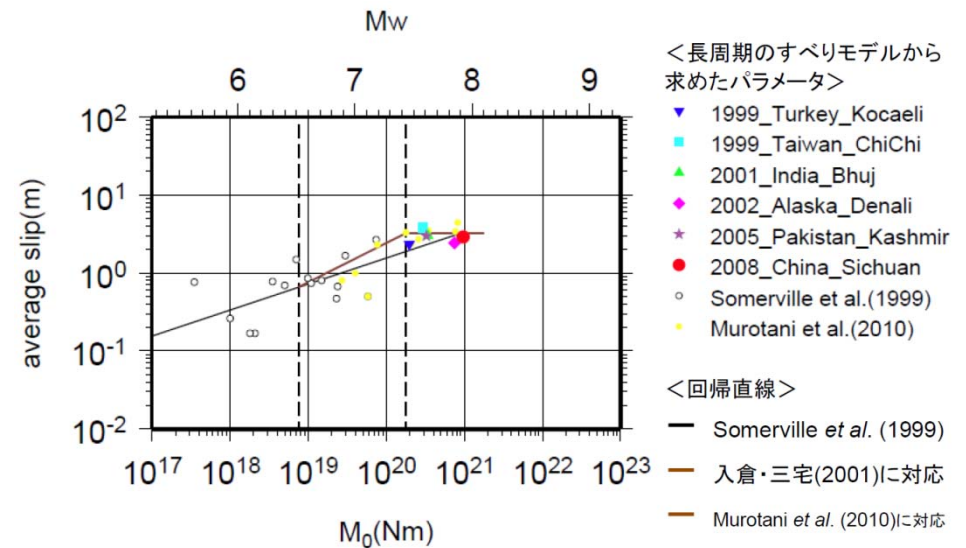


図 4.4 内陸地殻内地震の M_0 - D (average slip) の関係

M_0 -平均すべり量の関係

原子力安全委員会:「内陸地殻内の長大断層による巨大地震とプレート間の巨大地震を対象とした震源パラメータのスケーリング則の比較検討業務(平成24年1月)」

長大断層のスケーリング則⑧

石井・他 (2010)

国内外の地震データと、一様破壊を仮定した力学的断層破壊シミュレーション結果を用いて、断層面積と地震モーメントの関係式を提案している。データベースには、長さが400kmを超える1906年サン・フランシスコ地震や2001年クンルン地震も含まれている。

長大断層の強震動予測レシピを提案した壇・他(2011)では、アスペリティを考慮した上で、同様の手順でスケーリング則を求め、レシピを構築している。

$$M_0[\text{dyne}\cdot\text{cm}] = \frac{\Delta\sigma[\text{bar}]S[\text{km}^2]W[\text{km}]\times 10^{21}}{(2/\pi)\{1 + 4.2\exp[-S[\text{km}^2]/(W[\text{km}])^2]\}}$$

W=15km, $\Delta\sigma=44\text{bar}$

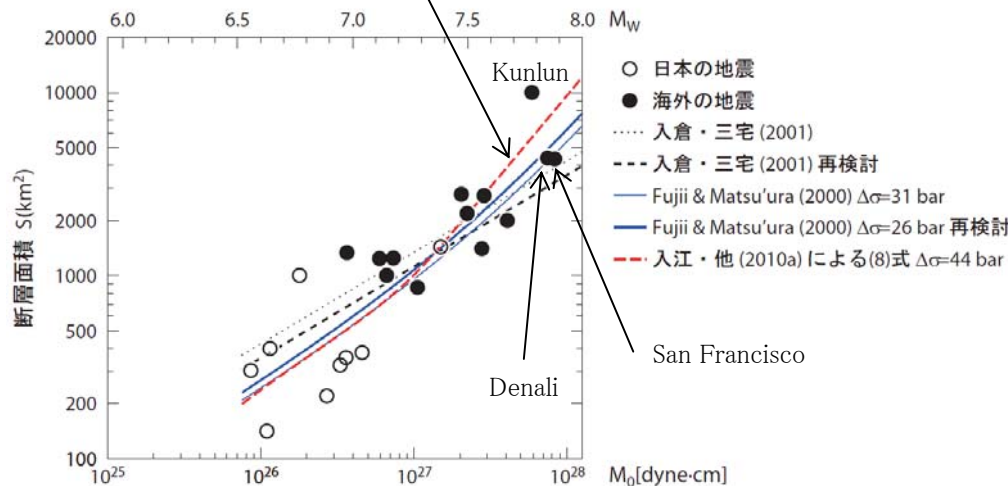


図3 地震モーメントと断層面積の関係

表1 日本における横ずれ内陸地震の断層パラメータ

年	地震	気象庁 マグニ チュード M_J	断層 長さ L [km]	断層 幅 W [km]	破壊 面積 S [km ²]	地震モー メント M_0 [dyne·cm]	出典
1891	濃尾	8.0	85, 34	15, 13	1,717	1.5×10^{27}	9)
1927	北丹後	7.3	35	13	455	4.6×10^{26}	10)
1930	北伊豆	7.3	22	12	264	2.7×10^{26}	11)
1943	鳥取	7.2	33	13	429	3.6×10^{26}	12)
1948	福井	7.1	30	13	390	3.3×10^{26}	10)
1978	伊豆大島	7.0	17	10	170	1.1×10^{26}	13)
1995	兵庫県南部	7.3	60	20	1,200	1.80×10^{26}	14), 15)
2000	鳥取県西部	7.3	26	14	364	8.62×10^{25}	16), 17)
2005	福岡県西方沖	7.0	24	20	480	1.15×10^{26}	18)

表2 日本以外における横ずれ内陸地震の断層パラメータ

年	地震	モーメント マグニ チュード M_W	断層 長さ L [km]	断層 幅 W [km]	破壊 面積 S [km ²]	地震モー メント M_0 [dyne·cm]	出典
1906	USA San Francisco	7.9	432	12	5184	8.32×10^{27}	19), 20)
1976	Guatemala Motagua	7.5	257	13	3341	2.04×10^{27}	19), 21)
1976	China Tangshan	7.6	70	24	1680	2.77×10^{27}	19), 22)
1988	China Lancang Gengma	7.0	80	20	1600	3.66×10^{26}	19), 22)
1990	Philippines Luzon	7.7	120	20	2400	4.07×10^{27}	19), 23)
1992	USA Landers	7.3	69	15	1035	1.06×10^{27}	19), 14)
1997	Iran Ardakul	7.2	100	15	1500	7.35×10^{26}	19), 24)
1997	Tibet Manyi	7.5	175	15	2625	2.23×10^{27}	19), 25)
1999	Turkey Kocaeli	7.6	141	23.3	3285.3	2.88×10^{27}	19), 26)
1999	USA Hector Mine	7.1	74	20	1485.4	5.98×10^{26}	19), 27)
1999	Turkey Duzce	7.1	49	24.5	1200.5	6.65×10^{26}	19), 28)
2001	China Kunlun	7.8	400	30	12000	5.90×10^{27}	19), 29)
2002	USA Denali	7.8	292.5	18	5265	7.48×10^{27}	19), 30)

長大断層の評価手法

壇・他(2011)

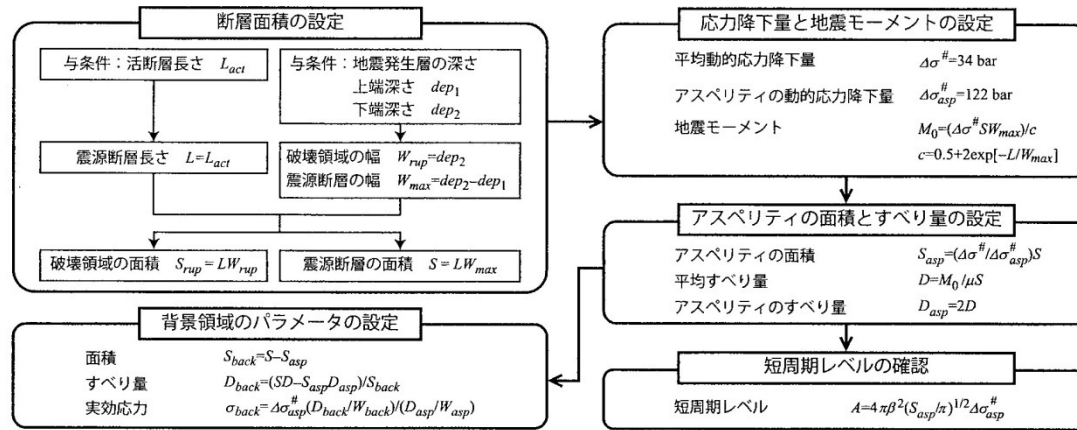
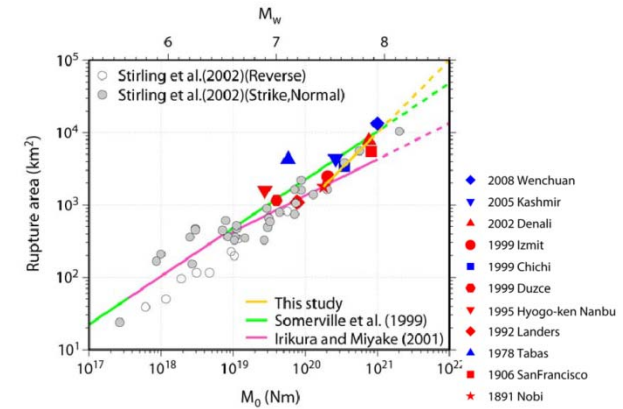


図9 長大な横ずれ断層による内陸地震の強震動予測用の断層パラメータ算定手順

Murotani et al.(2010)



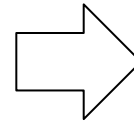
Fujii and Matsu'ura(2000)

長大な横ずれ断層に対する関係式として、 $\Delta\sigma=3.1\text{MPa}$ を提案。

- 壇・他(2011)は、 $W=15\text{km}$ の鉛直断層をベースとした動学的断層破壊シミュレーションに基づいて、巨視的パラメータ(地震モーメント等)と微視的パラメータ(応力降下量等)を一連で設定する手法を提案している。
- 一方、Murotani et al.(2010)は断層面積と地震モーメントの関係を示すものであり、応力降下量を設定するためには、地震本部が提案するFujii and Matsu'ura(2000)を組み合わせる必要がある。
- また、地震本部(2009)は、「長大断層の静的応力降下量に関する新たな知見が得られるまでは暫定値として $\Delta\sigma=3.1\text{MPa}$ を与える」としている。
- 壇・他(2011)は、動学的断層破壊シミュレーションに基づいて鉛直横ずれ断層の動的応力降下量を提案している
- 以上の背景を勘案し、基本ケースは壇・他(2011)を用いて震源モデルを構築する。

壇・他(2011) 動的応力降下量の算定式[Irie et al. (2010)]

動学的断層破壊シミュレーションを実施

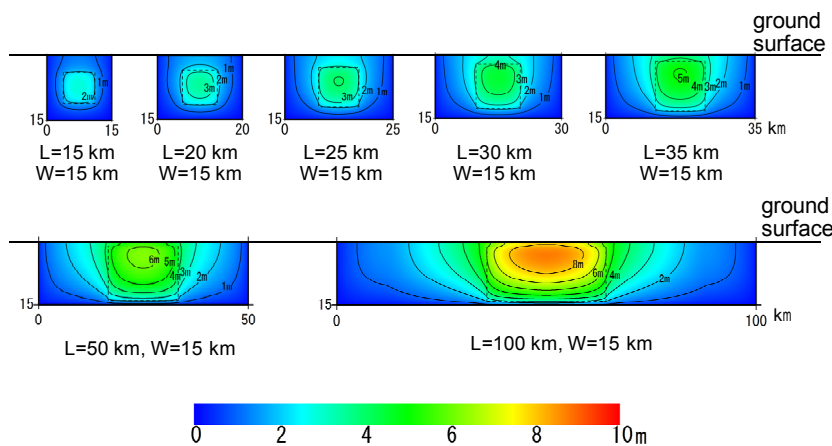


動学的結果に基づいて動的応力降下量の算定式を策定

動学的モデル

入力: 応力
出力: すべり量, 地震動
(応力とすべり量が物理的につながっている利点)

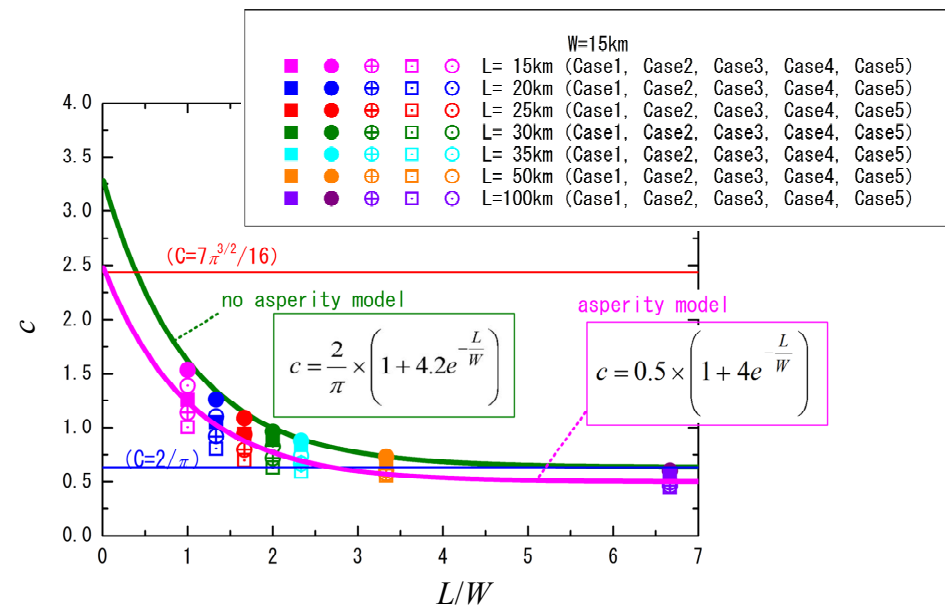
W=15kmの横ずれ断層について解析



動学的断層破壊シミュレーション結果の最終すべり量分布

算定式の策定

$$\Delta\sigma = c \frac{M_0}{LW^2_{max}}$$



入江・他(2011)では断層長さ300kmのシミュレーション結果も加えて検証

壇・他(2011) 動的応力降下量

表1 横ずれ断層による内陸地震の断層パラメータ

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

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

策定した動的応力降下量の関係式を用いて、上記地震について動的応力降下量を算出し、平均的な値として $\Delta\sigma^\#=34\text{bar}$ を得た。

壇・他(2011) 種々の関係式

○破壊領域の面積と地震モーメント

「Murotani et al.(2010)による関係式と本論文で得られた関係式はほぼ同じ。」

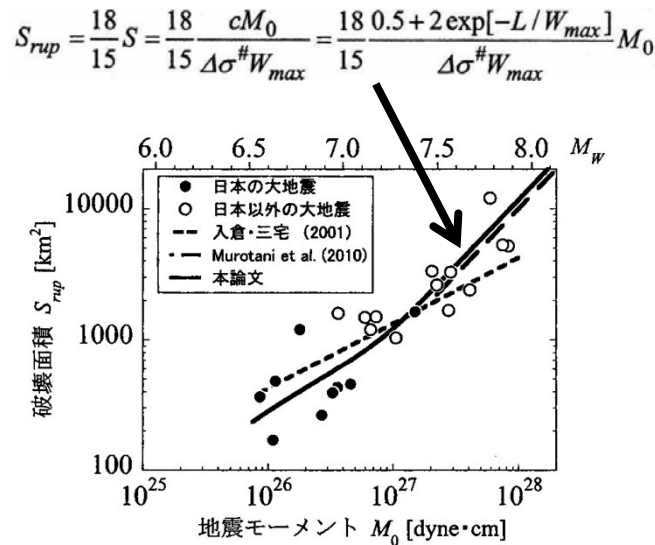


図5 破壊面積と地震モーメントとの関係

○短周期レベルと地震モーメント

「壇・他(2001)による値が、データの平均に比べてやや上にきている」「これは横ずれ断層による内陸地震の短周期レベルが逆断層による内陸地震の短周期レベルより系統的に小さいためである」

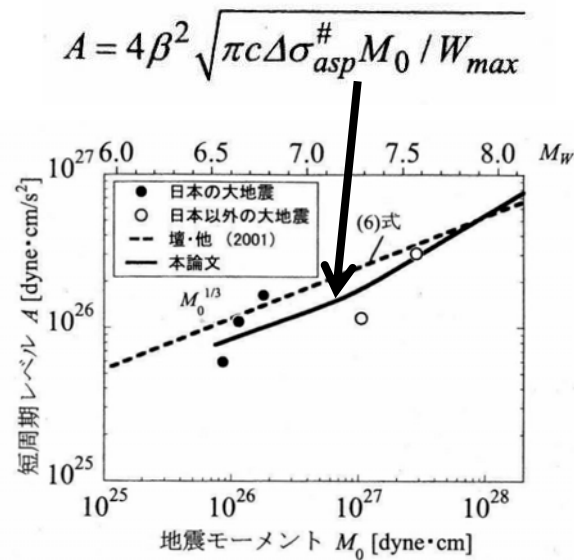


図6 短周期レベルと地震モーメントとの関係

○すべり量と断層長さ

「平均すべり量Dは、震源断層長さLが約80kmを超えるとほぼ300cmで一定となる」

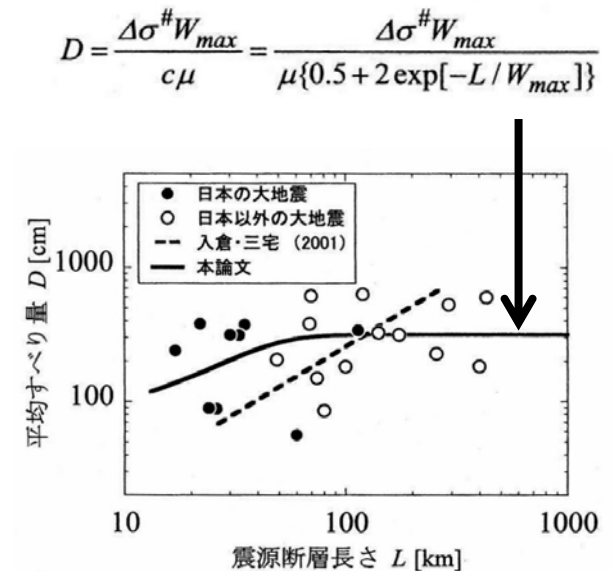
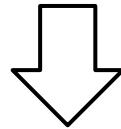


図7 平均すべり量と震源断層長さとの関係

壇・他(2011) パラメータ設定の流れ

応力降下量 $\Delta\sigma^\# = 34\text{bar}, \Delta\sigma^\#_{asp} = 122\text{bar}$

断層面積 $S = LW_{max}$



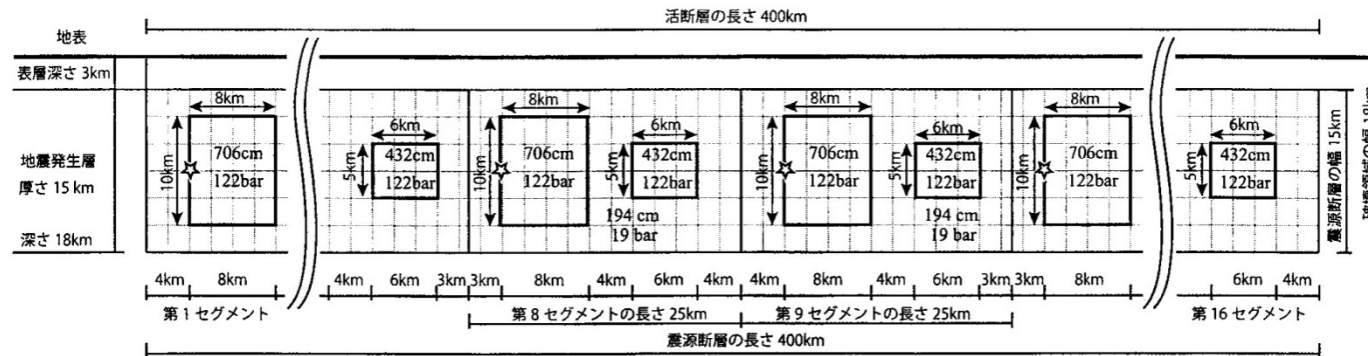
地震モーメント $M_0 = \Delta\sigma^\# \frac{LW_{max}^2}{c}$
 $c = 0.5 + 2\exp[-L/W_{max}]$

アスペリティ面積 $S_{asp} = \frac{\Delta\sigma^\#}{\Delta\sigma^\#_{asp}} S$

短周期レベル $A = 4\pi\beta^2 \sqrt{\frac{S_{asp}}{\pi}} \Delta\sigma^\#_{asp}$

壇・他(2011) 地震動レベルの検証

壇・他(2012)は、断層長さが400kmのケースについて統計的グリーン関数法で500km×100kmの範囲の地震動を5km格子で算出し、司・翠川(1999)と比較し、標準偏差の範囲と整合していることを確認している。また、Denali地震におけるPS10観測点の最大速度とも比較し、整合していることを確認している。



(a) アスペリティモデルの例 (セグメントは16あり、☆は各セグメントの破壊開始点で、全体の破壊開始点は第1セグメントの☆である。)

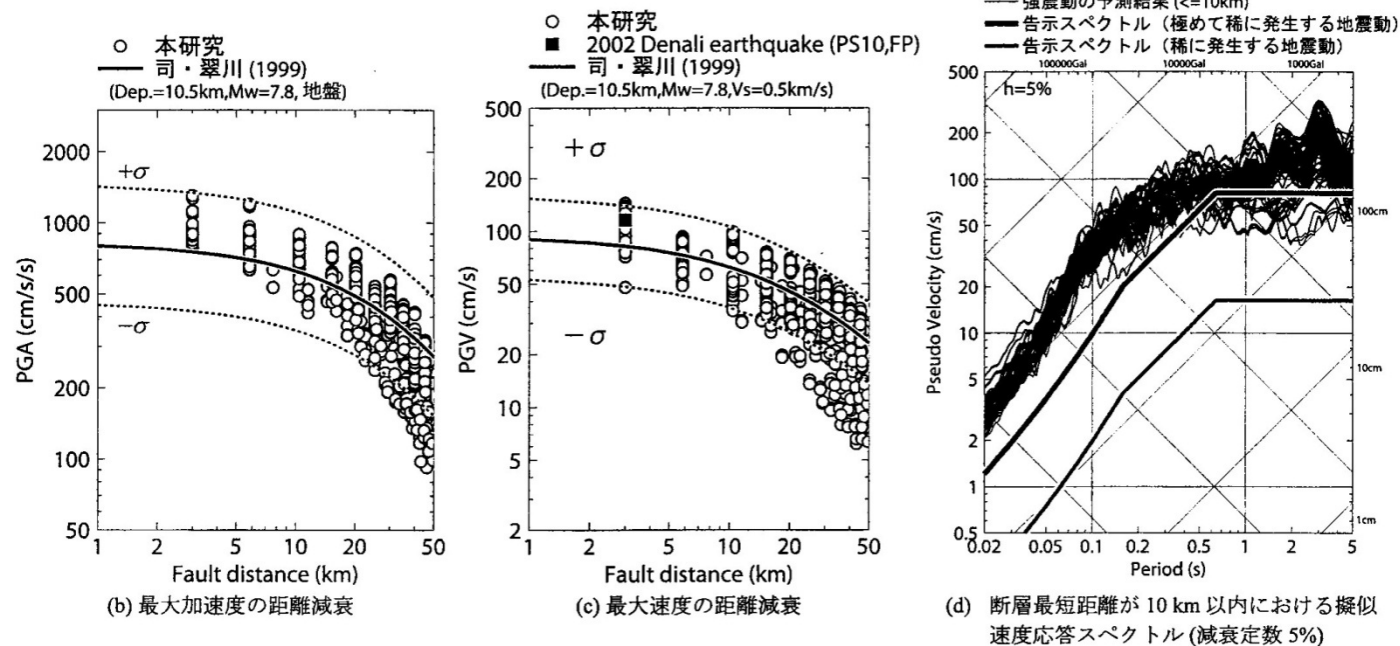
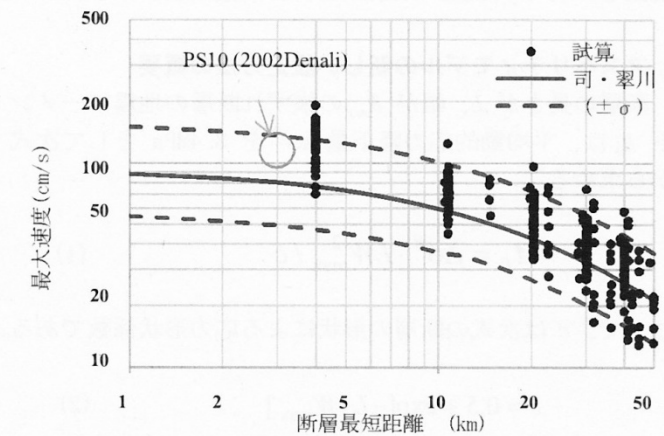
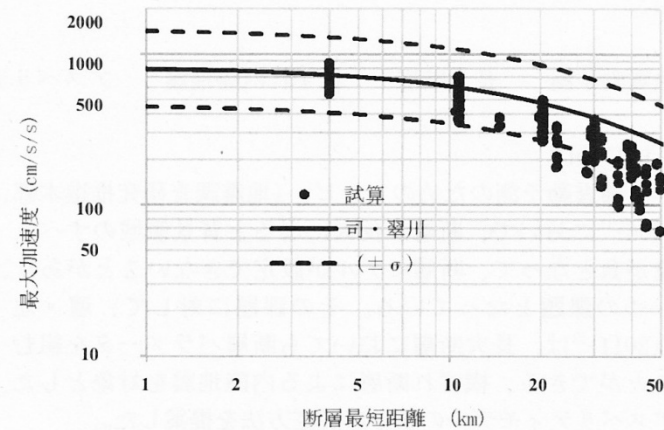
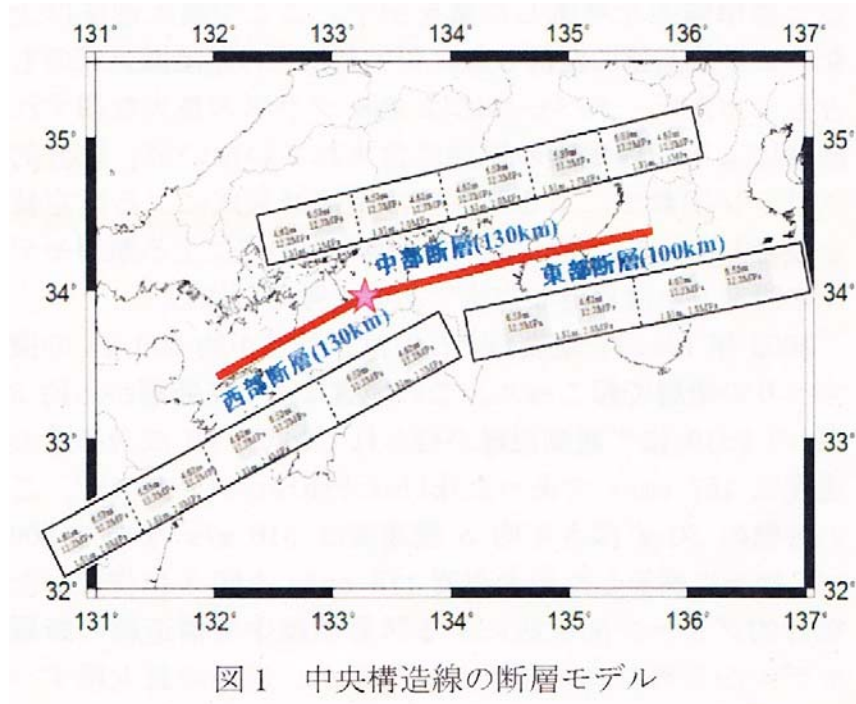


図6 活断層の長さが400kmのときのアスペリティモデルの例と強震動の試算結果



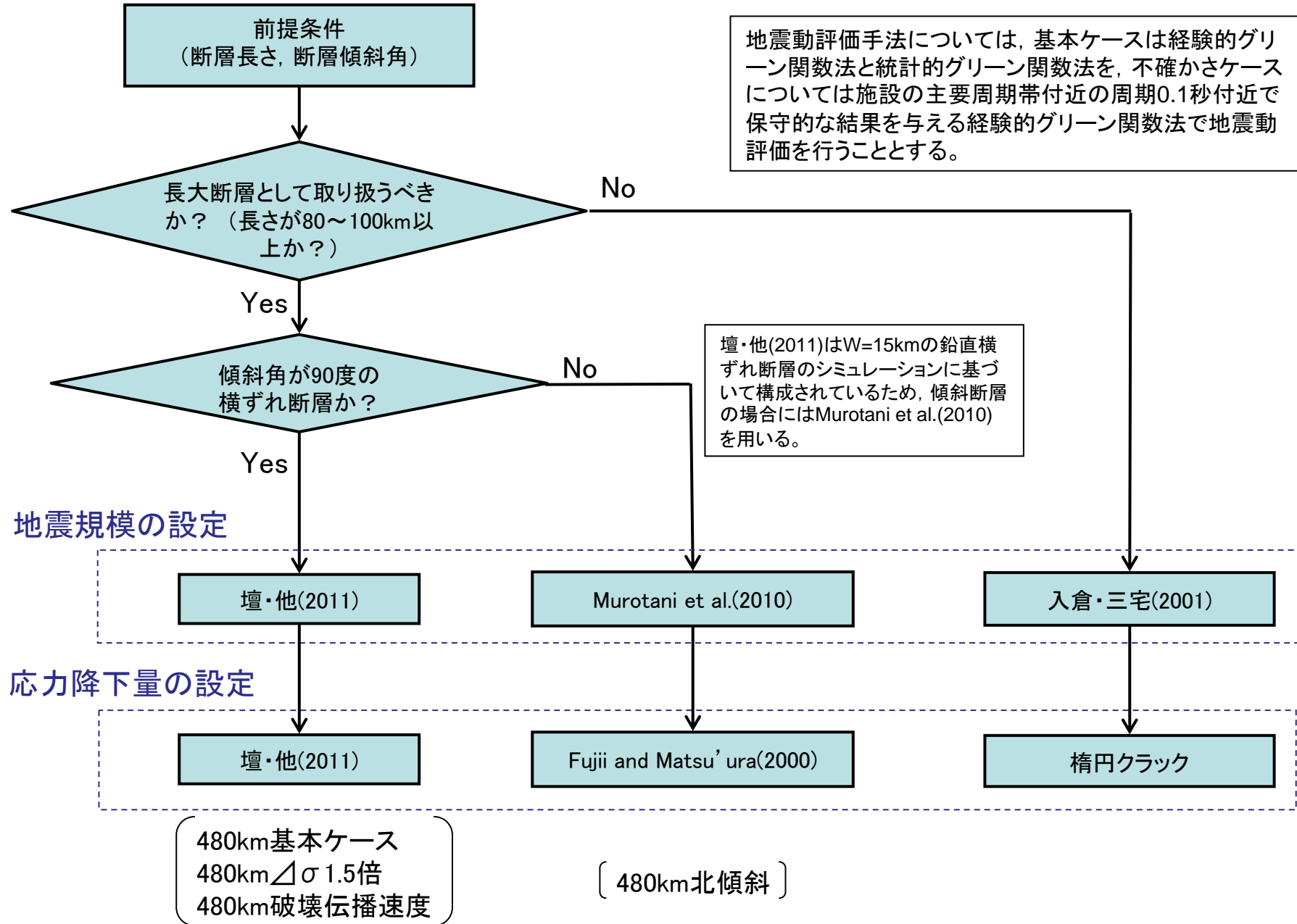
壇・他(2011) 地震動レベルの検証

藤堂・他(2012)では、地震本部が示す中央構造線の断層モデルに本手法を適用し、統計的グリーン関数法を用いて断層周辺の距離60kmまでの強震動を算出し、司・翠川(1999)やDenali地震の観測記録と比較し、整合することを確認している。

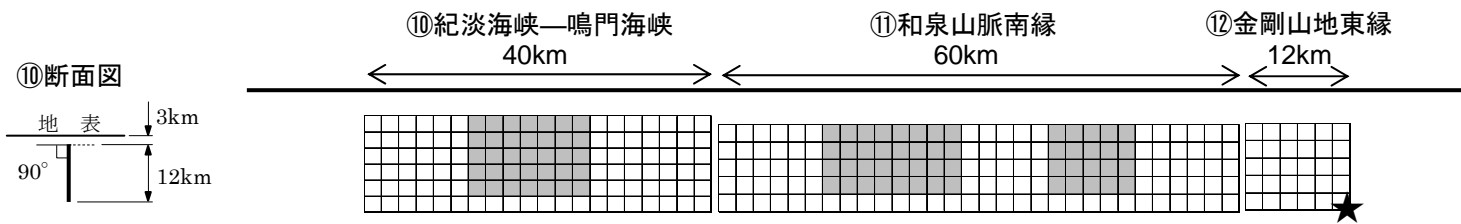
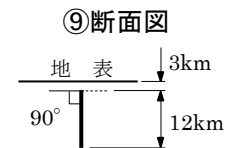
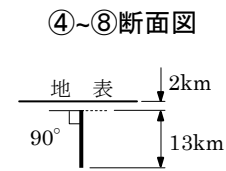
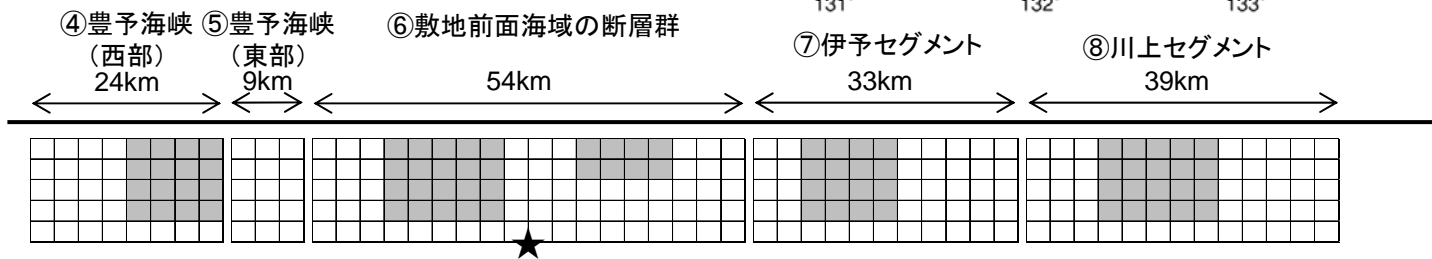
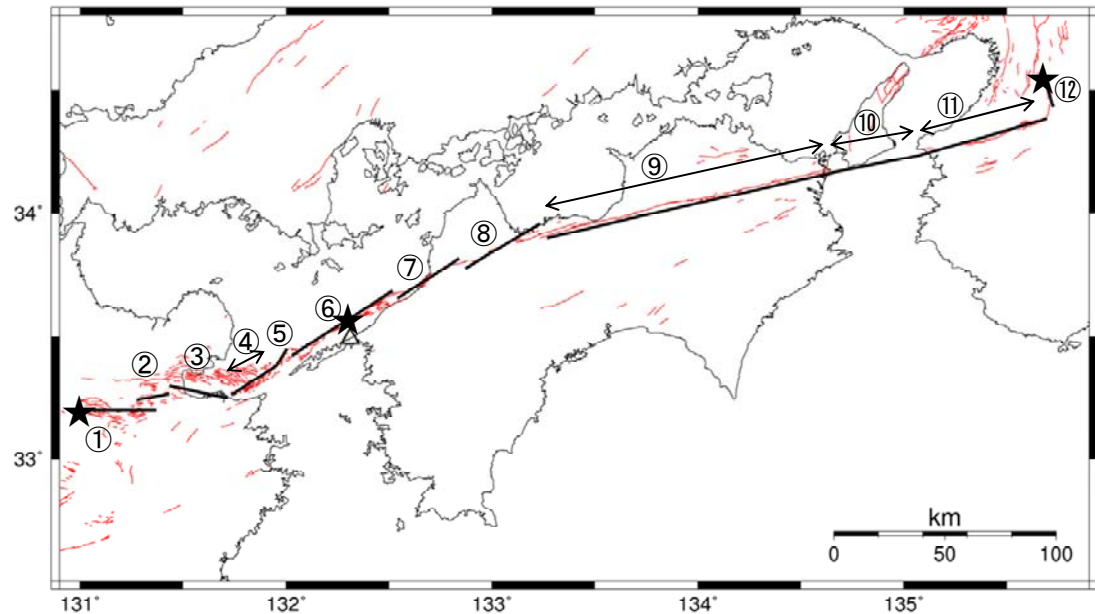
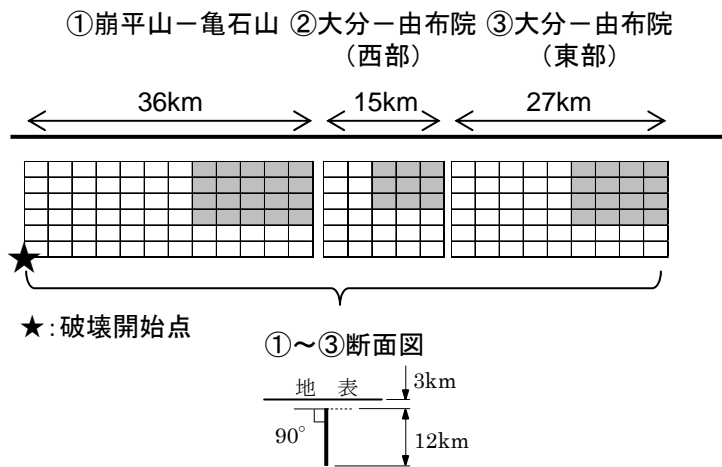


-
1. 検討方針
 2. 長大断層の地震動評価に関する知見
 3. 地震動評価
 4. 評価結果の検証
 5. 不確かさ考慮の考え方

断層パラメータの設定及び地震動評価の方針

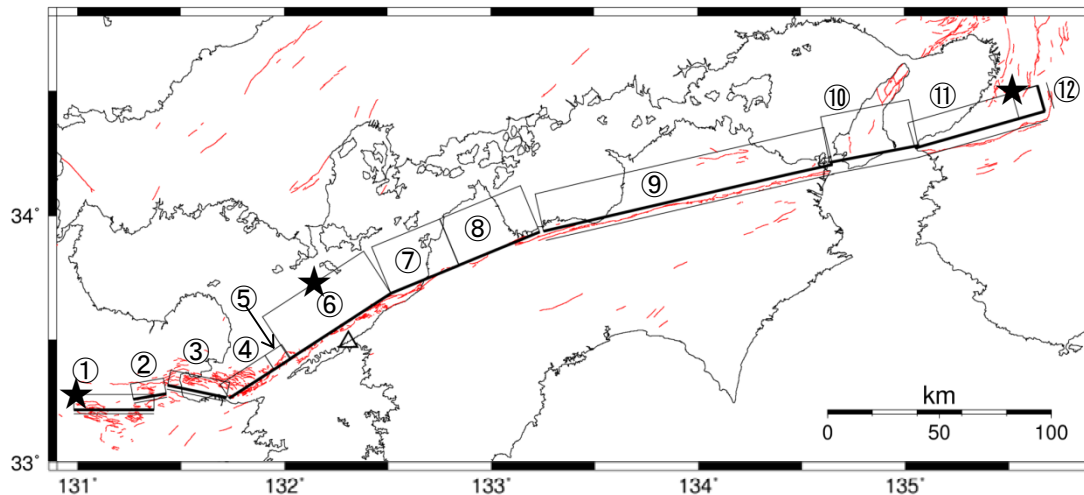
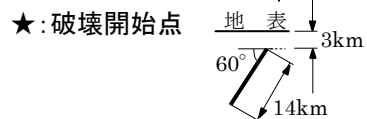
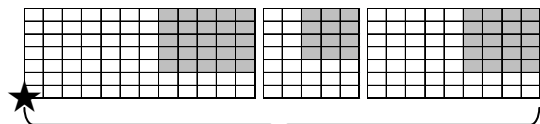
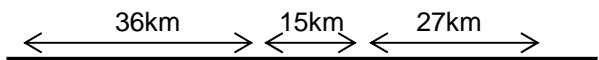


断層モデル(基本ケース, 応力降下量1.5倍, 破壊伝播速度)

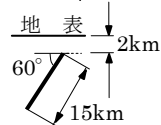
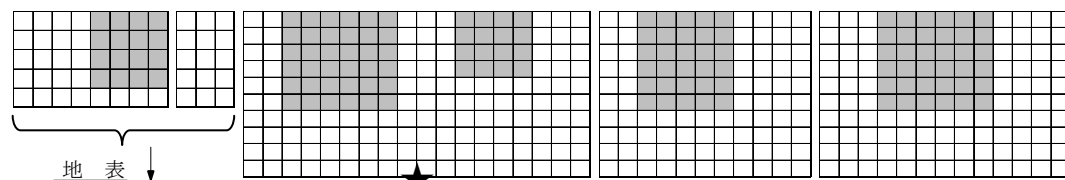
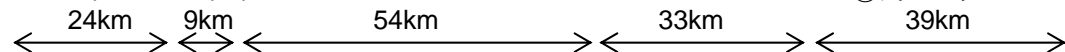


断層モデル(北傾斜)

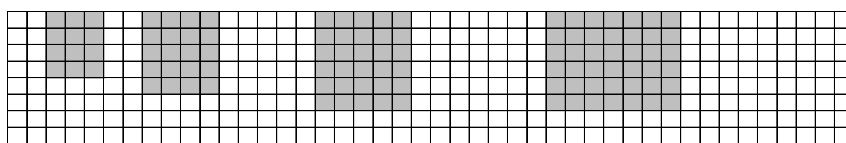
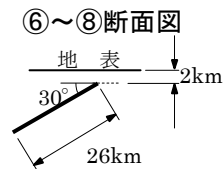
- ①崩平山—亀石山 ②大分—由布院 (西部) ③大分—由布院 (東部)



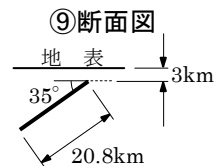
- ④豊予海峡 (西部) ⑤豊予海峡 (東部) ⑥敷地前面海域の断層群



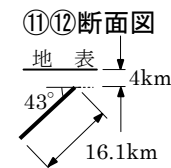
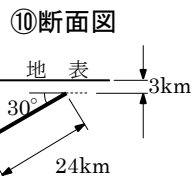
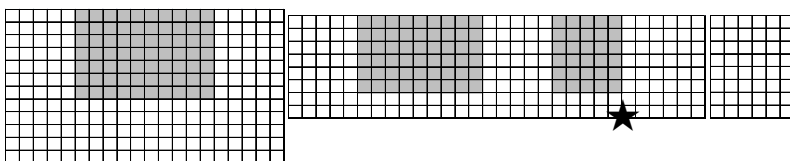
- ⑦伊予セグメント ⑧川上セグメント



- ⑨讃岐山脈南縁—石鎚山脈北縁東部



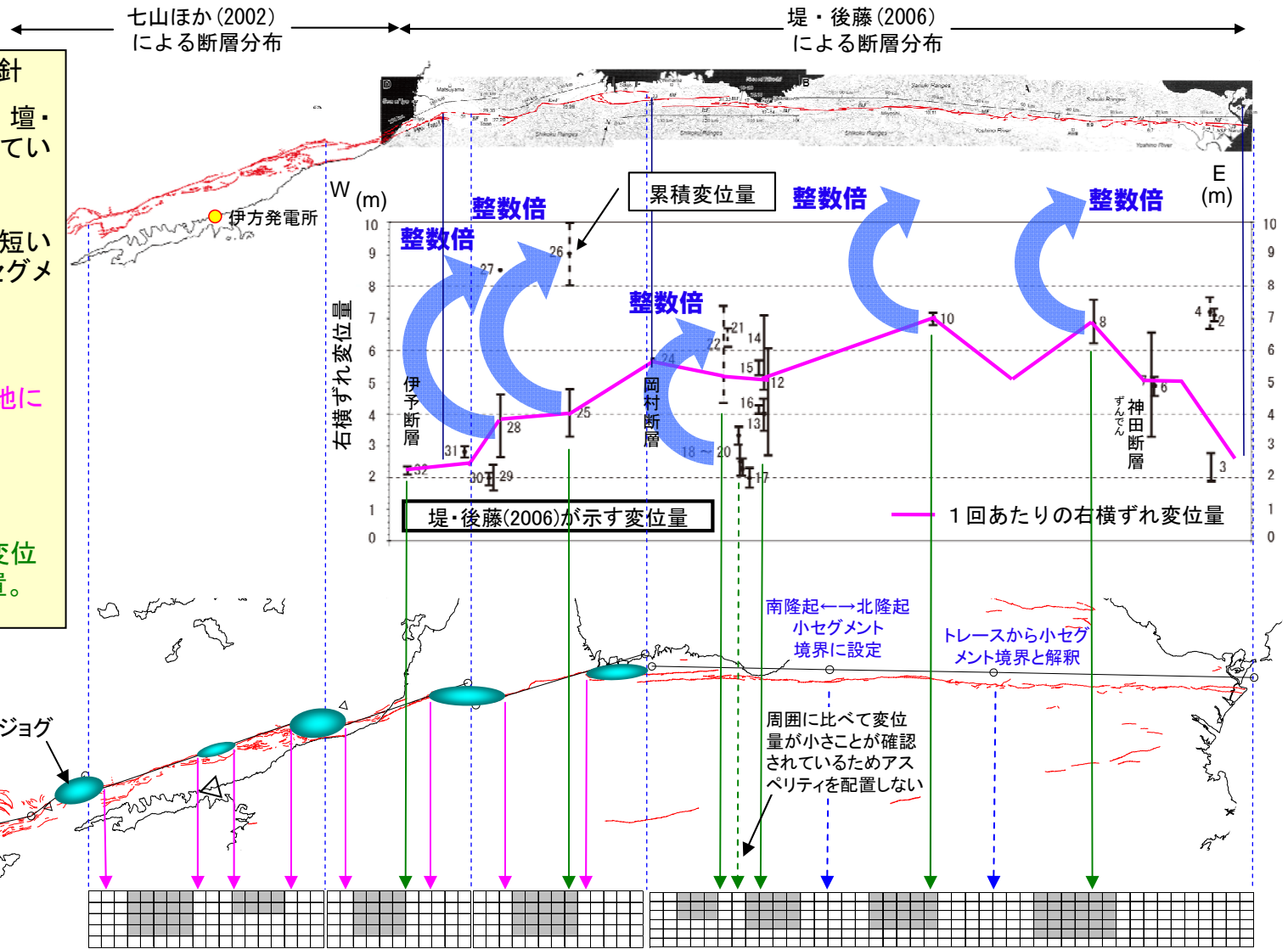
- ⑩紀淡海峡—鳴門海峡 ⑪和泉山脈南縁 ⑫金剛山地東縁



アスペリティ配置の考え方(480km基本ケース)

アスペリティ配置の基本方針

- ①アスペリティの面積は、壇・他(2011)の手法で示されている面積比27.9%から設定。
- ②アスペリティの個数は、短いセグメントには1個、長いセグメントには2個。
- ③位置は、
 - 1)ジョグ以外の区間で敷地に厳しい位置に配置。
 あるいは
 - 2)堤・後藤(2006)の地表変位量の大きいところに配置。



ジョグ以外の区間に配置

堤・後藤(2006)の地表変位量が
大きいところに配置

設定値の検証(地震モーメント, 短周期レベル, すべり量)

○破壊領域の面積と地震モーメント

壇・他(2001)に基づいて設定した基本ケースもMurotani et al.(2010)と整合的な値となっている。

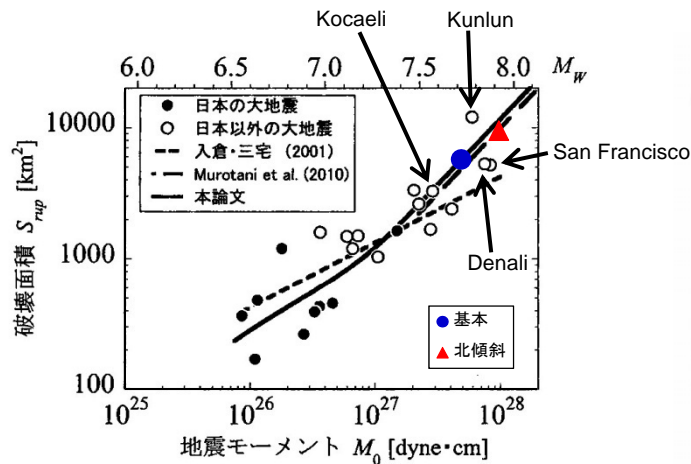


図5 破壊面積と地震モーメントとの関係

○短周期レベルと地震モーメント

基本ケース北傾斜ケースともに壇・他(2001)と同レベルの値を設定している。

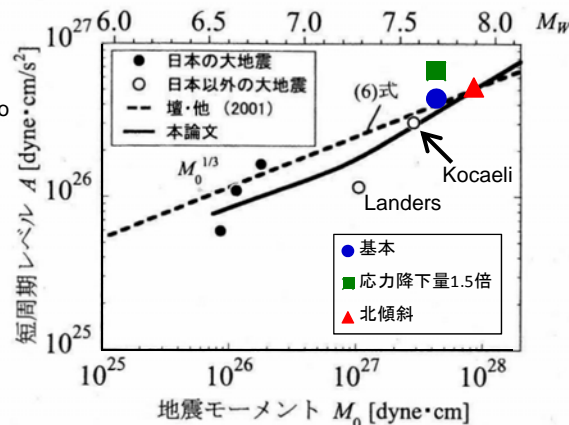


図6 短周期レベルと地震モーメントとの関係

○すべり量と断層長さ

300cmで飽和するとされているが、ほぼ整合する値となっている。

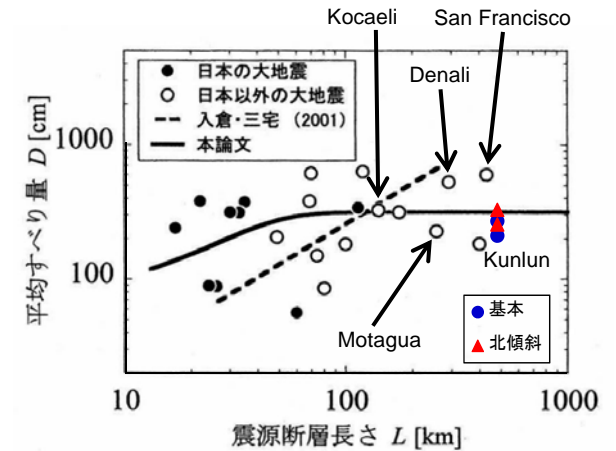


図7 平均すべり量と震源断層長さとの関係

設定値の検証(応力降下量)

応力降下量の不確かさとして設定している18.3MPaについて検証を行う。

アスペリティの応力降下量の大きさについては、

○断層のずれのタイプによる依存性

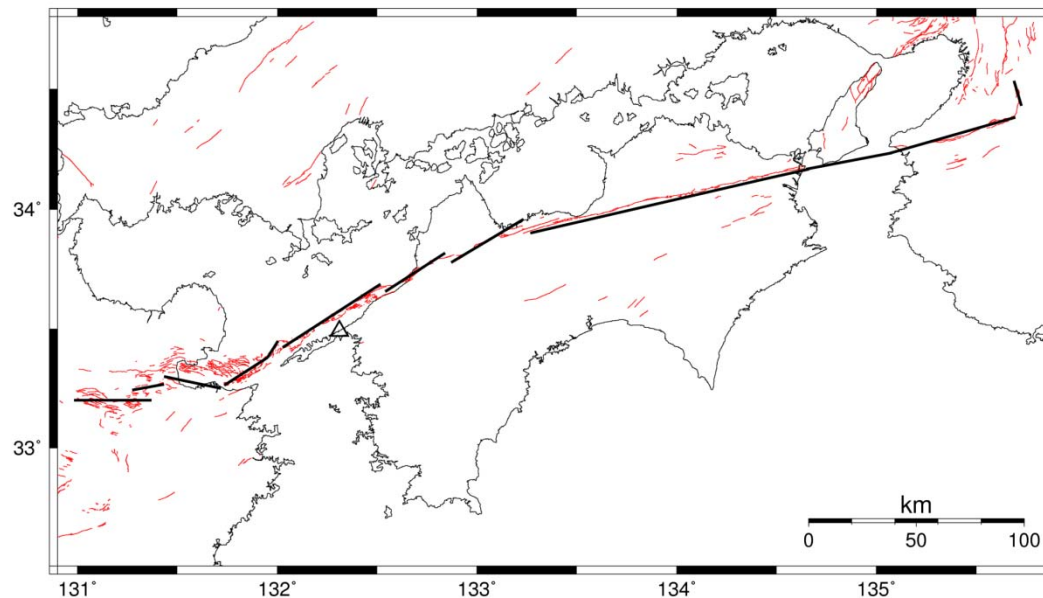
→ 佐藤(2010)

○深さによる依存性

→ Kagawa et al.(2004), Asano and Iwata(2011)

などの知見がある。

中央構造線は、純粋な横ずれ断層と認識されており、かつ地表に明瞭な変位が現れている。これらを、上記知見に照らして検討を行う。



①応力降下量の断層のずれのタイプによる依存性



短周期レベルの回帰式 壇・他(2001)

短周期レベルの設定に標準的に用いられている、壇・他(2001)のデータベースを紐解くと、回帰に用いられている12個の地震中、逆断層が5、横ずれ断層が6、正断層が1である。
 そして、横ずれ断層の短周期レベルは回帰式よりも下方に分布する傾向がある。

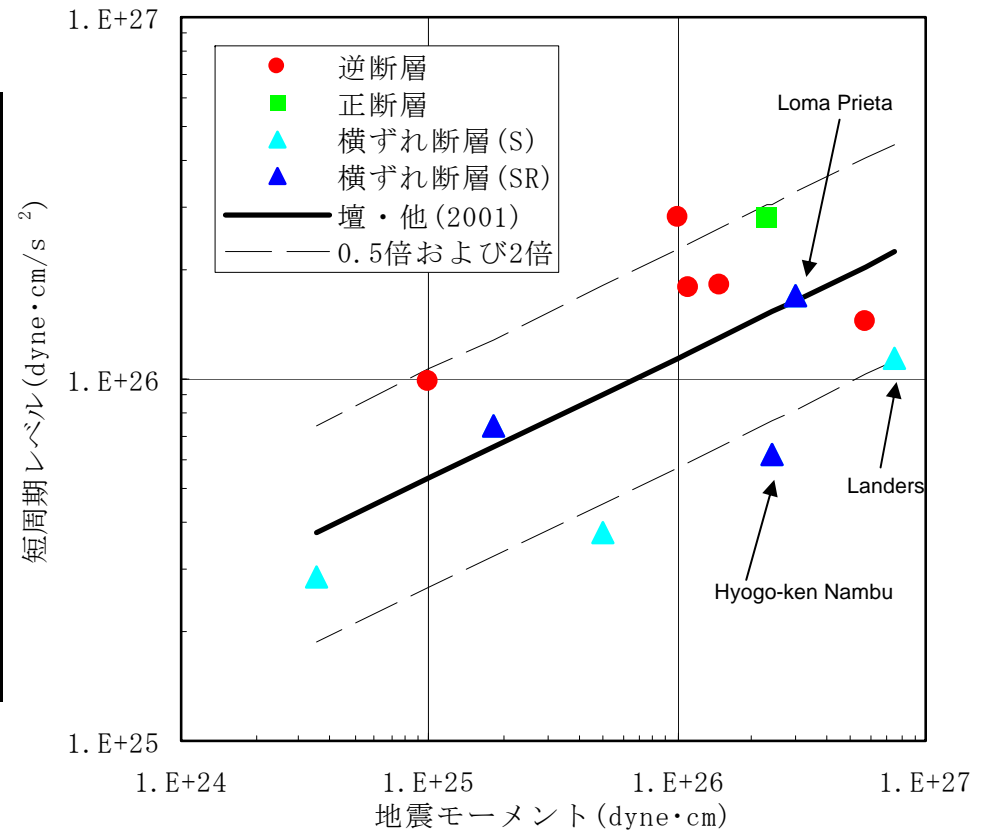
壇・他(2001)が回帰式作成に用いたデータ

内陸地震		Mw	Mo dyne·cm	A dyne·cm/s ²	Slip Type
1992	Landers	7.18	7.50E+26	1.15E+26	S
1978	Tabas	7.11	5.80E+26	1.45E+26	R
1989	Loma Prieta	6.92	3.00E+26	1.70E+26	SR
1995	Hyogo-Ken Nambu	6.85	2.40E+26	6.20E+25	SR
1983	Borah Peak	6.84	2.30E+26	2.81E+26	NS
1985	Nahanni, Dec. 23	6.72	1.50E+26	1.81E+26	R
1994	Northridge	6.63	1.10E+26	1.80E+26	R
1985	Nahanni, Oct. 5	6.60	1.00E+26	2.81E+26	R
1979	Imperial Valley	6.40	5.00E+25	3.77E+25	S
1986	North Palm Springs	6.10	1.80E+25	7.40E+25	SR
1987	Whitter Narrows	5.93	1.00E+25	9.88E+25	R
1979	Coyote Lake	5.63	3.50E+24	2.84E+25	S

Slip TypeはStirling et al. (2002)による

S:横ずれ断層, R:逆断層, N:正断層

SR:縦ずれ成分を含んだ横ずれ断層



ずれのタイプによる依存性 佐藤 (2010)

佐藤(2010)はスペクトルインバージョンに基づいて、大規模地殻内地震の短周期レベルAと地震モーメントの関係を、逆断層と横ずれ断層に分類して整理した。その結果、
 逆断層のAは壇・他(2001)の1.45倍
 横ずれ断層のAは0.64倍
 という結果を得た。

さらに経験的グリーン関数法に基づく震源モデルから算出したAについて同様の検討を行ったところ、
 逆断層では1.22倍
 横ずれ断層では0.73倍
 との結果を得た。

そして、『アスペリティの面積 S_a が逆断層と横ずれ断層で同じであるとすると、平均的には短周期レベルが逆断層の方が横ずれ断層より大きい
 ため、アスペリティの応力降下量も平均的には逆断層の方が横ずれ断層より大きいこととなる。』としている。

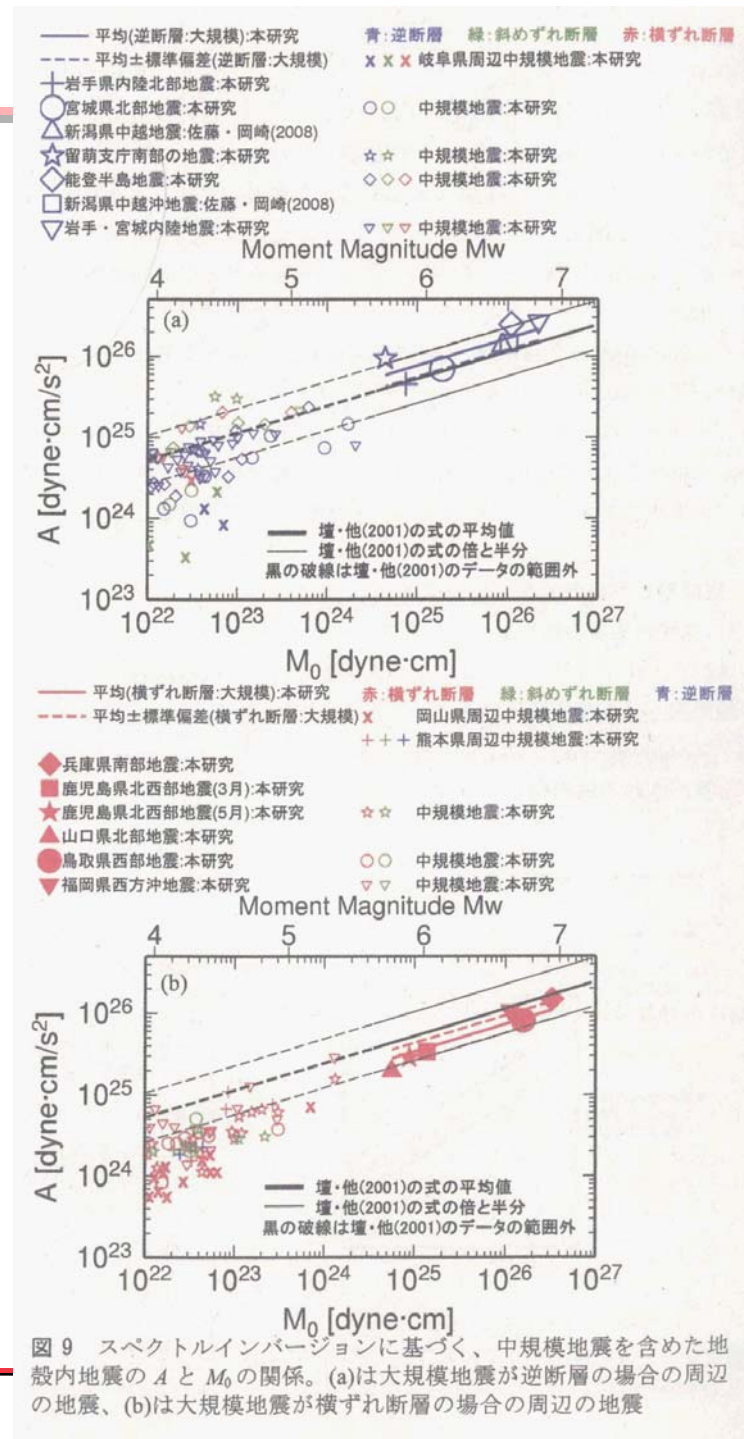


図9 スペクトルインバージョンに基づく、中規模地震を含めた地殻内地震のAと M_0 の関係。(a)は大規模地震が逆断層の場合の周辺の地震、(b)は大規模地震が横ずれ断層の場合の周辺の地震

ずれのタイプによる依存性 原子力安全委員会 (2011)

原子力安全委員会による 地震動評価に係る請負業務成果等報告書
「内陸地殻内地震の観測記録に基づく短周期レベルの分析業務(平成23年3月)」

最近の海外の長大断層による地震である2008年四川大地震および1999年集集地震の短周期レベルについて検証を行い、『長大断層についても壇・他(2001)の関係式が適用可能である』としている。

そして、『バックチェックにおいては、短周期レベルを壇・他(2001)の式の1.5倍として震源パラメータの不確かさの考慮を求めているが、横ずれ断層では逆断層より短周期レベルが小さいという佐藤(2010)の結果と今回の検討結果から、横ずれ断層では1.5倍を考慮する必要がない可能性がある。』と述べている。

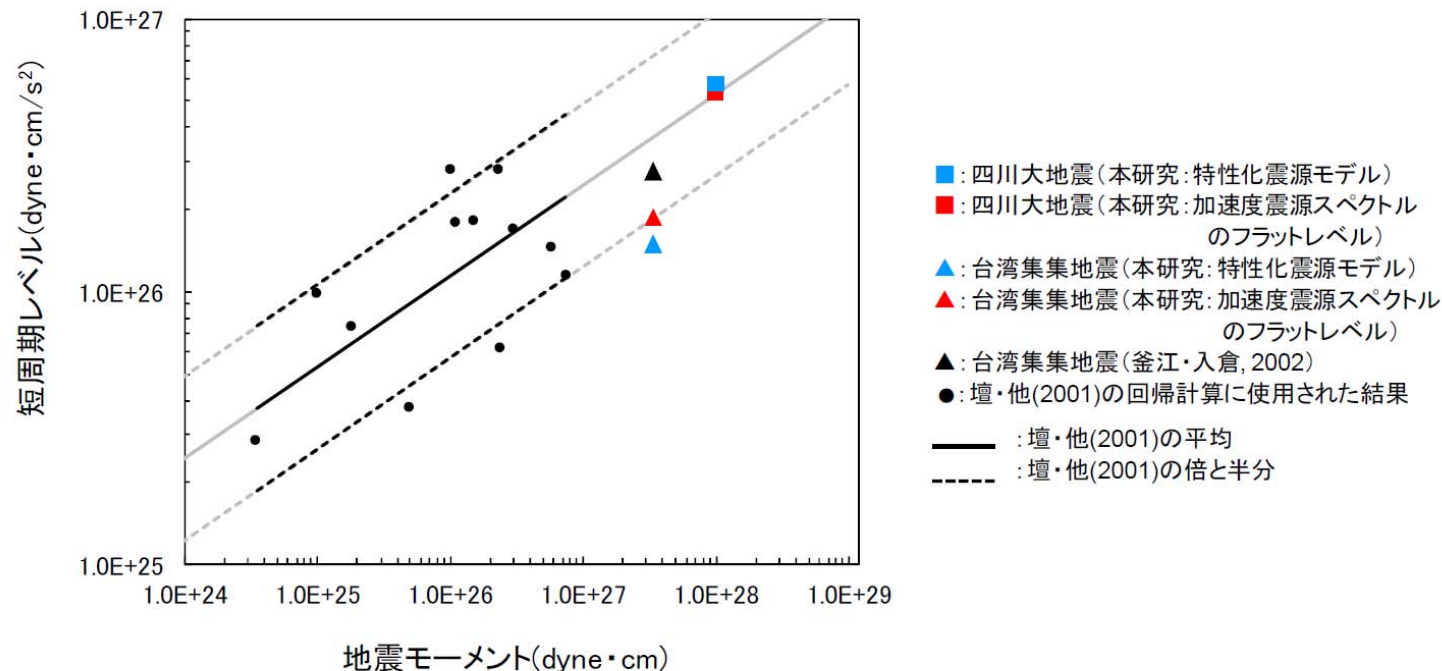


図 3-54 地震モーメントと短周期レベルの関係

ずれのタイプによる依存性 原子力安全委員会 (2012)

原子力安全委員会による 地震動評価に係る請負業務成果等報告書
「2011年東北地方太平洋沖地震を踏まえた短周期レベルの整理・分析業務
(平成24年1月)」

『地殻内地震のなかでも、横ずれ断層と逆断層と正断層の違いを考慮することにより、ばらつきの少ない強震動予測が可能となるものと考えられる。』

『これまでのバックチェック結果の確認においては、新潟県中越沖地震の知見を踏まえて、「震源を特定して策定する地震動」の評価のうち、断層モデルを用いた評価について、短周期レベル(応力降下量)を地震調査研究推進本部の「震源を特定した地震の強震動予測手法」の1.5倍とするよう求められているが、これは、横ずれ断層に対しては平均レベルの2倍程度の余裕をみていることを意味していることが明らかとなった。』

ずれのタイプによる依存性 まとめ

壇・他(2001)の関係式の回帰データをみると、横ずれ断層の短周期レベルは平均値よりも小さい傾向がみられる。

これを詳細に分析した佐藤(2010)によれば、横ずれ断層の短周期レベル(アスペリティの応力降下量)は、壇・他(2001)の関係式から求まる値の0.7倍程度である。

原子力安全委員会(2012)は、短周期レベルに壇・他(2001)の式の1.5 倍の考慮を求めることは、「横ずれ断層に対しては平均レベルの2倍程度の余裕をみている」としている。

したがって、壇・他(2001)の式の1.5 倍を考慮するのではなく、横ずれ断層として想定される応力降下量に1.5倍の余裕を考慮することが適切な余裕を考慮した評価となる。

480km基本ケースのアスペリティの応力降下量12.2MPaは、壇・他(2011)が動力的断層破壊シミュレーションと国内外の横ずれ断層のカタログに基づいて提案したものであり、横ずれ断層に想定される値である。

これを1.5倍して不確かさケースに18.3MPaを設定していることは、横ずれ断層として適切に1.5倍の余裕を考慮していると考ええる。

これを上回る値を設定することは、「2倍程度の余裕」に近いものを考慮することになると考える。

②応力降下量の深さ依存性



深さ依存性 Asano and Iwata (2011)

Asano and Iwata(2011)は、震源インバージョン結果に基づいて、アスペリティの応力降下量の深さ依存性について整理を行い、右図のような結果を示している。

これに伊方の応力降下量の不確かさケースにおける設定値を加筆すると、伊方の値は、著名地震の値を上回っている。

また、Asano and Iwata(2011)は、応力降下量とアスペリティ中心深さの関係について下式を提案している。

$$\Delta\sigma_a = 0.90h + 5.4$$

これに前面海域の第1アスペリティの中心深さ $h=7.2\text{km}$ を代入すると、 $\Delta\sigma_a=11.9\text{MPa}$ が求まり、これを1.5倍すると 17.8MPa となる。伊方の 18.3MPa は適切な値と考える。

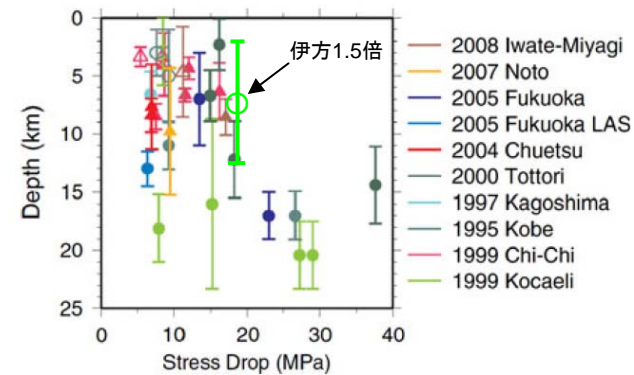


Figure 4
Average static stress drop on asperity. Circles indicate strike-slip events, and triangles indicate reverse dip-slip and oblique-slip events. Open and filled symbols mean surface breaking and buried asperities, respectively. The LAS in the legend means largest aftershock

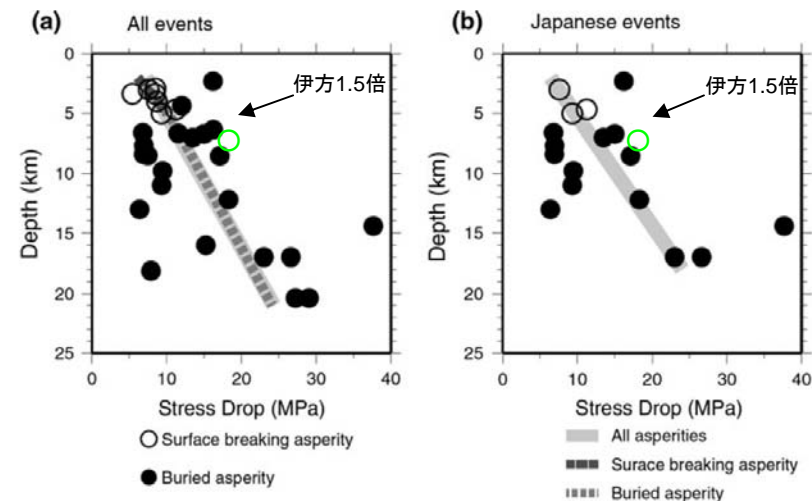


Figure 5
The relationship between static stress drop on an asperity and its depth for a all events and b Japanese events. The open and filled circles indicate surface breaking and buried asperities, respectively. The solid line represents the empirical relationship obtained for all the asperities in this study (Eqs. 1, 2). The broken line and dotted line represent the empirical relationship for surface breaking asperities (Eq. 3) and buried asperities (Eq. 4), respectively

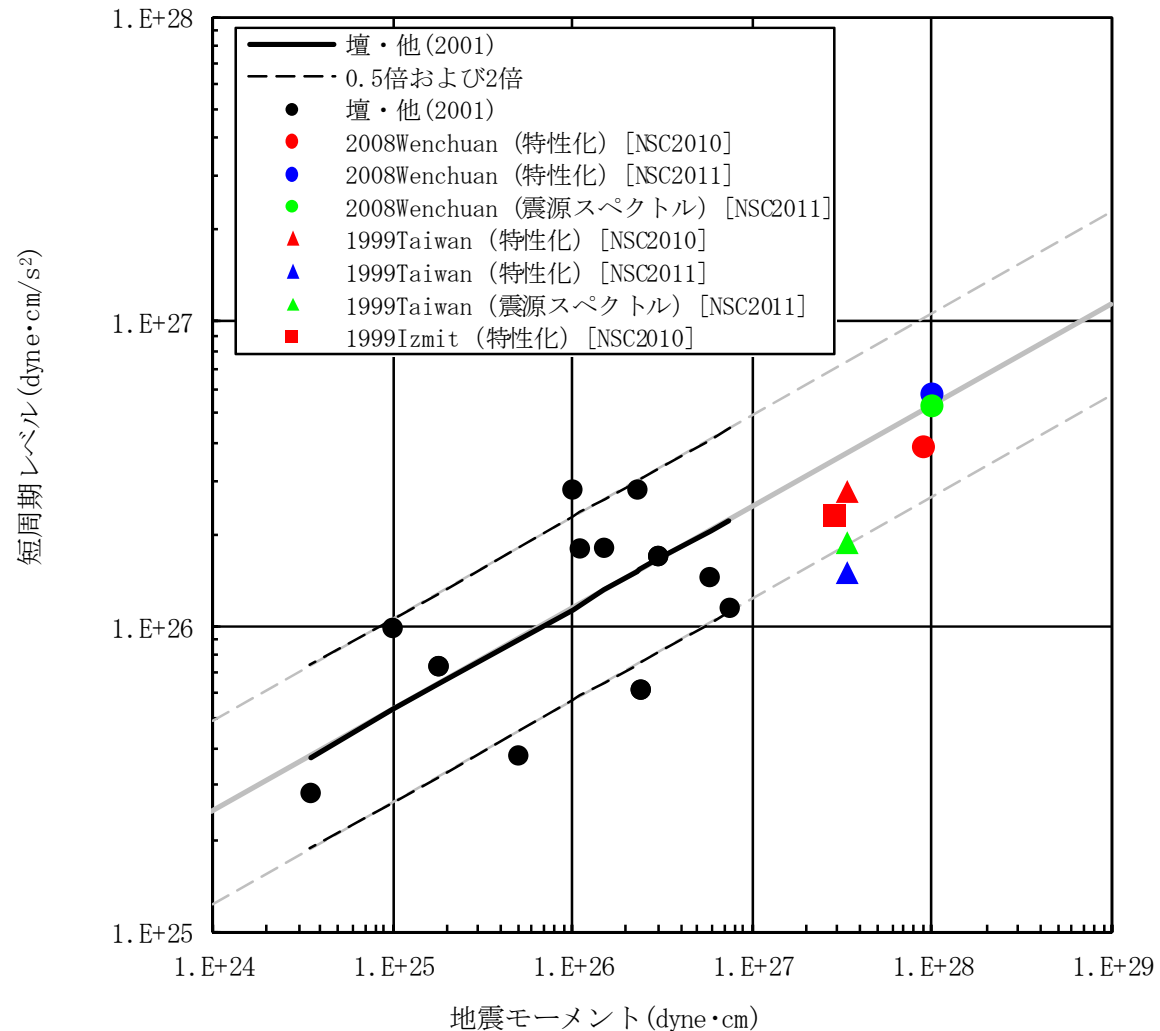
③長大断層の短周期レベル



長大断層の短周期レベル

『長大断層についても壇・他(2001)の関係式が適用可能である』(原子力安全委員会報告書, 2011)

原子力安全委員会による委託業務では, 四川地震, 台湾地震, Izmit地震の短周期レベルの算定を行っているが, 3地震とも得られた値は, 概ね壇の回帰式を下回るレベルにある。



④地表地震断層の地震動の特徴

地表地震断層の地震動の特徴 *Si et al. (2012)*

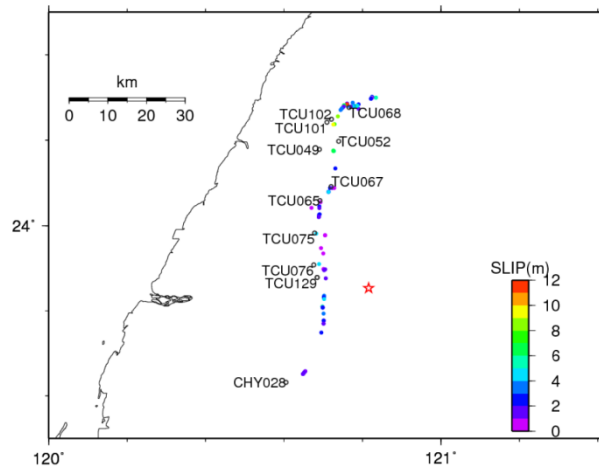


Figure 1. Slip distributions of surface rupture and the strong motion observation stations along the surface rupture. Color bar shows the value of the slip.

1999年台湾集集地震の観測記録について、地表変位量と強震動(応答スペクトル)の関係について調べ、地表変位量と短周期地震動の大きさには逆相関がある。この関係は周期0.8秒程度まで確認できると指摘している。浅部地盤の破壊による摩擦損失に起因するものではないかと推察している。

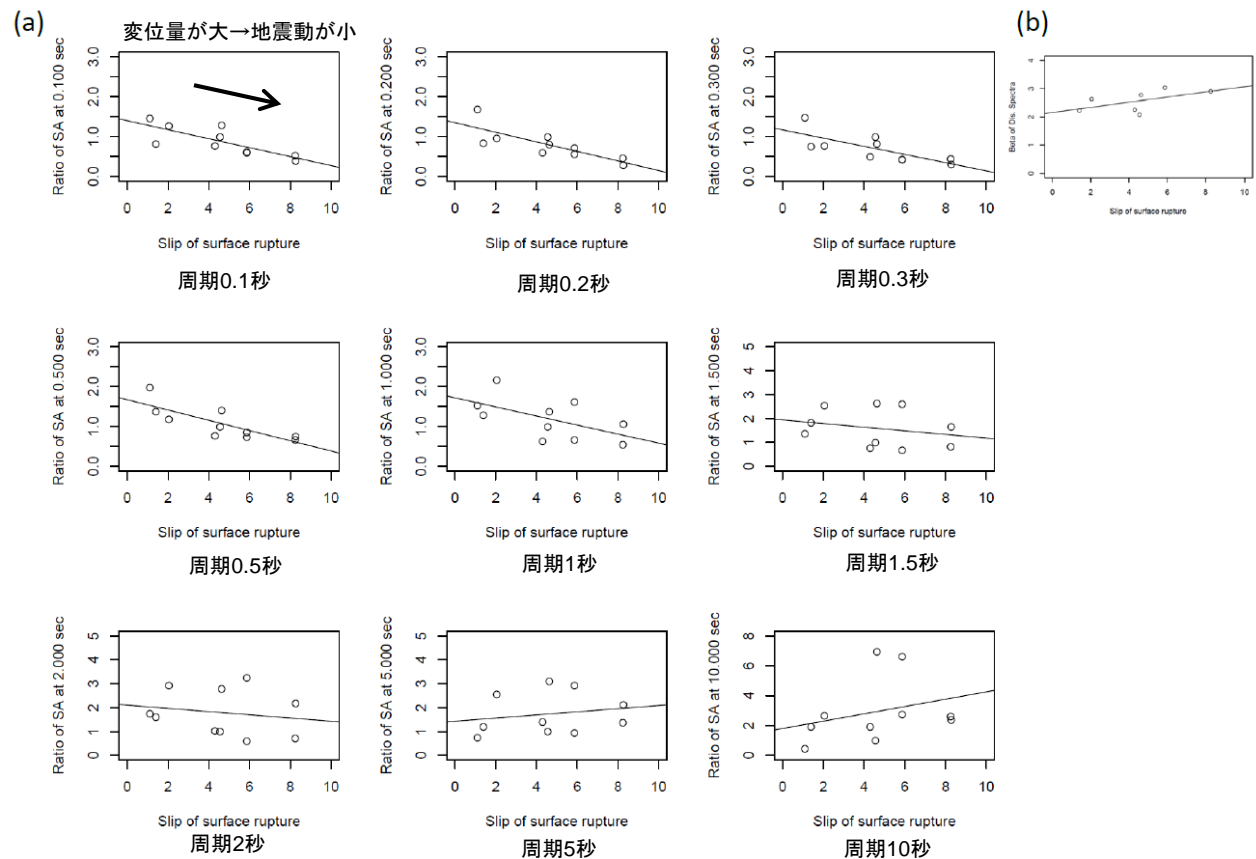


Figure 4. Plots of ratio of response spectra [Panels (a)], and the decay of displacement spectra [Panel (b)] relative to the slip of the surface rupture.

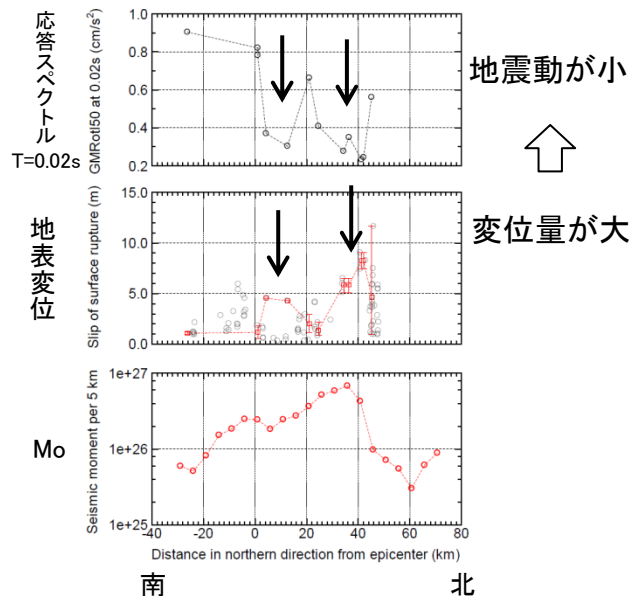


Figure 2. Plots of the response spectra at a period of 0.02s [upper panel], the surface slips and their average [middle panel], the moment release along the fault length [lowest panel], respectively. Zero show the location of the epicenter.

Kagawa et al. (2004)

Kagawa et al.(2004)は、破壊が地中に留まる断層(以下伏在断層)と地表に破壊が達する断層(以下地表断層)による地震動の特徴について、以下のような指摘を行っている。

- 伏在断層による地震動は、周期1秒付近において、平均的な地震動よりも1.5倍程度大きく、逆に、**地表断層による地震動は同じ周期帯で、平均よりも1.5倍程度小さい**(fig.1)
- 伏在断層の破壊領域は、地表断層の2/3程度であり、伏在断層の応力降下量は地表断層の応力降下量よりもほぼ2倍程度大きい(Table 3)
- 深いアスペリティは浅いアスペリティに対して応力降下量が3倍程度大きい(Table 4)

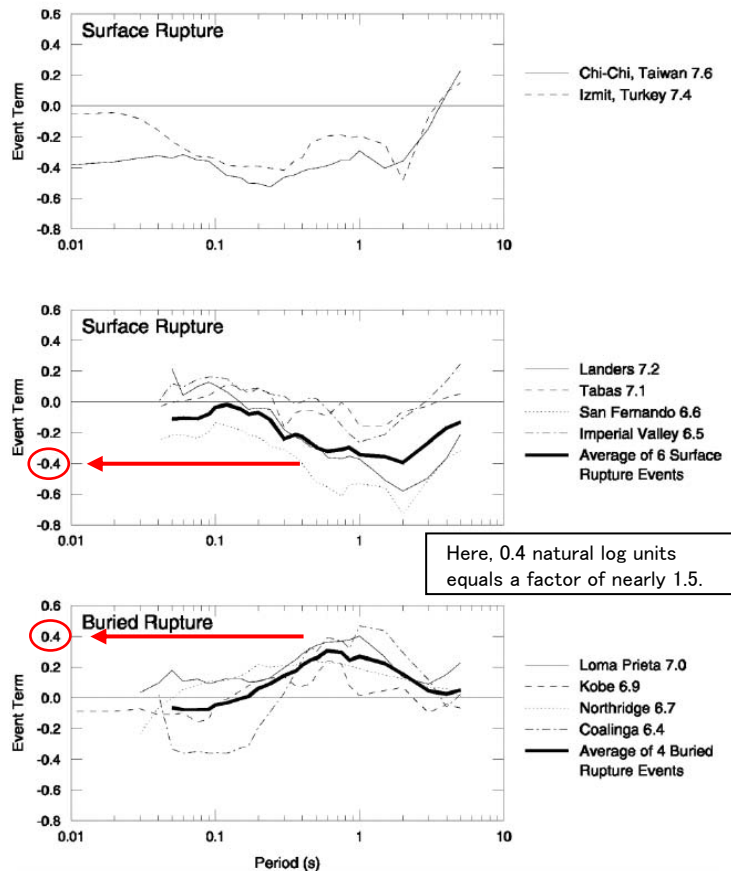


Fig. 1. Ratio of response spectra of recorded ground motions to that of an empirical attenuation relationship for the cases of surface rupture earthquake (top and center) and buried rupture earthquake (bottom). The zero line represents the level of the empirical attenuation relationship. Lines above the zero line indicate an event's ground motion exceeding the model.

Table 3. Scaling relations for the whole ruptures: rupture area A_0 versus M_0 , stress drop $\Delta\sigma_0$, and the ratio of the combined asperity area to the fault area A_a/A_0 .

	M_0 Vs. Rupture Area (common logarithmic standard deviation)	Stress Drop	Area of Fault Covered by Asperities
All Faults	$2.40 \times 10^{-15} M_0^{2/3}$ (0.25)	2.9 ± 2.3 MPa	0.22 ± 0.07
Faults with Surface Break and Shallow Asperities	$2.97 \times 10^{-15} M_0^{2/3}$ (0.25)	2.1 ± 1.7 MPa	0.22 ± 0.07
Faults without Surface Break and Shallow Asperities	$2.03 \times 10^{-15} M_0^{2/3}$ (0.23)	3.7 ± 3.0 MPa	0.20 ± 0.08

2/3程度

ほぼ2倍程度

Table 4. Scaling parameters (the *const* values) for individual asperities: effective stress drops $\Delta\sigma_a$, asperity slip contrast D_a/D_0 and slip velocity V_{eff} .

		Stress Drop	Asperity Slip Contrast	Effective Slip Velocity
Surface Break Fault	Shallow Asperities	6.5 ± 4.6 MPa	2.1 ± 0.4	133 ± 60 cm/s
	Deep Asperities	23.6 ± 15.2 MPa	2.0 ± 0.3	286 ± 164 cm/s
Buried Fault	Deep Asperities	24.5 ± 14.5 MPa	2.4 ± 0.8	

約3倍

Kagawa, T., K. Irikura, P. Somerville, 2004, Differences in ground motion and fault rupture process between the surface and buried rupture earthquakes, Earth Planet Space, 56, 3-14.

まとめ

横ずれ断層の応力降下量は平均の0.7倍
壇・他(2011)は12.2MPaを提案

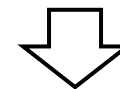
中央構造線は純粋な横ずれ断層と認識されている

アスペリティの応力降下量には深さ依存性がある

中央構造線は地表に明瞭な変位が現れており、これも考慮してアスペリティ上端を浅く設定

近年得られた長大断層の短周期レベルは、概ね壇・他(2001)の平均から1/2の範囲にある。

	アスペリティの応力降下量	
	応力降下量の不確かさ考慮ケースとして標準的と推定される値	応力降下量の不確かさ考慮ケースにおける設定値
ずれのタイプによる依存性を考慮	18.3MPa	18.3 MPa
深さ依存性を考慮	17.8 MPa	

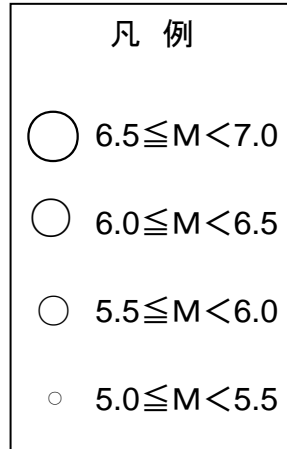
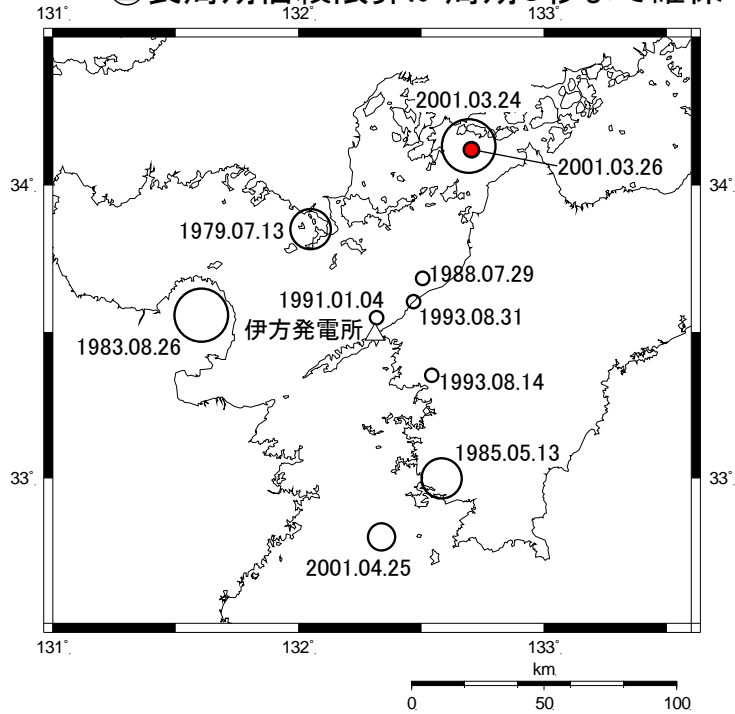


最新の知見およびサイトの地域特性を考慮すれば、応力降下量の不確かさケースとして適切な値が設定されていると考える。

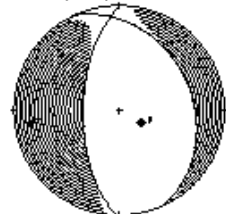
経験的グリーン関数法の要素地震①

➤ 要素地震の選定および選定基準

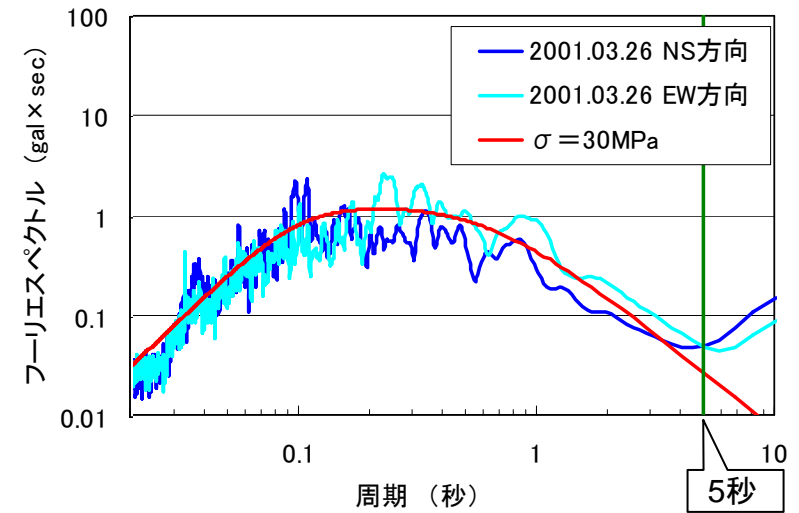
- ① 伝播特性を勘案し、伊予灘側に震源がある地震
- ② 長周期信頼限界が周期5秒まで確保できる記録



2001/03/26, 05:41

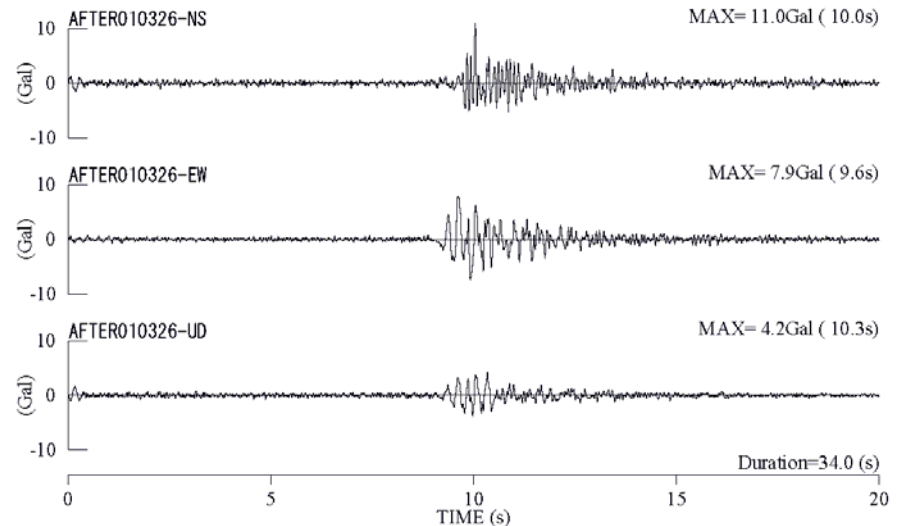


34.1N 132.7E 38km Mw5.1
 strike: 335 dip: 31 slip: -113
 mxx: -0.36 mxy: 0.91 mxz: 0.45
 myy: 4.07 myz: -2.55 mzz: -3.71
 unit: 1e+16 moment: 4.76e+16 Nm



2001年3月26日の地震

要素地震の時刻歴波形



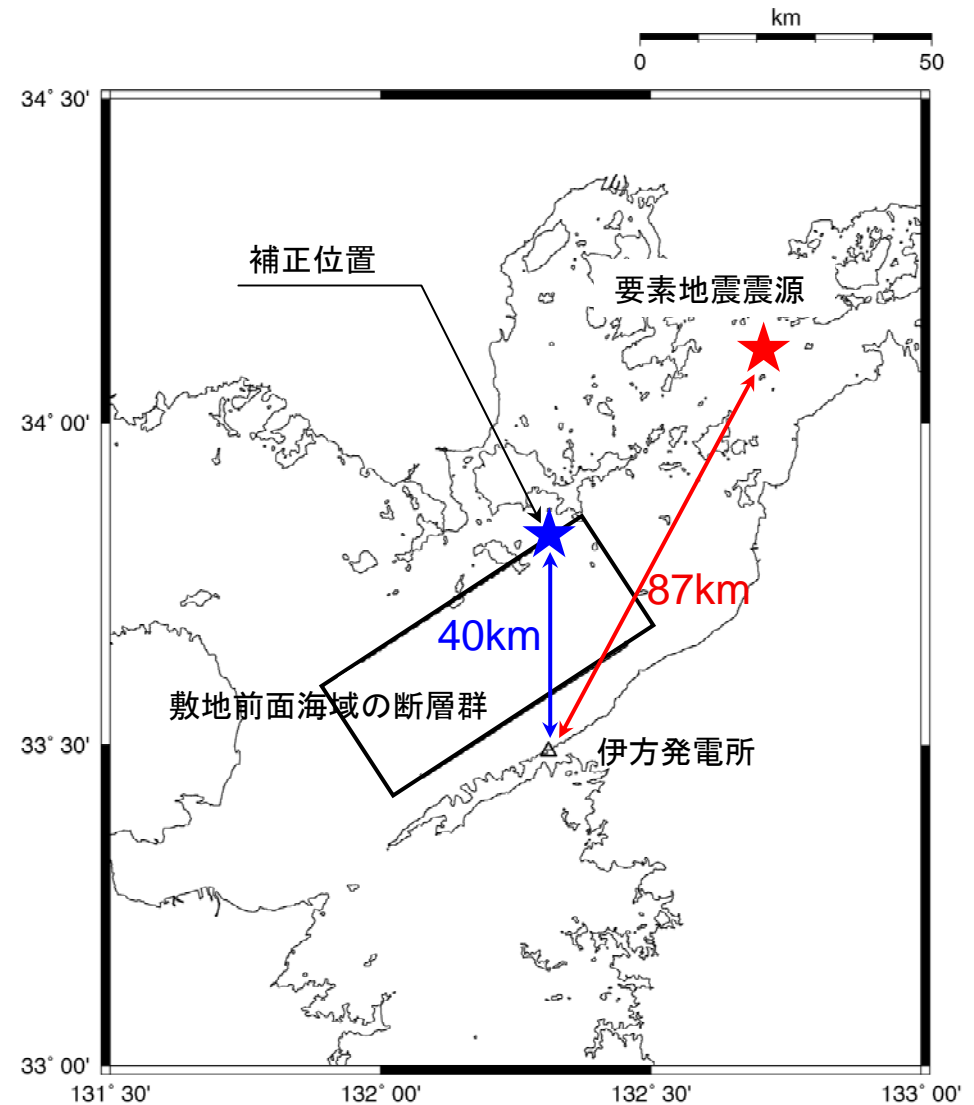
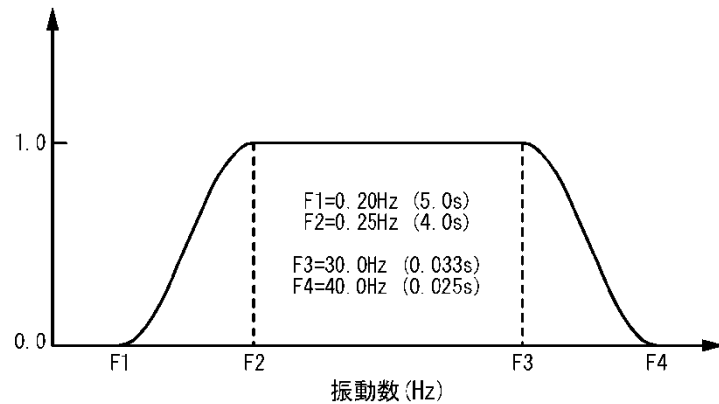
経験的グリーン関数法の要素地震②

➤ 要素地震の補正(発生位置の補正)

本来の震源位置から想定する断層面内に幾何減衰と内部減衰を考慮して距離補正する。

Q値はサイトにおける海洋プレート内地震の観測記録から同定したものを使用する。

➤ 要素地震の補正 (観測記録に対するフィルター処理)



経験的グリーン関数法の要素地震③

➤ 要素地震の補正(媒質の補正)

観測地震は、対象地震とは媒質の異なるスラブ内で発生した地震であるため、密度やせん断波速度を考慮して、壇・佐藤(1998)によりスラブ内から内陸地殻内の媒質へ補正する

	スラブ内	内陸地殻内
せん断波速度	4.0km/s	3.5km/s
剛性率	5.28×10^{10} N/m ²	4.00×10^{10} N/m ²
密度	3.3g/cm ³	3.265g/cm ³
応力降下量	30MPa	22.7MPa
地震モーメント	4.76×10^{16} Nm	3.61×10^{16} Nm
断層面	1.569km × 1.569km	同左
平均すべり量	36.6cm	同左

$$\sigma_d = \sigma_s \times \frac{\rho_d \cdot \beta_d^2}{\rho_s \cdot \beta_s^2} = \sigma_s \times \frac{\mu_d}{\mu_s}$$

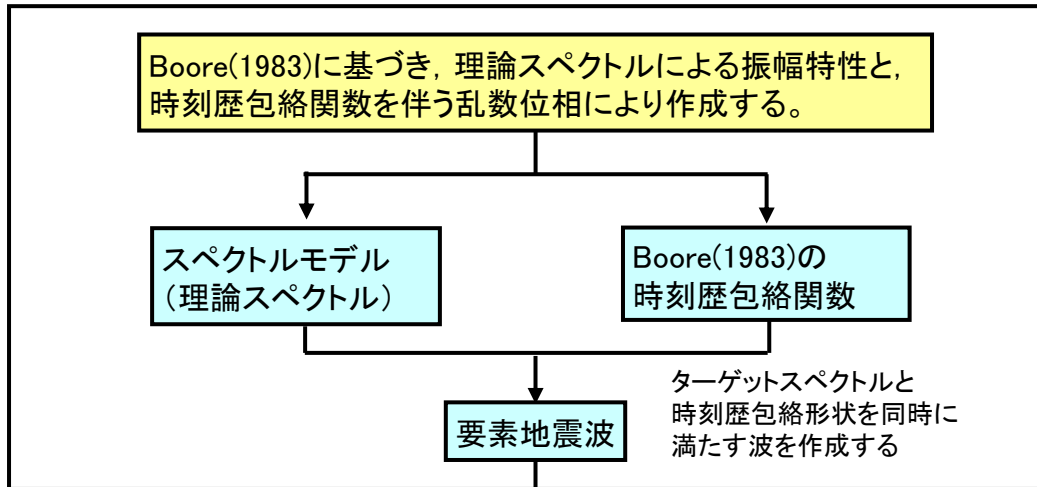
$$M_{od} = M_{os} \times \frac{\rho_d \cdot \beta_d^2}{\rho_s \cdot \beta_s^2} = M_{os} \times \frac{\mu_d}{\mu_s}$$

σ_s : 応力降下量(スラブ内地震)
 σ_d : 応力降下量(内陸地殻内地震)
 ρ_s : 密度(スラブ内地震)
 ρ_d : 密度(内陸地殻内地震)
 β_s : せん断波速度(スラブ内地震)
 β_d : せん断波速度(内陸地殻内地震)
 μ_s : 剛性率(スラブ内地震)
 μ_d : 剛性率(内陸地殻内地震)
 M_{os} : 地震モーメント(スラブ内地震)
 M_{od} : 地震モーメント(内陸地殻内地震)

統計的グリーン関数の作成①

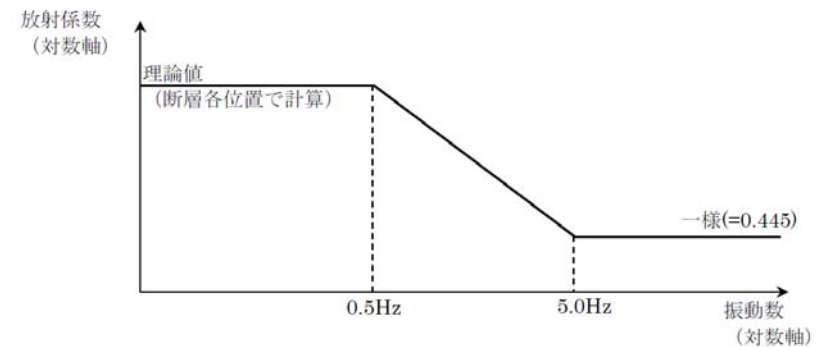
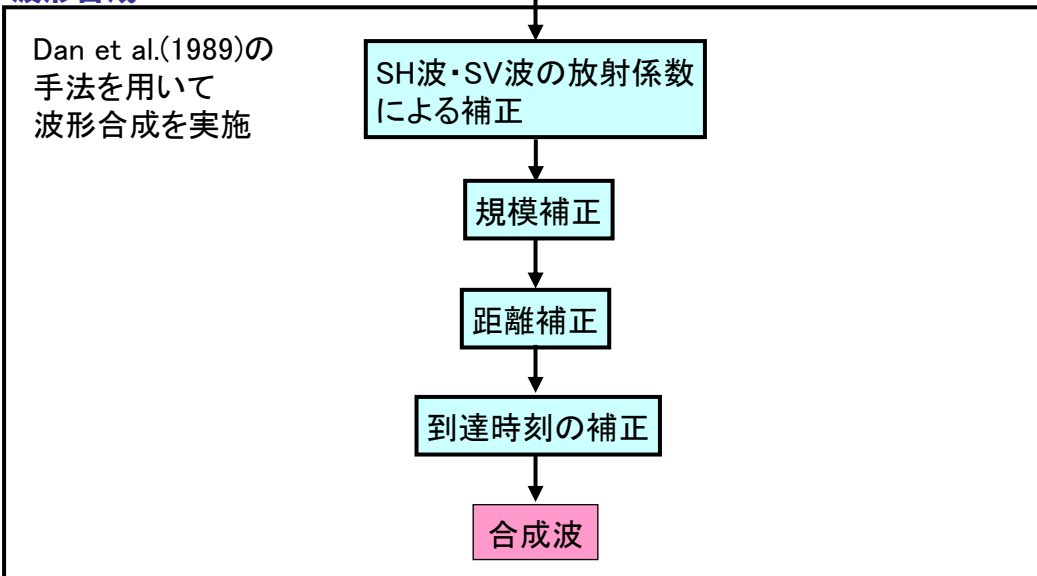
統計的グリーン関数(要素地震波)の作成と波形合成

統計的グリーン関数の作成



統計的グリーン関数は、敷地解放基盤表面の V_s が 2.6km/s と地震基盤相当であることから、解放基盤表面で作成する。
(地盤モデルと一次元波動論による解析は行わない)

波形合成



放射係数の周波数依存特性の概要図

統計的グリーン関数の作成②

○スペクトルモデル(水平)

下式に基づく点震源の理論スペクトルにより、敷地の解放基盤表面(せん断波速度2600m/s, 密度3.0g/cm³)で作成する。

$$A(f) = \frac{F}{4\pi\rho\beta^3} \times \frac{M_0(2\pi f)^2}{1+(f/f_c)^2} \times \frac{1}{r} \times 2 \times \frac{1}{\sqrt{1+(f/f_{\max})^m}} \times e^{-\frac{\pi f r}{Q(f)\beta}} \times \sqrt{\frac{\rho\beta}{\rho_s\beta_s}}$$
$$2\pi f_c = 2\beta \sqrt{\frac{\pi\lambda\sigma}{M_0}}$$

○パラメータ

F: S波の放射特性係数=1.0

(後段で、断層各位置と敷地との位置関係より算出した理論値を乗じて補正する)

ρ : 震源における地盤密度=3.265g/cm³

β : 震源におけるS波速度=3.5km/s

M_0 : 地震モーメント=4.0e+16Nm

f_c : コーナー周波数

r : 震源距離=40km

λ : 円形断層の半径=1.56km(断層モデルのメッシュサイズから決定)

σ : 応力降下量=7/16 × M_0/λ^3 =4.473MPa(円形クラック式)

f_{\max} : 高周波遮断振動数=6Hz

m : 高周波遮断後の勾配=4

$Q(f)$: Q値=150 $f^{0.75}$ 中村・植竹(2002)

ρ_s : 観測点における地盤密度=3.0g/cm³

β_s : 観測点におけるS波速度=2.6km/s

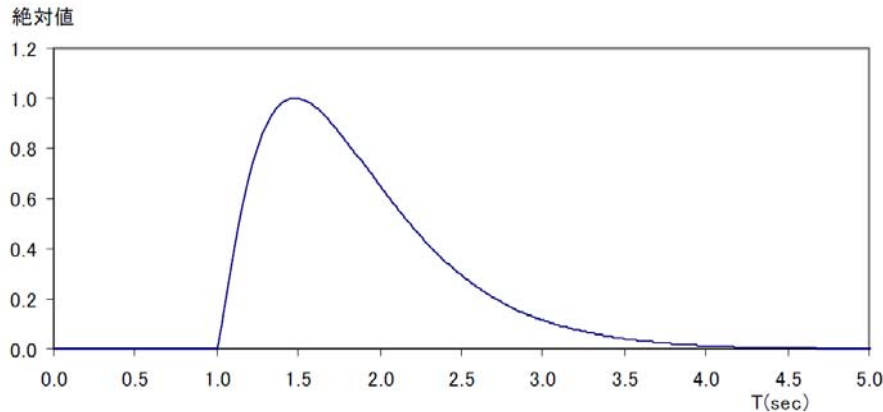


統計的グリーン関数の作成③

○時刻歴包絡関数[Boore (1983)]

$$BENV(t) = C \cdot t^b \cdot \exp(-ct) \cdot H(t)$$

t: 時間
 BENV(t): 包絡関数
 H(t): ステップ関数
 C: 基準化係数, $C = [e / (p \cdot T_w)]^b$, e: 自然対数
 $T_w = 2T_d$
 $T_d = f_c^{-1}$, f_c : コーナ一周波数
 $b = -p \cdot \ln q / [1 + p(\ln p - 1)]$
 $p = 0.2, q = 0.05$
 $c = b / (p \cdot T_w)$

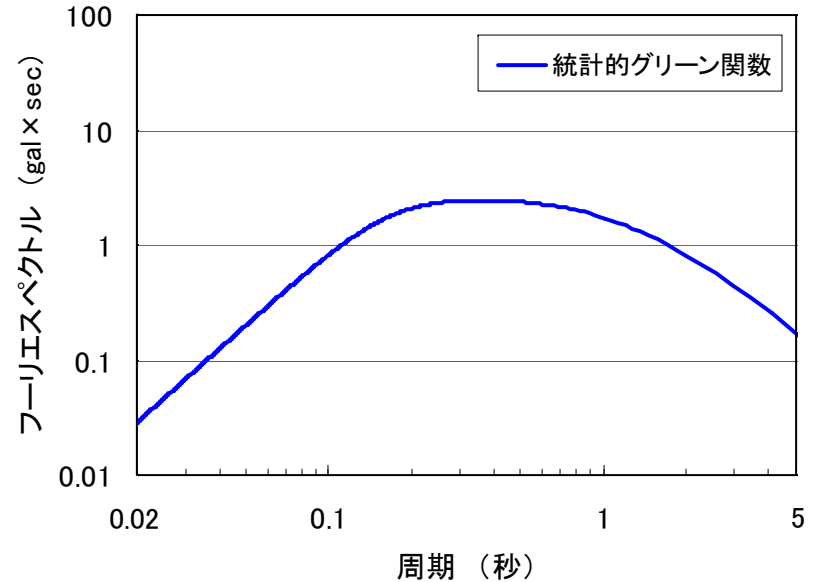


今回のパラメータによる時刻歴包絡関数
(先頭に1秒間の無信号時間を追加)

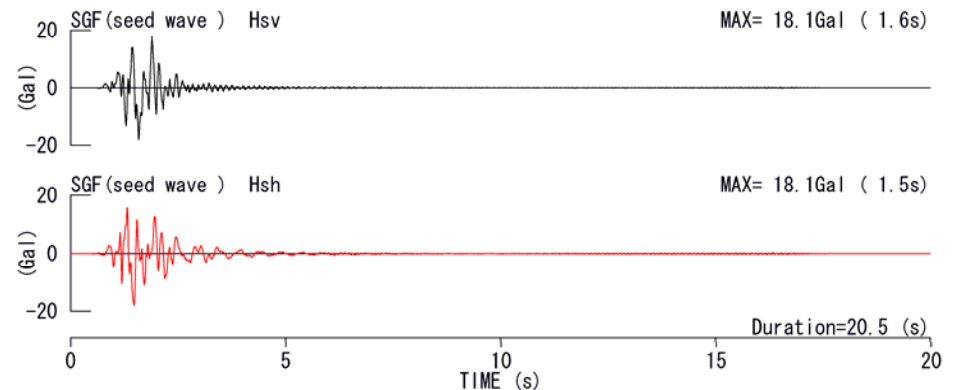
地震動の位相は乱数を採用するものの、変位波形がベル型となる位相を選択し、さらに変位の最大値発生時刻が平均的なものを採用した。(次ページに詳述)

○作成した統計的グリーン関数

フーリエスペクトル



時刻歴波形



統計的グリーン関数の作成④

○統計的グリーン関数選定における判定基準

以下に示す香川(2004)の手法を参考にして、統計的グリーン関数の選定を行っている。

【香川(2004)の作成手順】

①ターゲット・スペクトルへの適合度と時刻歴包絡関数への適合度を同時に満たすよう繰り返し計算を行う。

②コーナー周波数 f_c よりも高周波数成分をハイカット・フィルターで落とし、積分して変位波形を作成する。

③そして、この変位波形の最大値発生時刻 T_{max} が、設定値から期待される時刻から大きくはずれるものを棄却する。ここでは、設定値の前後0.2秒を閾値とした。

「設定値から期待される時刻」としては、例えばBooreの包絡関数から算定される最大値発生時刻 T_p が用いられ、以下の条件を満たさないものを棄却する。

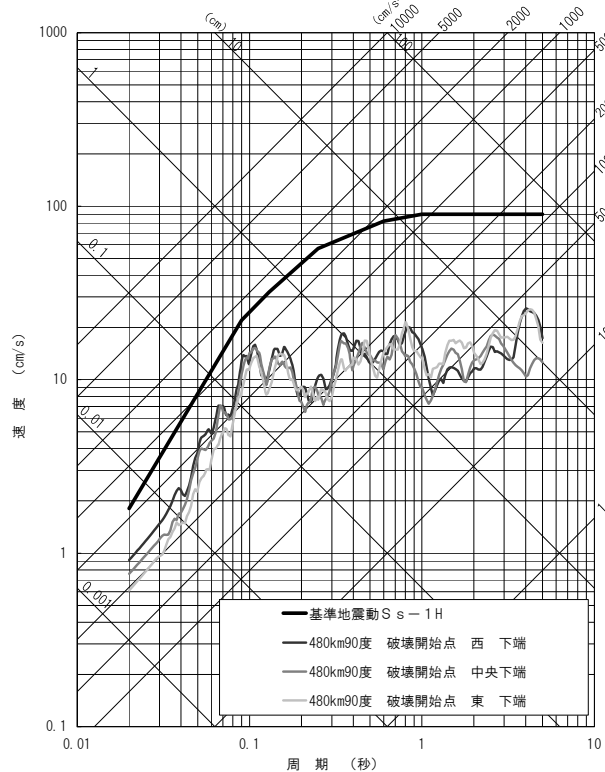
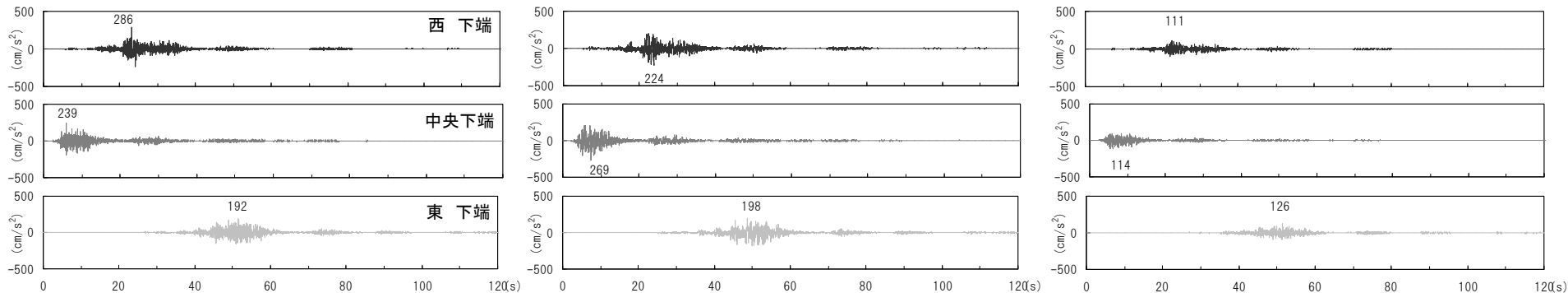
$$T_p - 0.2 < T_{max} < T_p + 0.2$$

④さらに、変位波形の最大値(D_{max} : 正の値)と最小値(D_{min} : 負の値)について、以下の条件を満たさないものを棄却する。

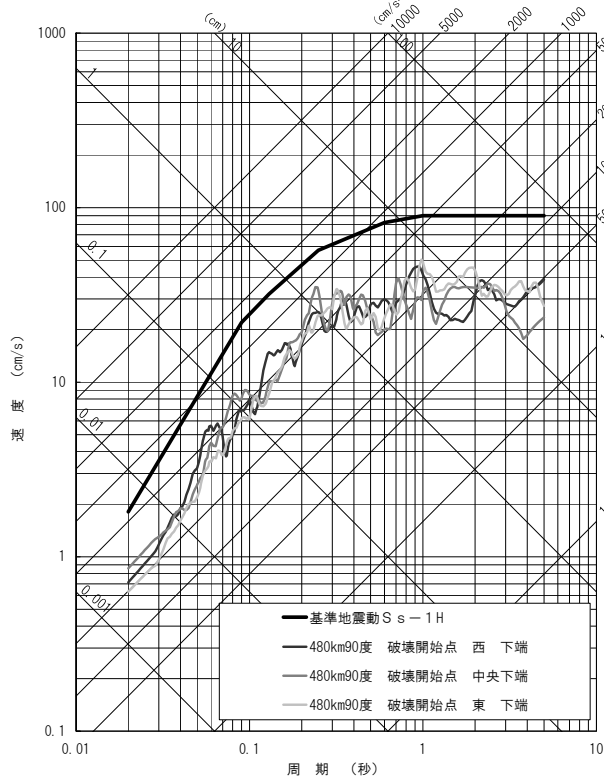
$$1 - \varepsilon < D_{max} / (D_{max} - D_{min}) < 1 + \varepsilon \quad (\text{ここで } \varepsilon = 0.2)$$

これにより、正の方向にベル型の形状を持つ変位波形のみが採用される。

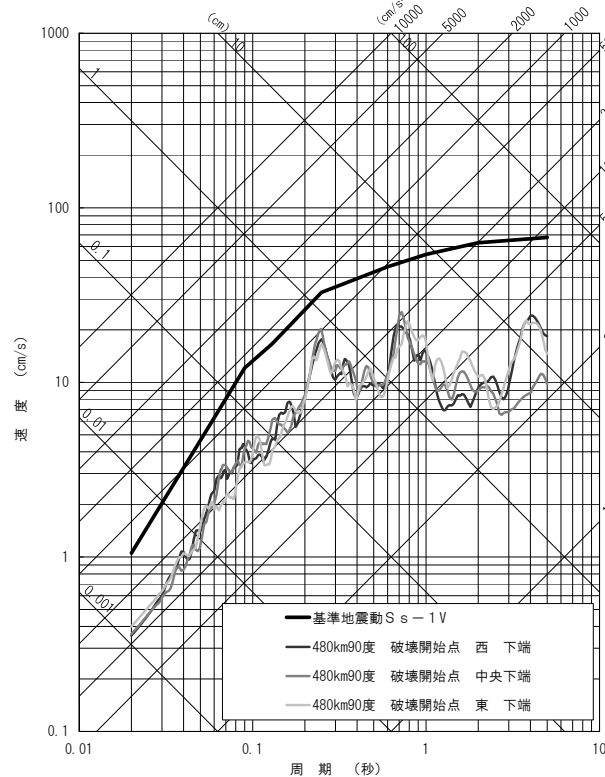
地震動評価結果(基本ケース) 経験的グリーン関数法



NS



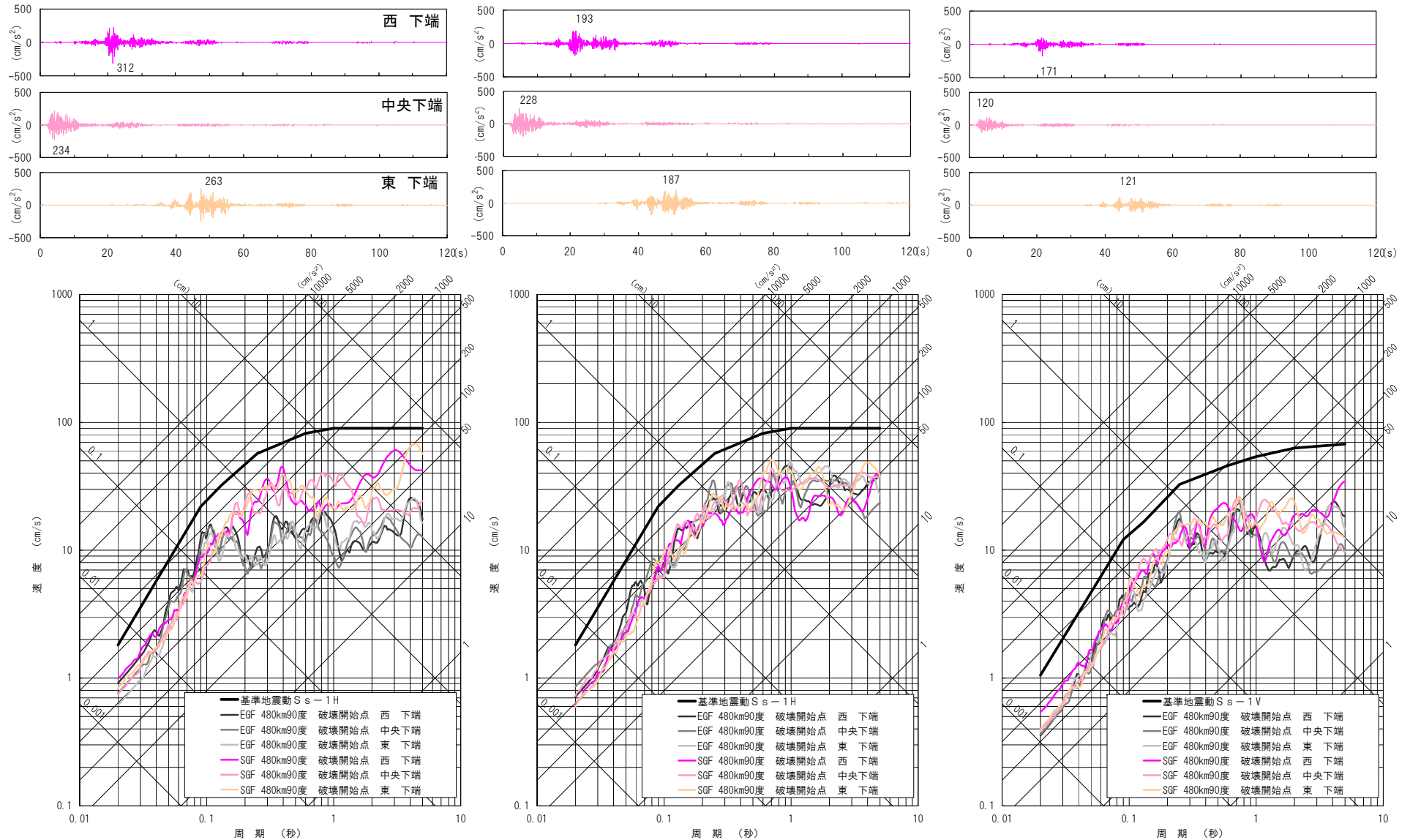
EW



UD

地震動評価結果(基本ケース) 統計的グリーン関数法

EW, UDでは統計的手法と経験的手法はほぼ同等の結果となっている。NSでは主要周期帯である周期0.1秒付近で経験的手法の方が厳しい結果となっている。よって、不確かさケースでは経験的手法で地震動評価を行う。



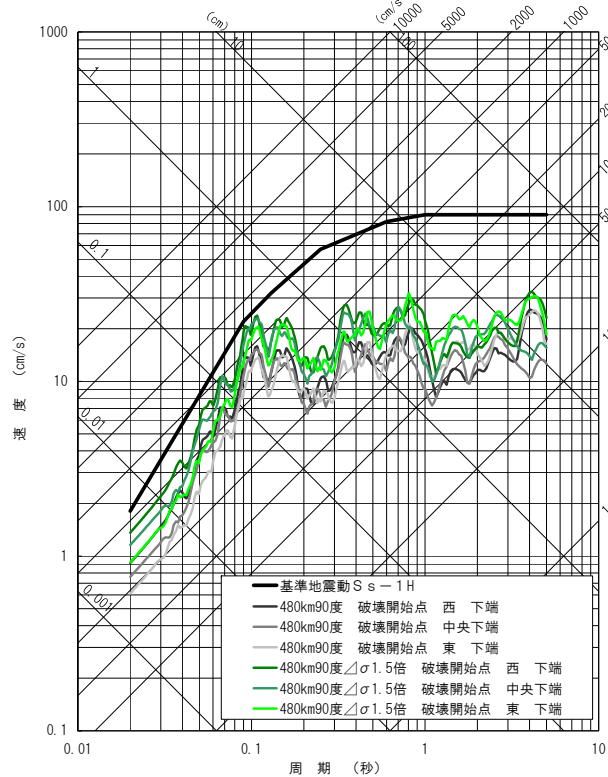
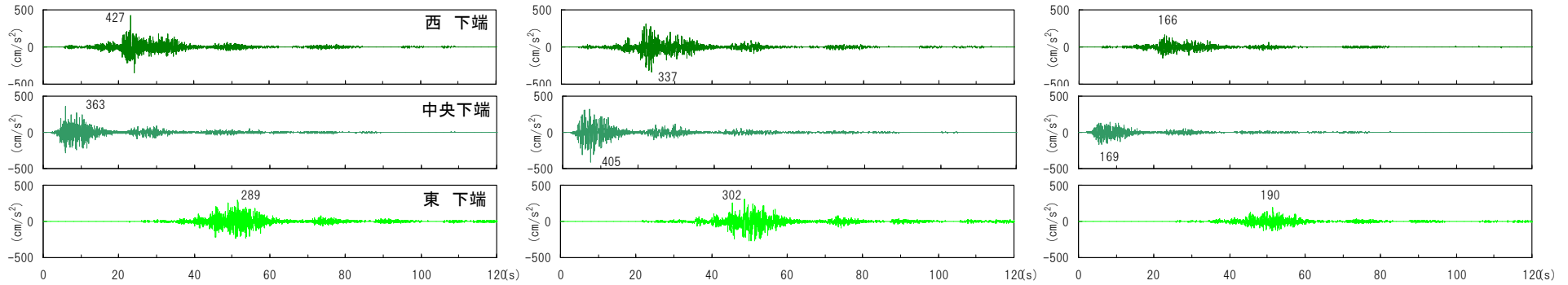
NS

EW

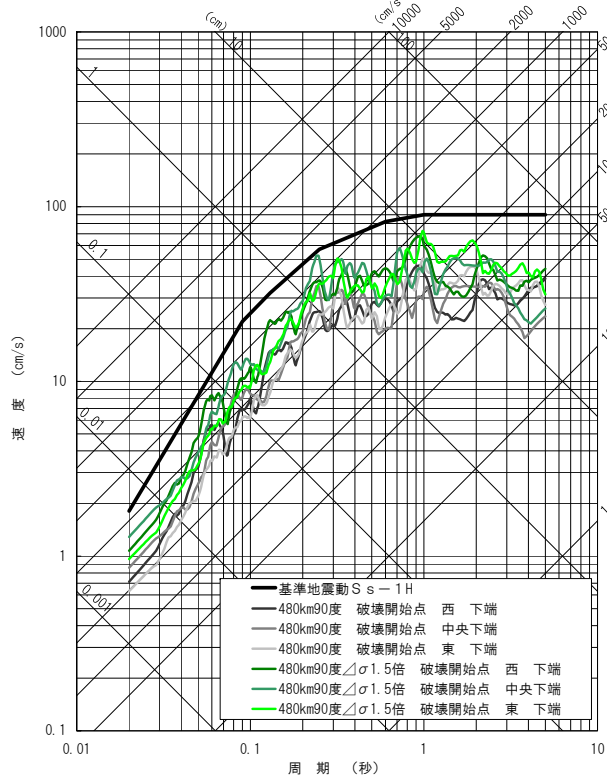
UD

地震動評価結果(応力降下量1.5倍) 経験的グリーン関数法

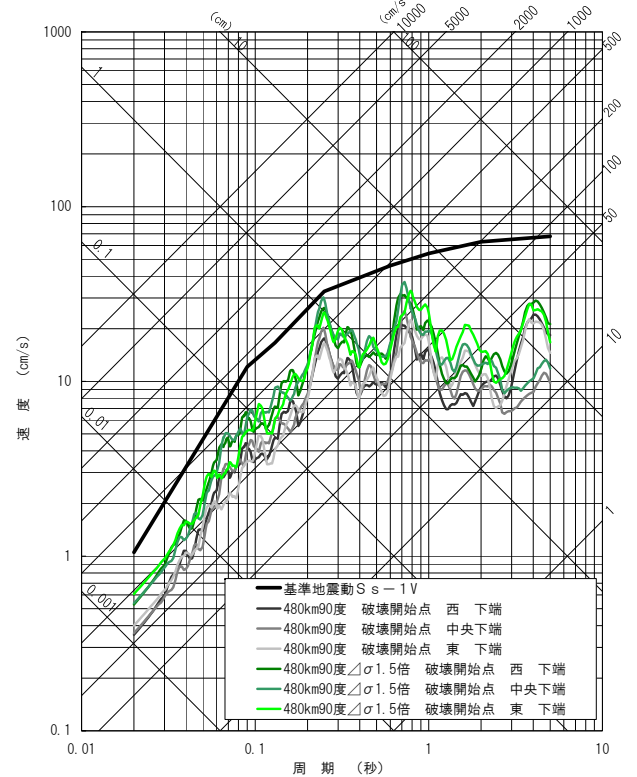
全体的にひとまわり大きい地震動となっているが、基準地震動Ss-1には包絡されている。



NS



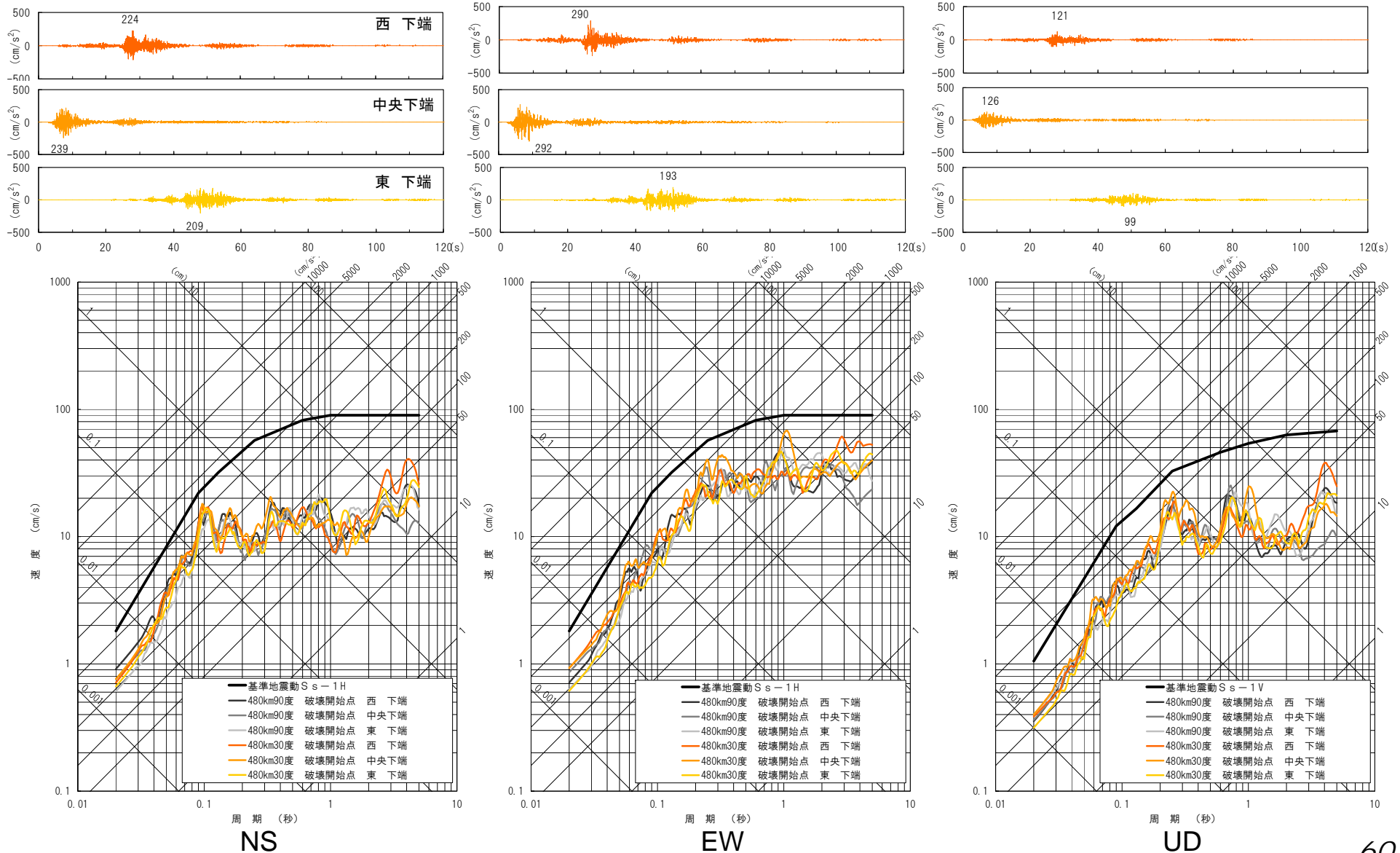
EW



UD

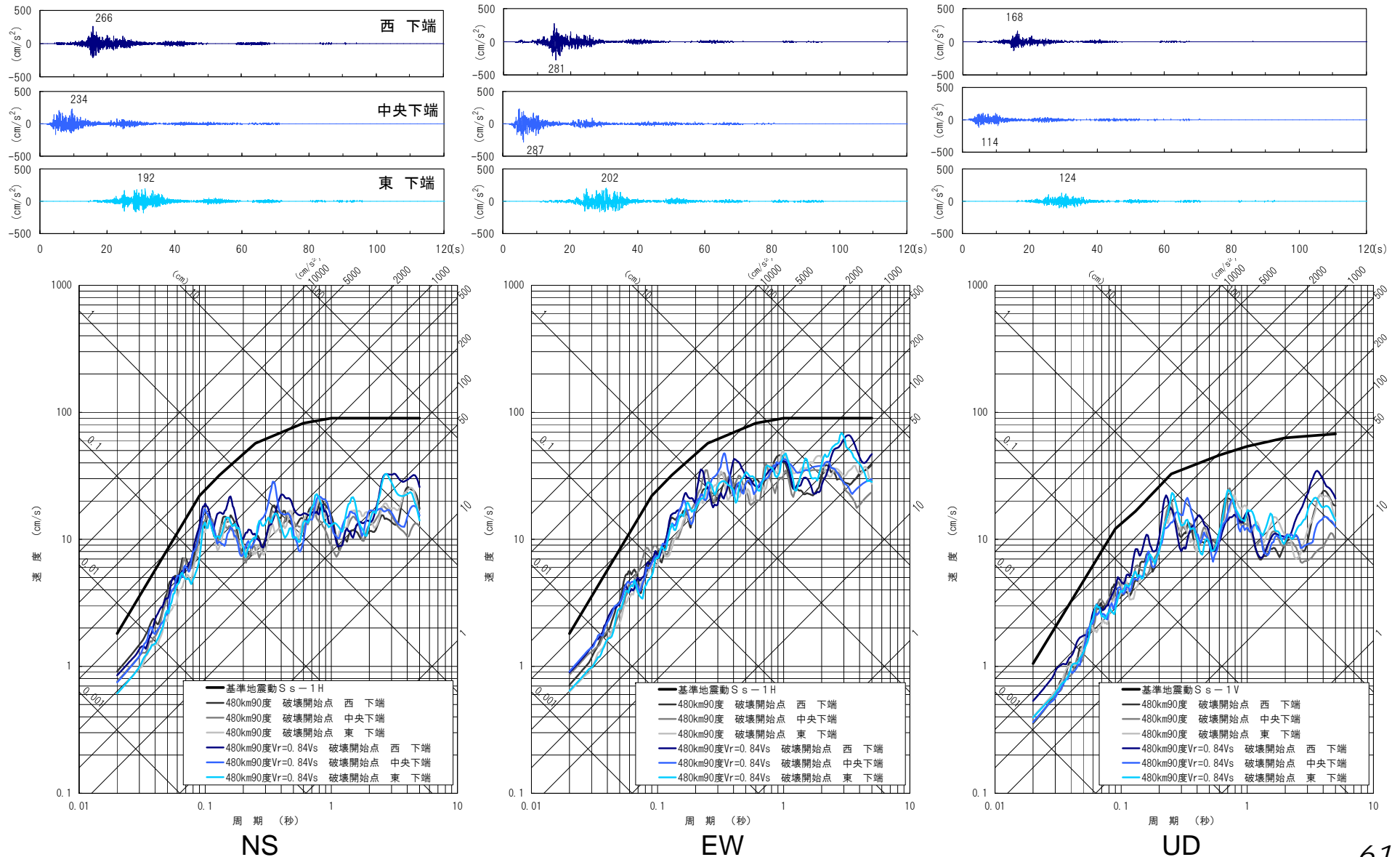
地震動評価結果(北傾斜) 経験的グリーン関数法

北傾斜ケースは基本ケースとほぼ同じレベルとなった。地震規模は大きくなるが、断層面が遠くなるため相殺され、同レベルとなったと考えられる。



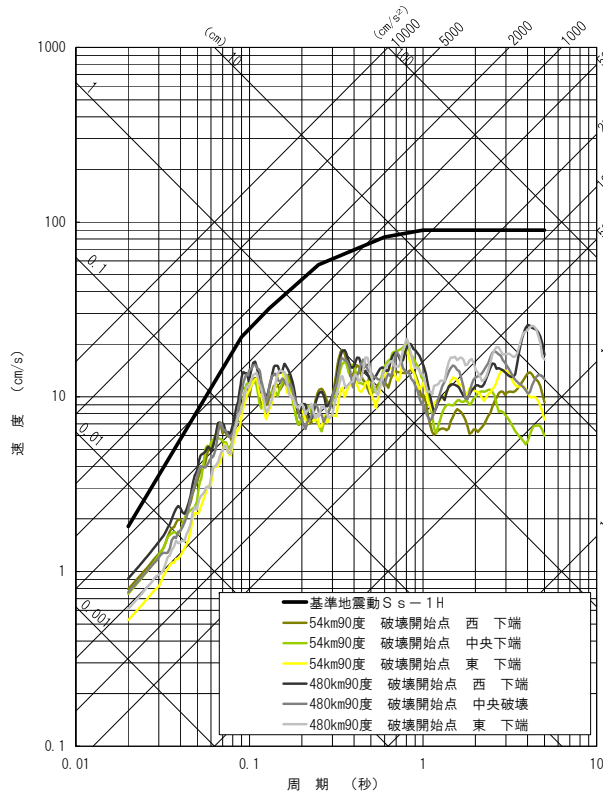
地震動評価結果(破壊伝播速度) 経験的グリーン関数法

周期0.1~0.4秒でやや大きめとなり、周期3秒付近でも大きな地震動を与える結果となった。後者についてはディレクティビティ効果が強調されたものと考えられる。

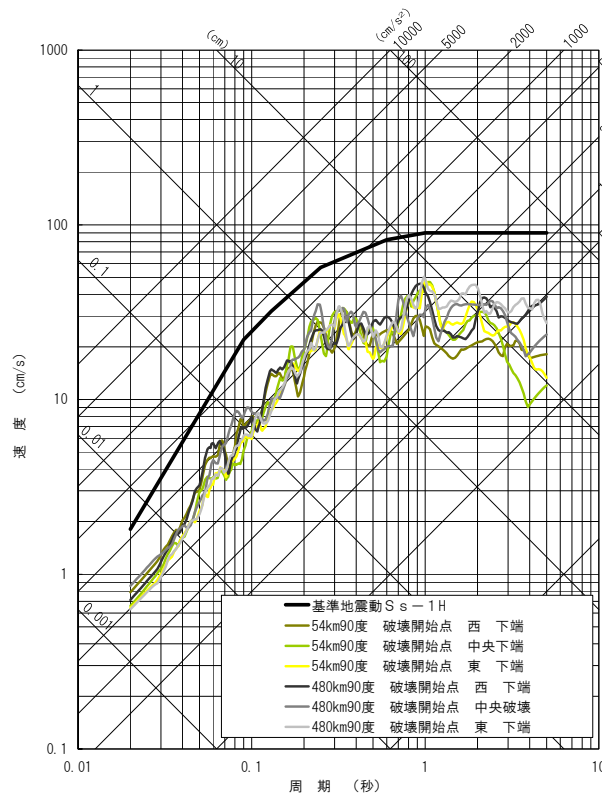


54kmケースのと比較(基本ケース・経験的手法)

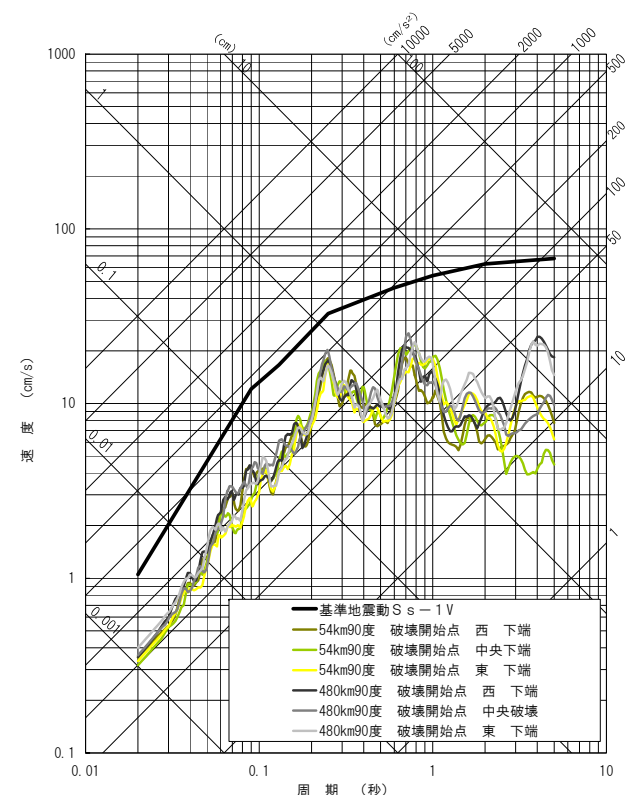
断層傾斜角が90度のケースについて、54km基本ケースにおける地震動と、480km基本ケースにおける地震動を比較したところ、短周期側の地震動レベルはほぼ同レベルであり、長周期側では480kmの方が大きい結果となった。



NS



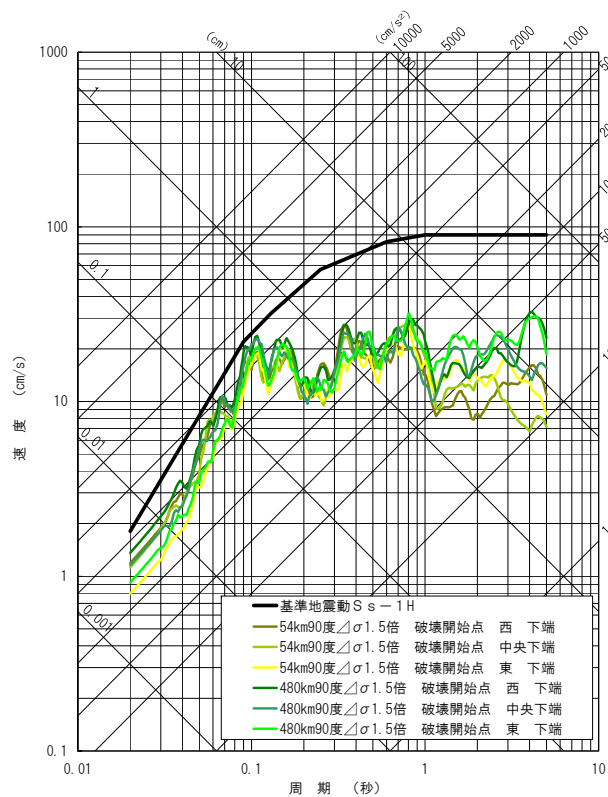
EW



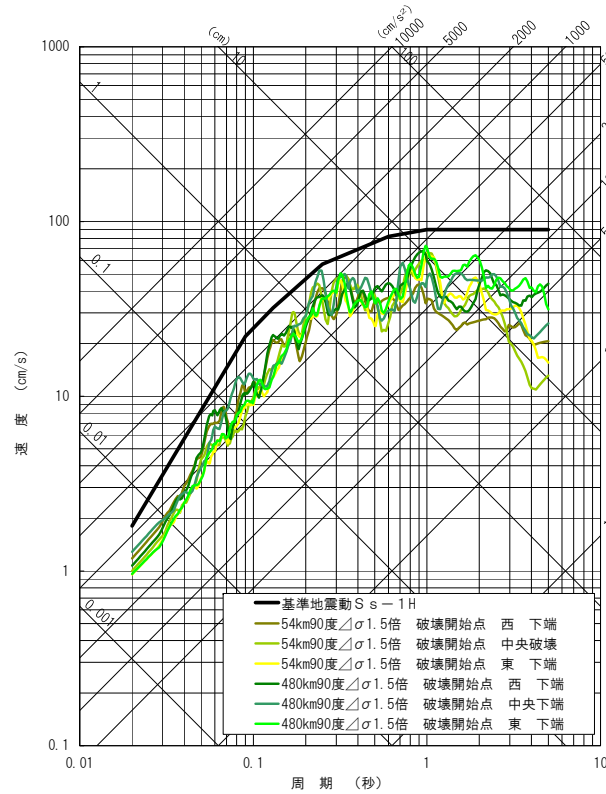
UD

54kmケースのと比較(応力降下量1.5倍・経験的手法)

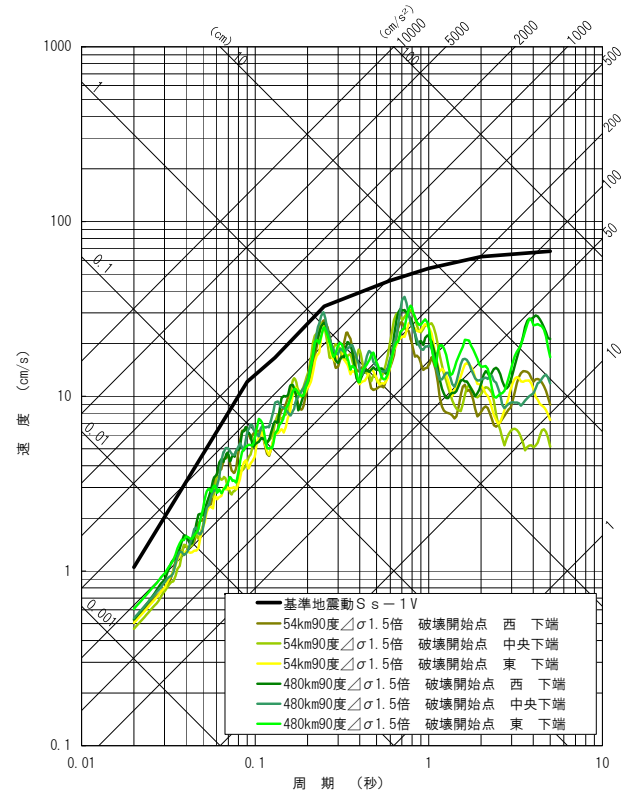
応力降下量1.5倍のケースについても、54kmの結果と480kmの結果を比較したところ、短周期側の地震動レベルはほぼ同レベルであり、長周期側では480kmの方が大きい結果となった。



NS



EW

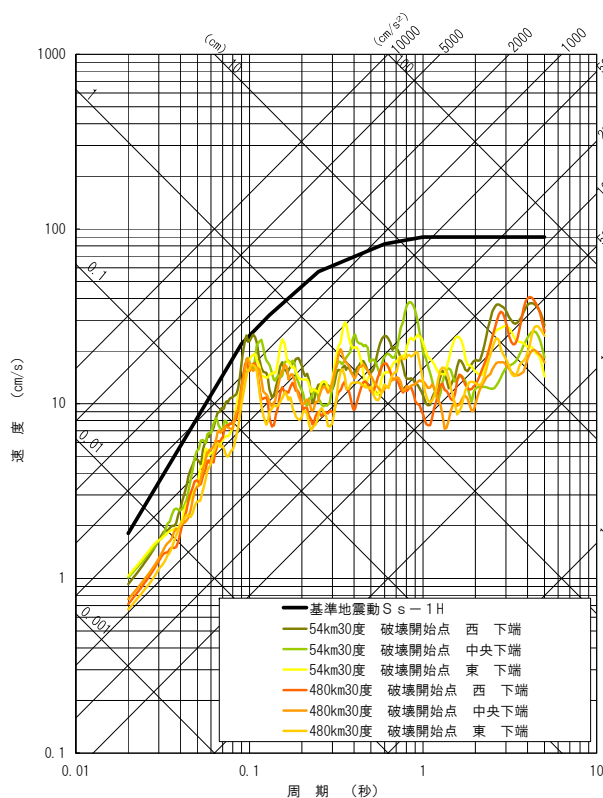


UD

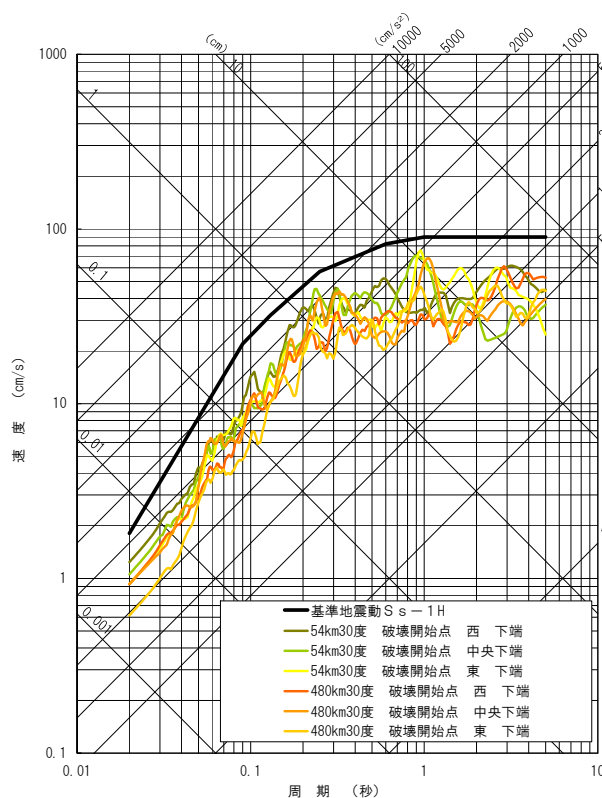
54kmケースのと比較(北傾斜・経験的手法)

北傾斜ケースについては、短周期側では54kmの結果の方がやや大きく、長周期側ではほぼ同レベルの地震動となっている。

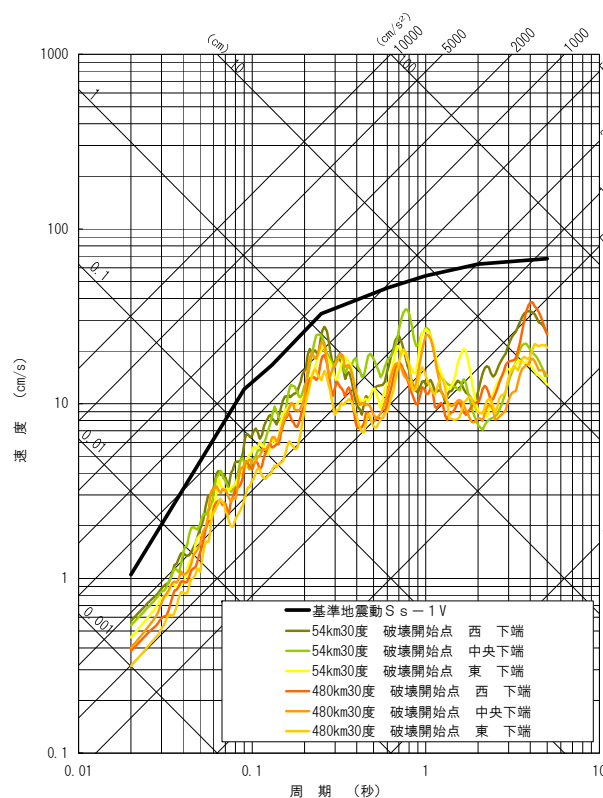
北傾斜ケースの場合、断層幅は基本ケースの2倍になる(13km→26km)。つまり断層面積が2倍となる。Murotani et al.(2010)のスケーリング則では地震モーメントが断層面積に比例するため、北傾斜ケースは基本ケースの2倍の地震モーメントを持つこととなる。一方、入倉・三宅(2001)は地震モーメントが断層面積の2乗に比例することから、北傾斜ケースの地震モーメントは基本ケースの4倍となる。54km北傾斜ケースの場合、敷地の前に大きなエネルギーを置いたケースを想定していることになり、このため保守的な評価になっていると考える。



NS



EW



UD

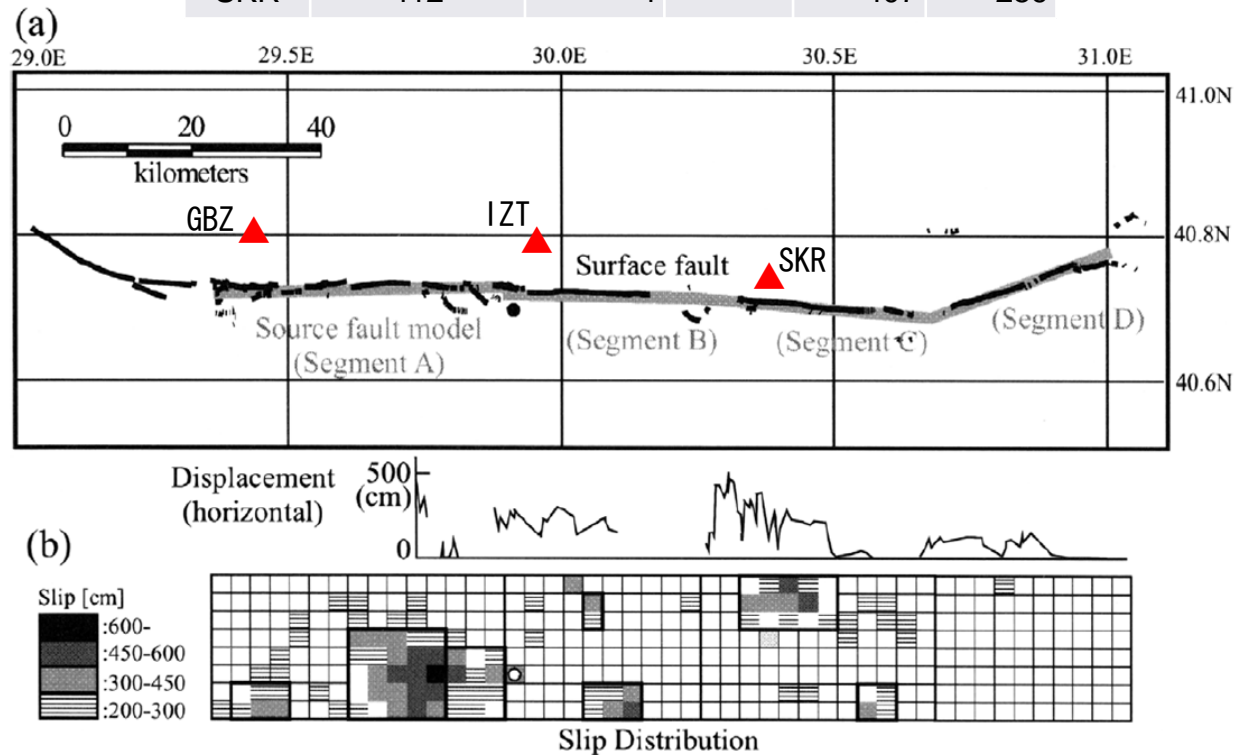
-
1. 検討方針
 2. 長大断層の地震動評価に関する知見
 3. 地震動評価
 4. 評価結果の検証
 - 4.1 観測記録からの検証
 - 4.2 地震本部の強震動予測結果との比較
 5. 不確かさ考慮の考え方

長大断層の観測記録



1999 Kocaeli

Site	AVS30 (m/s)	Xsh (km)	Amax (cm/s/s)		
			NS	EW	UD
GBZ	701	9	265	141	198
IZT	826	8	171	225	146
SKR	412	4	—	407	259



Surface fault length = 115 km
Rupture area length = 141 km

付図5

1999年 Kocaeli地震の地表地震断層および深部起震断層モデルの関係。地表地震断層のデータはBarka et al. (2002), 深部起震断層のデータはSekiguchi and Iwata (2002) に基づく。図の見方は付図1を参照。

Appendix Figure 5

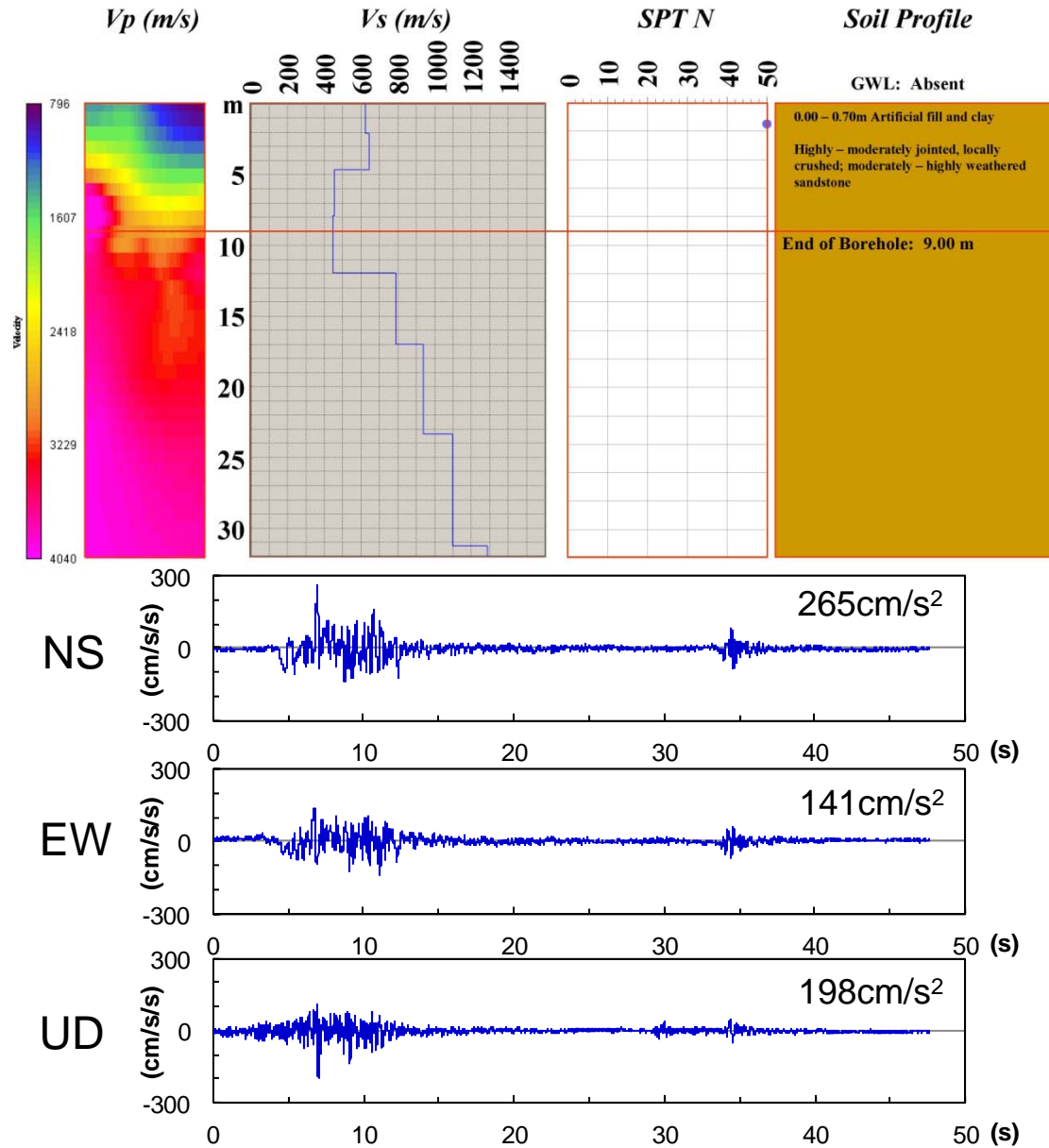
Schematic view of surface fault and source fault of the 1999 Kocaeli earthquake.

(a)：地表地震断層（黒線）と深部起震断層モデル（灰色線），および破壊開始点（黒丸）を，地表に投影して示す。深部起震断層モデルは，Somerville et al. (1999) に基づく破壊領域を投影している。(b)：地表地震断層の変位量分布と，深部起震断層の破壊領域のすべり量分布，アスペリティ分布を示す。すべり量分布は小断層ごとに色分けして表示し，アスペリティの範囲を太い枠で囲む。起震断層面上の破壊開始点を白丸で表す。



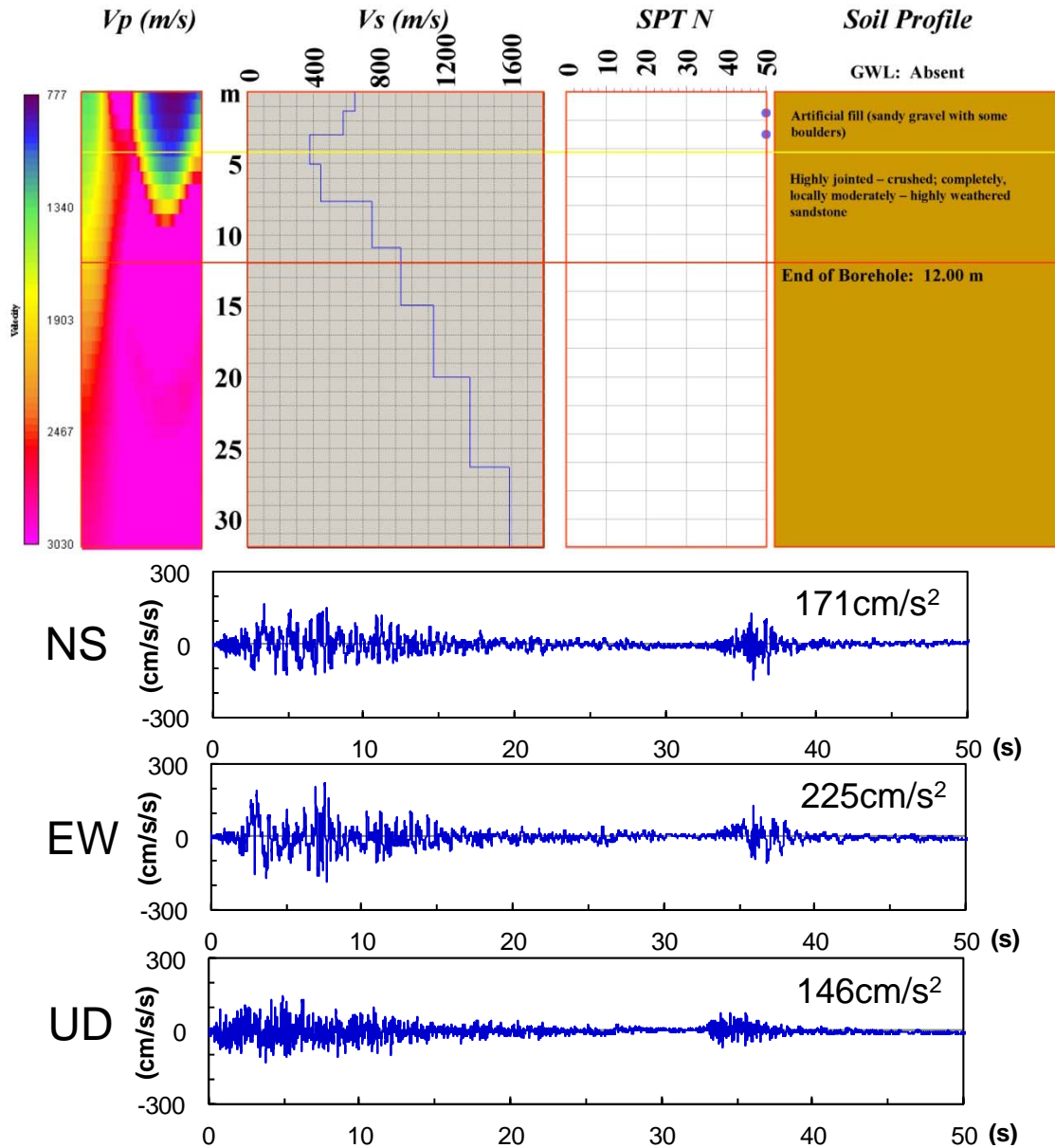
1999 Kocaeli GBZ AVS30=701m/s Xsh=9km

AI_002_GBZ correlation of seismic velocities with geotechnical borehole data



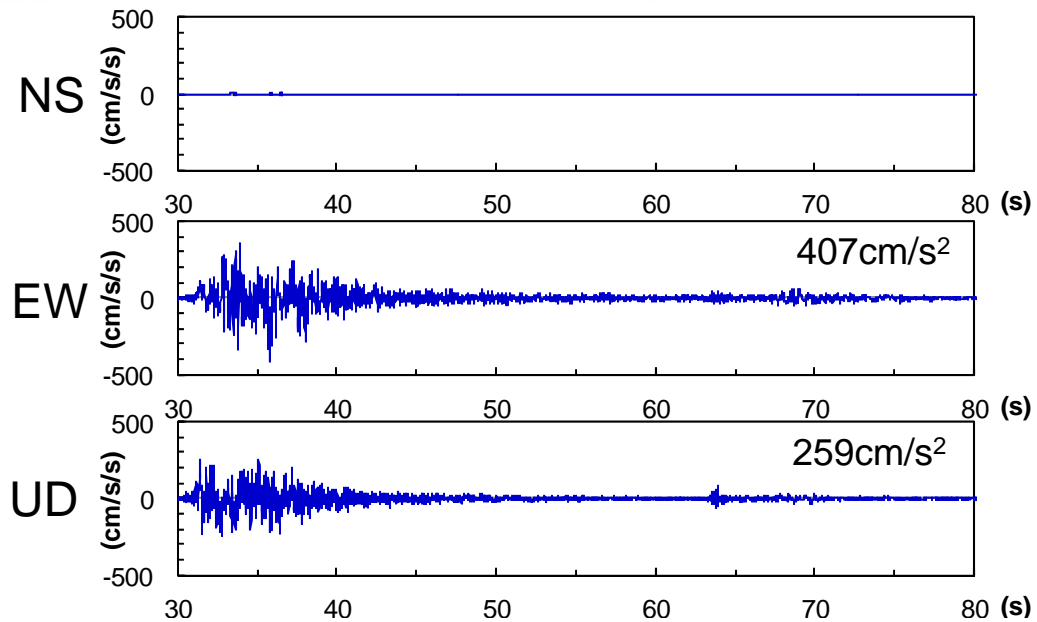
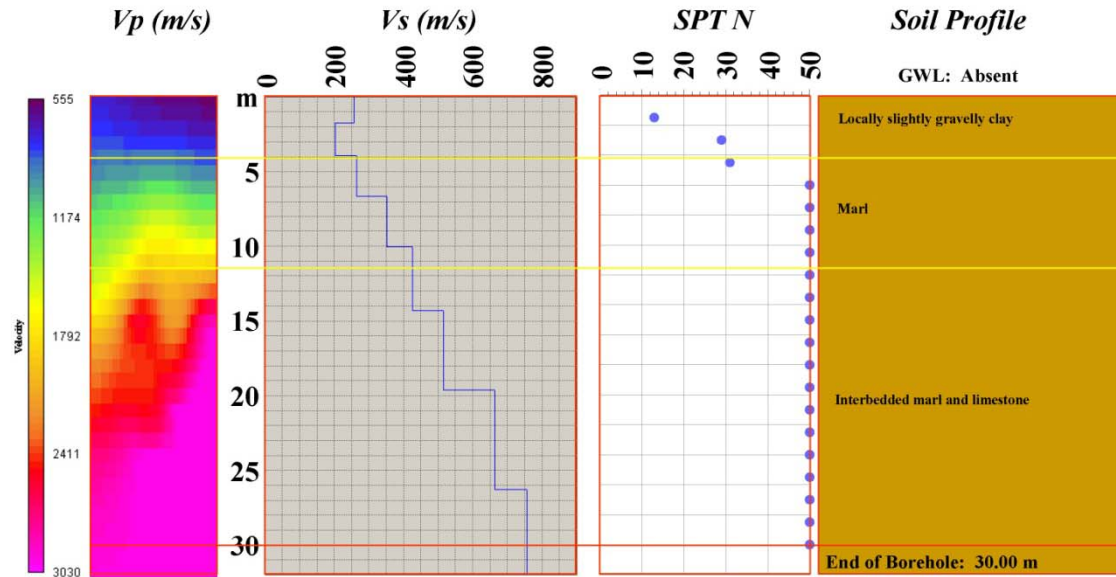
1999 Kocaeli IZT AVS30=826m/s Xsh=8km

AI_004_IZT correlation of seismic velocities with geotechnical borehole data

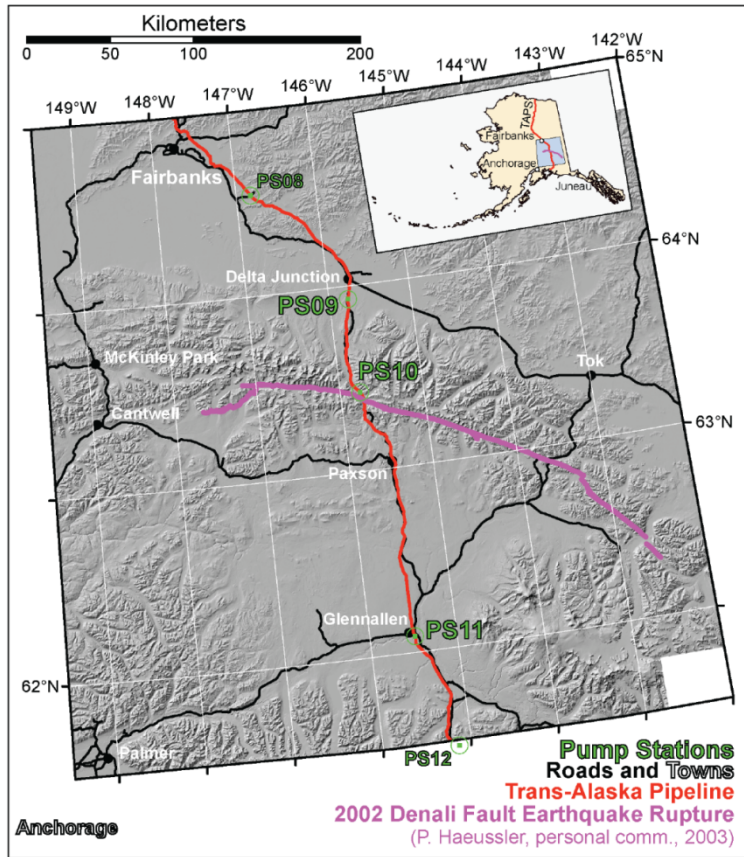


1999 Kocaeli SKR $AVS30=412\text{m/s}$ $Xsh=4\text{km}$

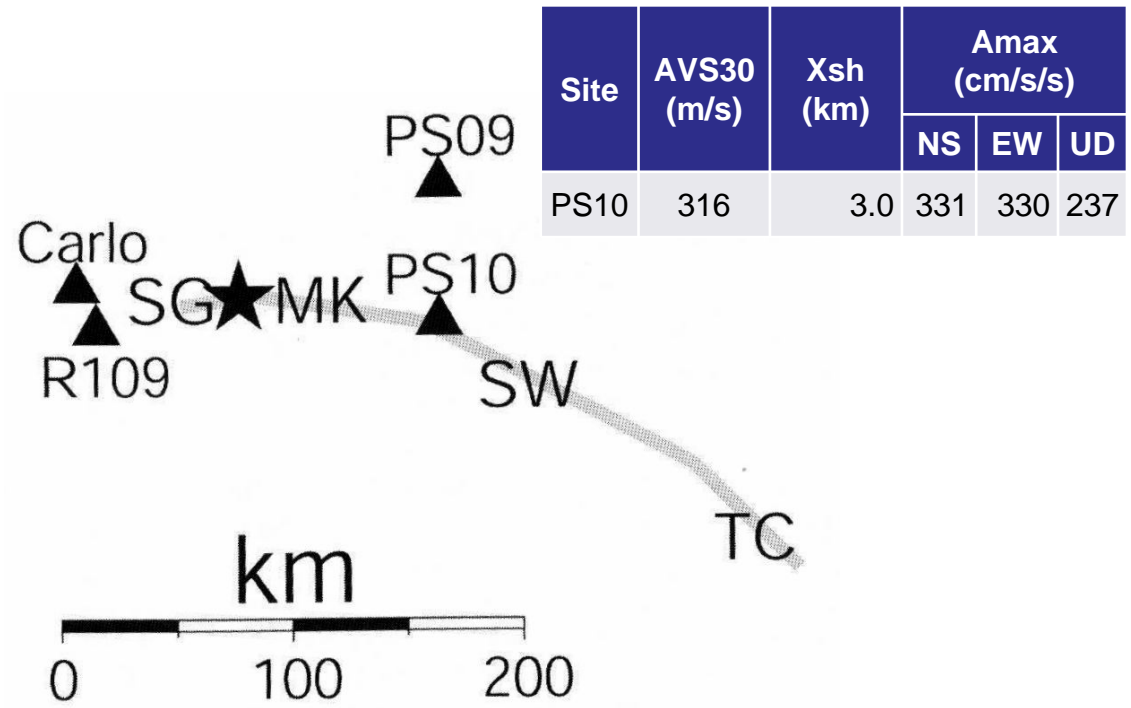
AI_005_SKR correlation of seismic velocities with geotechnical borehole data



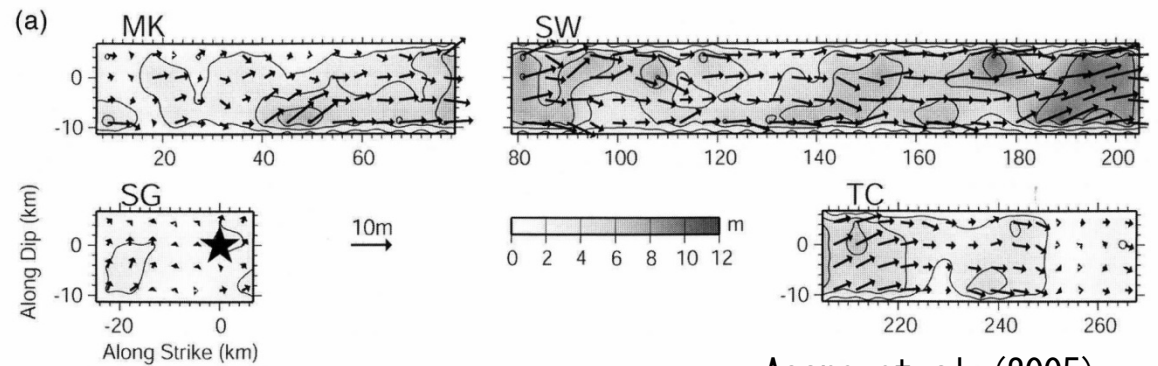
2002 Denali



USGS (2006)



Site	AVS30 (m/s)	Xsh (km)	Amax (cm/s/s)		
			NS	EW	UD
PS10	316	3.0	331	330	237

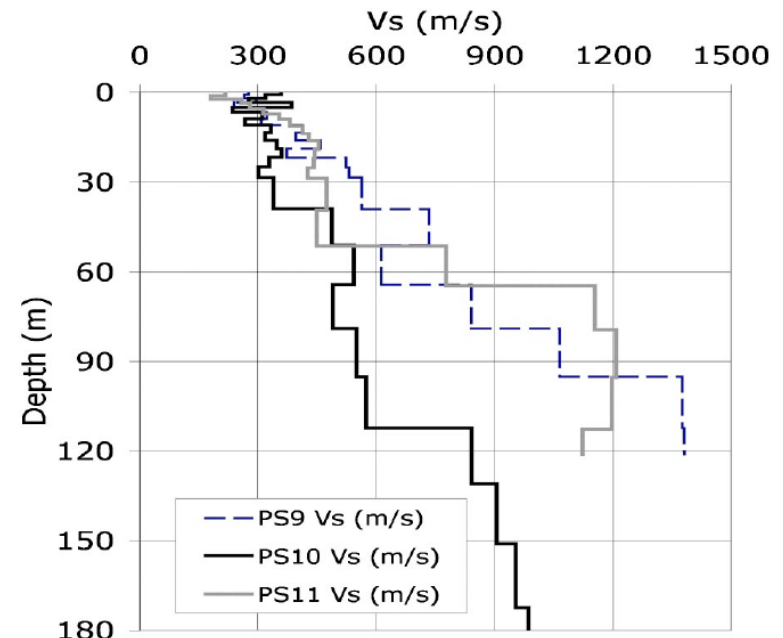
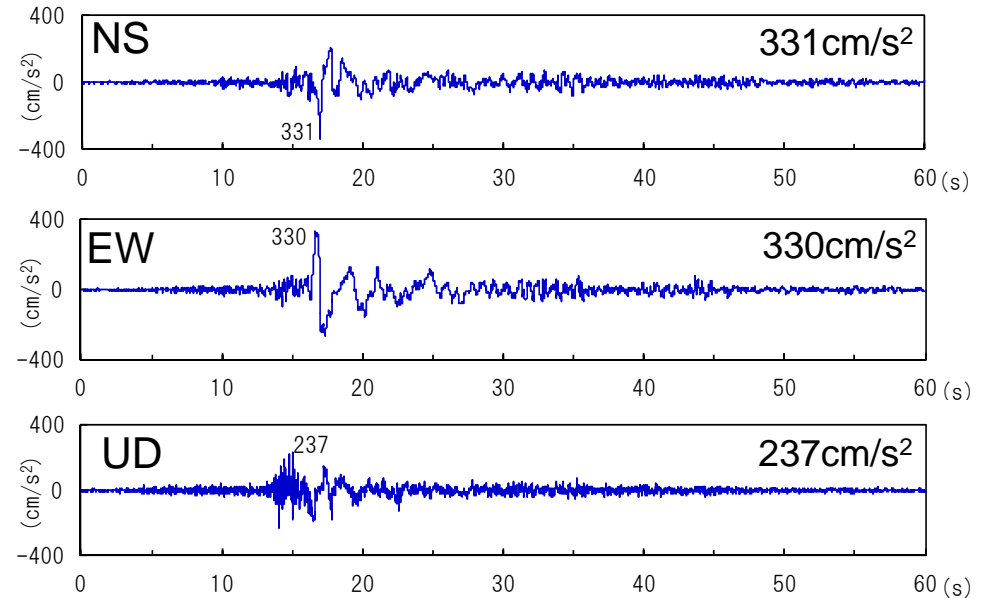
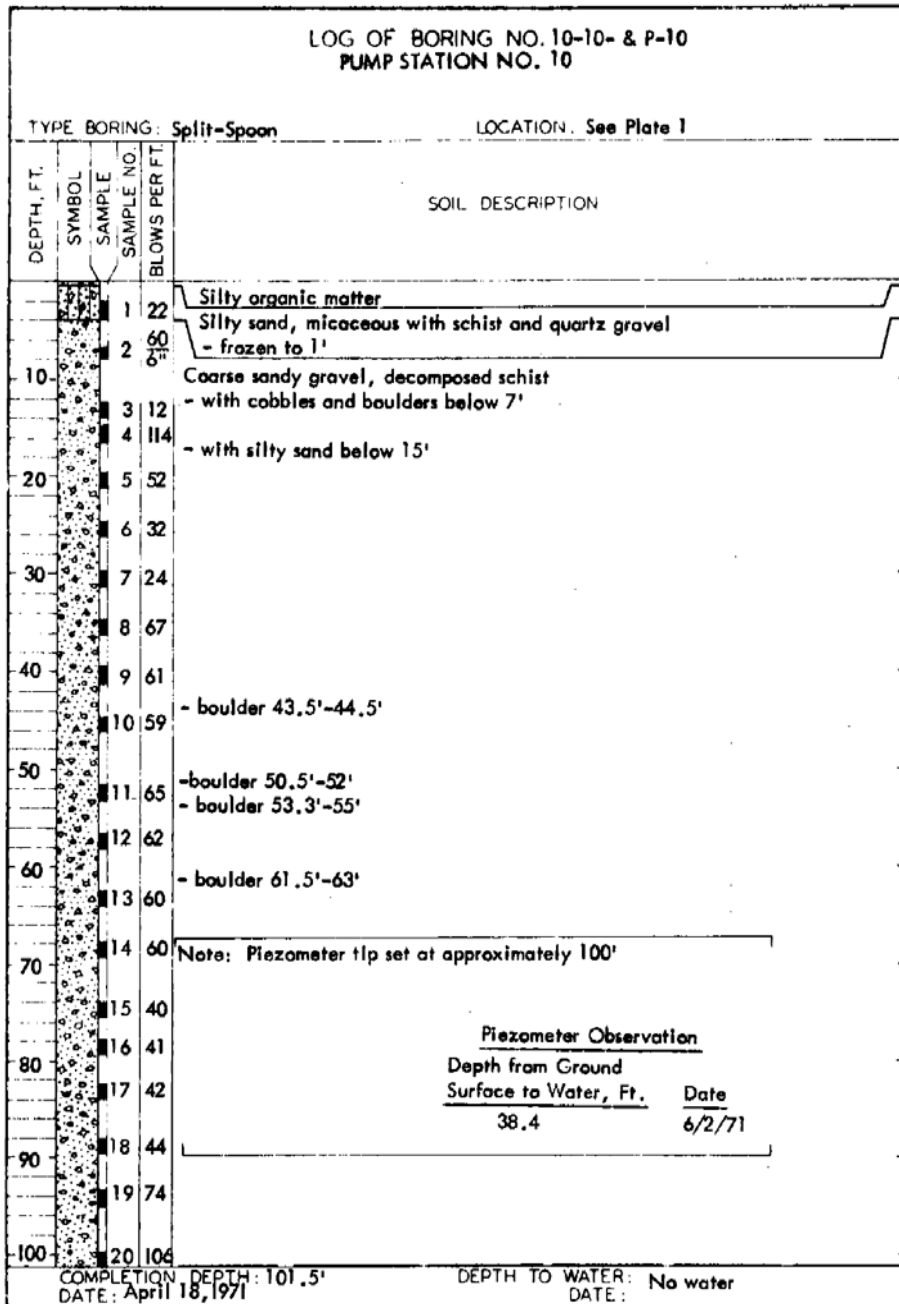


Asano et al. (2005)

Total length of fault planes = 292.5 km

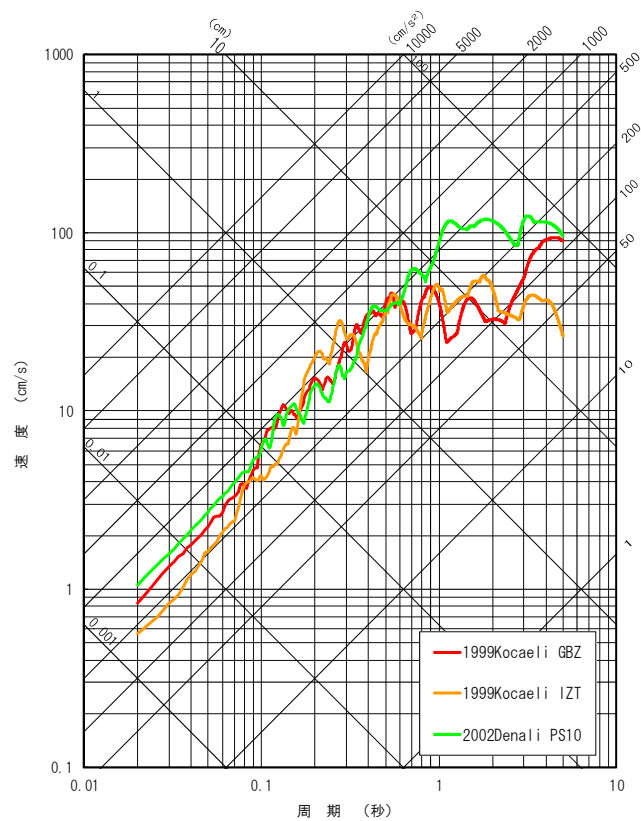


2002 Denali PS10 AVS30=316m/s Xsh=3km

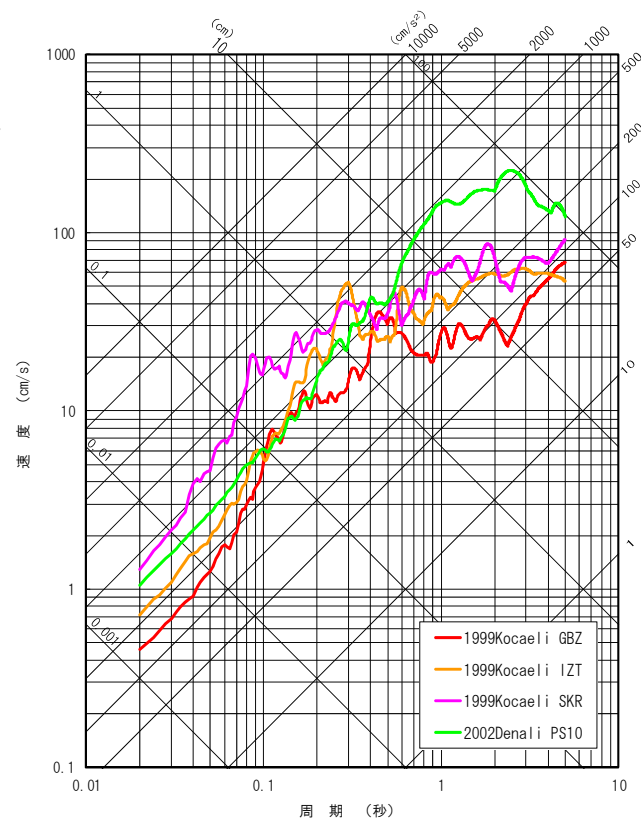


Kayen et al. (2004)

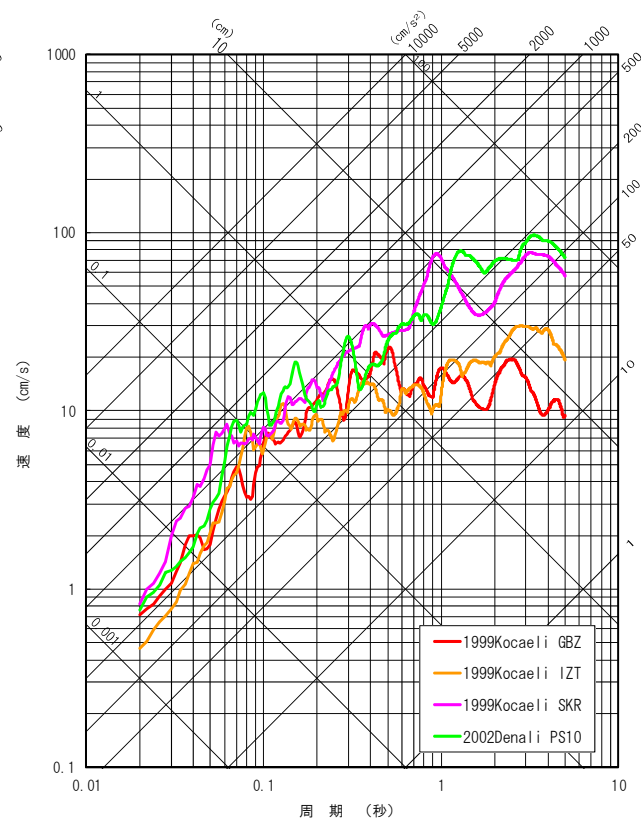
応答スペクトル(1999Kocaeli, 2002Denali)



NS方向



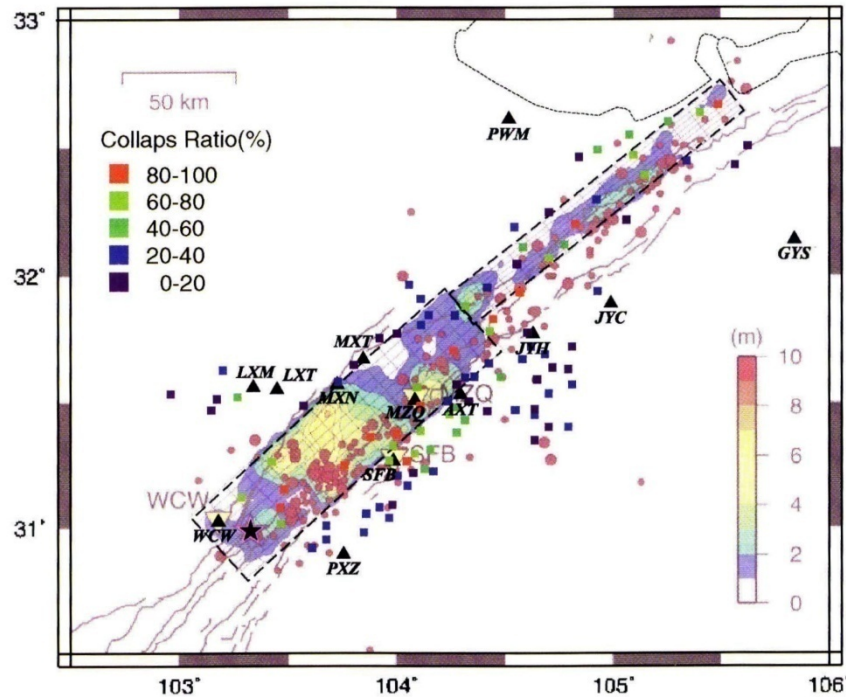
EW方向



UD方向

2008 Wenchuan

岩盤地点で観測された最大加速度は300ガル程度。



Site	Site Condition	Xsh (km)	Amax (cm/s/s)		
			NS	EW	UD
AXT	SOIL	5.1	203	290	180
JYH	SOIL	19.7	350	519	444
MXT	ROCK	23.6	302	307	267
MZQ	SOIL	7.4	803	824	623
PXZ	ROCK	21.8	142	121	99
SFB	SOIL	6.5	582	556	633
WCW	SOIL	17.7	653	958	948

Figure 1. Distribution of slip on the fault plane and collapse ratios (squares) during the 2008 Wenchuan earthquake. The projection of the slip distribution onto the ground surface is obtained by the joint inversion of teleseismic and strong ground motion data (Koketsu *et al.*, 2009). The collapse ratios were estimated through remote sensing by the Chendu Branch of the China Academy of Science (2008). The star and triangle symbols indicate the hypocenter of the mainshock and the observation stations near the source area, respectively.

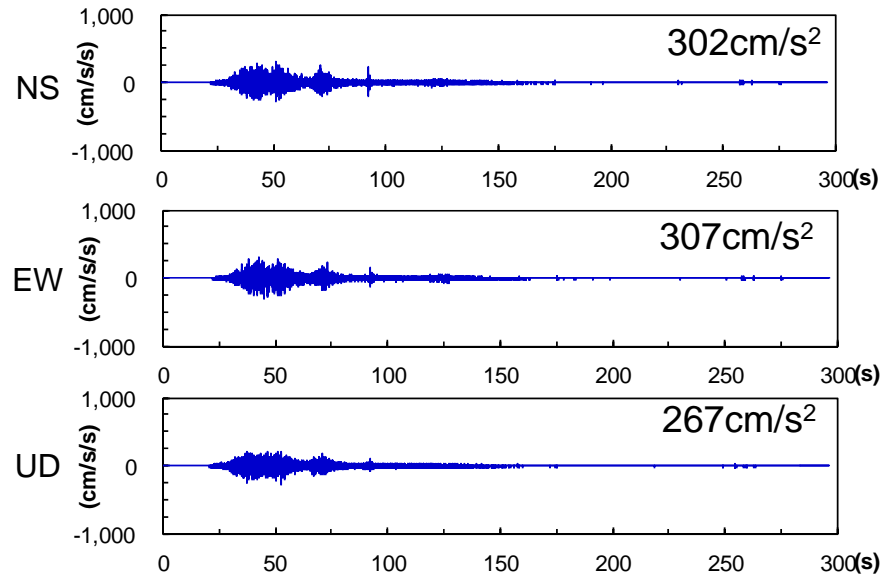
Site Condition, Xshは,
Ghasemi *et al.* (2010)による

Kurahashi *et al.* (2010)

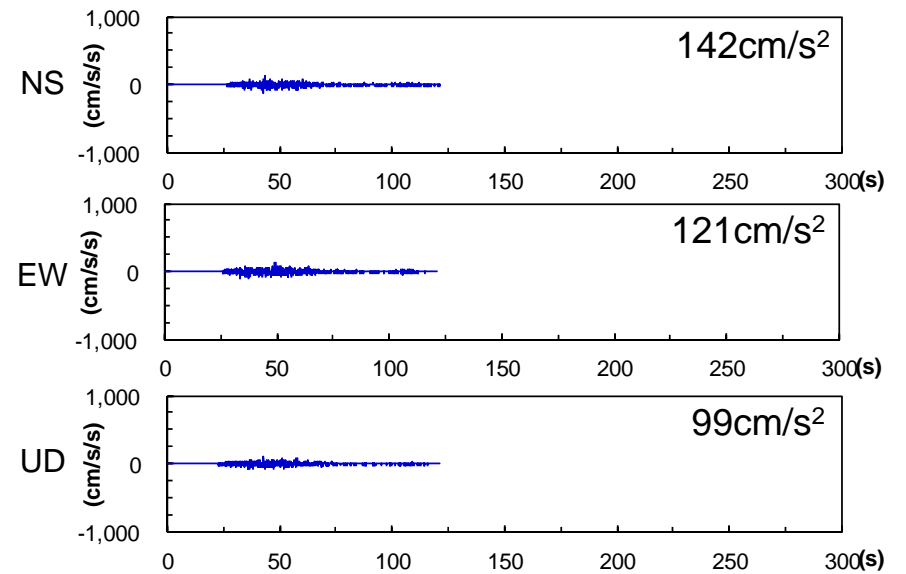
断層長さは約300km

2008 Wenchuan 岩盤地点の加速度波形

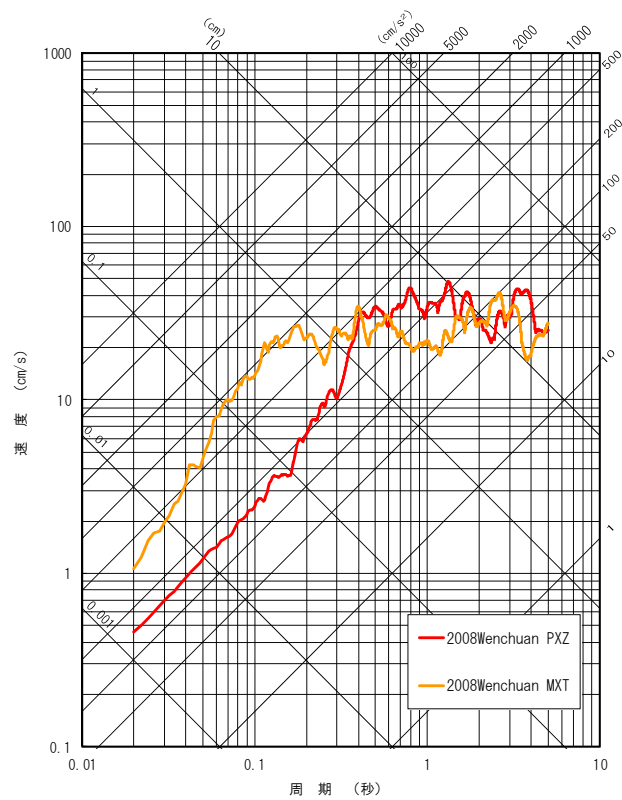
MXT ROCK Xsh=23.6km



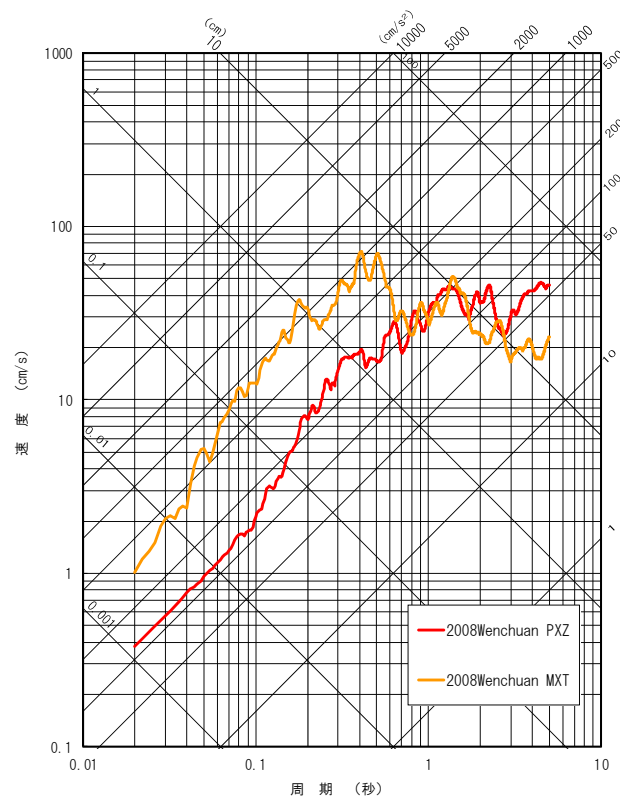
PXZ ROCK Xsh=21.8km



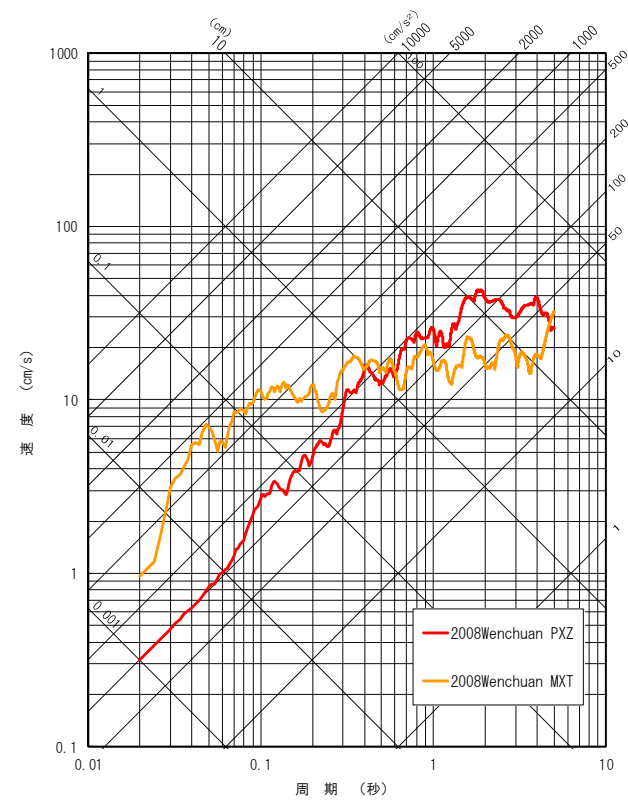
2008 Wenchuan 岩盤地点の応答スペクトル



NS方向



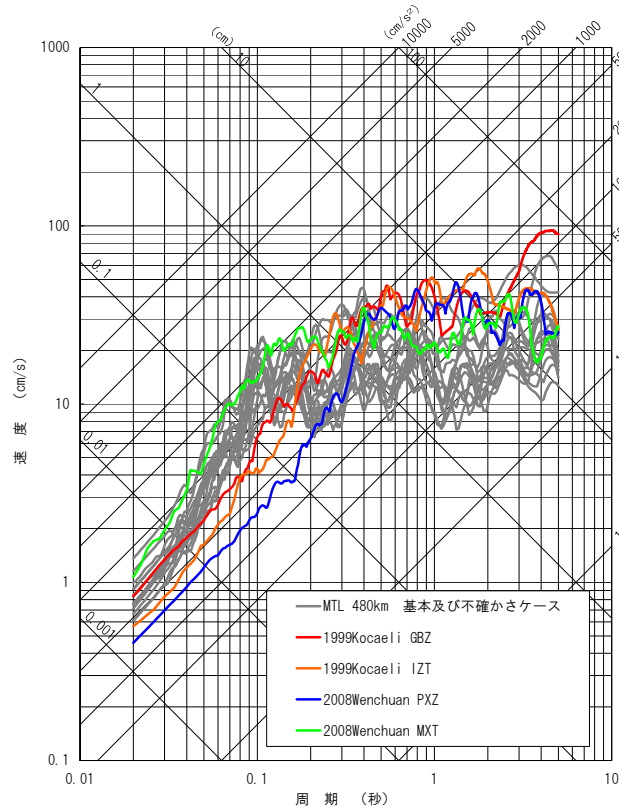
EW方向



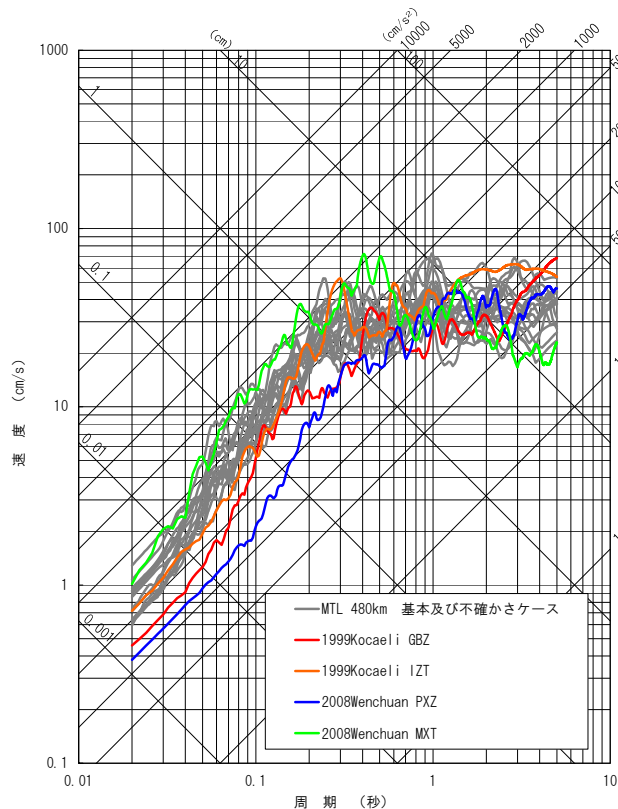
UD方向

評価結果と観測記録との比較

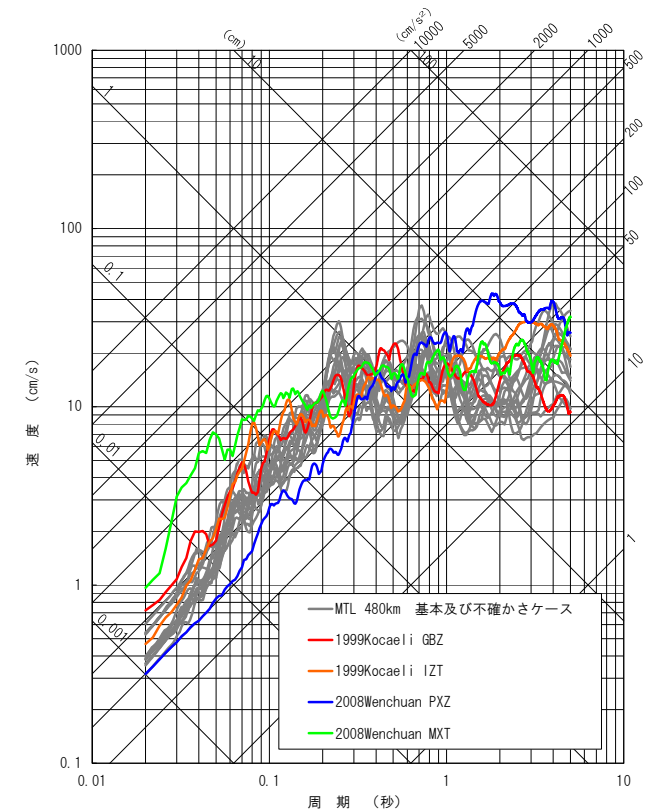
前掲した長大断層の観測記録のうち、岩盤地点で観測された記録(Kocaeli, Wenchuan)と480km基本ケースおよび不確かさケースの地震動を比較する。



NS方向



EW方向



UD方向

-
1. 検討方針
 2. 長大断層の地震動評価に関する知見
 3. 地震動評価
 4. 評価結果の検証
 - 4.1 観測記録からの検証
 - 4.2 地震本部の強震動予測結果との比較
 5. 不確かさ考慮の考え方

地震本部(2009)の強震動予測モデルとの比較①

地震本部は中央構造線断層帯を6つにセグメント区分しているものの、どの区間が活動するかは特定できないとし、さらに九州側活断層との連動の可能性も言及している。

このため当社は、最も長い区間を基本ケースとすることとし、480kmでモデル化した。

一方、地震本部(2009)は、6区間のセグメント区分に従い、四国西部を長さ130kmでモデル化し地震動評価を行っている。

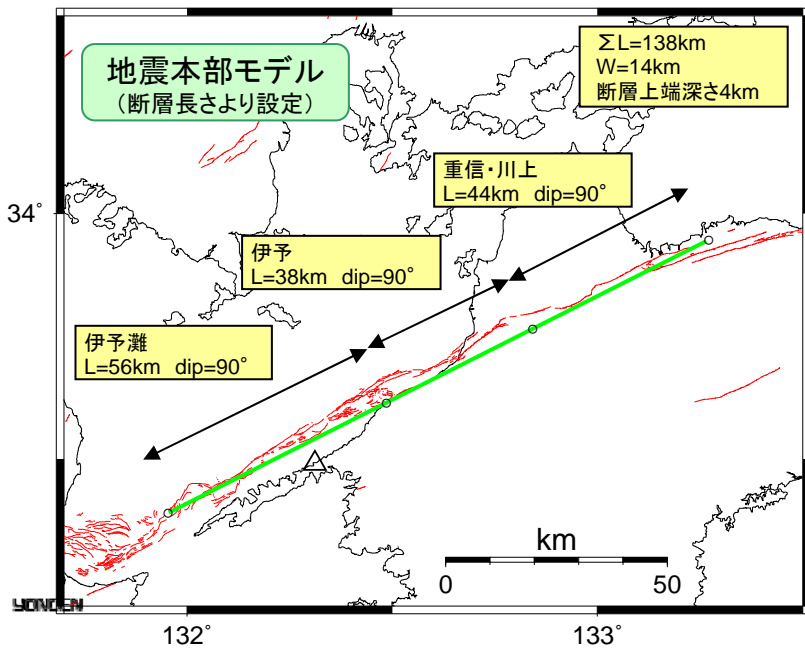
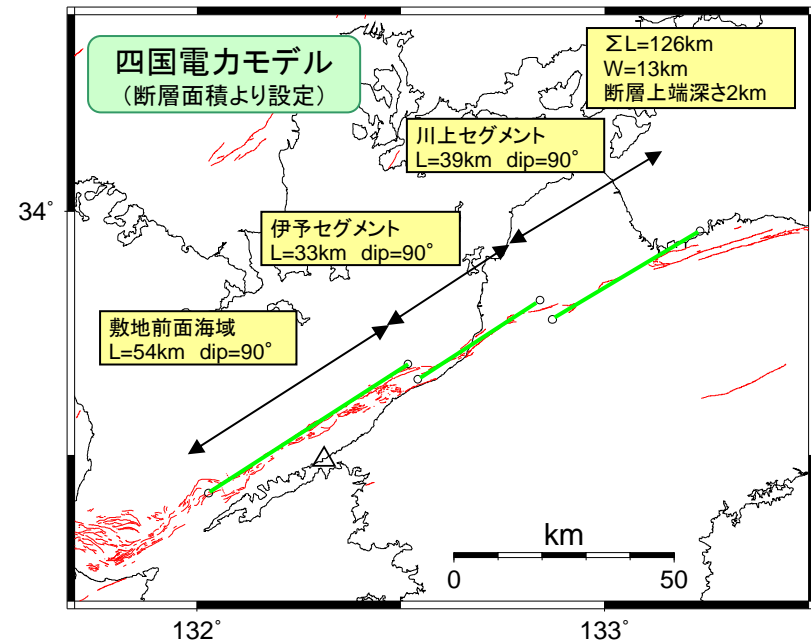
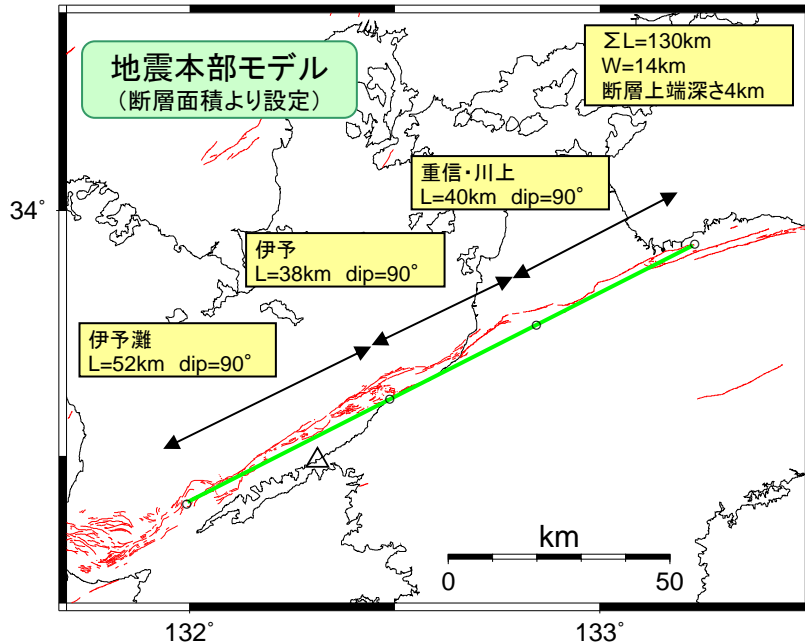
そのため、当社の評価結果が地震本部(2009)の評価と整合的であるかどうかを検討することとする。

ここで、長さが80～100kmを超えるような長大断層の場合、変位量一定のスケーリング則に立脚してモデルを構築するため、長さが変わっても個々の断層に設定されるモデルは基本的にはかわらないと考えられる。

そこで、当社480kmモデルのうち地震本部の想定する130kmモデルに対応するセグメントを取り出して、地震本部モデルと比較するとともに、地震動評価結果も比較した。

結果は以降に詳述するが、地震本部130kmモデルと当社480kmモデルのうち130km区間は整合的であり、地震動評価結果は当社評価結果の方がやや保守的であることを確認した。

地震本部 (2009) の強震動予測モデルとの比較②



480kmのうち、地震本部に対応する130km区間

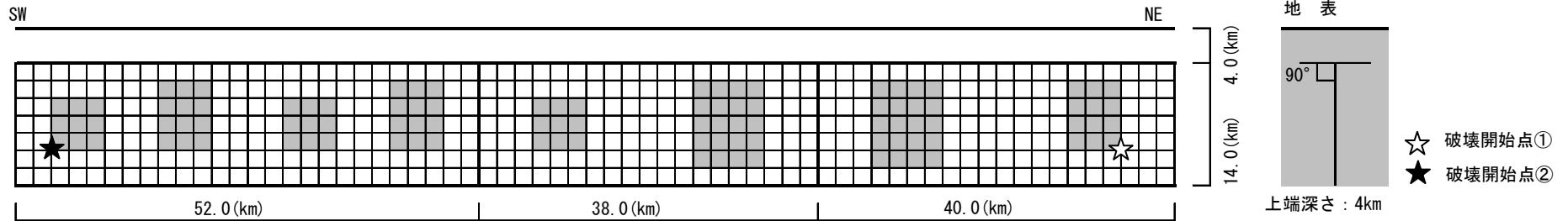
— : 断層トレース
— : 断層モデル上端線

○地震本部モデルは評価区間の東端と西端を直線で結んでモデル化

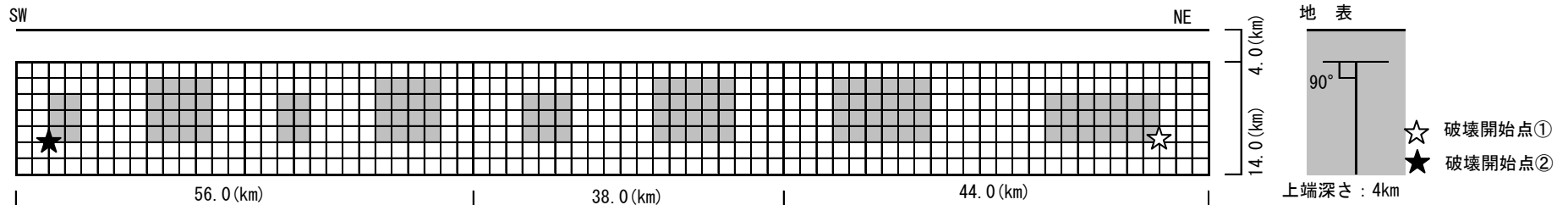
○四国電力モデルは、ジョグも考慮に入れて、断層トレースに忠実にモデル化

地震本部(2009)の強震動予測モデルとの比較③

●地震本部130kmモデル(断層面積より設定)

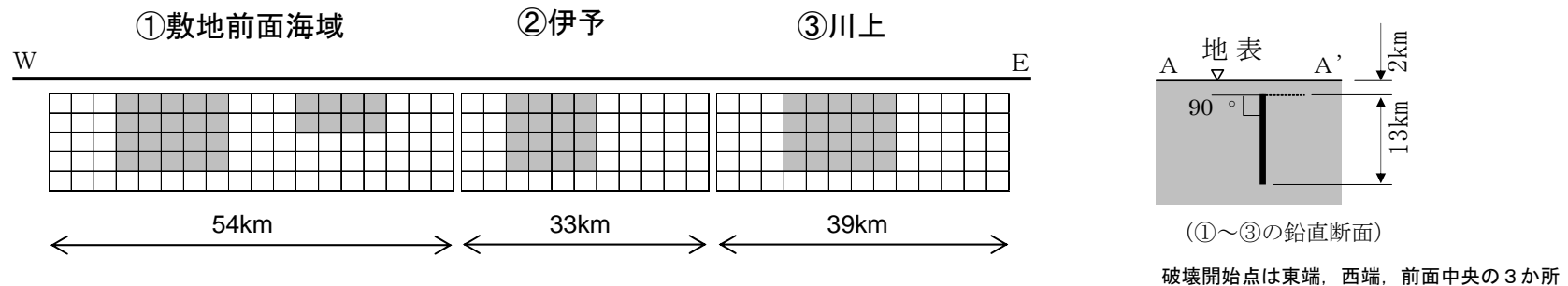


●地震本部130kmモデル(断層長さより設定)



●四国電力モデル

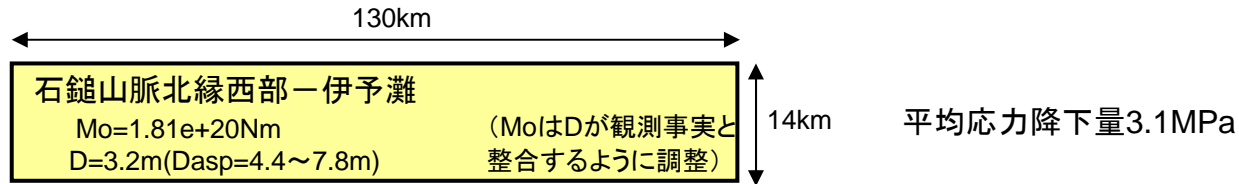
(480km基本モデルのうち地震本部モデルと対応する130km区間)



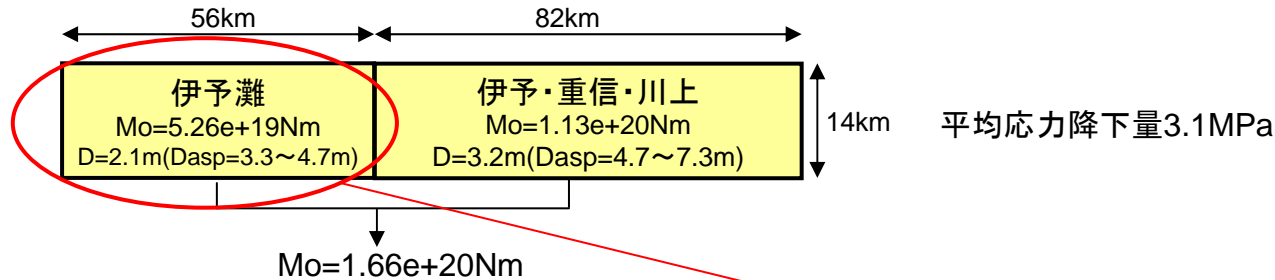
断層上端深さは、地震本部4km, 四国電力2km,
アスペリティ上端深さは、地震本部6km, 四国電力2kmと四国電力の方が浅い。

地震本部(2009)の強震動予測モデルとの比較④

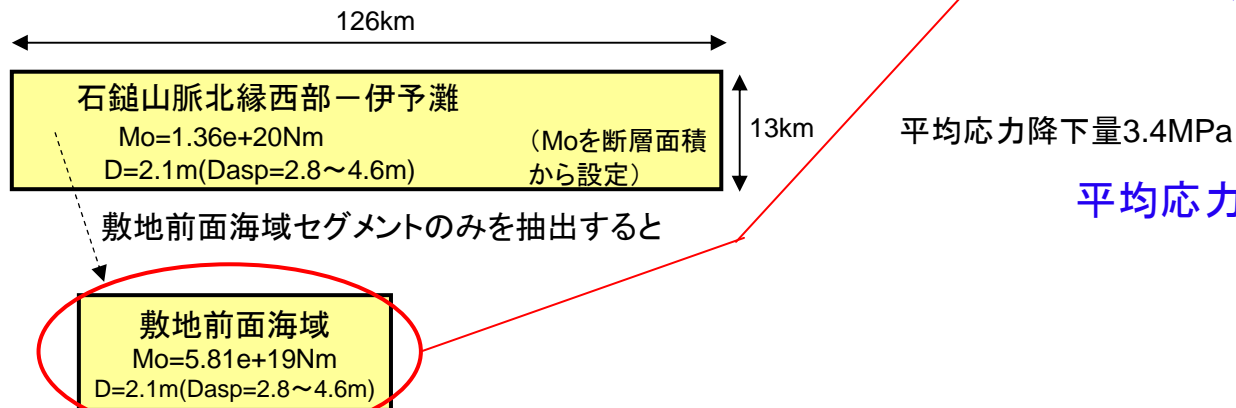
●地震本部130kmモデル(断層面積より設定)



●地震本部130kmモデル(断層長さより設定)



●四国電力モデル(480kmのうち130km区間)



敷地前面海域の区間に着目すれば、
 M_o , D は地震本部モデルと整合的

平均応力降下量も整合的

地震本部(2009)の強震動予測モデルとの比較⑤

四国西部130kmモデルの比較

	地震本部(2009)		四国電力
	断層面積より設定したモデル	断層長さより設定したモデル	480kmモデルのうち地震本部に対応する130km区間の数値を抽出
断層長さ	130km	138km	126km
断層幅	14km	14km	13km
傾斜角	90度	90度	90度
断層上端深さ	4km	4km	2km
アスペリティ上端深さ	6km	6km	2km
地震モーメント	1.81E+20Nm	1.66E+20Nm	1.36E+20Nm
平均すべり量	3.2m	伊予灘:2.1m, 伊予~川上:3.2m	2.1m
アスペリティのすべり量	4.4~7.8m	3.3~7.3m	2.8~4.6m
応力降下量	3.1MPa	3.1MPa	3.4MPa
アスペリティの応力降下量	14.1MPa	14.1MPa	12.2MPa
短周期レベル	2.31E+19Nm/s ²	2.39E+19Nm/s ²	2.38E+19Nm/s ²
密度	2700kg/m ³		3265kg/m ³
S波速度	3.4km/s		3.5km/s
剛性率	3.12E+10N/m ²		4.00E+10N/m ²

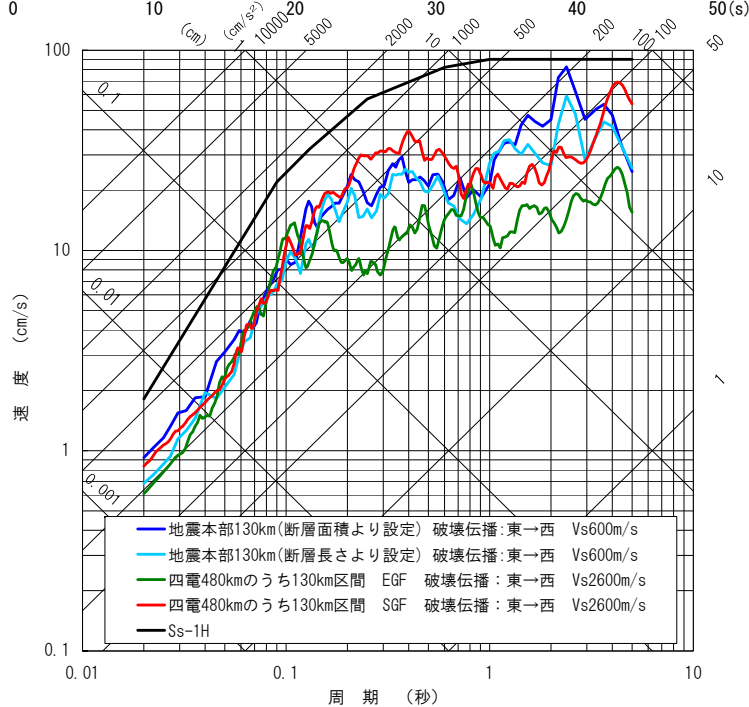
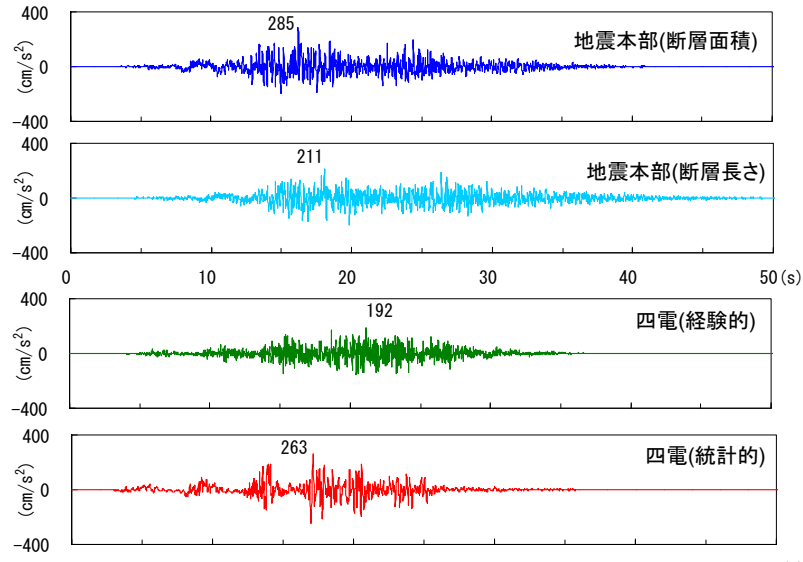
敷地前面海域／伊予灘区間の比較

	地震本部(2009)	四国電力
	断層長さより設定したモデル のうち伊予灘区間	480kmモデルのうち54km区間
断層長さ	56km	54km
断層幅	14km	13km
傾斜角	90度	90度
断層上端深さ	4km	2km
アスペリティ上端深さ	6km	2km
地震モーメント	5.26E+19Nm	5.81E+19Nm
平均すべり量	2.1m	2.1m
アスペリティのすべり量	3.3~4.7m	2.8~4.6m
応力降下量	3.1MPa	3.4MPa
アスペリティの応力降下量	14.1MPa	12.2MPa
短周期レベル	1.52E+19Nm/s ²	1.56E+19Nm/s ²

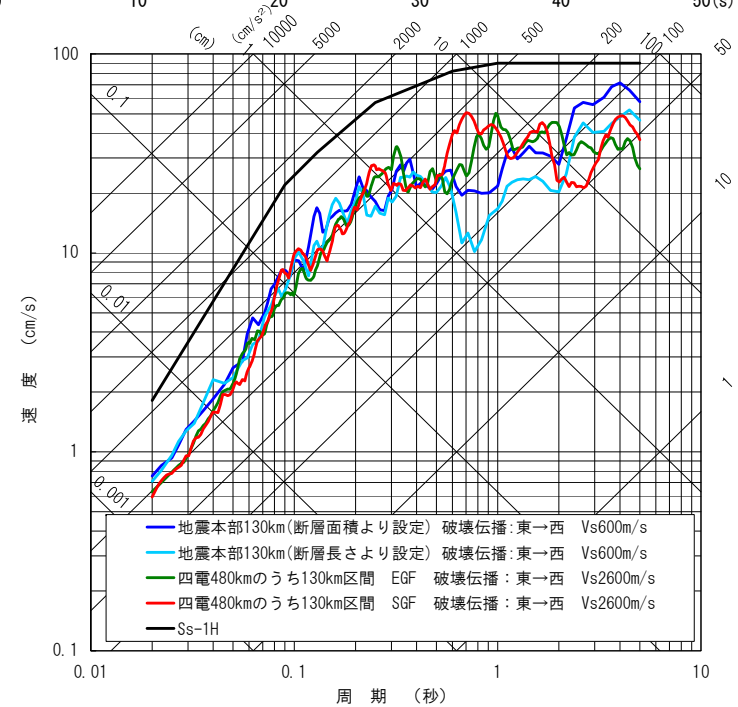
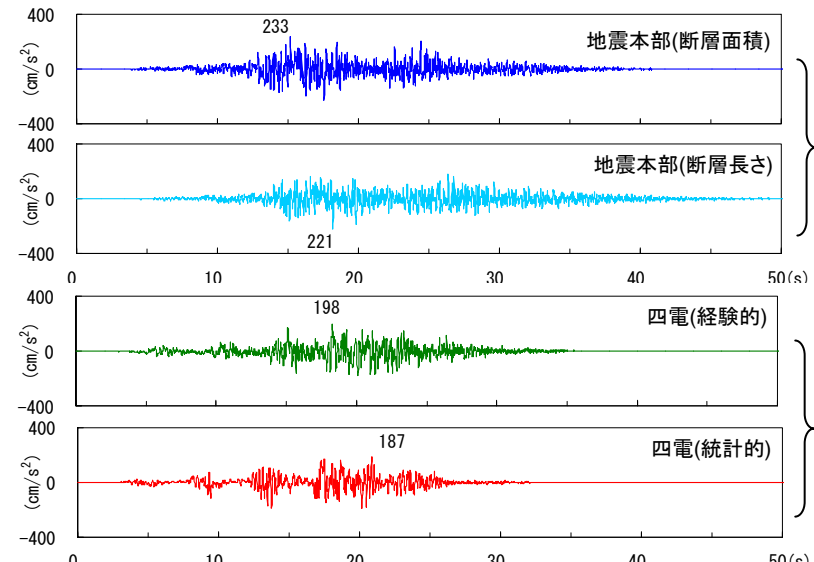
パラメータによって大小はあるが、地震本部モデルと四国電力モデルは全体的にみると整合的であると考える

地震動の比較① (破壊伝播方向 東→西)

⇒地震本部が敷地を含むメッシュにおける工学基盤面(Vs600m/s)で推定した地震動と、当社480km基本モデルにおける130km区間の地震動および基準地震動Ss-1Hを比較する。



NS方向

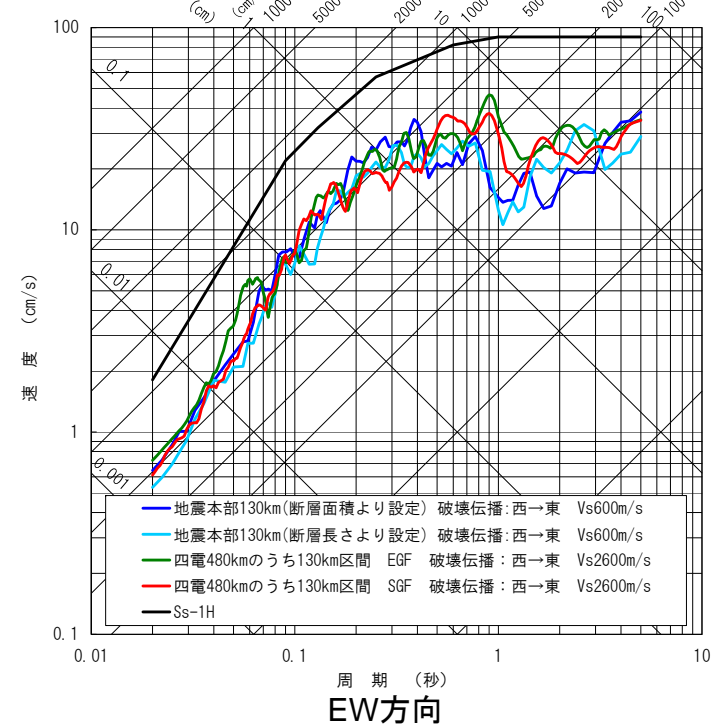
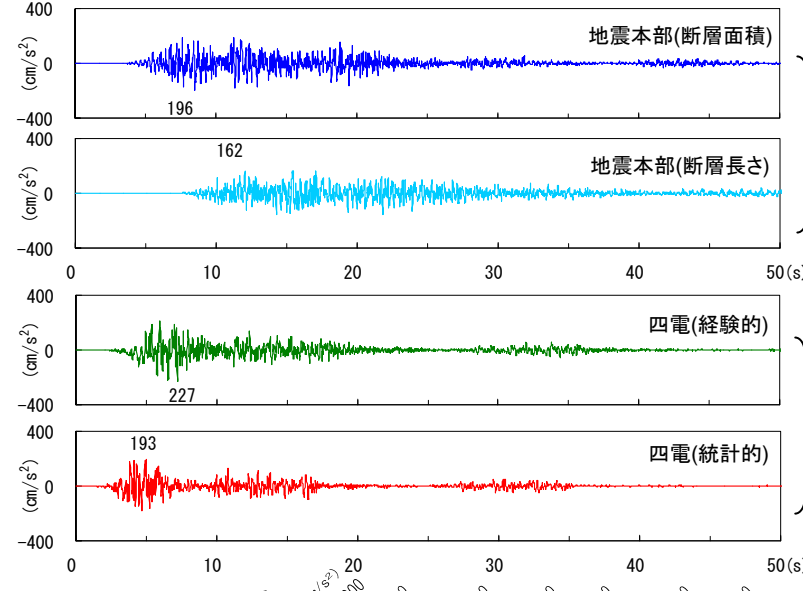
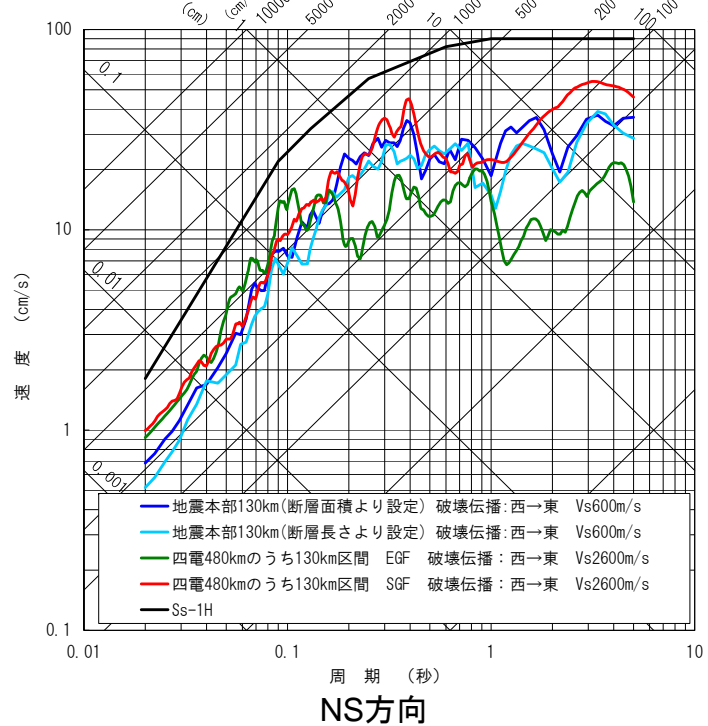
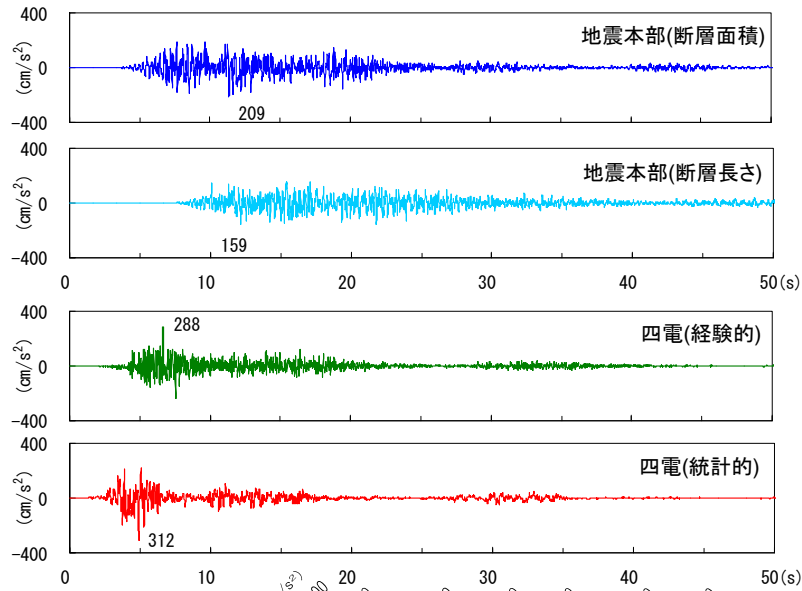


EW方向

評価地盤
Vs600m/s
Vs2600m/s

地震動の比較② (破壊伝播方向 西→東)

地盤条件は異なるが地震本部と当社の結果はほぼ同レベル



評価地盤
Vs600m/s
Vs2600m/s

地盤モデルを用いた引き戻し①

- ①地盤本部の地盤構造モデルを用いて、地震本部が算出した工学的基盤面での地震動から地震基盤面 (Vs3300m/s層上面:EL.-2,165m)での地震動を算定する。
- ②そして、当社の地盤構造モデルを用いて、①で算定した地震動から解放基盤表面 (Vs2600m/s:EL.10m)での地震動を算定する。

地震本部の地盤構造モデル

EL(m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	密度 (kg/m ³)	Q	
56 ~	52	2000	600	1900	100
52 ~	47	2500	1100	2150	150
47 ~	34	3000	1400	2250	150
34 ~	25	3500	1700	2300	150
25 ~	-147	4000	2100	2400	200
-147 ~	-446	5000	2700	2500	200
-446 ~	-2165	5500	3100	2600	300
-2165 ~	-7163	5700	3300	2700	300
-7163 ~		6000	3400	2750	300

①



②



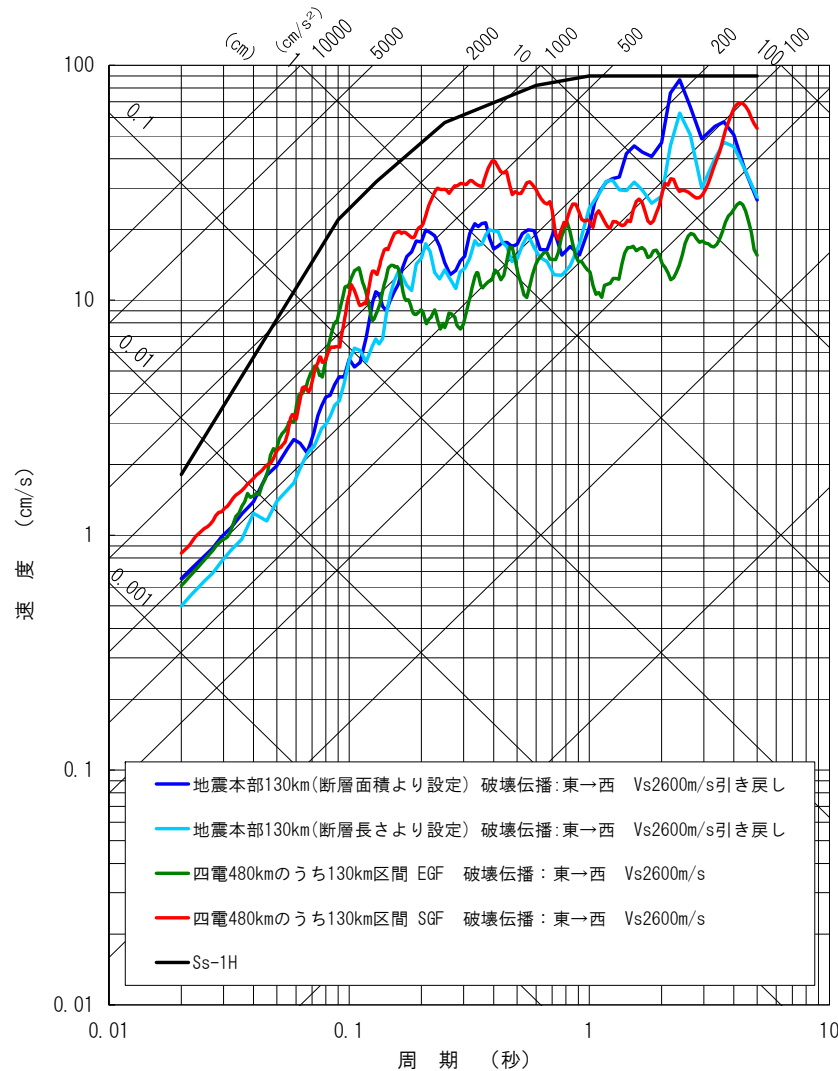
地震基盤面

当社の地盤構造モデル

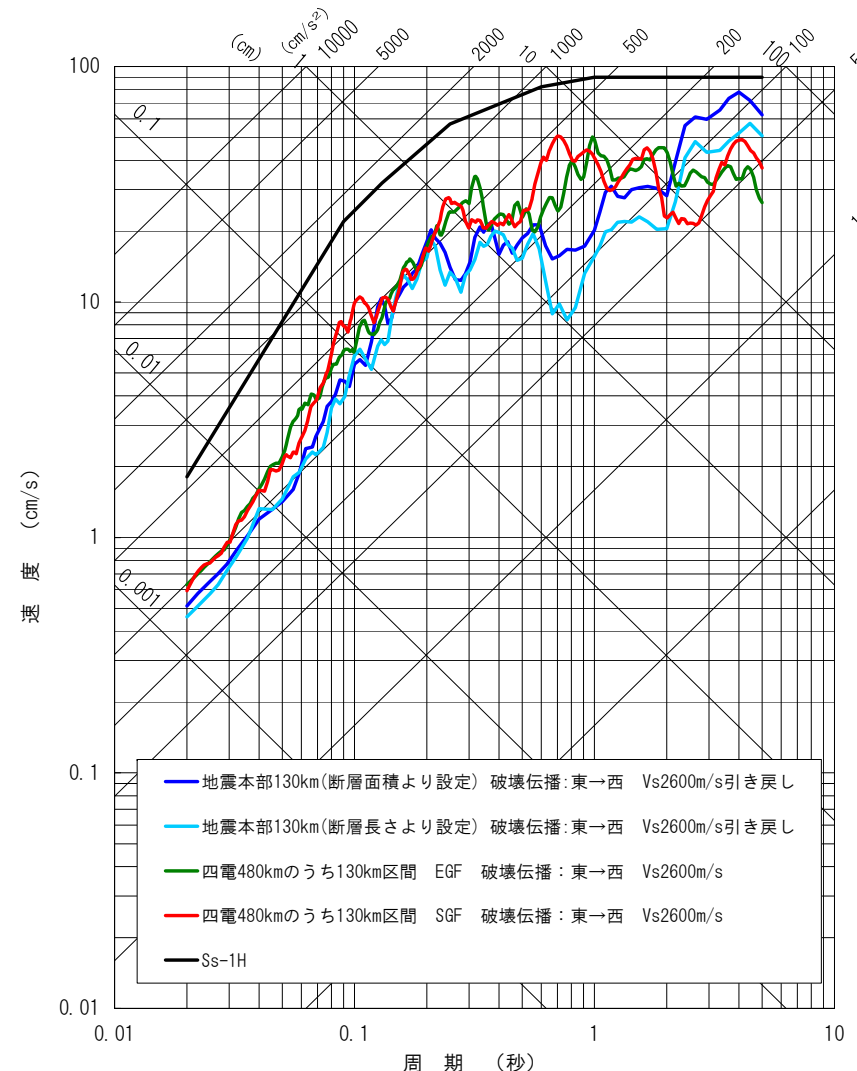
EL(m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	密度 (kg/m ³)	Q	
10 ~	0	5300	2600	3000	50
0 ~	-190	5500	2700	3000	50
-190 ~	-1990	5700	2800	3000	190
-1990 ~	-15990	6100	3500	3000	230
-15990 ~	-39990	6700	3870	2800	400
-39990 ~	-41990	6600	3820	2800	400
-41990 ~	-45990	6700	3870	2900	400
-45990 ~		8000	4620	3200	1200

地盤モデルを用いた引き戻し② (破壊伝播方向 東→西)

○地盤モデルを用いて引き戻しを行い、解放基盤表面 ($V_s 2600\text{m/s}$) における地震動を比較すると、長周期側では地震本部と当社ほぼ同程度、短周期側では当社の方が大きめの地震動となっている。アスペリティ上端深さが浅いことなどにより保守的評価になっていると考えられる。



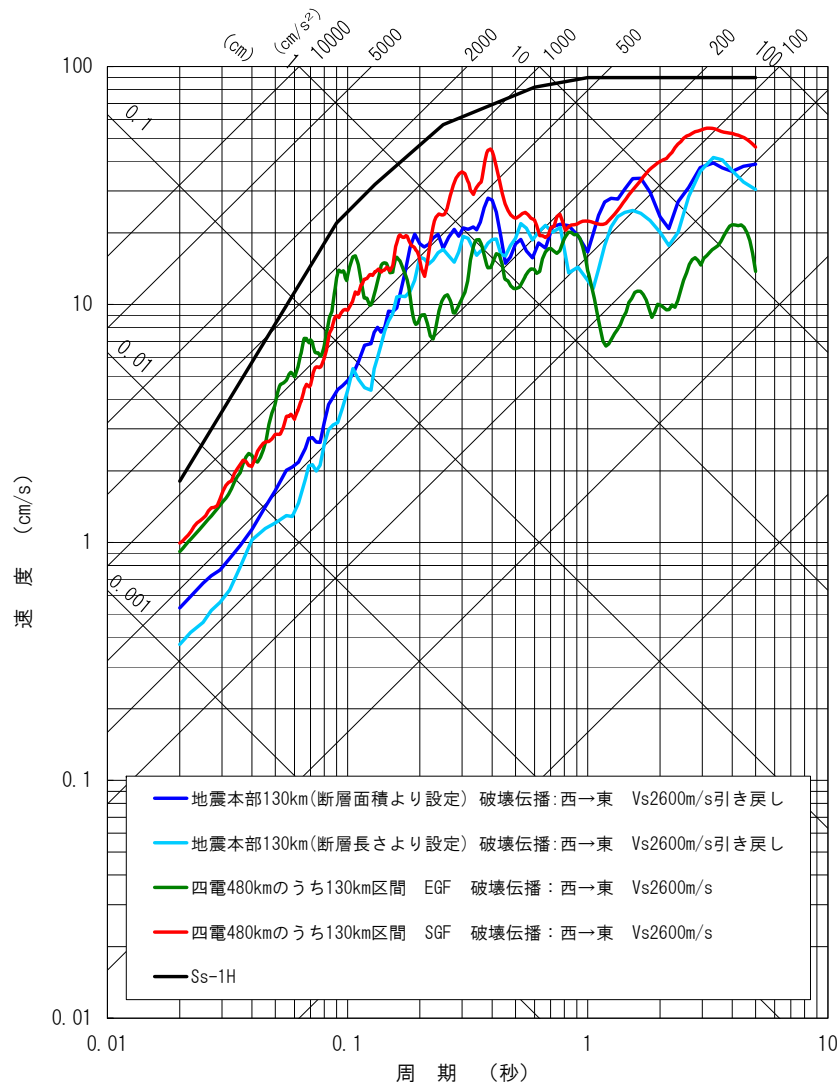
NS方向



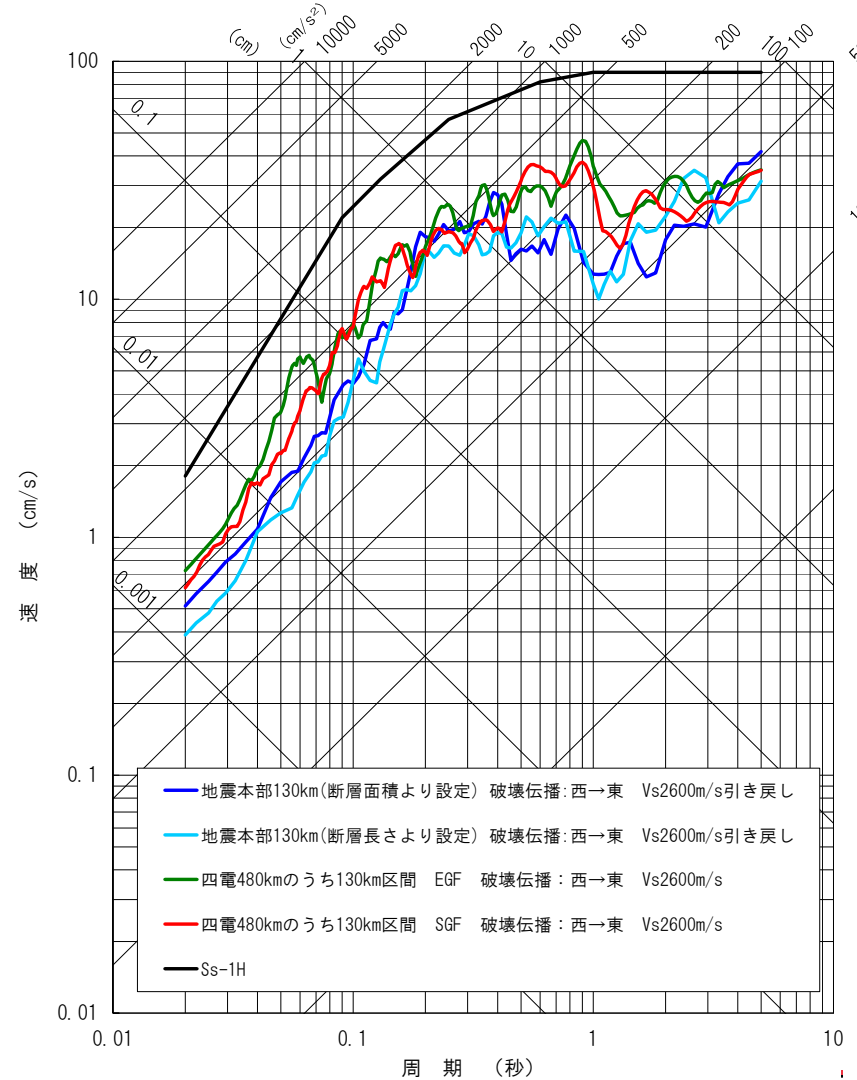
EW方向

地盤モデルを用いた引き戻し③ (破壊伝播方向 西→東)

○地盤モデルを用いて引き戻しを行い、解放基盤表面 (Vs2600m/s) における地震動を比較すると、長周期側では地震本部と当社ほぼ同程度、短周期側では当社の方が大きめの地震動となっている。アスペリティ上端深さが浅いことなどにより保守的評価になっていると考えられる。



NS方向



EW方向

-
1. 検討方針
 2. 長大断層の地震動評価に関する知見
 3. 地震動評価
 4. 評価結果の検証
 - 4.1 観測記録からの検証
 - 4.2 地震本部の強震動予測結果との比較
 5. 不確かさ考慮の考え方

基本とする長さの考え方

○地震本部の知見からは、

⇒6区間が個別に活動する可能性や、複数の区間が同時に活動する可能性、断層帯全体が同時に活動する可能性、さらにはこれら6つの区間とは異なる範囲が活動する可能性も否定できない。また、別府一万年山断層帯との連動も否定できない。

○古文書や古地震調査に基づく過去の活動履歴のほか、断層線の著しい屈曲や不連続、分岐形状に関する知見からは、

⇒敷地前面海域の断層群(54km)が地震動評価上の基本震源モデルと考えられる。



基本ケースの長さを特定することが困難



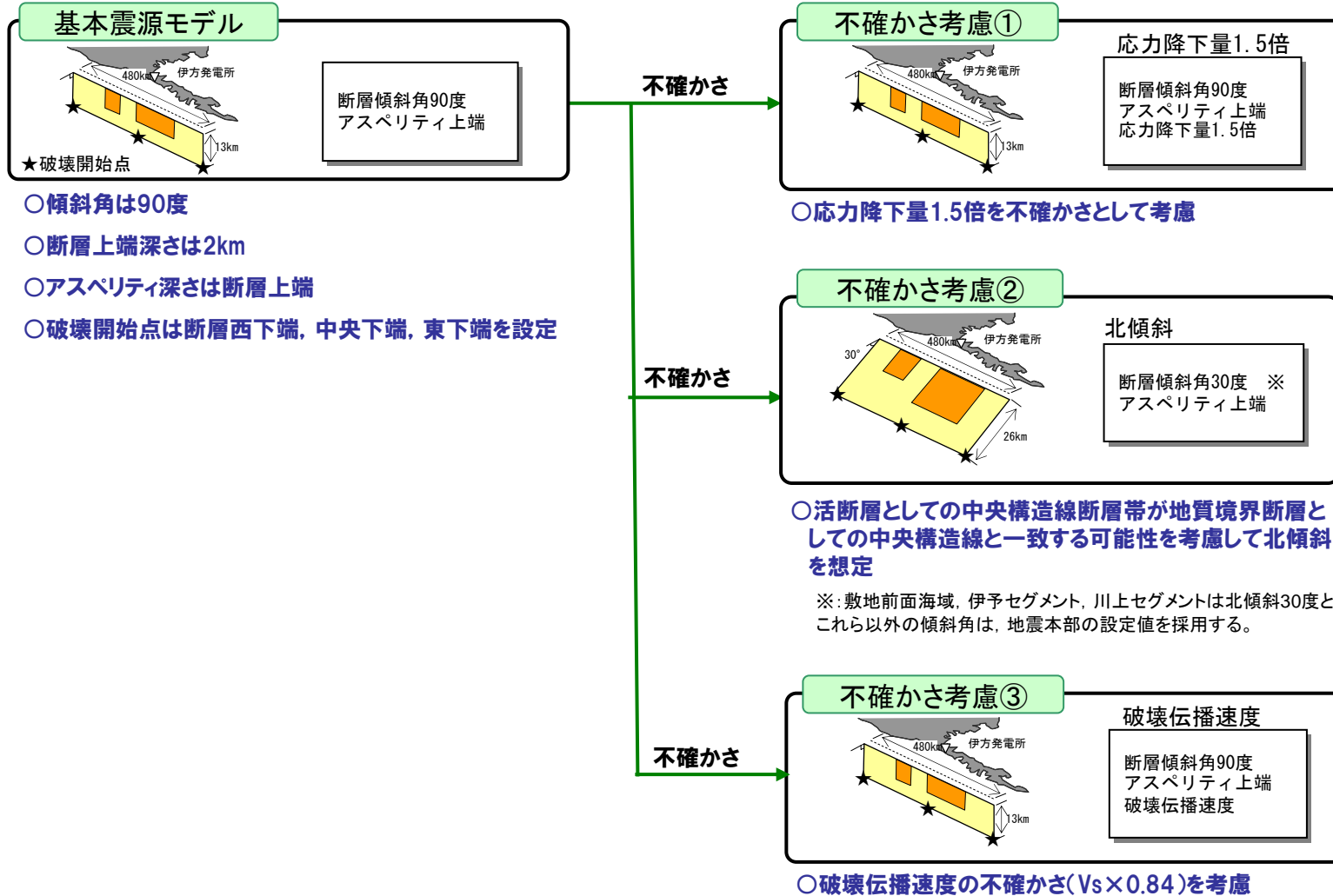
そこで、基本ケースとして、最大の長さである
『480km(中央構造線断層帯と別府一万年山帯断層帯の連動)』
を採用した場合の検討を行う。



さらに、長大断層と短い断層とでは適用するスケーリング則が異なることから、
『54km(敷地前面海域の断層群)』
の単独の活動も、基本ケースとして想定することとする。

480km基本ケースの不確かさ

断層長さは480km



480km基本ケースの不確かさ

No.	検討ケース	震源モデルの設定条件			不確かさを考慮するパラメータ				Mj
		アスペリティ 深さ	アスペリティ 平面位置	破壊開始点	断層長さ (km)	応力降下量	断層 傾斜角	破壊伝播 速度	
—	検討用地震 敷地前面海域の断層群 (中央構造線断層帯)	—	—	—	54km	—	—	—	—
0	基本震源モデル 中央構造線断層帯+別府-万年山断層帯	断層上端	地質調査結果を基に敷地への影響も考慮して配置	3ケース	480km	壇・他(2011)	90度	$V_s \times 0.72$	8.3
1	不確かさ考慮① 応力降下量の不確かさ 中央構造線断層帯+別府-万年山断層帯	断層上端	地質調査結果を基に敷地への影響も考慮して配置	3ケース	480km	壇・他(2011) $\times 1.5$ 倍	90度	$V_s \times 0.72$	8.3
2	不確かさ考慮② 地質境界断層の知見考慮 中央構造線断層帯+別府-万年山断層帯	断層上端	地質調査結果を基に敷地への影響も考慮して配置	3ケース	480km	Fujii and Matsuura(2000)	北傾斜	$V_s \times 0.72$	8.6
3	不確かさ考慮③ 破壊伝播速度の不確かさ 中央構造線断層帯+別府-万年山断層帯	断層上端	地質調査結果を基に敷地への影響も考慮して配置	3ケース	480km	壇・他(2011)	90度	$V_s \times 0.84$	8.3

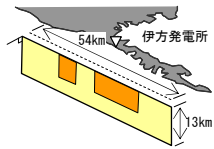
破壊開始点3ケースは、断層西下端、中央下端、東下端。

: 予め基本震源モデルに織り込む不確かさ

: 不確かさを考慮するパラメータ

54km基本ケースの不確かさ

基本震源モデル



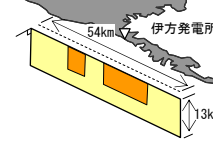
54kmモデル
断層長さ54km
断層傾斜角90度
アスペリティ上端

- 断層長さは54km
- 傾斜角は90度
- 断層上端深さは2km
- アスペリティ深さは断層上端

- 応答スペクトル手法
 - ※地震規模は、断層長さ(松田式)より設定する
 - ※距離として等価震源距離を採用する場合は、断層面の不均質破壊を想定して算出する
- 断層モデル手法
 - ※地震規模は、断層面積(入倉・三宅)より設定する
 - ※破壊開始点は断層西下端、中央下端、東下端を設定

不確かさ

不確かさ考慮①

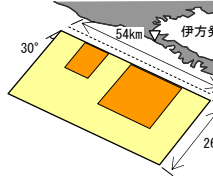


応力降下量1.5倍
断層長さ54km
断層傾斜角90度
アスペリティ上端
応力降下量1.5倍

- 応力降下量1.5倍を不確かさとして考慮

不確かさ

不確かさ考慮②

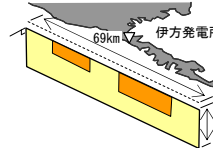


北傾斜30°
断層長さ54km
断層傾斜角30度
アスペリティ上端

- 活断層としての中央構造線断層帯が地質境界断層としての中央構造線と一致する可能性を考慮して北傾斜30度を想定

不確かさ

不確かさ考慮③

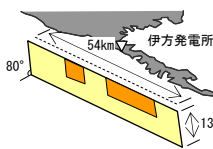


69kmモデル
断層長さ69km
断層傾斜角90度
アスペリティ上端

- 安全側に、引張性ジョグの全長を含む領域に対してスケーリング則を適用する → 断層長さ69km

不確かさ

不確かさ考慮④



南傾斜80°
断層長さ54km
断層傾斜角80度
アスペリティ上端

- 角度のばらつきを考慮

54km基本ケースの不確かさ

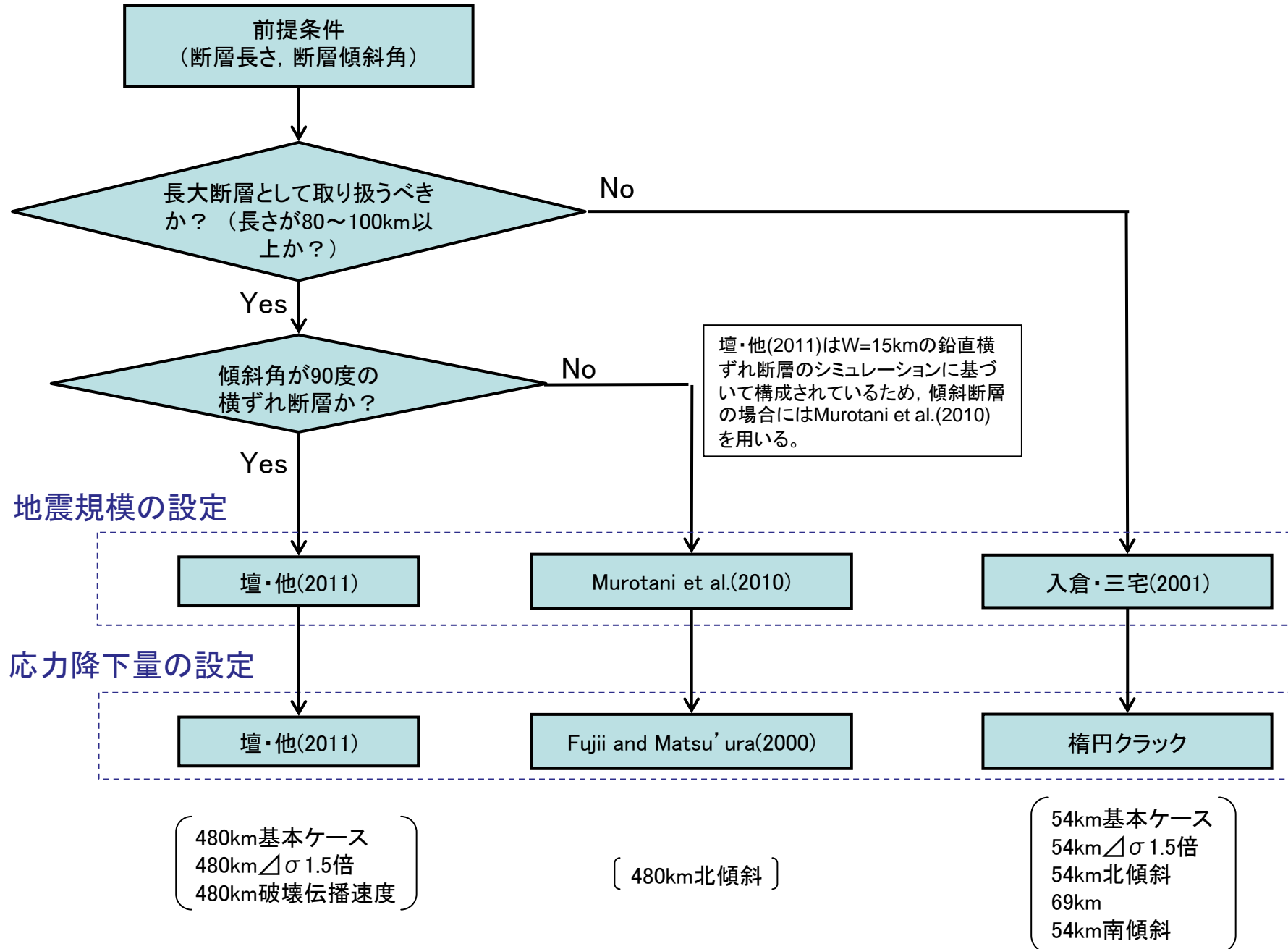
No.	検討ケース	基本震源モデルの設定条件			不確かさを考慮するパラメータ			Mj	
		アスペリティ 深さ	アスペリティ 平面位置	破壊 開始点	断層長さ (km)	応力 降下量	断層 傾斜角	松田式	入倉・三宅
—	検討用地震 敷地前面海域の断層群 (中央構造線断層帯)	—	—	—	54	—	—	—	—
0	基本震源モデル	断層上端	地質調査結果を基に 敷地への影響も 考慮して配置	3ケース	54	レシピ	90°	7.7	7.3
1	不確かさ考慮① 応力降下量の不確かさ考慮	断層上端	地質調査結果を基に 敷地への影響も 考慮して配置	3ケース	54	レシピ×1.5倍	90°	7.7	7.3
2	不確かさ考慮② 地質境界断層の知見考慮	断層上端	地質調査結果を基に 敷地への影響も 考慮して配置	3ケース	54	レシピ	北傾斜30°	7.7	7.8
3	不確かさ考慮③ 断層長さの不確かさ考慮	断層上端	地質調査結果を基に 敷地への影響も 考慮して配置	3ケース	69	レシピ	90°	7.9	7.5
4	不確かさ考慮④ 角度のばらつきを考慮	断層上端	地質調査結果を基に 敷地への影響も 考慮して配置	3ケース	54	レシピ	南傾斜80°	7.7	7.3

破壊開始点3ケースは、断層西下端、中央下端、東下端。

: 予め基本震源モデルに織り込む不確かさ

: 不確かさを考慮するパラメータ

断層パラメータの設定方法



引用文献

- Asano, K., T. Iwata and K. Irikura, 2005, Estimation of Source Rupture Process and Strong Ground Motion Simulation of the 2002 Denali, Alaska, Earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.95, No.5, 1701-1715.
- Asano, K. and T. Iwata, 2011, Characterization of stress drops on asperities estimated from the heterogeneous kinematic slip model for strong motion prediction for inland crustal earthquakes in Japan, Pure and applied geophysics, 168, 1050116.
- Boore, D.M., 1983, Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiation spectra, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.73, No.6, 1865-1894.
- Brune, J. N., 2003, Precarious rock evidence for low near-source accelerations for trans-tensional strike-slip earthquakes, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 137, 229-239.
- Dan, K., T. Watanabe and T. Tanaka, 1989, A semi-empirical method to synthesize earthquake ground motions based on approximate far-field shear-wave displacement, Journal of Structural and Construction Engineering (Transactions of the Architectural Institute of Japan), No.396, 27-36
- 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井透, 2001, 断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, 日本建築学会構造系論文集, 第545号, 51-62
- 壇一男・具典淑・入江紀嘉・アルス・ヘイマサン・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.
- 壇一男・具典淑・島津奈緒未・入江紀嘉, 2012, 平均動的応力降下量を用いた長大な横ずれ断層のアスペリティモデルによる強震動の試算と考察, 日本建築学会構造系論文集, 第678号, 1257-1264.
- Fujii, Yoshihiro and Mitsuhiro Matsu'ura, 2000, Regional difference in scaling laws for large earthquakes and its tectonic implication, Pure and Applied Geophysics, Vol.157, 2283-2302.
- Geller, R., 1976, Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, Bull. Seism. Soc. Am., 66, 1501-1523.
- 原子力安全委員会, 2012, 内陸地殻内の長大断層による巨大地震とプレート間の巨大地震を対象とした震源パラメータのスケーリング則の比較検討業務成果報告書 平成24年1月.
- Ghasemi, H., Y. Fukushima, K. Koketsu and H. Miyake, 2010, Ground-Motion Simulation for the 2008 Wenchuan, China, Earthquake Using the Stochastic Finite-Fault Method, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.100, No.5B, 2476-2890.
- IRIE, K., K. DAN, S. IKUTAMA and K. IRIKURA, 2010, Improvement of Kinematic Fault Models for Predicting Strong Motions by Dynamic Rupturing Simulation- Evaluation of Proportionality Constant between Stress Drop and Seismic Moment in Strike-slip Inland Earthquakes -, 1st Kashiwazaki International Symposium on Seismic Safety of Nuclear Installations and Embedded Topical Meetings.
- 入江紀嘉・トルンヤ・パラサロル・生玉真也・壇一男・川里健・入倉孝次郎, 2011, 横ずれ内陸地震の断層パラメータの相似則の変化を考慮した長大断層のアスペリティモデルの設定方法(その3) 動力学的断層破壊シミュレーションによる平均動的応力降下量算定式の推定, 日本建築学会大会(関東)学術講演梗概集, 21052, 103-104.
- 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, Vol.110, 849-875.
- 石井やよい・壇一男・アルス・ヘイマサン, 2010, 横ずれ断層による内陸大地震の巨視的断層パラメータの検討, 第13回日本地震工学シンポジウム, GO3-Thu-PM-6, 313-320.
- 岩城啓美・伊藤浩子・北田菜緒子・井上直人・香川敬生・宮腰研・竹村恵二・岡田篤正, 2006, 大規模地震に伴う地表地震断層と深部起震断層に関する既存資料の整理とカタログの作成, 活断層研究, 26, 37-61.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2009, 全国地震動予測地図
- 香川敬生, 2004, ハイブリッド合成法に用いる統計的グリーン関数法の長周期帯域への拡張, 日本地震工学会論文集, 第4巻, 第2号, 21-32.

-
- Kagawa, T., K. Irikura, P. Somerville, 2004, Differences in ground motion and fault rupture process between the surface and buried rupture earthquakes, *Earth Planet Space*, 56, 3–14.
- Kanamori, H., 1977, The energy release in great earthquakes, *J. Geophys. Res.* 82,2981–2987.
- Kase, Y., 2010, Slip–Length Scaling Law for Strike–Slip Multiple Segment Earthquakes Based on Dynamic Rupture Simulations, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.100, No.2, 473–481.
- Kayen, R., E. Thompson, D. Minasian, R.E.S. Moss, B.D. Collins, N. Sitar, D. Dreger and G. Carver, 2004, Geotechnical Reconnaissance of the 2002 Denali Fault, Alaska, *Earthquake, Earthquake Spectra*, Volume 20, No.3, 639–667.
- Kurahashi, S. and K. Irikura, 2010, Characterized Source Model for Simulating Strong Ground Motions during the 2008 Wenchuan Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.100, No.5B, 2450–2475.
- Manighetti, I., M. Campillo, S. Bouley and F. Cotton, 2007, Earthquake scaling, fault segmentation, and structural maturity, *Earth and Planetary Science Letters*, 253, 429–438.
- 室谷智子・松島信一・吾妻 崇・入倉孝次郎・北川貞之, 2010, 内陸の長大断層に関するスケーリング則の検討, *日本地震学会秋季大会予稿集*, B12–02.
- Murotani, S., S. Matsushima, T. Azuma, K. Irikura, and S. Kitagawa, 2010, Scaling Relations of Earthquakes on Active Mega–Fault Systems, *Abstract of AGU fall meeting 2010*, S51A–1911.
- 松島信一・室谷智子・吾妻崇・入倉孝次郎・北川貞之, 2010, 内陸地殻の長大断層で発生する地震に関するスケーリング則, *北海道大学地球物理学研究報告*, 73, 117–127.
- 中村亮一・植竹富一, 2002, 加速度強震計記録を用いた日本列島下の三次元減衰構造トモグラフィー, *地震2*, 54, 475–488.
- 佐藤智美, 2010, 逆断層と横ずれ断層の違いを考慮した日本の地殻内地震の短周期レベルのスケーリング則, *日本建築学会構造系論文集*, 第651号, 923–932.
- Shaw, B.E. and C.H. Scholz, 2001, Slip–length scaling in large earthquakes' Observations and theory and implications for earthquake physics, *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, VOL. 28, NO. 15, 2995–2998.
- 司宏俊・翠川三郎, 1999, 断層タイプおよび地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, *日本建築学会構造系論文集*, 523, 63–70.
- Si, H., K. Koketsu, H. Miyake and R. Ibrahim, 2012, Inverse Correlation between Surface Slip and Strong Groud Motion, *Abstract of AGU fall meeting 2012*, S21B–2473.
- 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2*, 51, 211–228
- 藤堂正喜・壇一男・具典淑・入江紀嘉・呉長江, 2012, 長大な横ずれ断層による内陸地震のアスペリティモデル設定方法の中央構造線への応用と強震動の試算, *日本建築学会大会(東海) 学術講演梗概集*, 21053, 105–106.
- USGS, 2006, Calibration of PS09, PS10, and PS11 Trans–Alaska Pipeline System Strong–Motion Instruments, with Acceleration, Velocity, and Displacement Records of the Denali Fault Earthquake, 03 November 2002.