

別冊

図一覧

- 図 1 : 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) [58] (震源を特定して策定する地震動 : S_s -1H, S_s -2-1 ~ S_s -2-8, 震源を特定せず策定する地震動 : S_s -3-1H, S_s -3-2NS, S_s -3-2EW)
- 図 2 : 2004 年北海道留萌支庁南部地震の再現モデルによる HKD020 観測点でのハイブリッド波 (赤) と観測波 (黒) による疑似速度応答スペクトルの比較 [2] (青 : 加藤スペクトル, 左 : NS, 中 : EW, 右 : UD)
- 図 3 : 2004 年北海道留萌支庁南部地震の Maeda and Sasatani[48] による震源断層モデル
- 図 4 : 2004 年北海道留萌支庁南部地震の震源モデルによる (上) 震源近傍の応答加速度分布と (下) アスペリティ下端中央から破壊が始まった場合の解析結果 [2] (Δ : HKD020 地点, \star : 破壊開始点)
- 図 5 : 2016 年熊本地震の前震 M6.5, 本震 7.3 と余震分布 (震央分布, KiK-net 観測点 \blacktriangle を追記) [42]
- 図 6 : 原子力安全基盤機構 JNES による M6.5 の左横ずれ断層による地震基盤表面 ($V_s=2600\text{m/s}$) での加速度分布図 (水平方向, 最大値 1340.4cm/s^2) [7] (右横ずれの場合には上下を反転させた分布図になるため, 図 5 における震央距離約 6km の益城観測点 KMMH16 はこの図で震源断層の右斜め下 300~400 ガルの地点 \blacktriangle に相当する)
- 図 7 : JNES が図 6 の解析結果を得るために用いた M6.5 の左横ずれ断層の震源断層モデル [7] (国内データに合わせた独自の経験式 $S = 1.85 \times 10^{-15} M_o^{2/3}$ で M6.5 ($M_o = 3.16 \times 10^{25} \text{dyn-cm}$) に相当する断層面積 S を求め, 断層長さ 14km, 幅 13km, 断層上端深さ 2km, アスペリティ 2 個 (いずれも 19.1MPa), 破壊開始点を中央深さ 10.5km としている)
- 図 8 : 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) [7, 58, 59, 8]
- 図 9 : 2004 年北海道留萌支庁南部地震の K-NET および KiK-net 観測点の最大加速度の距離減衰と司・翠川 (1999) による距離減衰式 (実線が平均, 破線が平均 \pm 標準偏差) との比較 [55]
- 図 10 : 伊方 3 号の基準地震動 S_s -3 として採用された「2004 年北海道留萌支庁南部地震 (M6.1, Mw5.7) の 620 ガルの解放基盤表面はざと波」(最上部の緑波線) と対応する耐専スペクトル (上部の青破線) および JNES の断層モデルによる地震動解析結果 (最上部の赤破線) [6]
- 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) 69km 鉛直の耐専スペクトルとクリフエッジ (黒点線) [58]
- 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) 69km 北傾斜の耐専スペクトルとクリフエッジ (黒点線) [58]
- 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) の耐専スペクトルと基準地震動 S_s -1H (水平方向) [58]
- 図 14 : 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 [58]
- 図 15 : 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 16 : 熊本地震のジョイントインバージョンに基づくすべり量の分布 [46] とそのトリミングによる実質的な震源断層のイメージ図 (引用者) および熊本地震の地表地震断層が現われた領域の長さ [45]
- 図 17 : 額綱一教授による (a) 熊本地震のジョイントインバージョンに基づく実質的な震源断層と入倉・三宅式の比較および (b) 地表地震断層が現われた領域の長さ等と松田式の比較 [45]
- 図 18 : 大飯 3-4 号における「FO-A~FO-B~熊川断層」の基準地震動と原子力規制庁による入倉式を武村式に置換えた地震動試算 (基本ケース : 破壊開始点 3) [14]
- 図 19 : 原子力規制庁による入倉式を武村式に置換えた地震動試算 [14] と関西電力による地震動評価結果 [40] の比較 (基本ケース : 破壊開始点 3) (b) の原図は原子力規制庁広報部がマスコミに提供したもの)
- 図 20 : 2007 年新潟県中越沖地震 M6.8 の震源特性を 1.5 倍とした根拠となる地震観測記録と耐専スペクトル (内陸補正なし) との比較 [75] (KiK-net, K-NET 観測点のうち, 「震源距離が 200km 以下, S 波速度 $V_s \geq 700\text{m/s}$ の地層が存在, 第三紀以前の地質条件」を満たす観測点だけを抽出し, 表層の地盤増幅の影響避けるため, $V_s \geq 700\text{m/s}$ 以浅の地層における 1 次卓越周期の 2 倍以上の帯域を対象とした)
- 図 21 : アスペリティ総面積 S_a (左図), 最大アスペリティ面積 S_{a1} (右図) と総面積 S の関係 (破線が各回帰式に対応し, 両側の細線は倍半分の値を示す) [24]
- 図 22 : 壇ら (2011) [3] 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)」の細線のようにしてしまう.)
- 図 23 : 断層面積 S (rupture area) と地震モーメント M_o の関係 [24] (破線がレシビの式に相当, 入倉らは $L = 20\text{km}$ で $W_{max} = 16.6\text{km}$ に達すると仮定し, 分岐点を $M_o = 7.5 \cdot 10^{25} \text{dyn-cm}$ としている. 一点鎖線は武村 (1998) による $W_{max} = 13\text{km}$ とした関係式で分岐点の M_o は同じ)
- 図 24 : 入倉ら [24] による $L - W$ の関係 (\circ は Well et al. (1994) ($M_{ot} < M_o$), \bullet は Somerville et al. (1999) および Miyakoshi (2001), 灰色の \circ は低角逆断層のデータ)
- 図 25 : 断層長さ L (rupture length) と地震モーメント M_o の関係 [24] (赤点線が松田式)
- 図 26 : 武村 [72] による $L - M_o$ の関係 (赤点線で松田式を加筆)
- 図 27 : 武村 [72] による $L - W$ の関係
- 図 28 : 武村 [72] による $S - M_o$ の関係
- 図 29 : 四国電力による設定したパラメータの検証 [58] (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 22 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 22 の「断層幅 12km の回帰線 (黒破線)」と同様に壇らの回帰線 (図 22 の黒太線) から左へずれている)
- 図 30 : 佐藤 (2010) [57] によるスペクトルインバージョン (上図) および経験的グリーン関数法 (下図) に基づく地殻内地震の A と M_o の関係

- 図 31 : 染井ら (2010)[69] による断層タイプ別の本震の短周期レベル A と地震モーメントの関係 ((a) 本研究の手法 (スペクトル比法), (b)(a) の条件を佐藤 (2010)[57] の解析周波数帯域などの条件と同等とした場合)
- 図 32 : 構造研究所 (2010)[44] による地震モーメントと短周期レベルの関係 (「-」は最大・最小の短周期レベルの範囲を示す) (上図: 横ずれと縦ずれ, 中図: 横ずれ断層のみ, 下図: 縦ずれ断層のみ)
- 図 33 : 正規分布 $N(\mu, \sigma^2)$ ($\mu = 0, \sigma^2 = 3$) に従う確率変数 Y のばらつき (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 34 : 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 (ばらつき)[76] (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)
- 図 35 : 耐専スペクトル作成の元になった地震観測記録の応答スペクトル (地震基盤表面はぎとり波) と耐専スペクトルの関係 (気象庁マグニチュード M_j と等価震源距離 X_{eq} の組合せでデータを分類し, その平均像として耐専スペクトルを求めている. 震源特性や伝播経路特性などの地域性や偶然変動などによるばらつきの大きいことがわかる.) [76]
- 図 36 : 川内原発で観測された活断層による地震 [43]
- 図 37 : 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 [43] (破線は Noda et al.(2002)[53] 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 38 : 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 [37] 別紙図④p.294 : 図 37 水平方向の応答スペクトル比を赤線で追記)
- 図 39 : 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)[7, 58, 59, 8]

表一覧

- 表 1 : 伊方 3 号の基準地震動とその最大加速度 [ガル] (cm/s^2 と同じ) [58, 59]
- 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[58]
- 表 3 : 国内活断層による地震の地震モーメントの観測値と計算値 [$\times 10^{18}\text{Nm}$][65, 62]
- 表 4 : 震源断層の諸元 [45]
- 表 5 : 大飯 3・4 号の「FO-A~FO-B~熊川断層」に関するレシピに基づく断層モデルのパラメータ
- 表 6 : 断層モデルのスケリング則と応力降下量の設定法
- 表 7 : Fujii-Matsu'ura.(2000)[5] が解析に用いた断層モデルのデータ
- 表 8 : 武村 (1998)[72] が解析に用いた断層モデルのデータ (地震名等は原典 [56] にならい, $\Delta\sigma$ の値も記載した)
- 表 9 : 壇ら (2011)[3] 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 10 : 壇ら (2011)[3] 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 $\Delta\sigma_a^\#$ の変動量 $\Delta\sigma_a^\dagger/\Delta\sigma_a^\#$

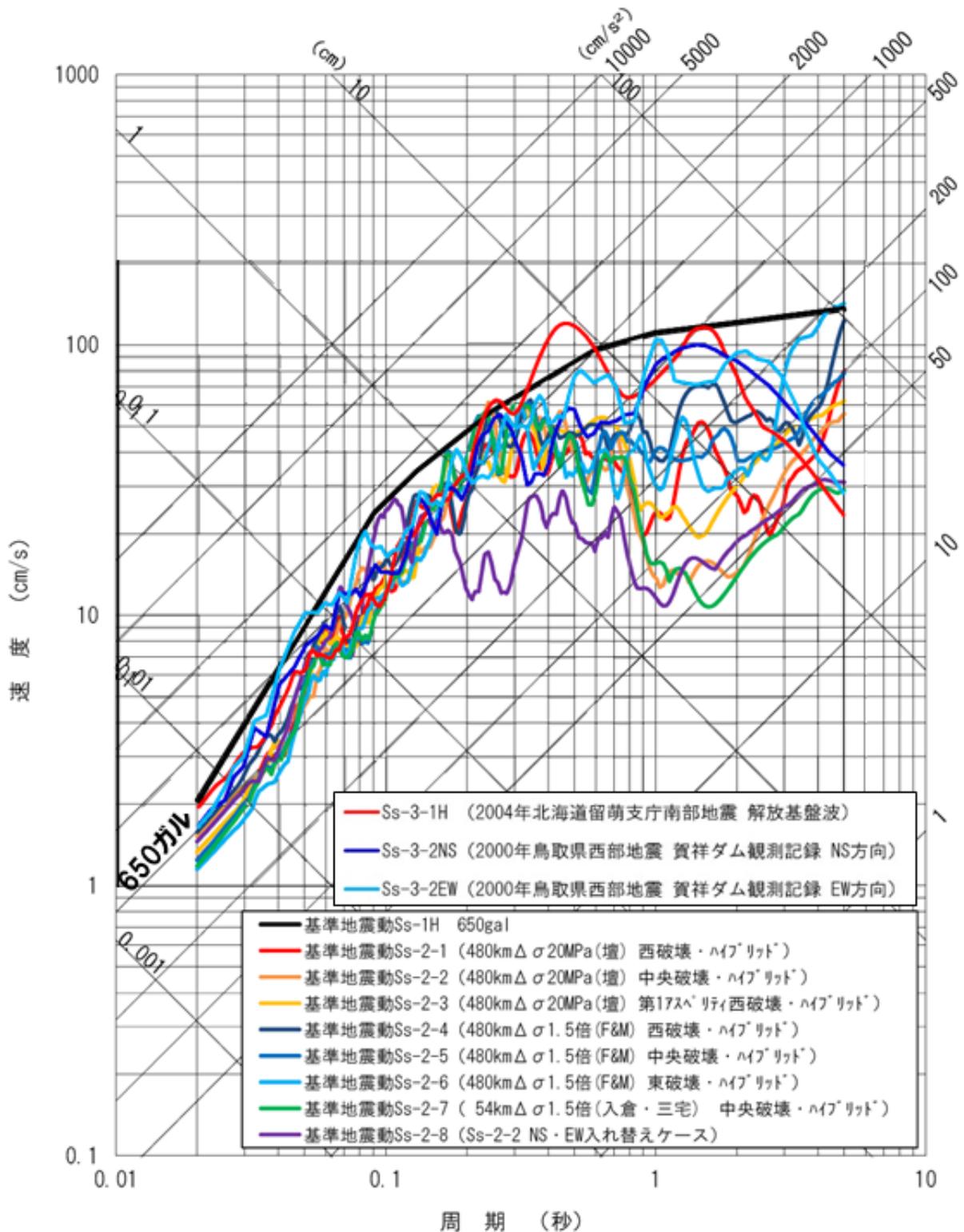


図1: 伊方3号の2015年再稼働許可時の基準地震動Ss(水平方向) [58] (震源を特定して策定する地震動: Ss-1H, Ss-2-1~Ss-2-8, 震源を特定せず策定する地震動: Ss-3-1H, Ss-3-2NS, Ss-3-2EW)

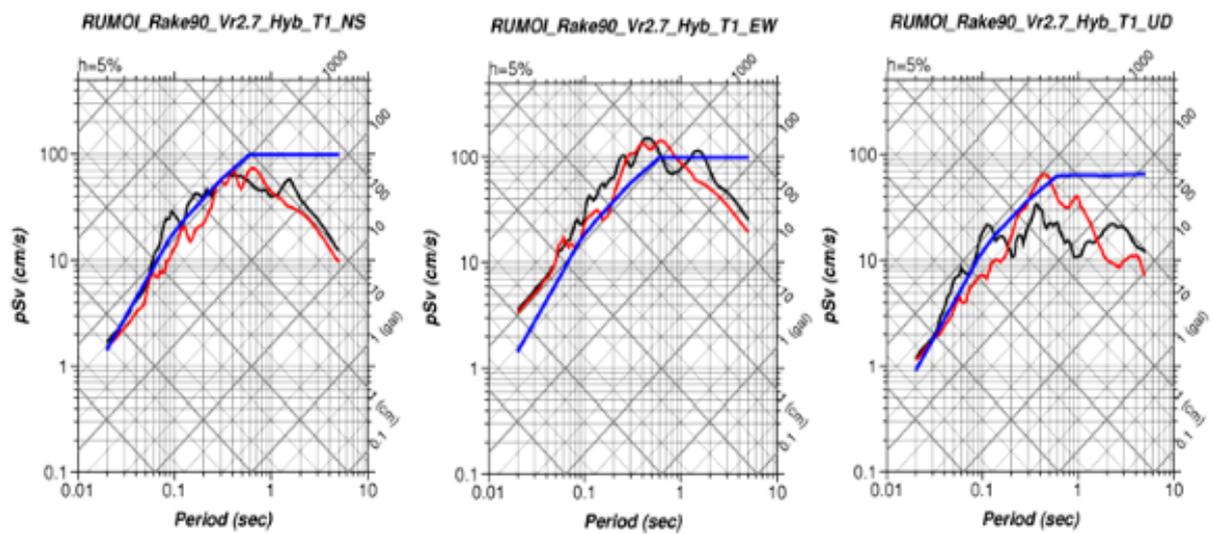


図 2: 2004 年北海道留萌支庁南部地震の再現モデルによる HKD020 観測点でのハイブリッド波 (赤) と観測波 (黒) による疑似速度応答スペクトルの比較 [2] (青: 加藤スペクトル, 左: NS, 中: EW, 右: UD)

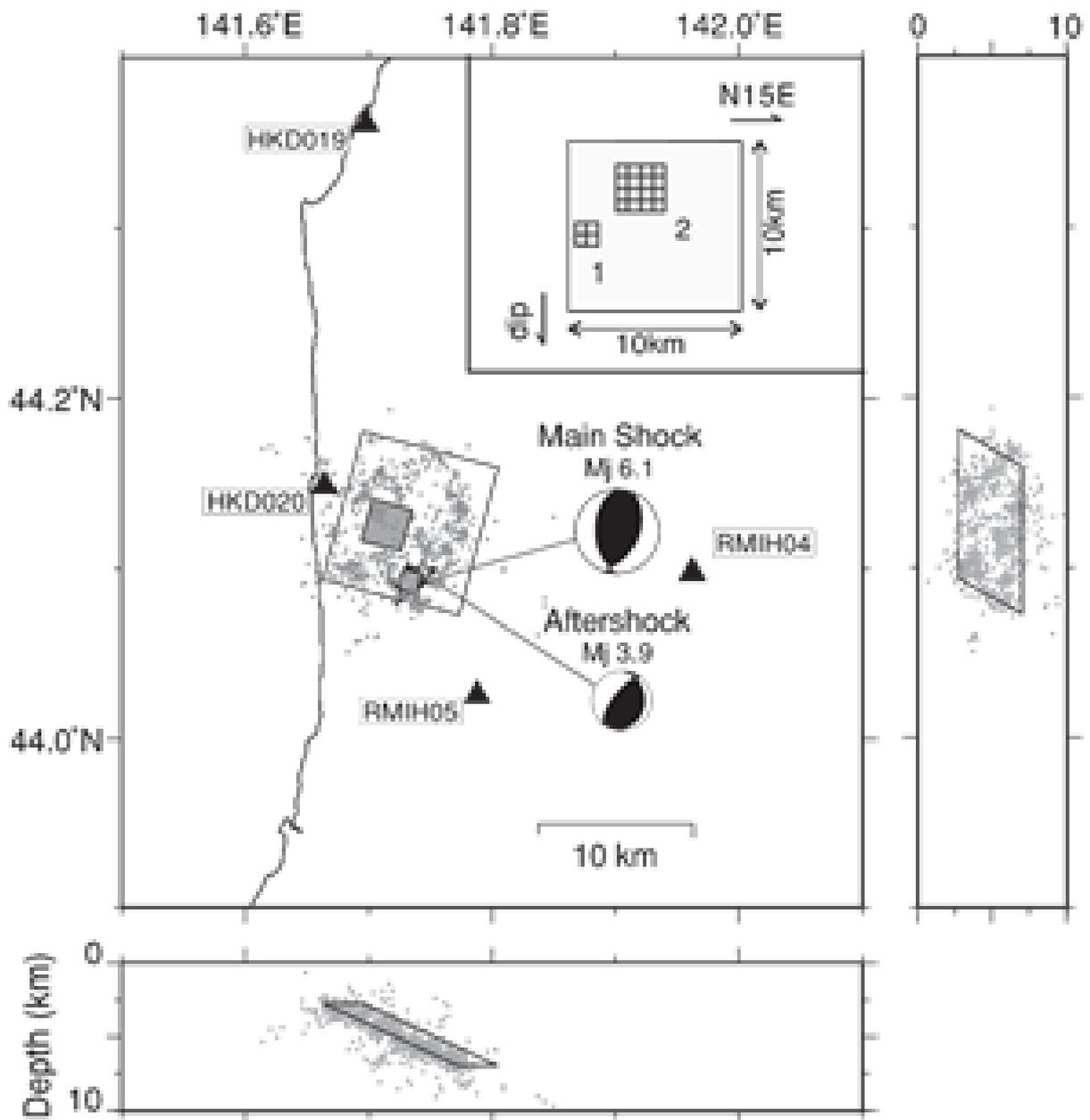


図 3: 2004 年北海道留萌支庁南部地震の Maeda and Sasatani[48] による震源断層モデル

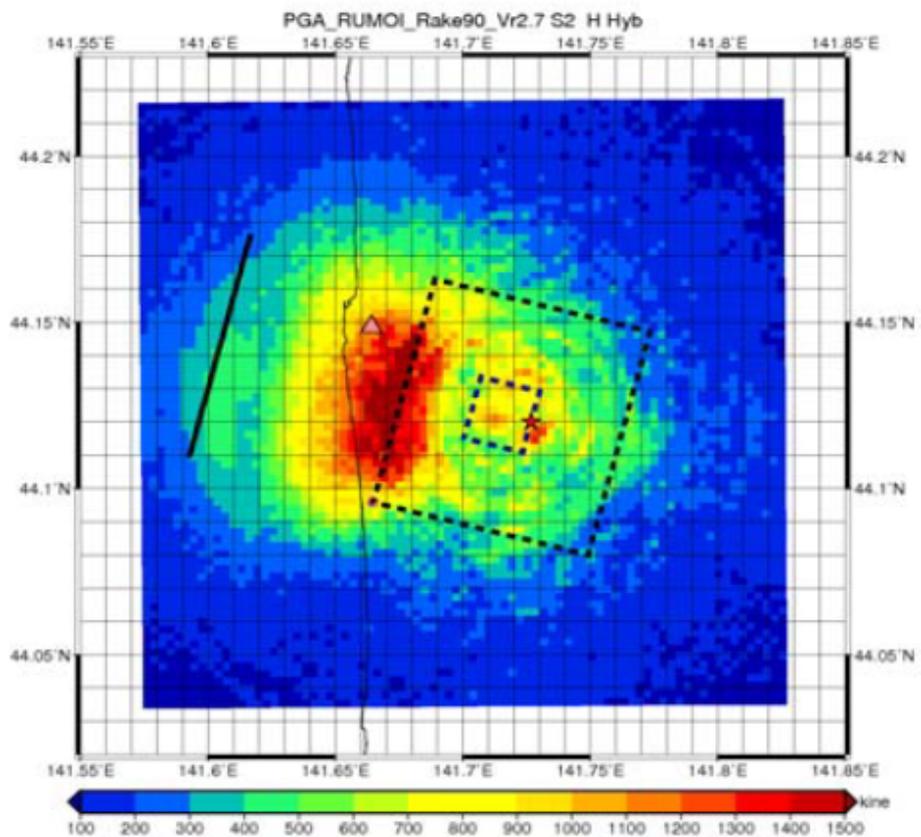
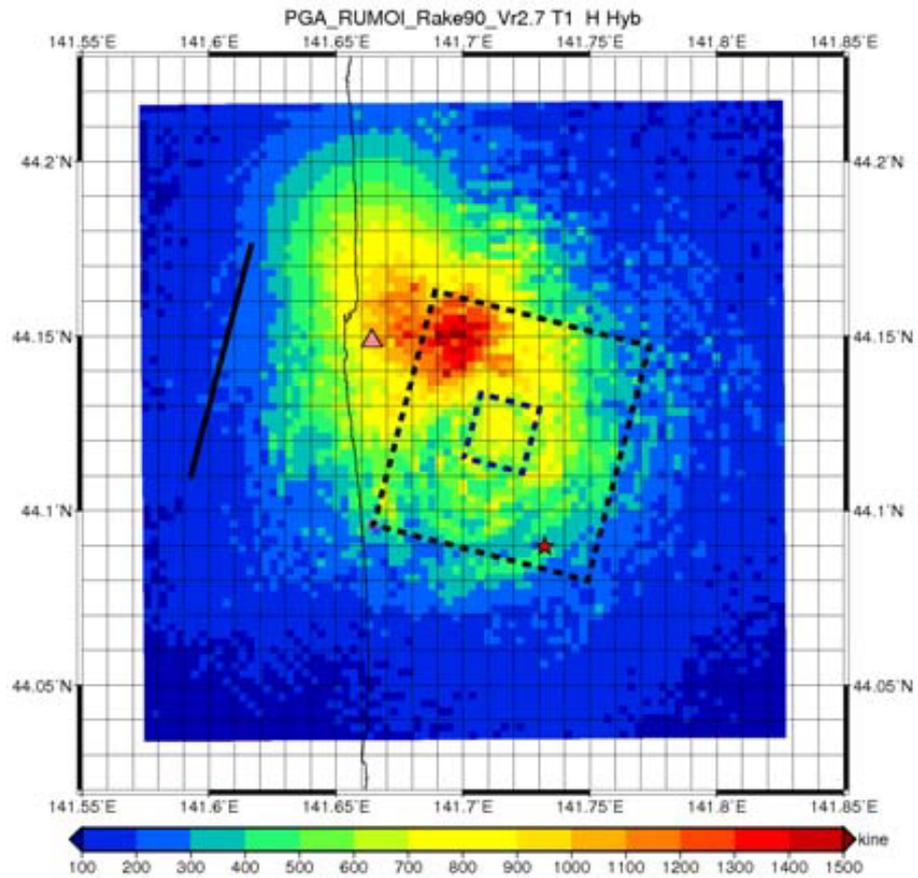


図 4: 2004 年北海道留萌支庁南部地震の震源モデルによる (上) 震源近傍の応答加速度分布と (下) アスペリティ下端中央から破壊が始まった場合の解析結果 [2] (△: HKD020 地点, ☆: 破壊開始点)

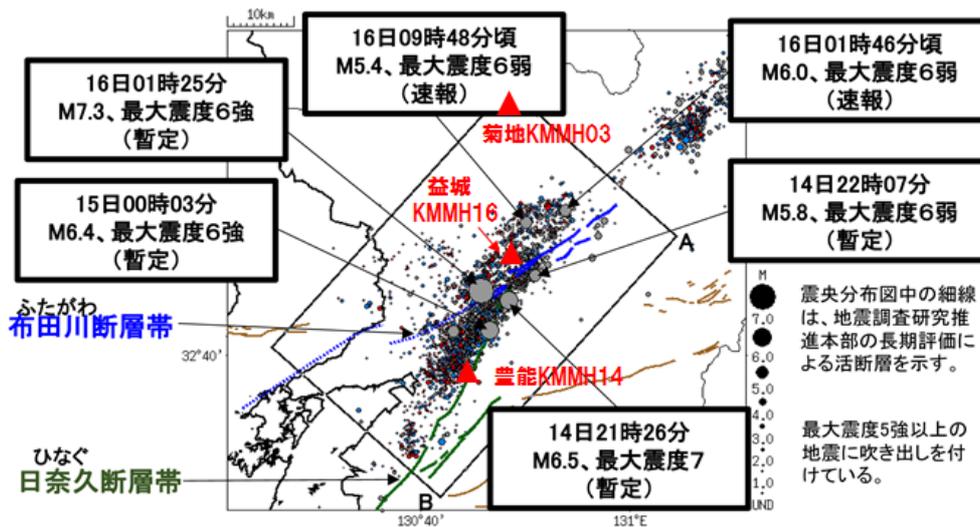


図 5: 2016 年熊本地震の前震 M6.5, 本震 7.3 と余震分布 (震央分布, KiK-net 観測点 ▲ を追記) [42]

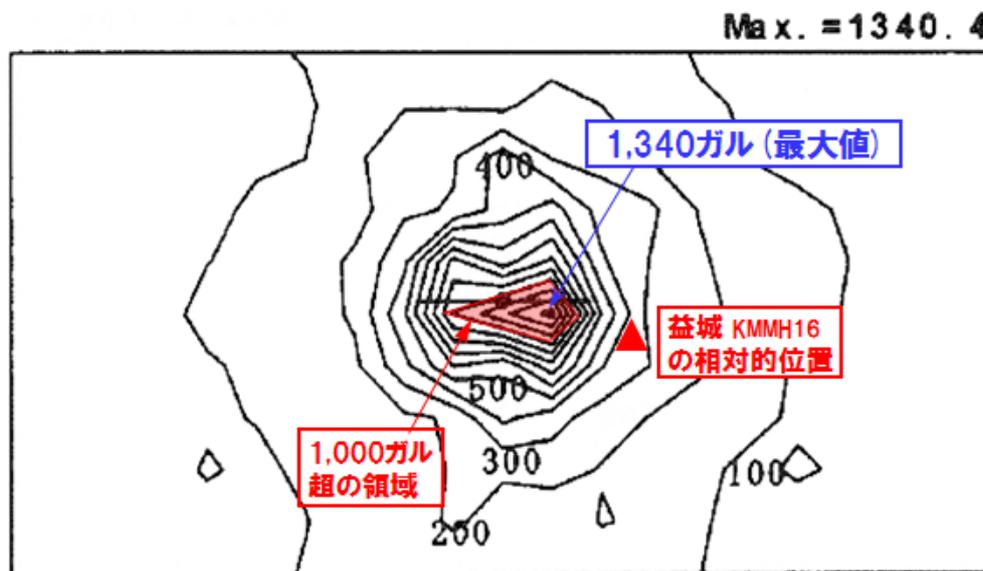


図 6: 原子力安全基盤機構 JNES による M6.5 の左横ずれ断層による地震基盤表面 ($V_s=2600\text{m/s}$) での加速度分布図 (水平方向, 最大値 1340.4cm/s^2) [7] (右横ずれの場合には上下を反転させた分布図になるため, 図 5 における震央距離約 6km の益城観測点 KMMH16 はこの図で震源断層の右斜め下 300~400 ガルの地点 ▲ に相当する)

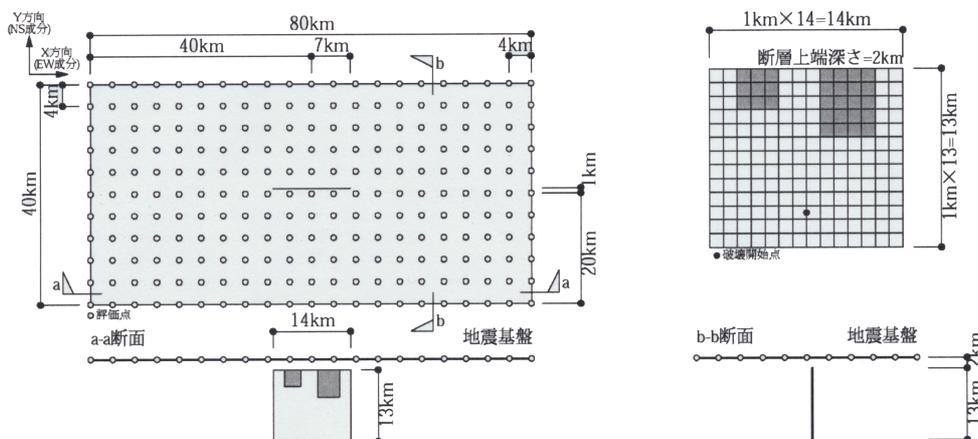


図 7: JNES が図 6 の解析結果を得るために用いた M6.5 の左横ずれ断層の震源断層モデル [7] (国内データに合わせた独自の経験式 $S = 1.85 \times 10^{-15} M_0^{2/3}$ で $M6.5 (M_0 = 3.16 \times 10^{25} \text{dyn}\cdot\text{cm})$ に相当する断層面積 S を求め, 断層長さ 14km, 幅 13km, 断層上端深さ 2km, アスペリティ 2 個 (いずれも 19.1MPa), 破壊開始点を中央深さ 10.5km としている)

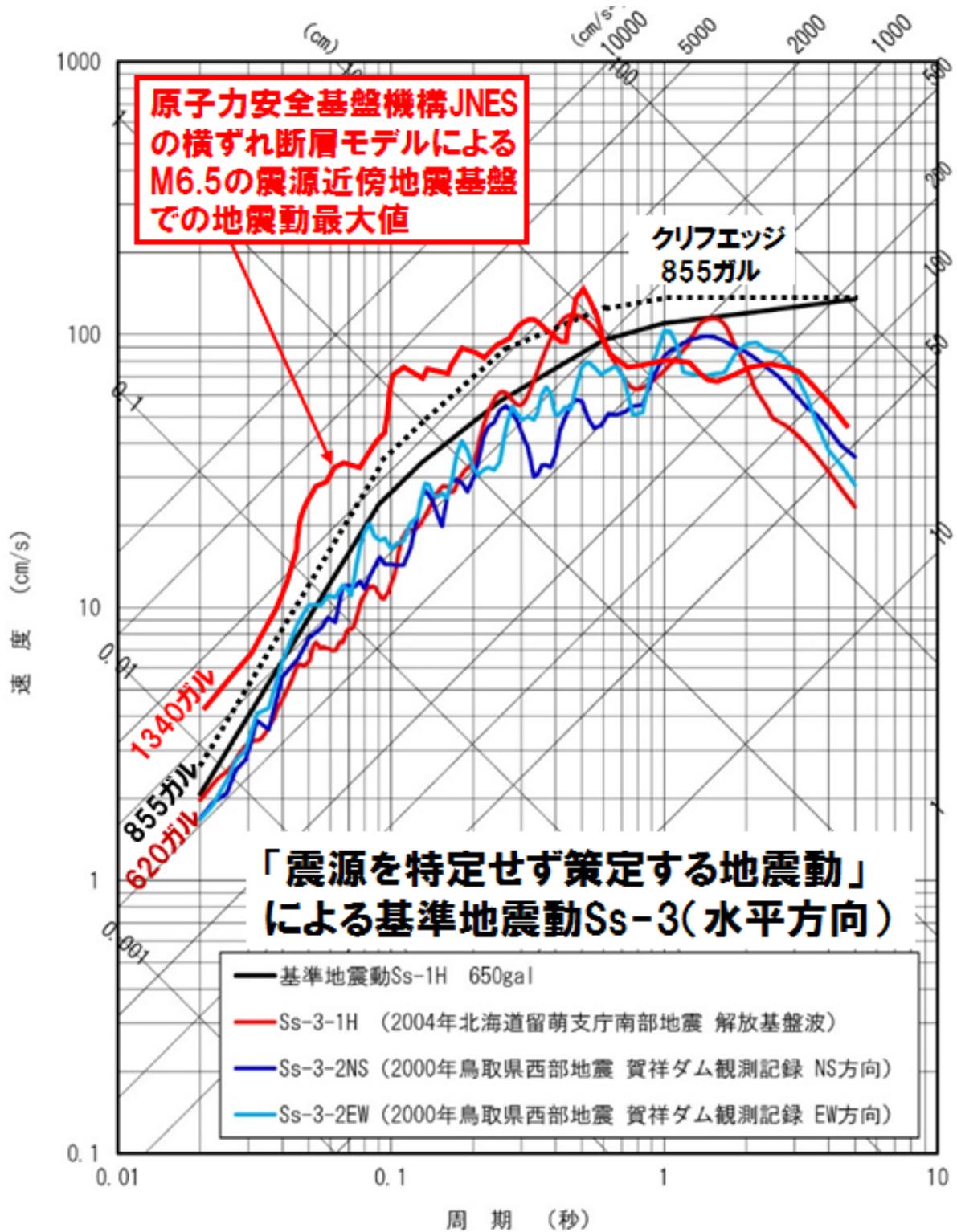


図 8: 伊方 3 号の基準地震動 Ss-1 および Ss-3, クリフエッジ (黒点線) および JNES による 1340 ガルの地震動 (赤波線)[7, 58, 59, 8]

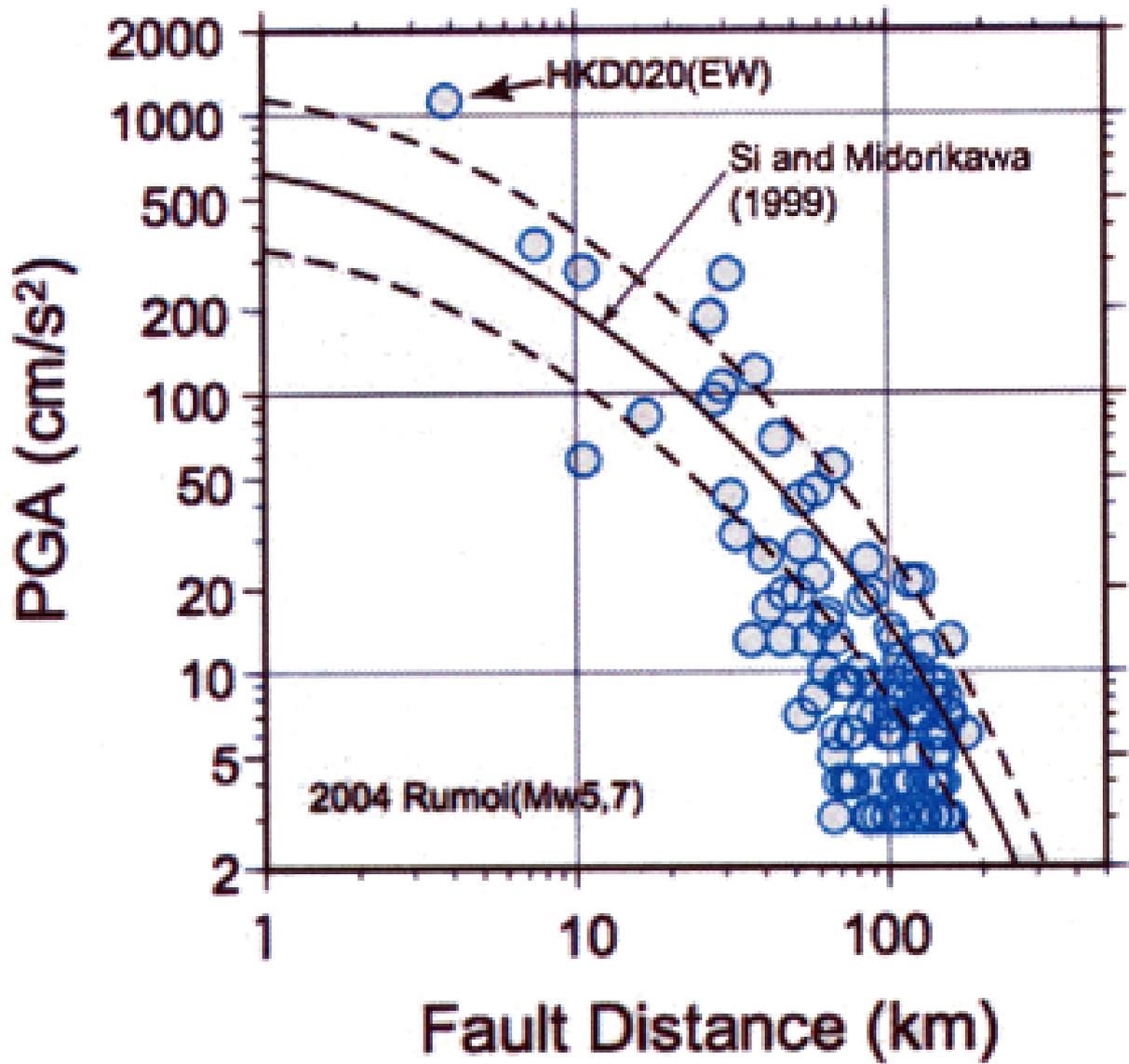


図9: 2004年北海道留萌支庁南部地震のK-NETおよびKiK-net観測点の最大加速度の距離減衰と司・翠川(1999)による距離減衰式(実線が平均, 破線が平均±標準偏差)との比較 [55]

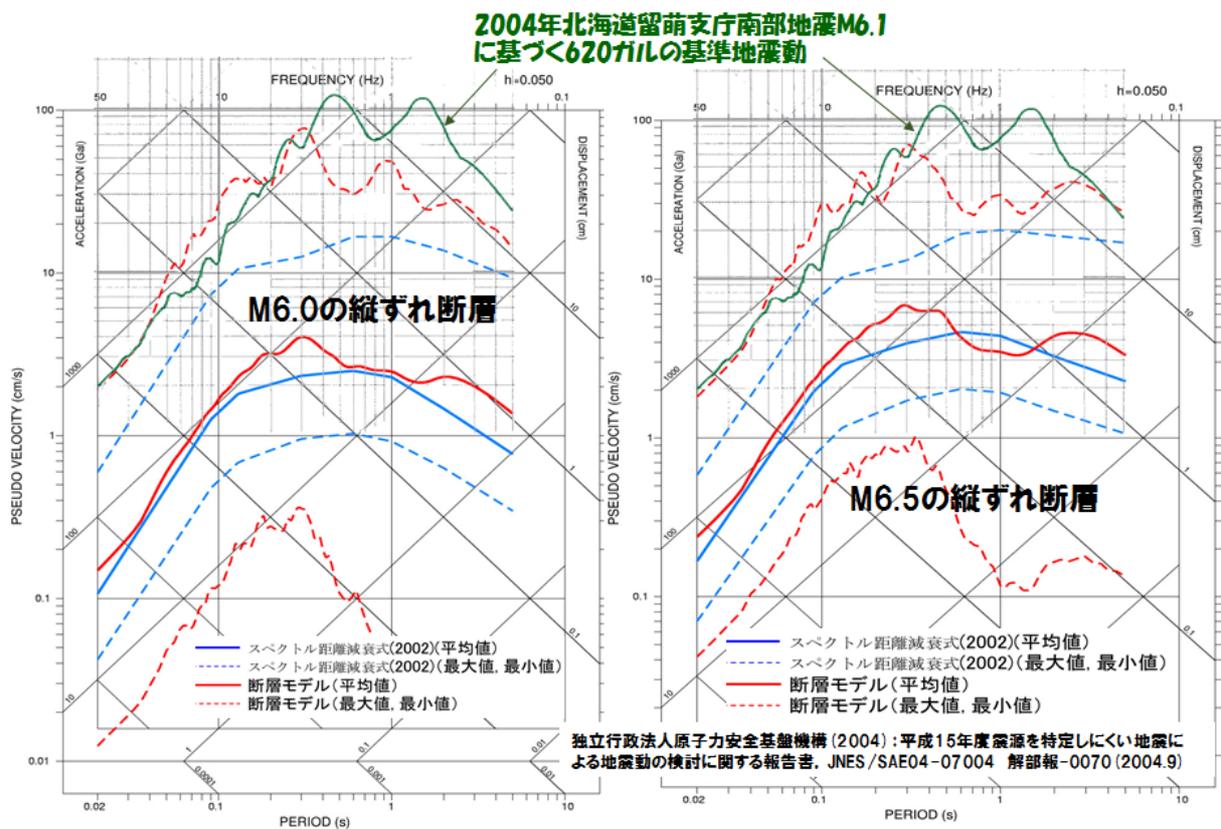


図 10: 伊方 3 号の基準地震動 Ss-3 として採用された「2004 年北海道留萌支庁南部地震 (M6.1, Mw5.7) の 620 ガルの解放基盤表面はざとり波」(最上部の緑波線)と対応する耐専スペクトル(上部の青破線)および JNES の断層モデルによる地震動解析結果(最上部の赤破線)[6]

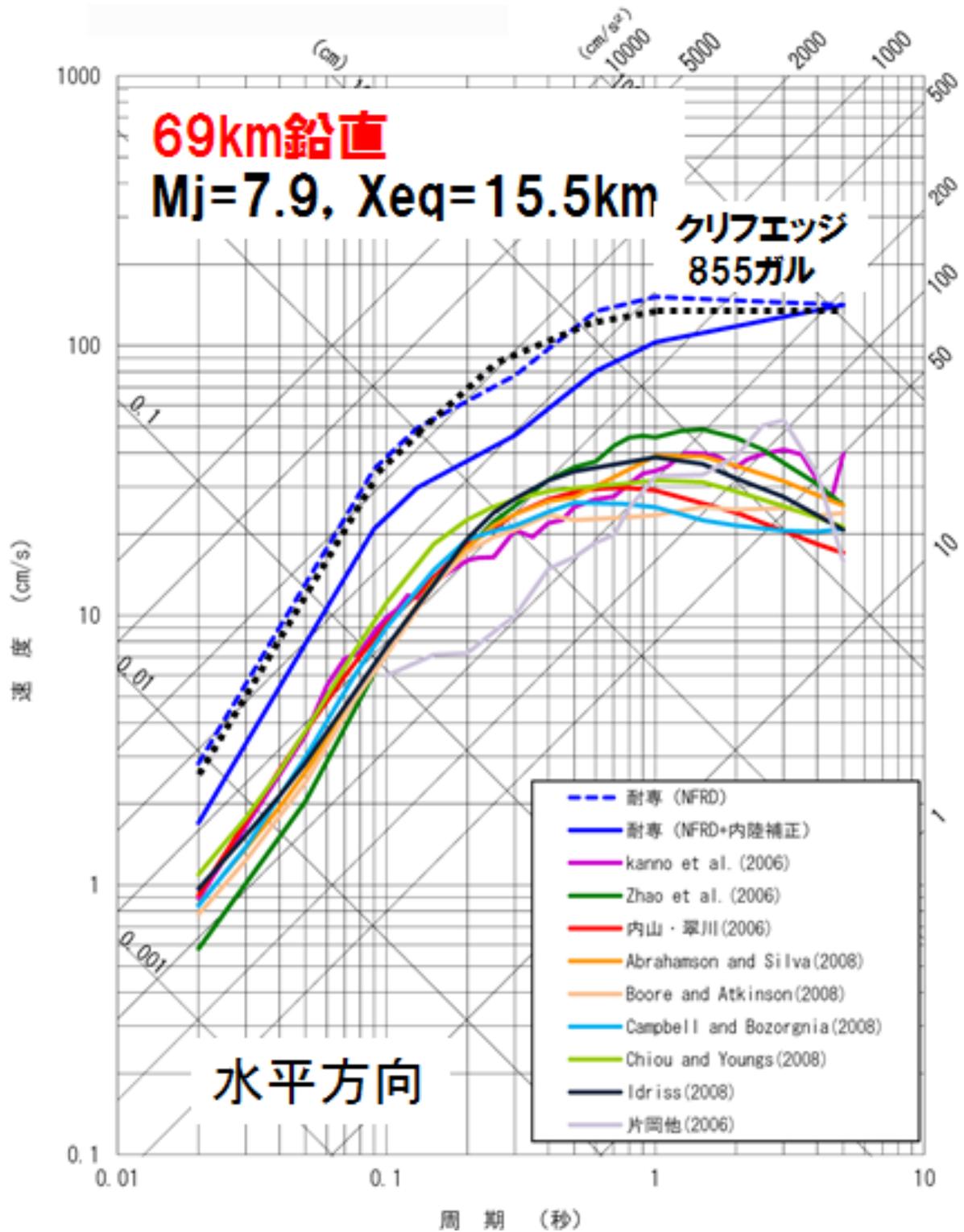


図 11: 伊方 3 号における敷地前面海域断層群 (中央構造線断層帯) 69km 鉛直の耐専スペクトルとクリフエッジ (黒点線) [58]

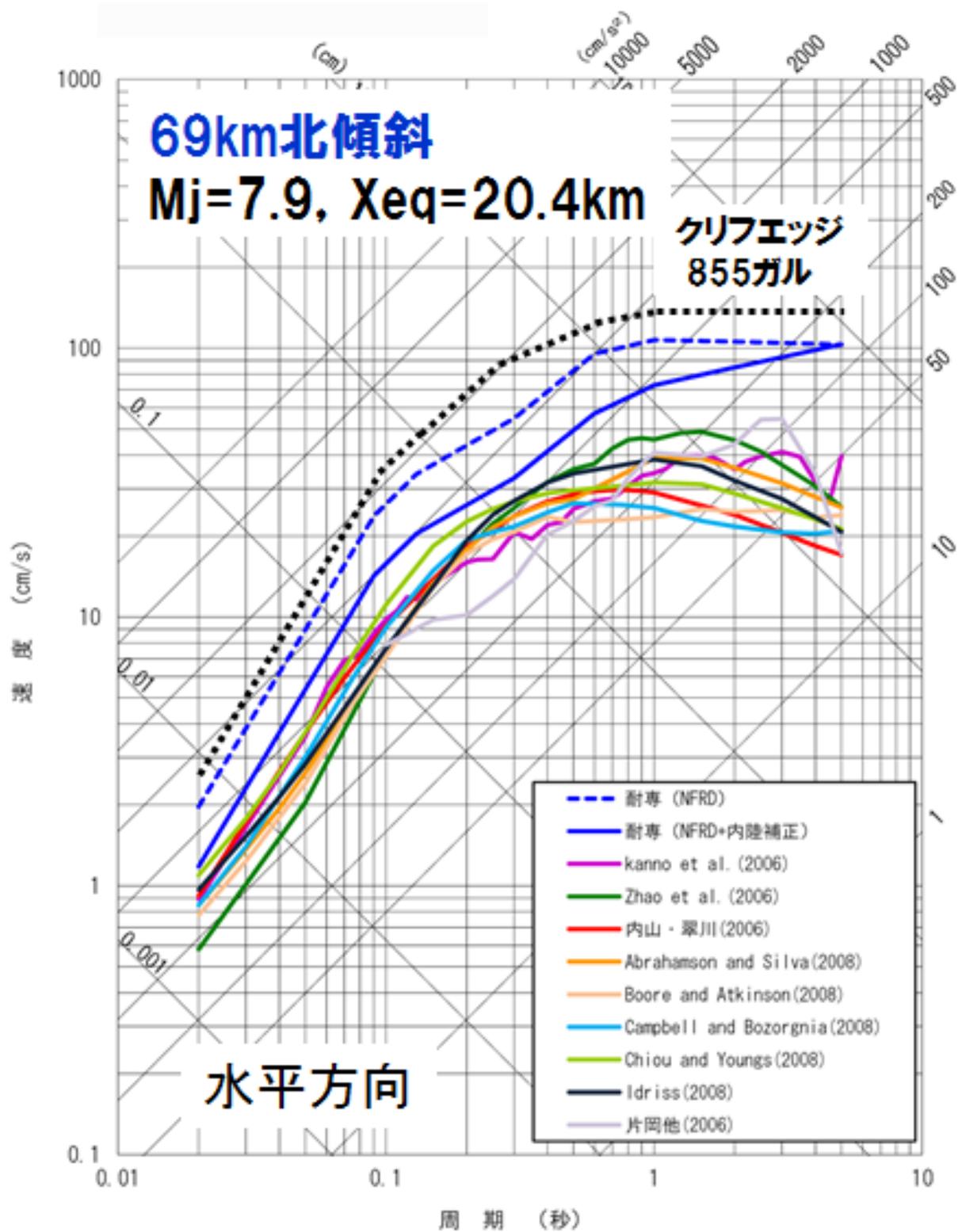


図 12: 伊方 3 号における敷地前面海域断層群 (中央構造線断層帯) 69km 北傾斜の耐専スペクトルとクリフエッジ (黒点線) [58]

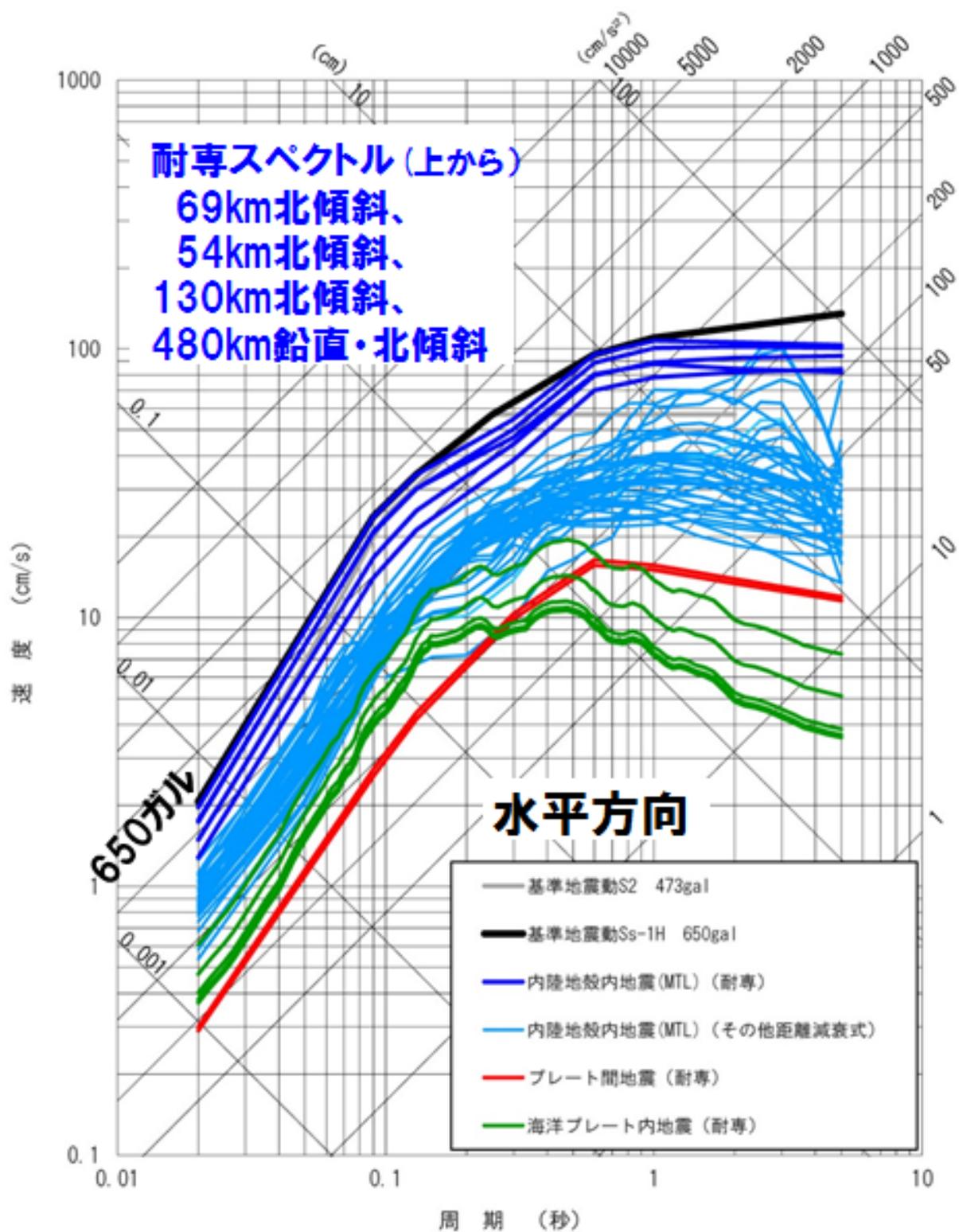


図 13: 伊方 3 号における敷地前面海域断層群 (中央構造線断層帯) の耐専スペクトルと基準地震動 Ss-1H(水平方向)[58]

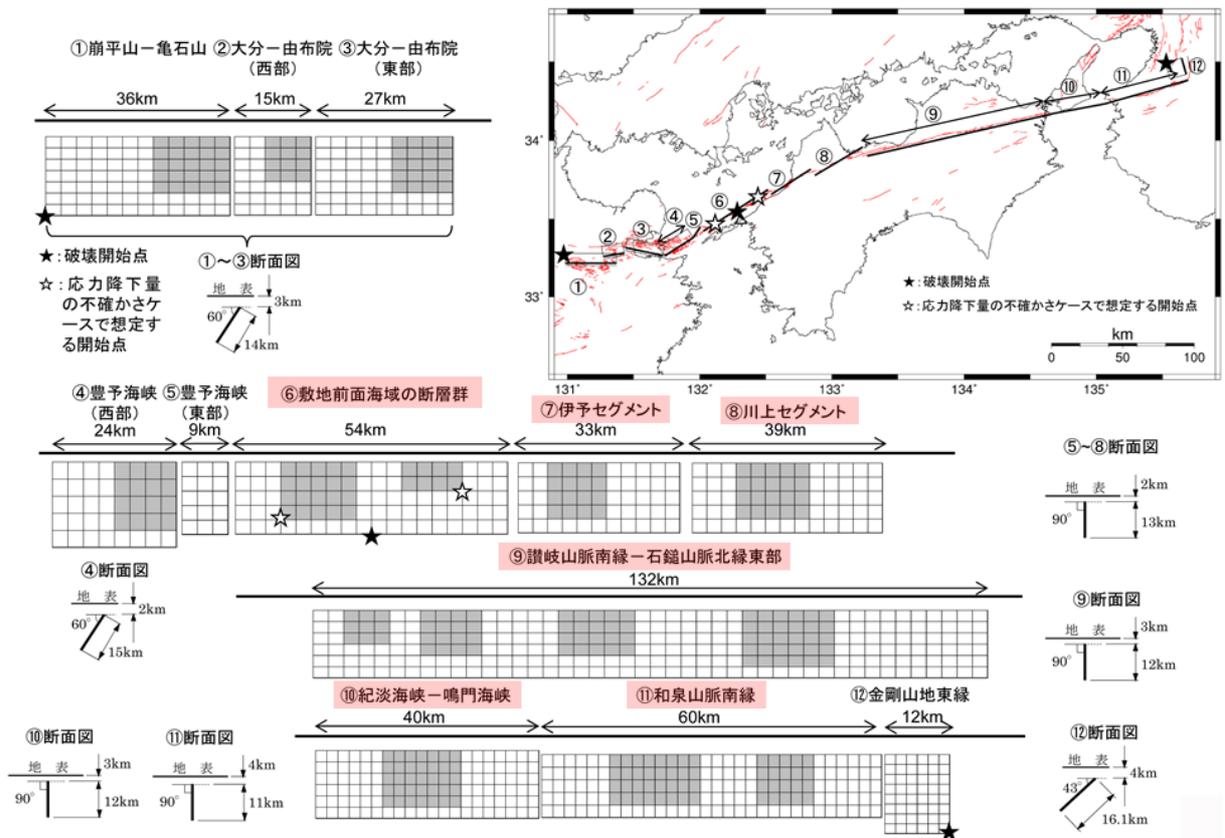


図 14: 伊方 3 号における敷地前面海域の断層群 (中央構造線断層帯) 480km 基本震源モデル [58]

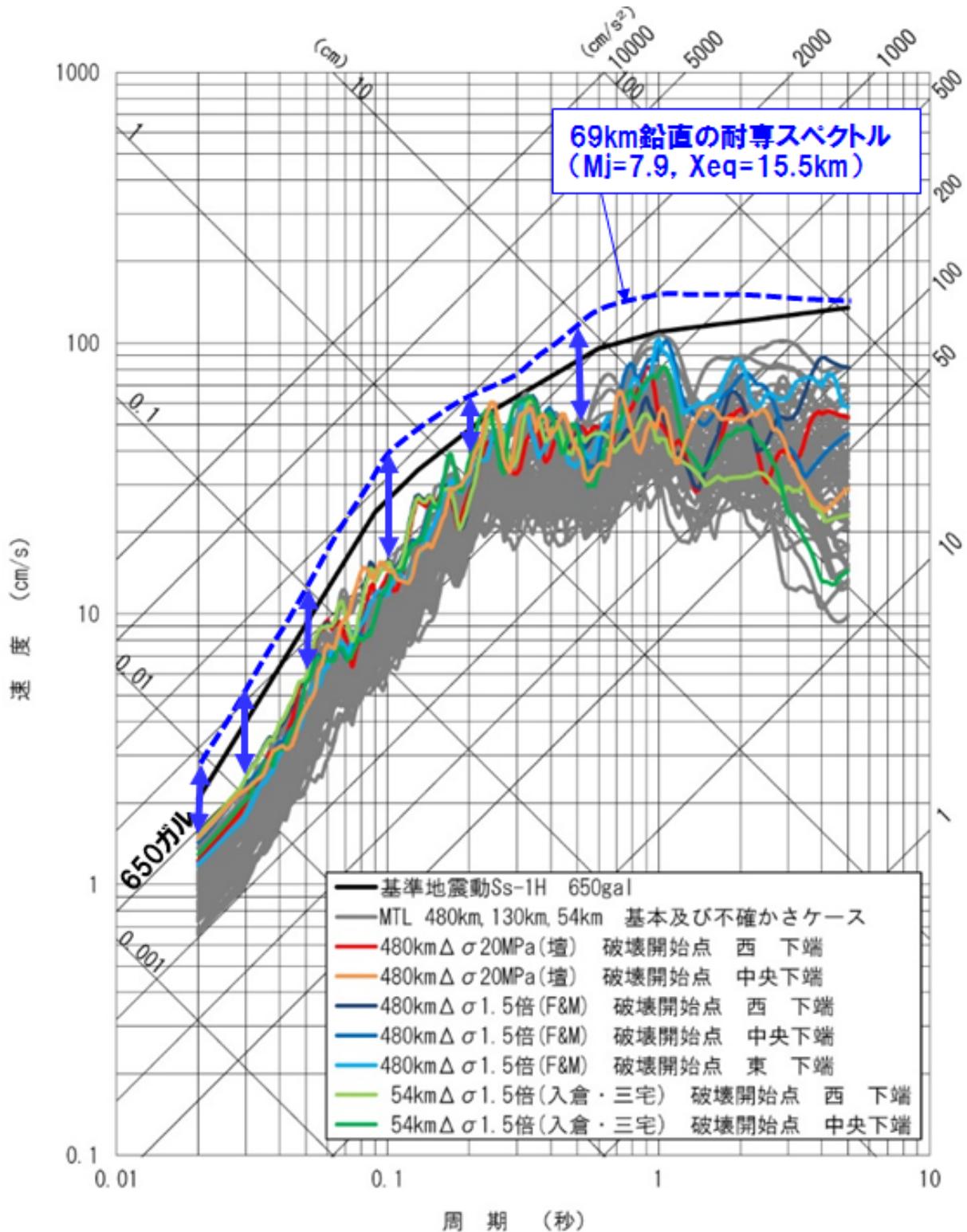
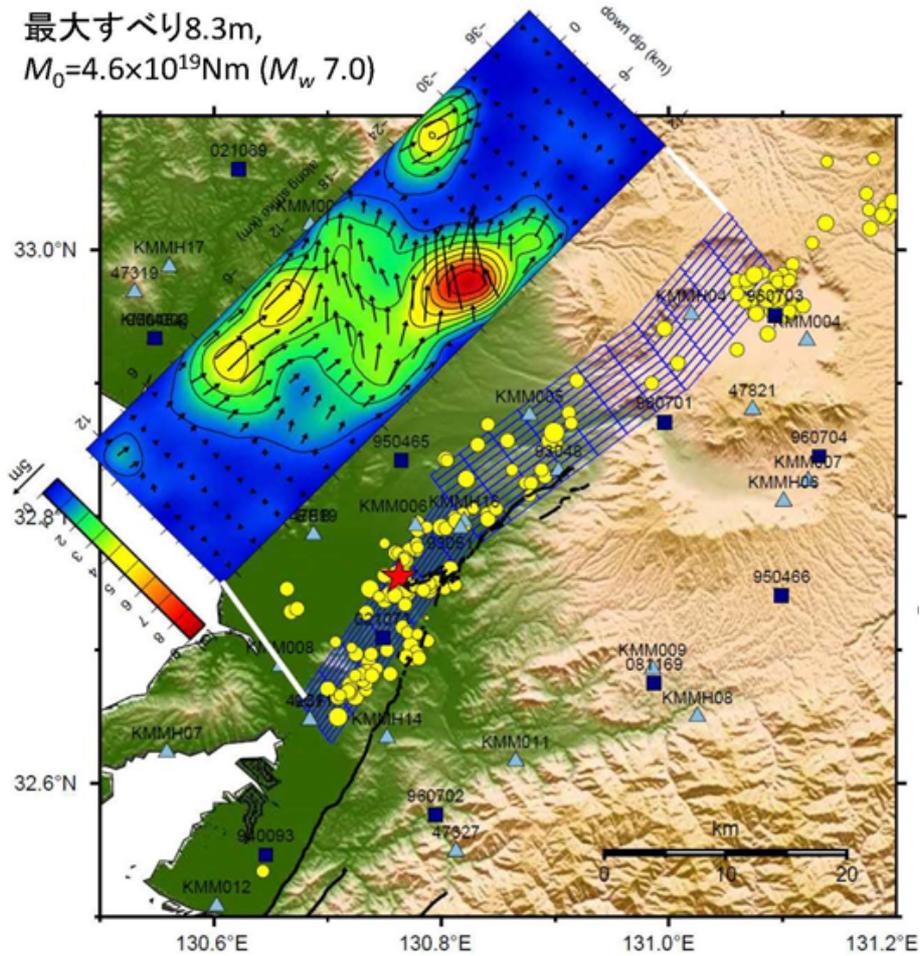


図 15: 伊方 3 号における敷地前面海域断層群 (中央構造線断層帯) の断層デルによる地震動評価結果 (EW 方向: 全ケース重ね書き) と 69km 鉛直耐専スペクトルの比較

最大すべり8.3m,
 $M_0=4.6 \times 10^{19} \text{Nm}$ (M_w 7.0)



最終すべり量とそのベクトルの分布.

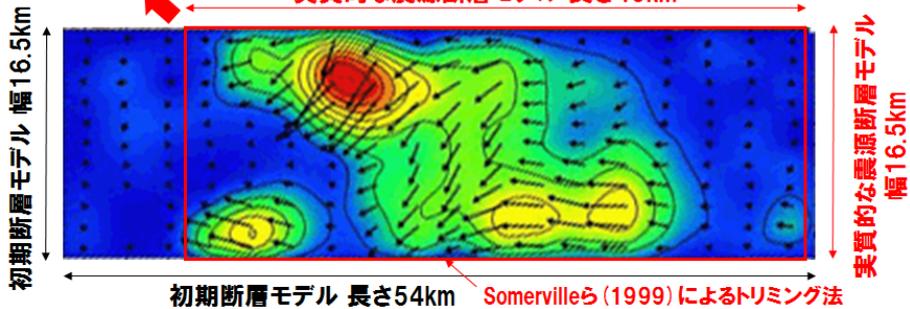
(a) 熊本地震の強震・遠地・測地データのジョイントインバージョンに基づくすべり量の分布 [46]

地表地震断層が現われた領域の長さ
 吉見 (2016) 34km, 国土地理院35.4km

地震調査研究
 推進本部の
 レシビ(イ)で
 地震規模を推定

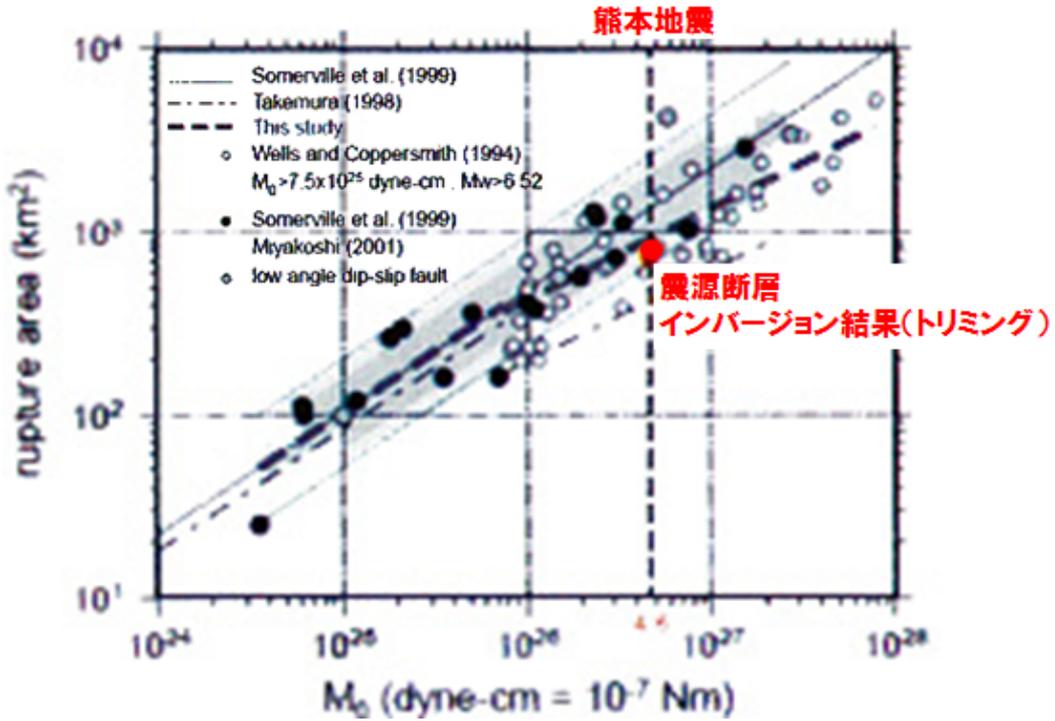
レシビ(ア)で
 地震規模を推定

実質的な震源断層モデル 長さ45km

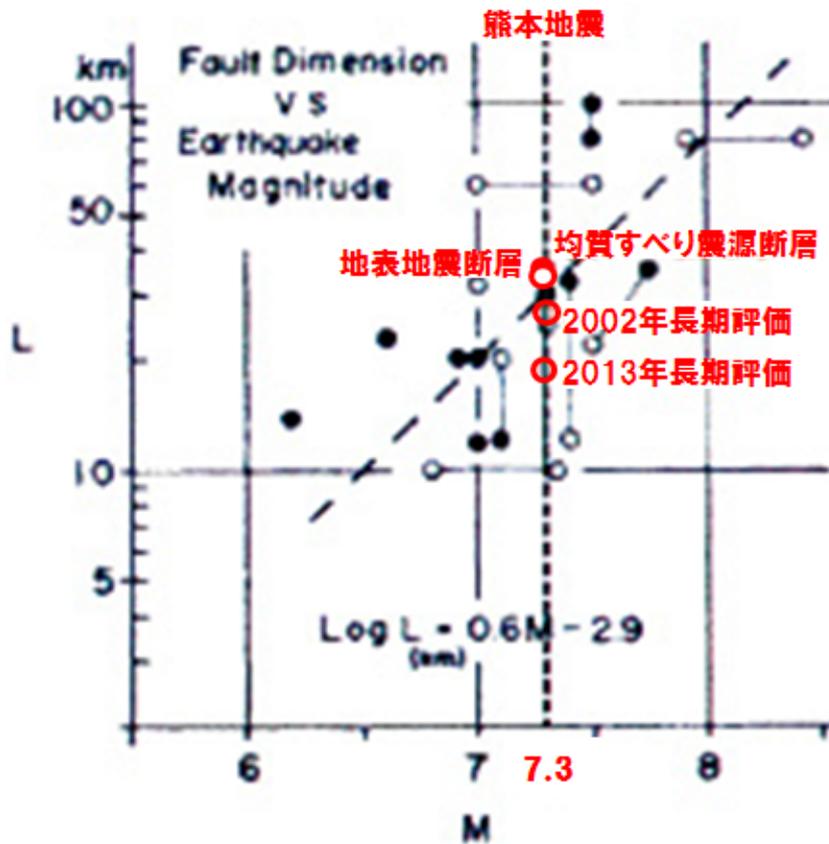


(b) 地表地震断層が現われた領域の長さ (上) とすべり量分布による実質的な震源断層のイメージ図 (下)

図 16: 熊本地震のジョイントインバージョンに基づくすべり量の分布 [46] とそのトリミングによる実質的な震源断層のイメージ図 (引用者) および熊本地震の地表地震断層が現われた領域の長さ [45]



(A) 入倉・三宅式と熊本地震の比較



(B) 松田式と熊本地震の比較

図 17: 瀨瀬一起教授による (a) 熊本地震のジョイントインバージョンに基づく実質的な震源断層と入倉・三宅式の比較および (b) 地表地震断層が現われた領域の長さ等と松田式の比較 [45]

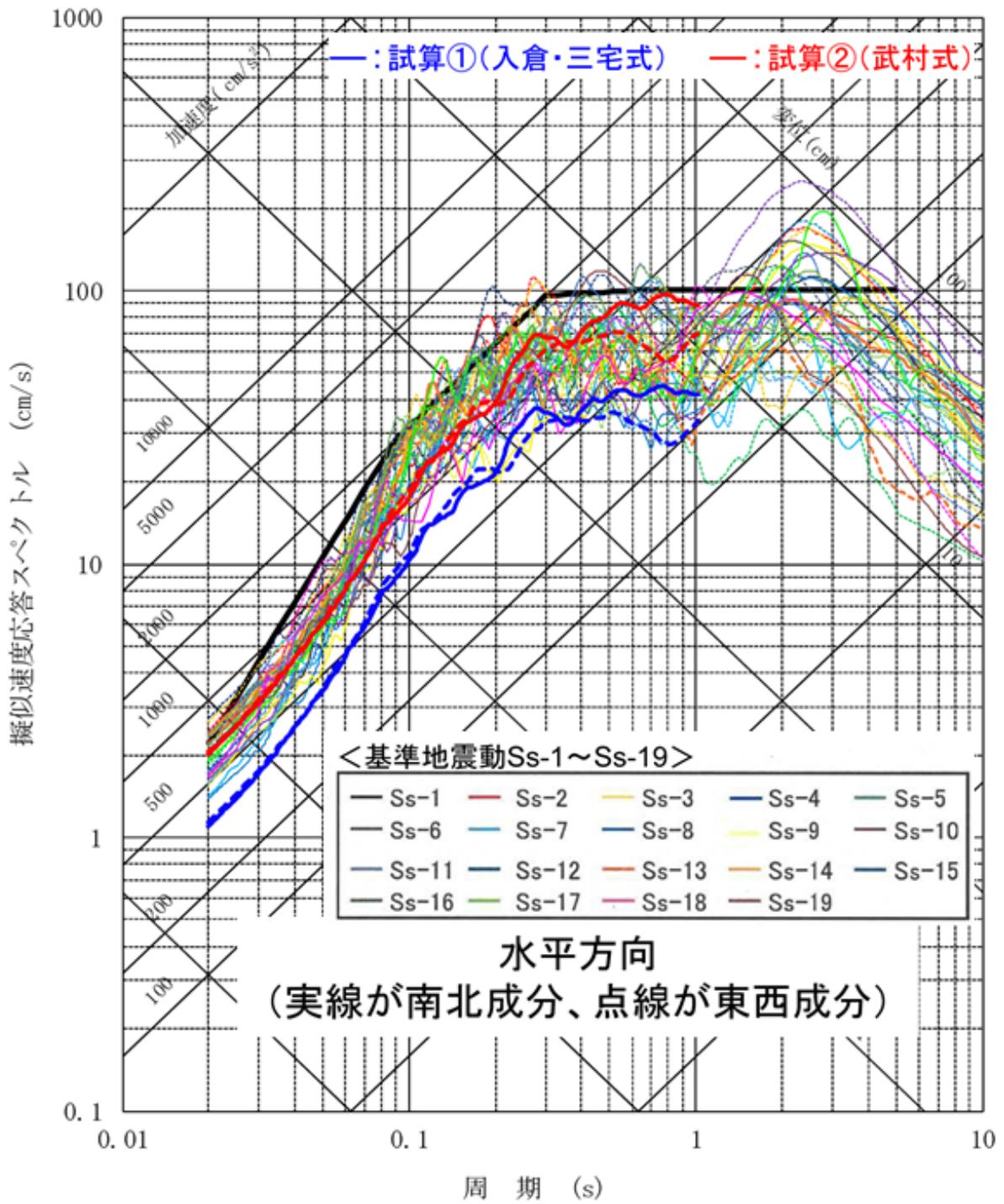
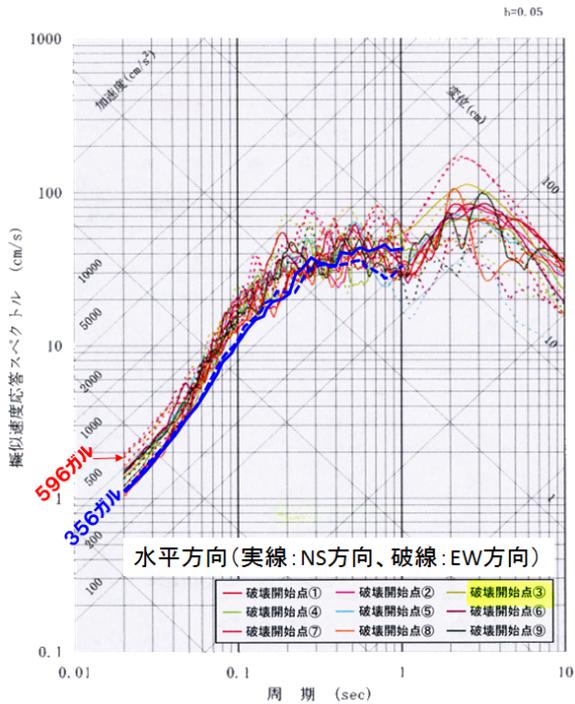
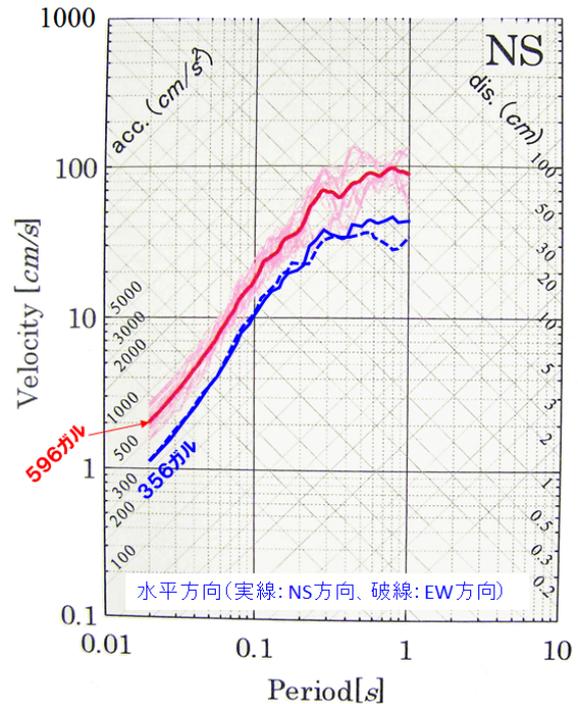


図 18: 大飯 3・4 号における「FO-A~FO-B~熊川断層」の基準地震動と原子力規制庁による入倉式を武村式に置換えた地震動試算 (基本ケース: 破壊開始点 3) [14]



(a) 関西電力による基本ケースの破壊開始点を変えた全地震動評価結果との比較



(b) 関西電力による基本ケース（破壊開始点3）の要素地震を50通りに変えた中央値との比較

図 19: 原子力規制庁による入倉式を武村式に置換えた地震動試算 [14] と関西電力による地震動評価結果 [40] の比較（基本ケース：破壊開始点3）（b）の原図は原子力規制庁広報部がマスコミに提供したもの）

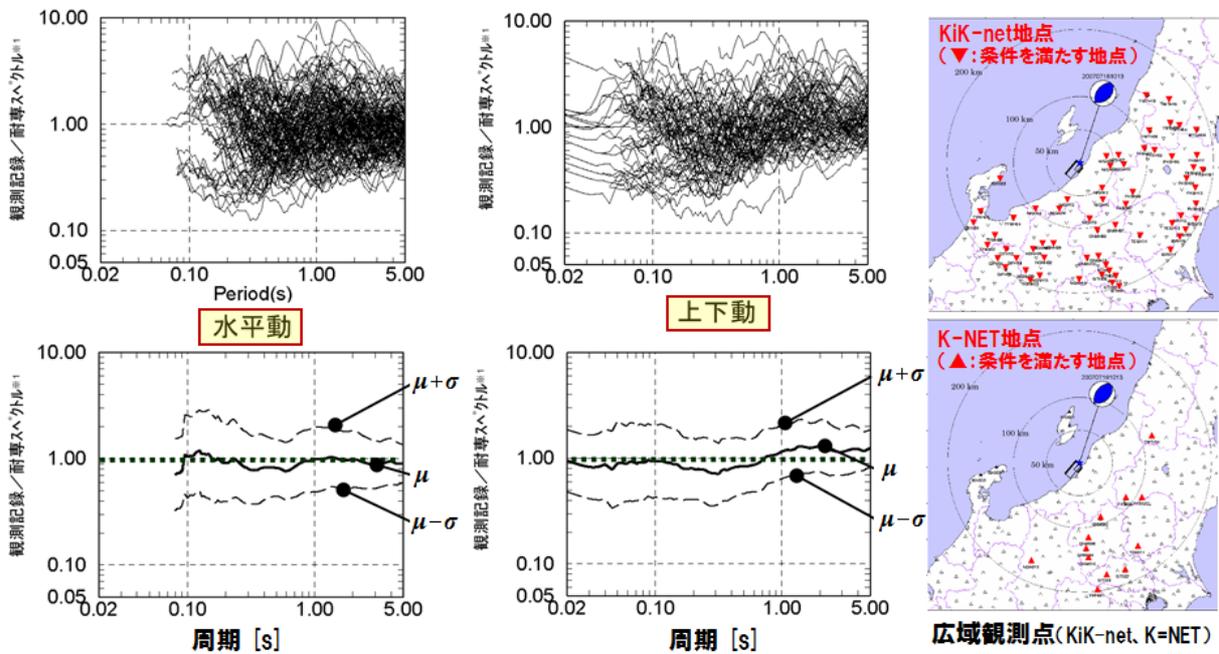


図 20: 2007 年新潟県中越沖地震 M6.8 の震源特性を 1.5 倍とした根拠となる地震観測記録と耐専スペクトル（内陸補正なし）との比較 [75]（KiK-net, K-NET 観測点のうち、「震源距離が 200km 以下, S 波速度 $V_s \geq 700\text{m/s}$ の地層が存在, 第三紀以前の地質条件」を満たす観測点だけを抽出し, 表層の地盤増幅の影響避けるため, $V_s \geq 700\text{m/s}$ 以浅の地層における 1 次卓越周期の 2 倍以上の帯域を対象とした）

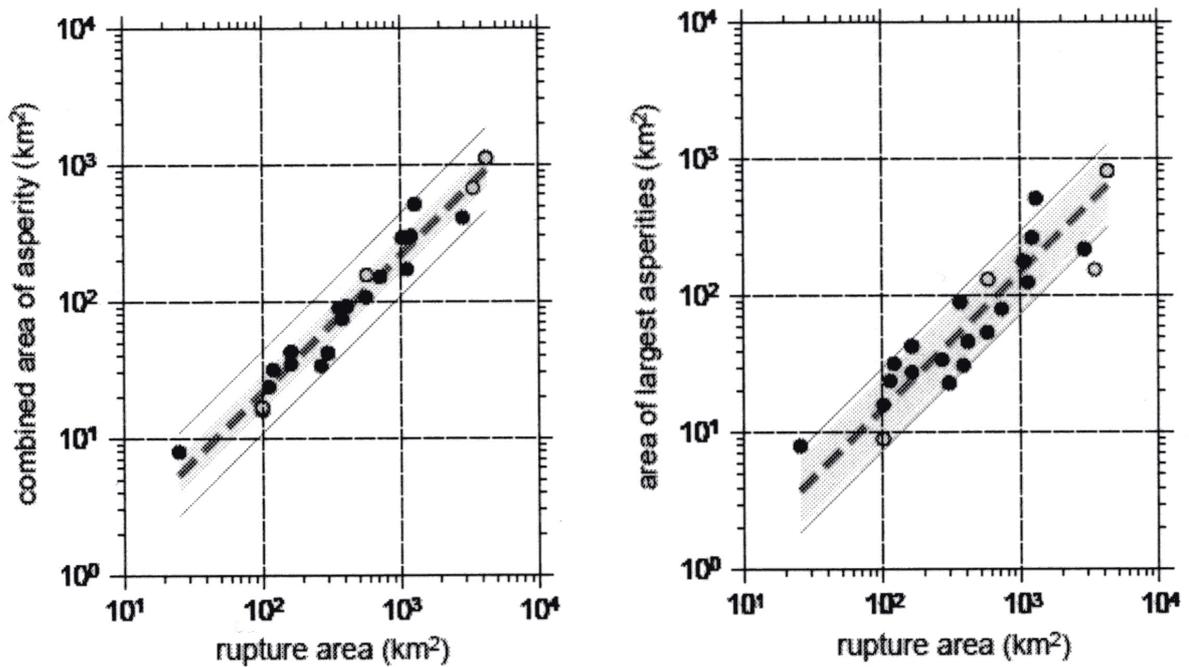


図 21: アスペリティ総面積 S_a (左図), 最大アスペリティ面積 S_{a1} (右図)と総面積 S の関係 (破線が各回帰式に対応し, 両側の細線は倍半分の値を示す) [24]

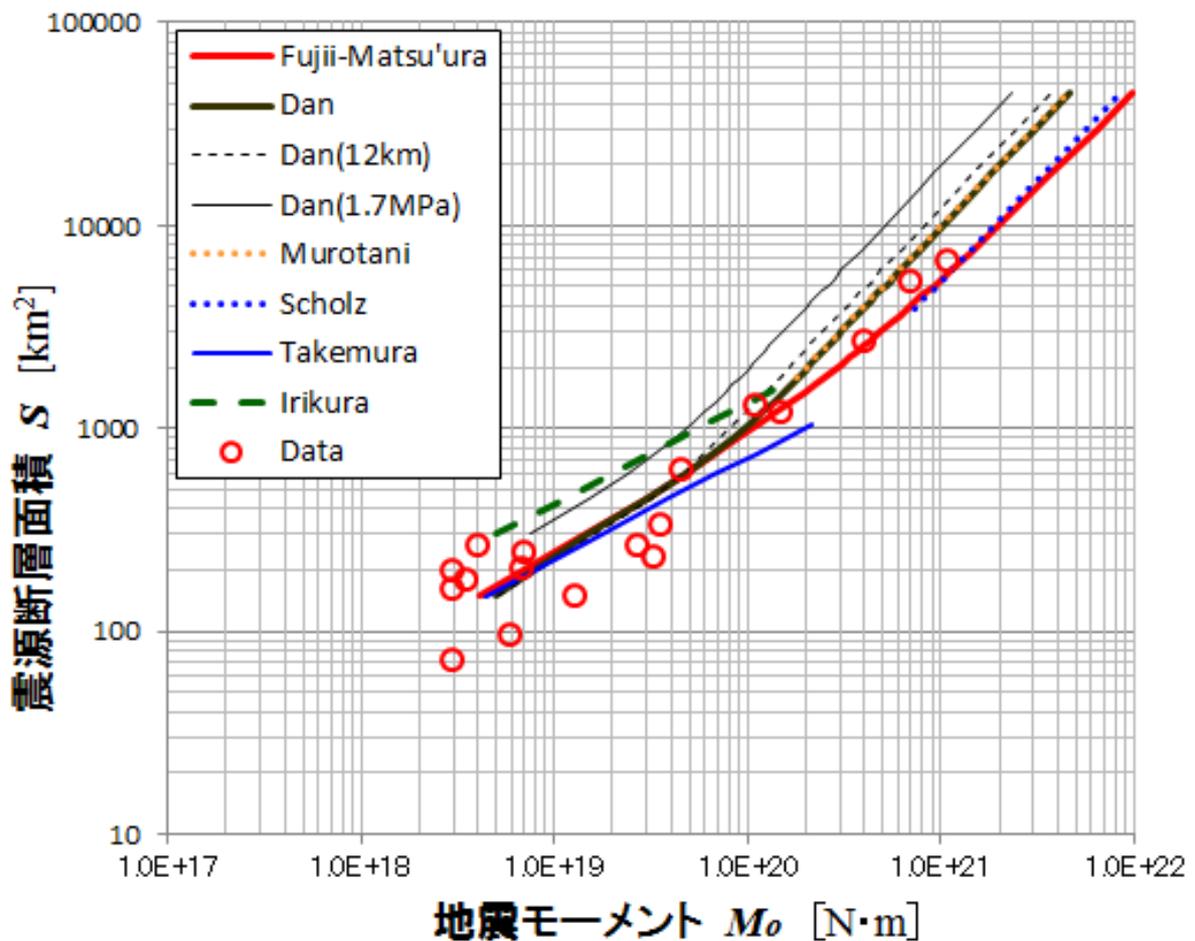


図 22: 壇ら (2011)[3] および Fujii-Matsu'ura (2000)[5] と他の $S - M_o$ 関係式との関係 (赤丸の Data は Fujii-Matsu'ura(2000) の用いた地震データで, 右上のカナダ 3 地震と米 2 地震以外はすべて武村 (1998) の用いた国内地震データに含まれる。壇ら (2011) もこれらの国内データを用いている。入倉ら (2001) は国内データを一部含むが大半が北米中心のデータである。壇らの関係式を使って武村式ではなく入倉式に回帰させると, 「Dan(1.7MPa)」の細線のようにになってしまう。)

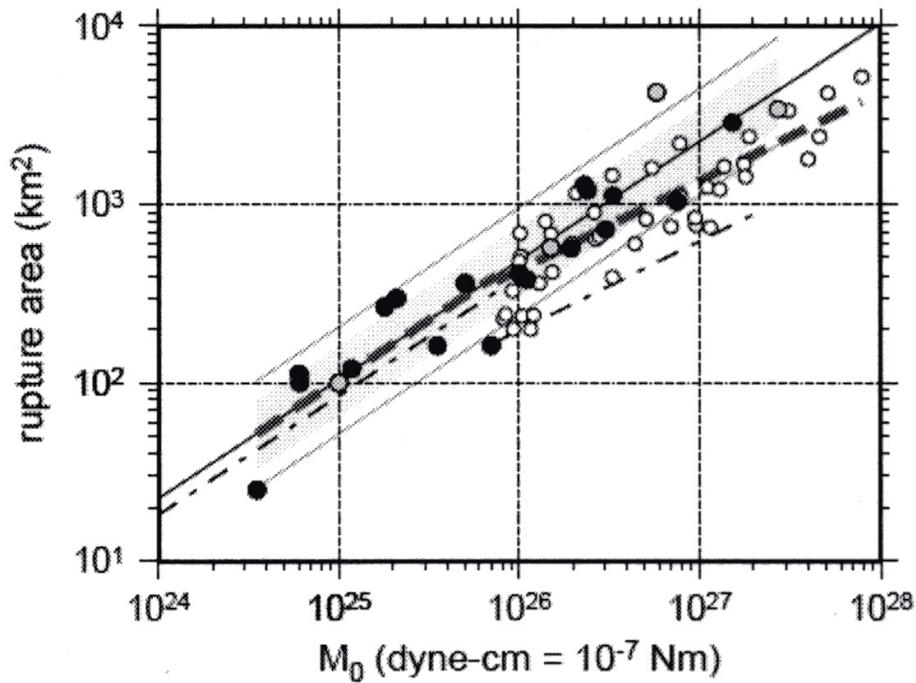


図 23: 断層面積 S (rupture area) と地震モーメント M_0 の関係 [24] (破線がレシピの式に相当, 入倉らは $L = 20\text{km}$ で $W_{max} = 16.6\text{km}$ に達すると仮定し, 分岐点を $M_0 = 7.5 \cdot 10^{25}\text{dyn-cm}$ としている. 一点鎖線は 武村 (1998) による $W_{max} = 13\text{km}$ とした関係式で分岐点の M_0 は同じ)

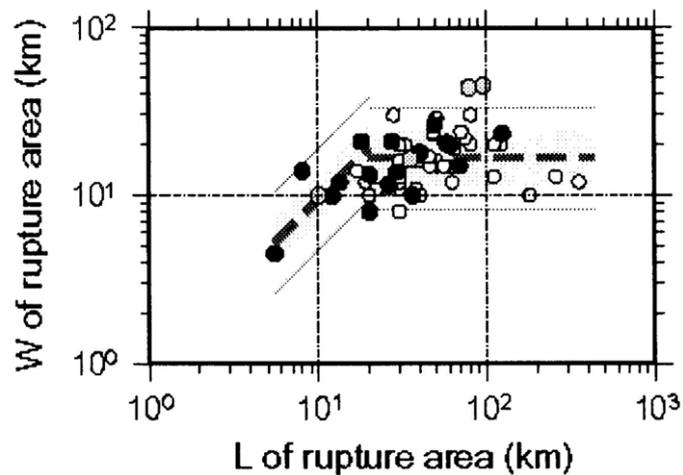


図 24: 入倉ら [24] による $L - W$ の関係 (○は Well et al.(1994)($M_{0t} < M_0$), ●は Somerville et al.(1999) および Miyakoshi(2001), 灰色の○は低角逆断層のデータ)

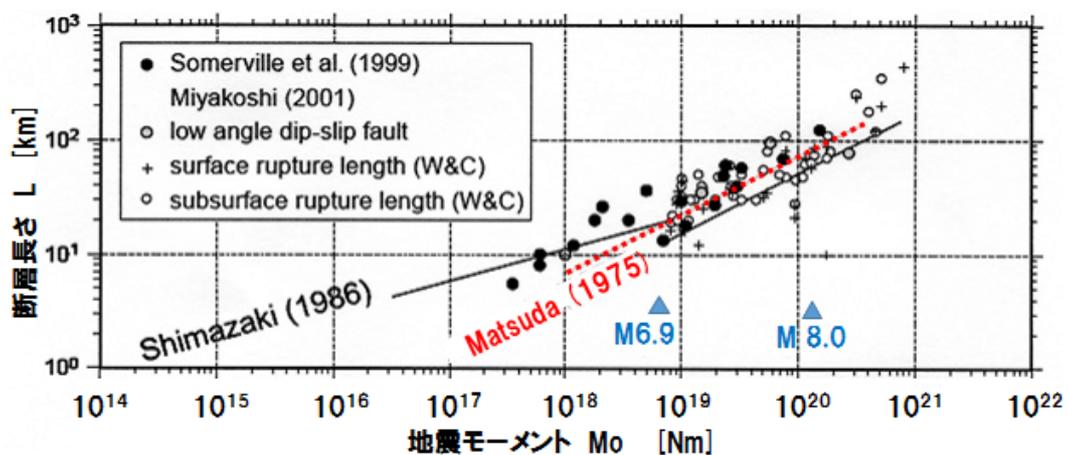


図 25: 断層長さ L (rupture length) と地震モーメント M_0 の関係 [24] (赤点線が松田式)

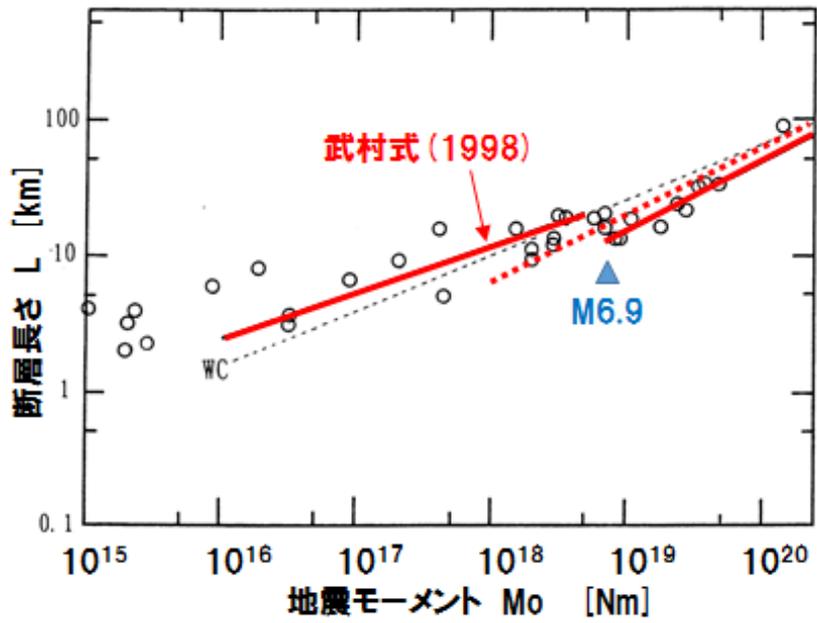


図 26: 武村 [72] による $L - M_0$ の関係 (赤点線で松田式を加筆)

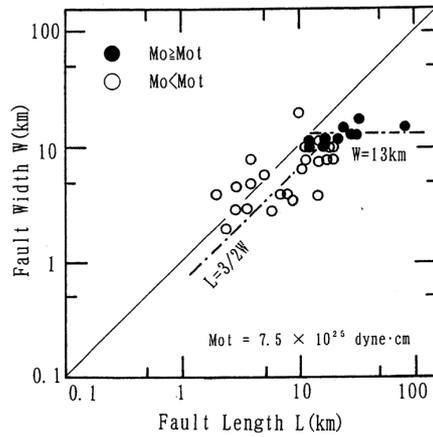


図 27: 武村 [72] による $L - W$ の関係

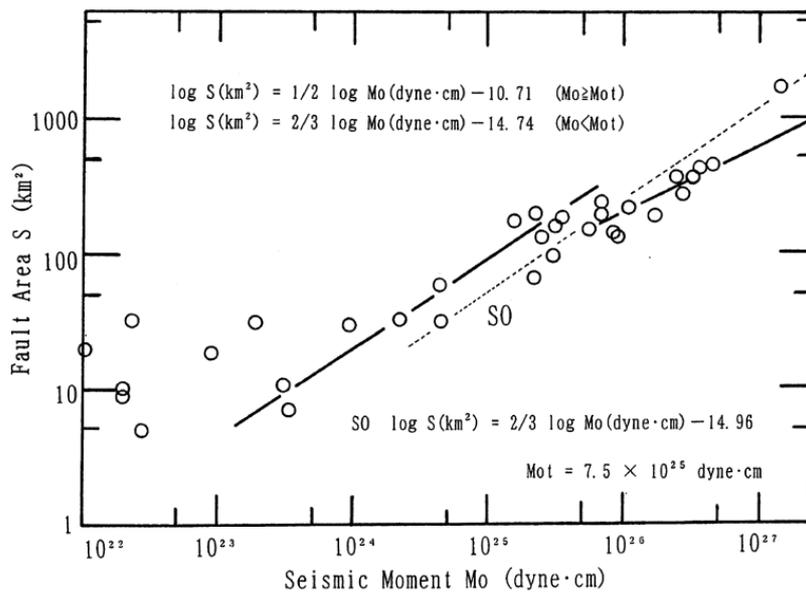


図 28: 武村 [72] による $S - M_0$ の関係

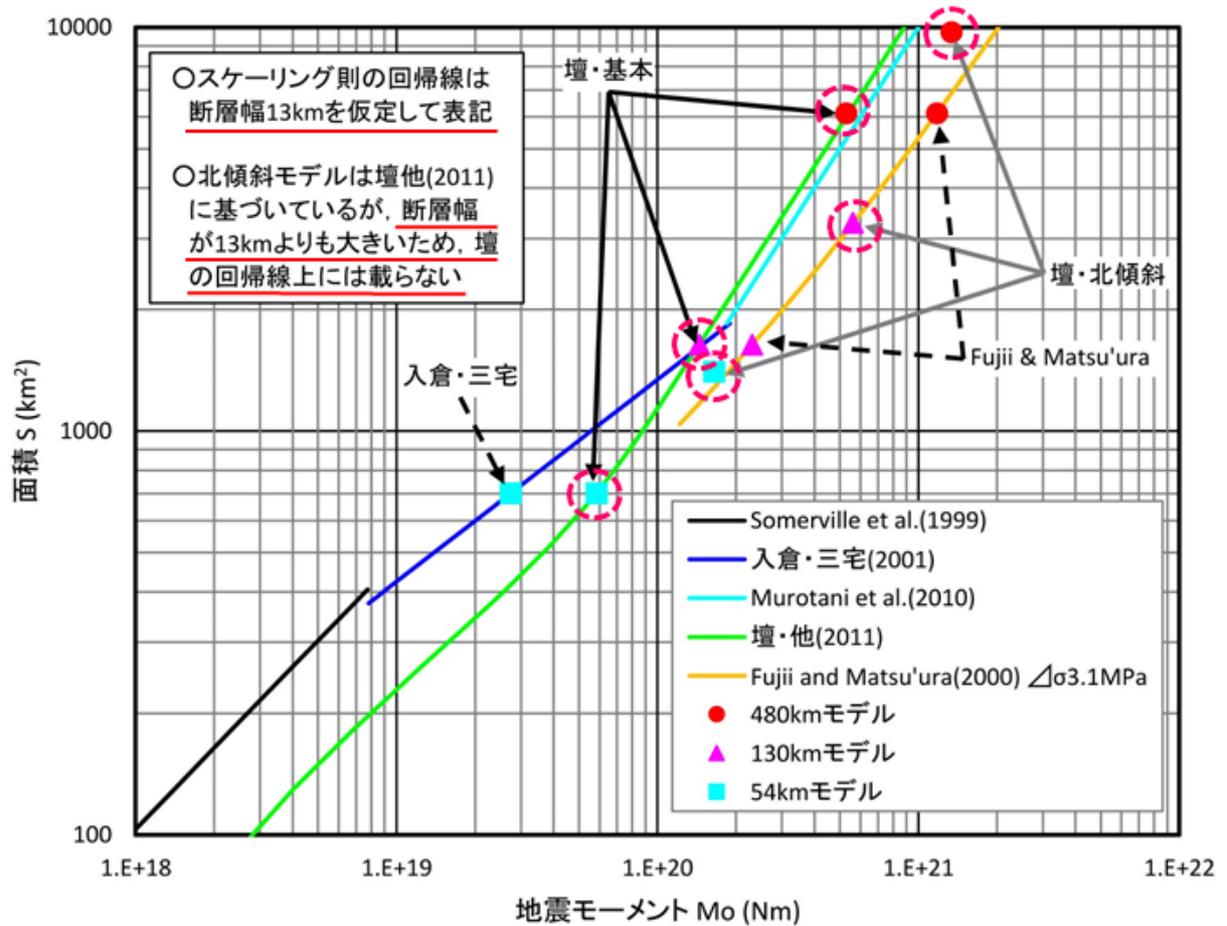


図 29: 四国電力による設定したパラメータの検証 [58] (赤丸破線で囲われた 6 点 (地震観測データではなく壇らの式を誤用して得た計算値) は本来、壇らの回帰線 (図 22 の黒太線) 上に来なければならないが、かなりずれている。この図の断層幅 13km の回帰線そのものが図 22 の「断層幅 12km の回帰線 (黒破線)」と同様に壇らの回帰線 (図 22 の黒太線) から左へずれている)

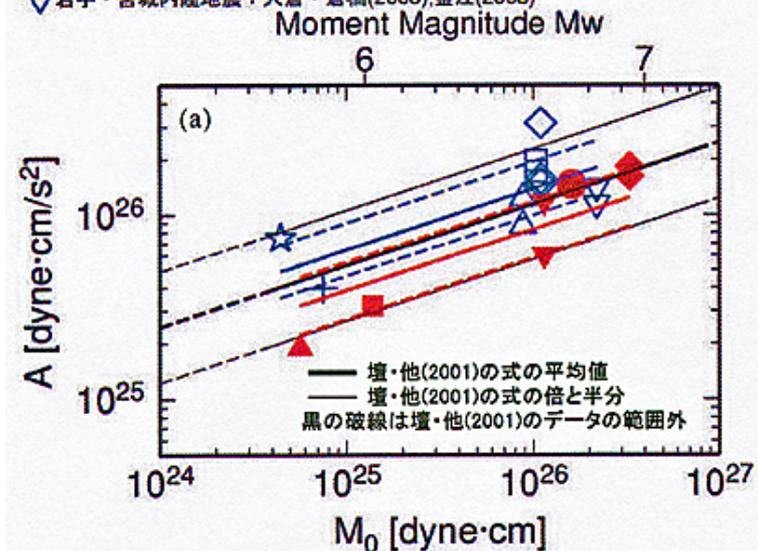
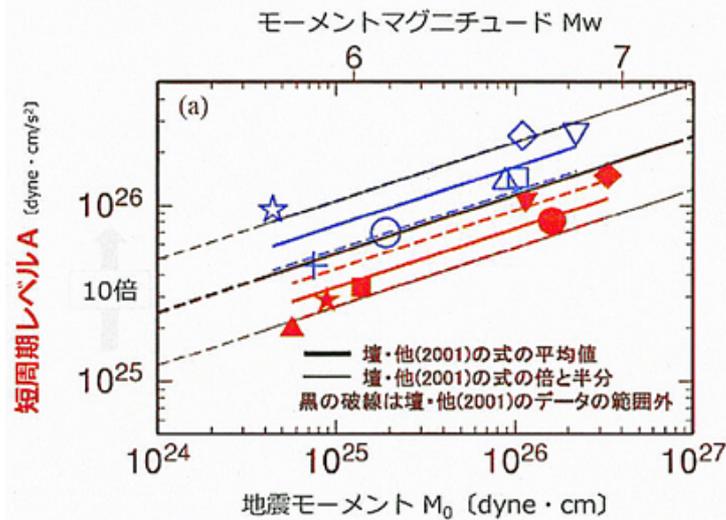


図 30: 佐藤 (2010)[57] によるスペクトルインバージョン (上図) および経験的グリーン関数法 (下図) に基づく地殻内地震の A と M_0 の関係

逆断層型地震

横ずれ断層型地震

- 1996年宮城県北部地震(8月11日03:12)
- 1996年宮城県北部地震(8月11日08:10)
- ▲ 2004年新潟県中越地震
- ★ 2004年留萌支庁南部地震
- ◆ 2007年能登半島地震
- ▼ 2007年新潟県中越沖地震
- 2008年岩手・宮城内陸地震
- ★ 1997年鹿児島県北西部地震(3月)
- ★ 1997年鹿児島県北西部地震(5月)
- 2000年鳥取県西部地震
- 2005年福岡県西方沖地震
- 壇・他³⁾
- ⋯ 壇・他³⁾外挿

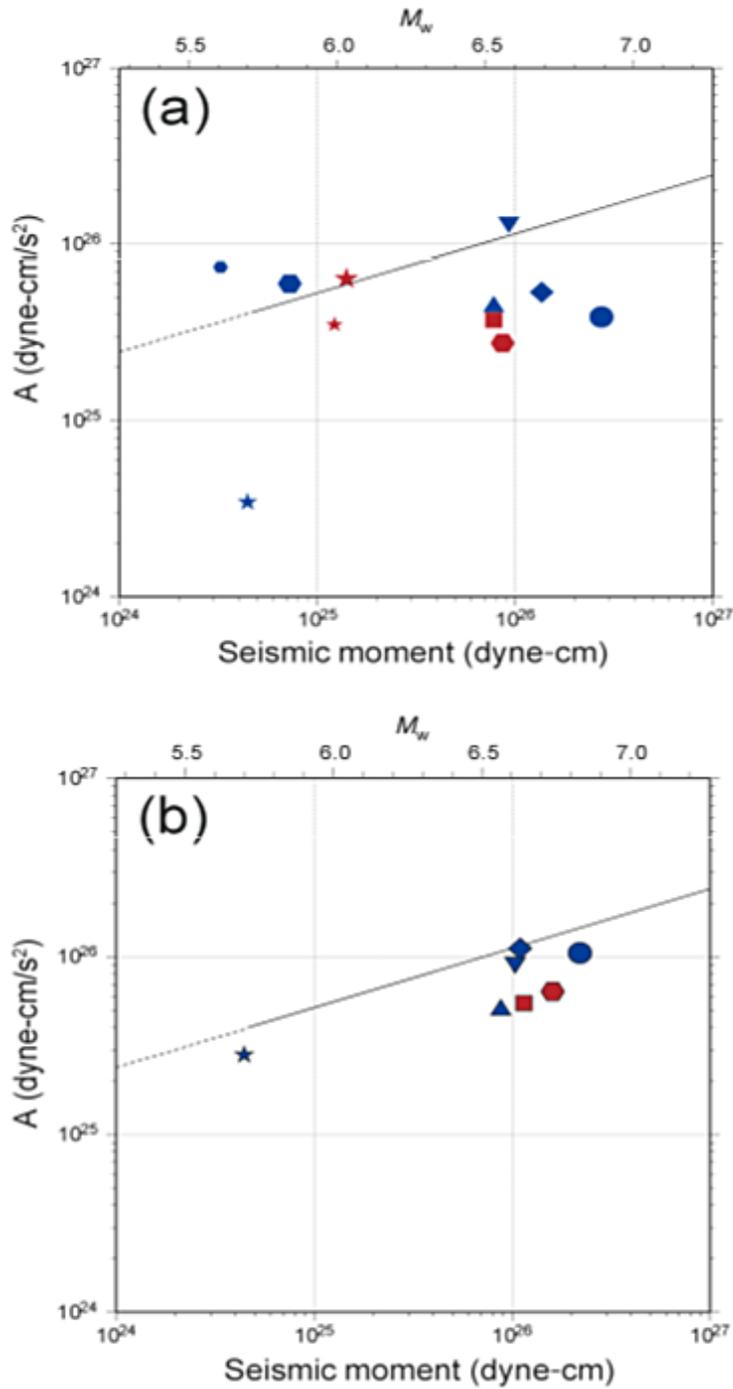


図 31: 染井ら (2010)[69] による断層タイプ別の本震の短周期レベル A と地震モーメントの関係 ((a) 本研究の手法 (スペクトル比法), (b)(a) の条件を佐藤 (2010)[57] の解析周波数帯域などの条件と同等とした場合)

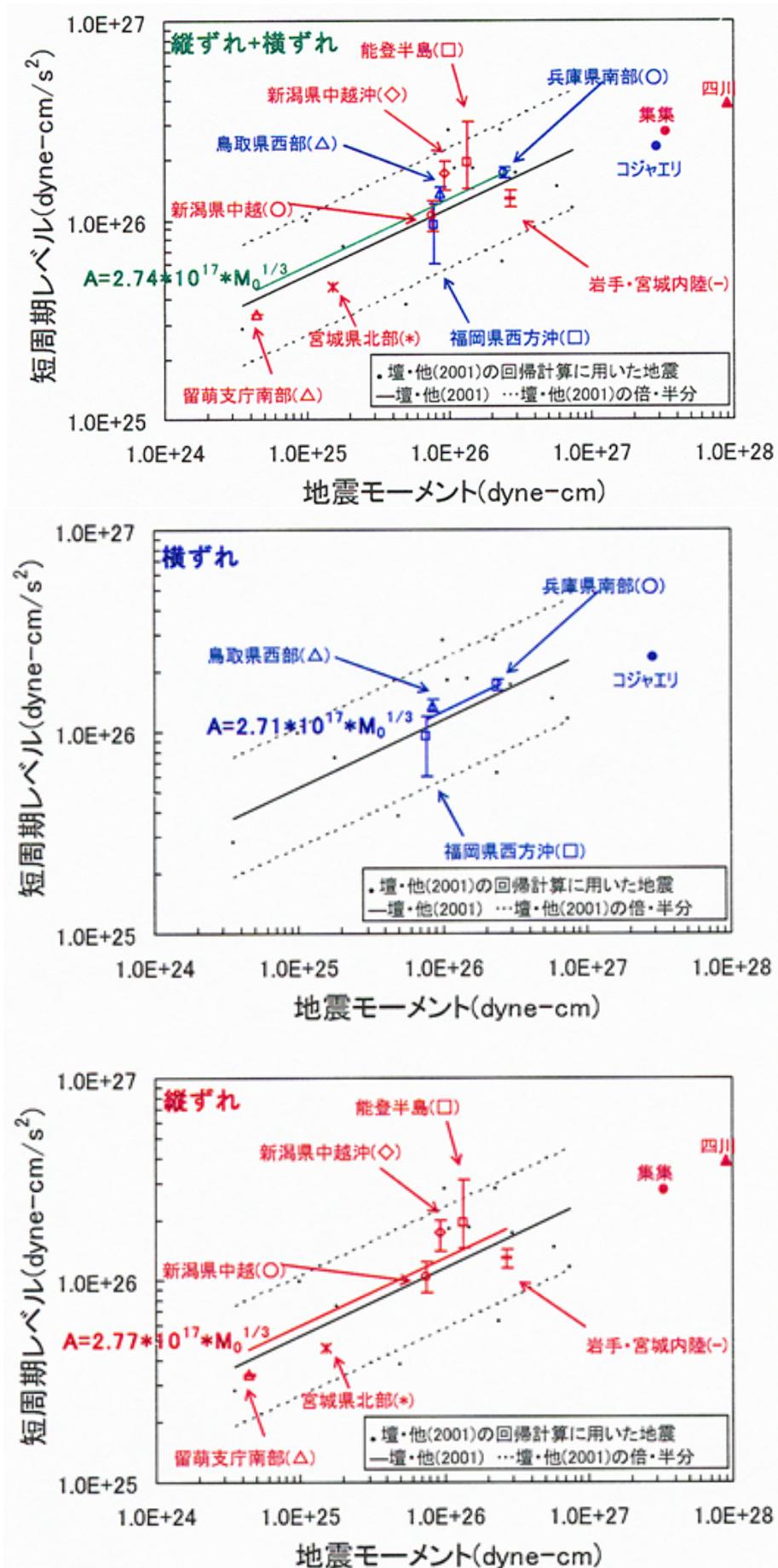
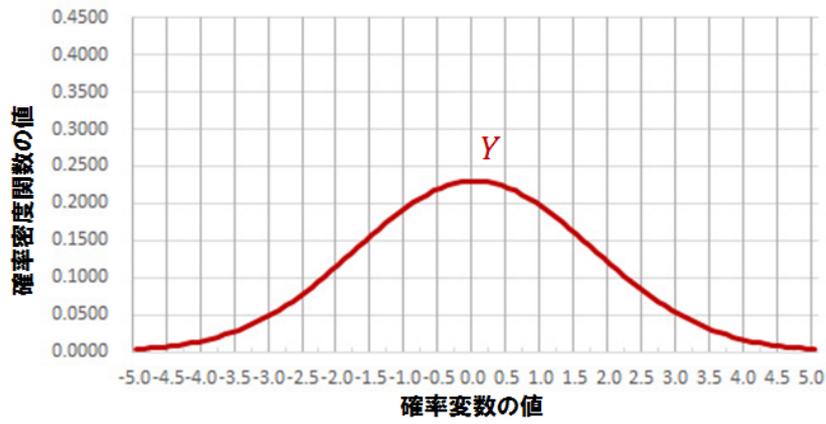
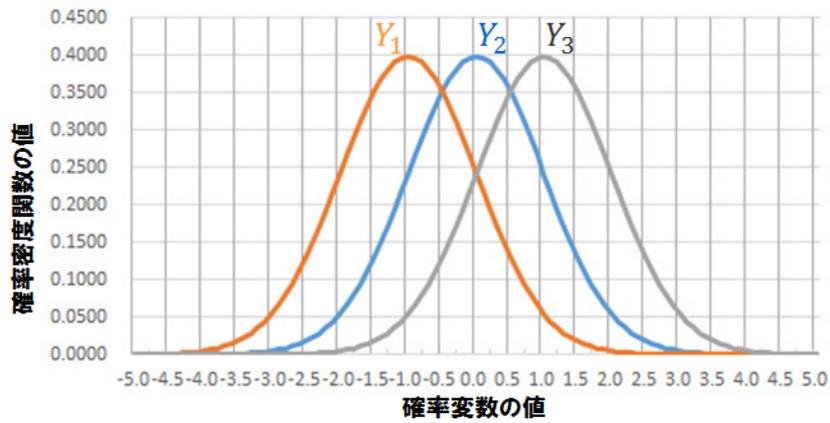


図 32: 構造研究所 (2010)[44] による地震モーメントと短周期レベルの関係 (「—」は最大・最小の短周期レベルの範囲を示す) (上図: 横ずれと縦ずれ, 中図: 横ずれ断層のみ, 下図: 縦ずれ断層のみ)



(a) 全平均のばらつき



(b) 3つの確率変数でばらつきを説明できる場合

図 33: 正規分布 $N(\mu, \sigma^2)$ ($\mu = 0, \sigma^2 = 3$) に従う確率変数 Y のばらつき (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

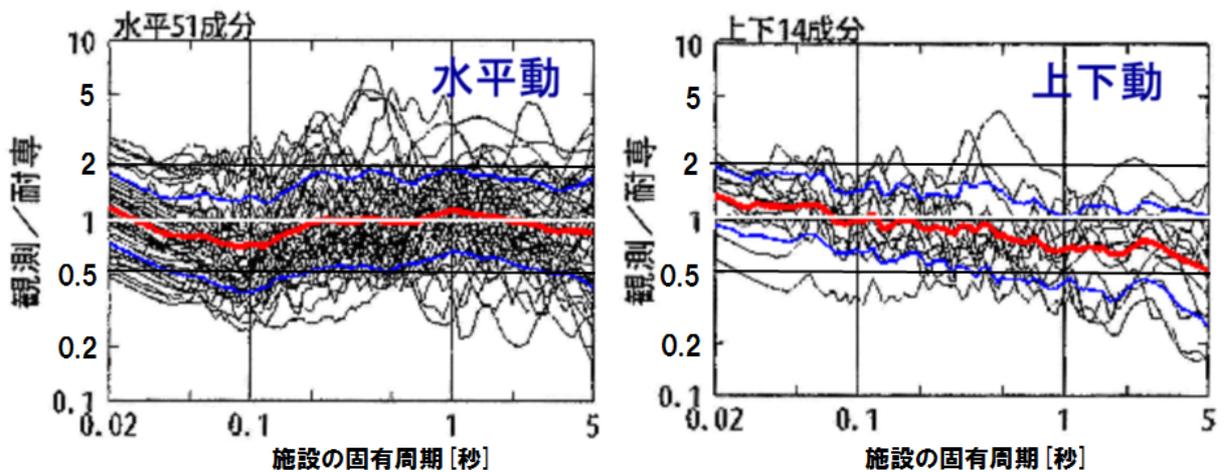


図 34: 国内外の内陸地殻内地震による震源近傍の観測記録 (M6.0~8.1, $X_{eq} = 6 \sim 33\text{km}$, 水平 51 記録, 上下 14 記録) の耐専スペクトル (内陸補正有) との残差 (ばらつき)[76] (細線: 各地震観測記録に対する残渣, 太い赤実線: 残差の平均, やや太い青実線: 平均からの「倍半分」の差, 0.5 秒付近では水平動で 6 倍程度, 上下動で 4 倍程度の残差がある)

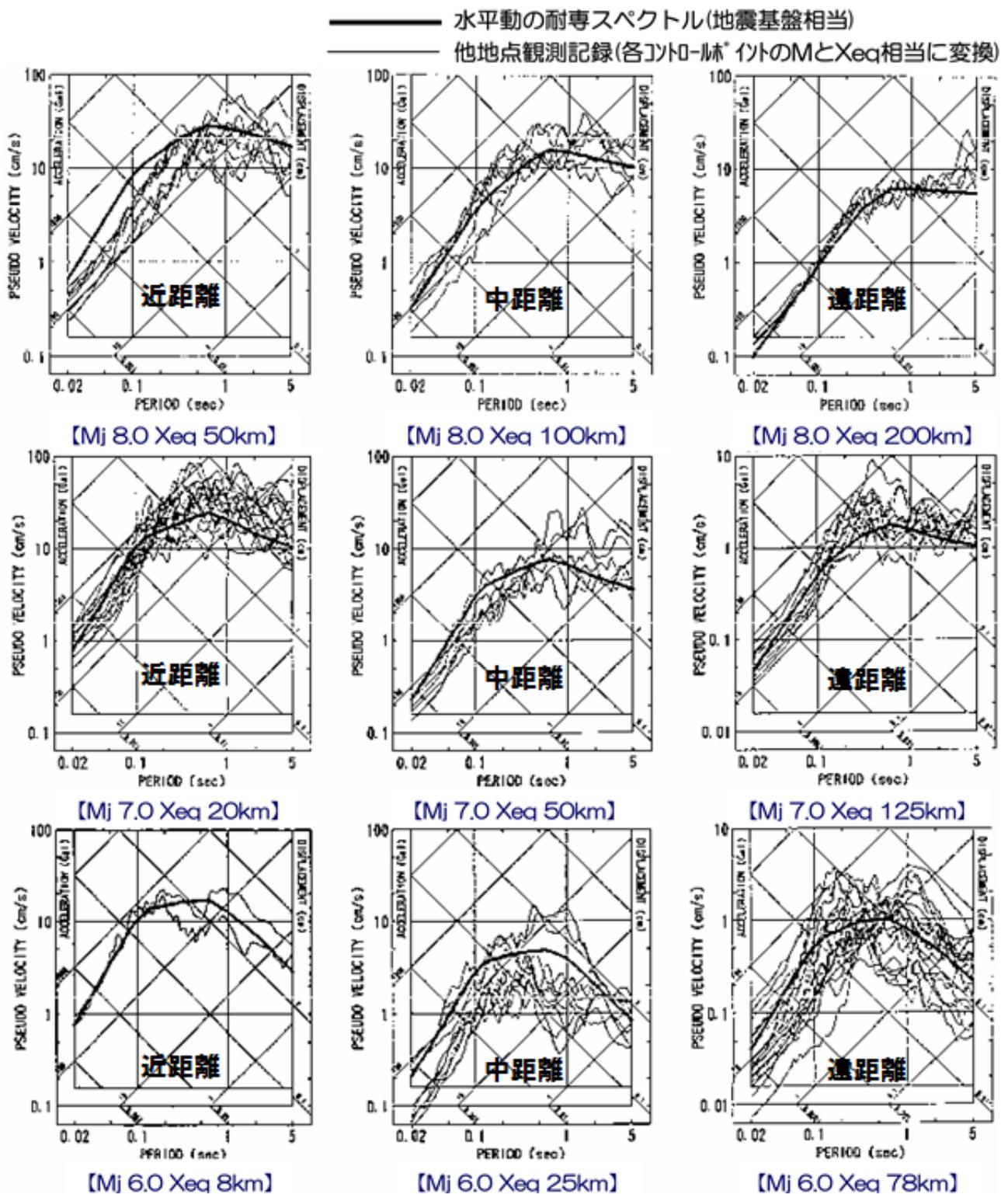
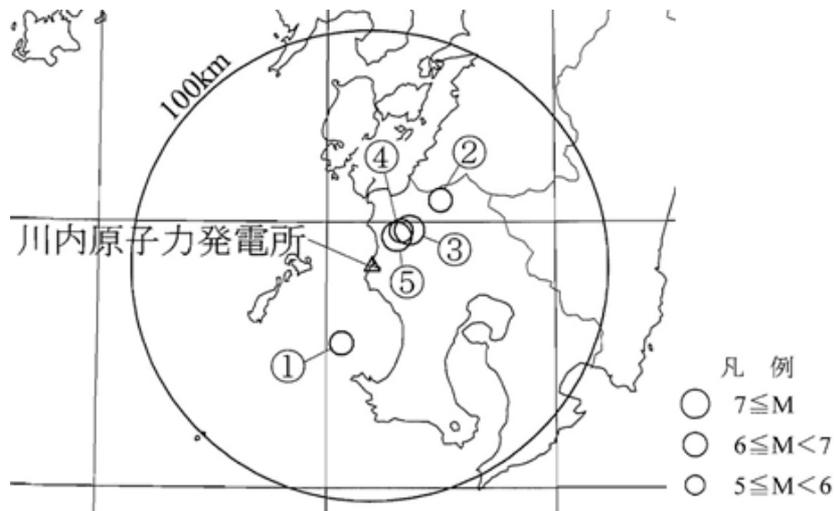


図 35: 耐専スペクトル作成の元になった地震観測記録の応答スペクトル(地震基盤表面はぎとり波)と耐専スペクトルの関係(気象庁マグニチュード M_j と等価震源距離 X_{eq} の組合せでデータを分類し、その平均像として耐専スペクトルを求めている。震源特性や伝播経路特性などの地域性や偶然変動などによるばらつきの大いことがわかる。) [76]



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 36: 川内原発で観測された活断層による地震 [43]

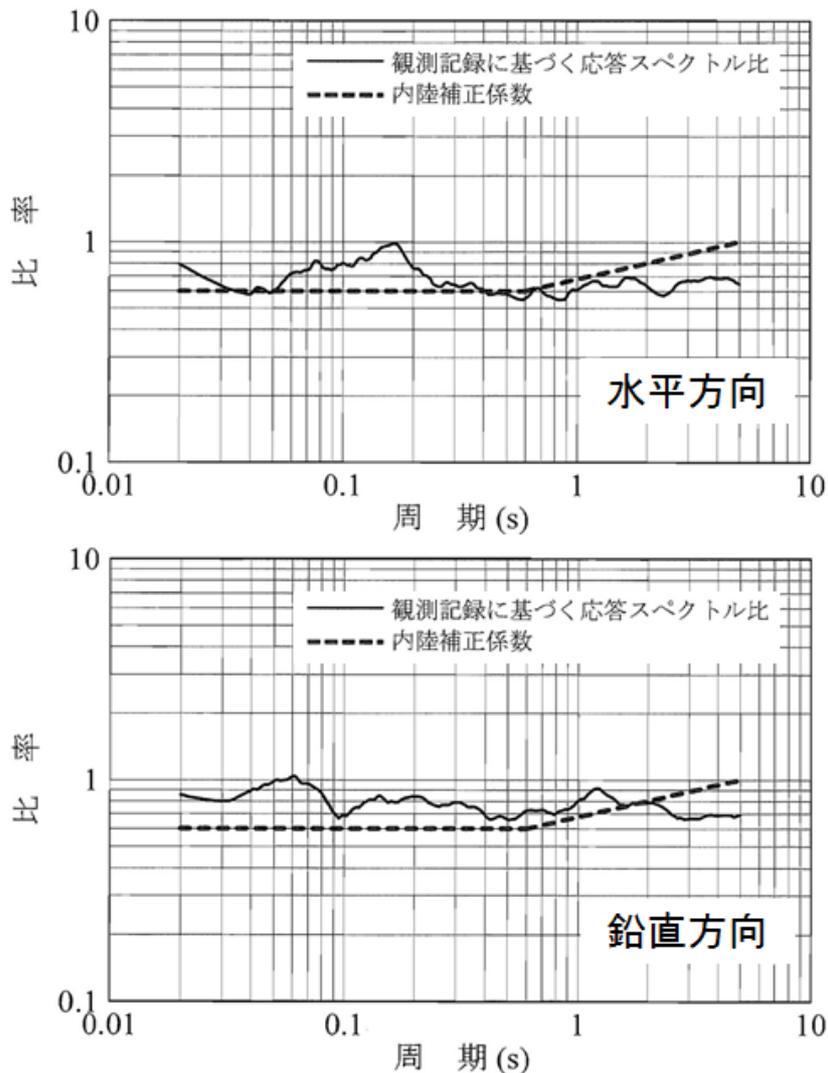


図 37: 川内原発での内陸地殻内地震観測記録に基づく耐震スペクトルの補正係数 [43] (破線は Noda et al.(2002)[53] の示した国内の内陸地殻内地震に対する平均的な補正係数, 実線が川内原発での観測記録に基づく補正係数)

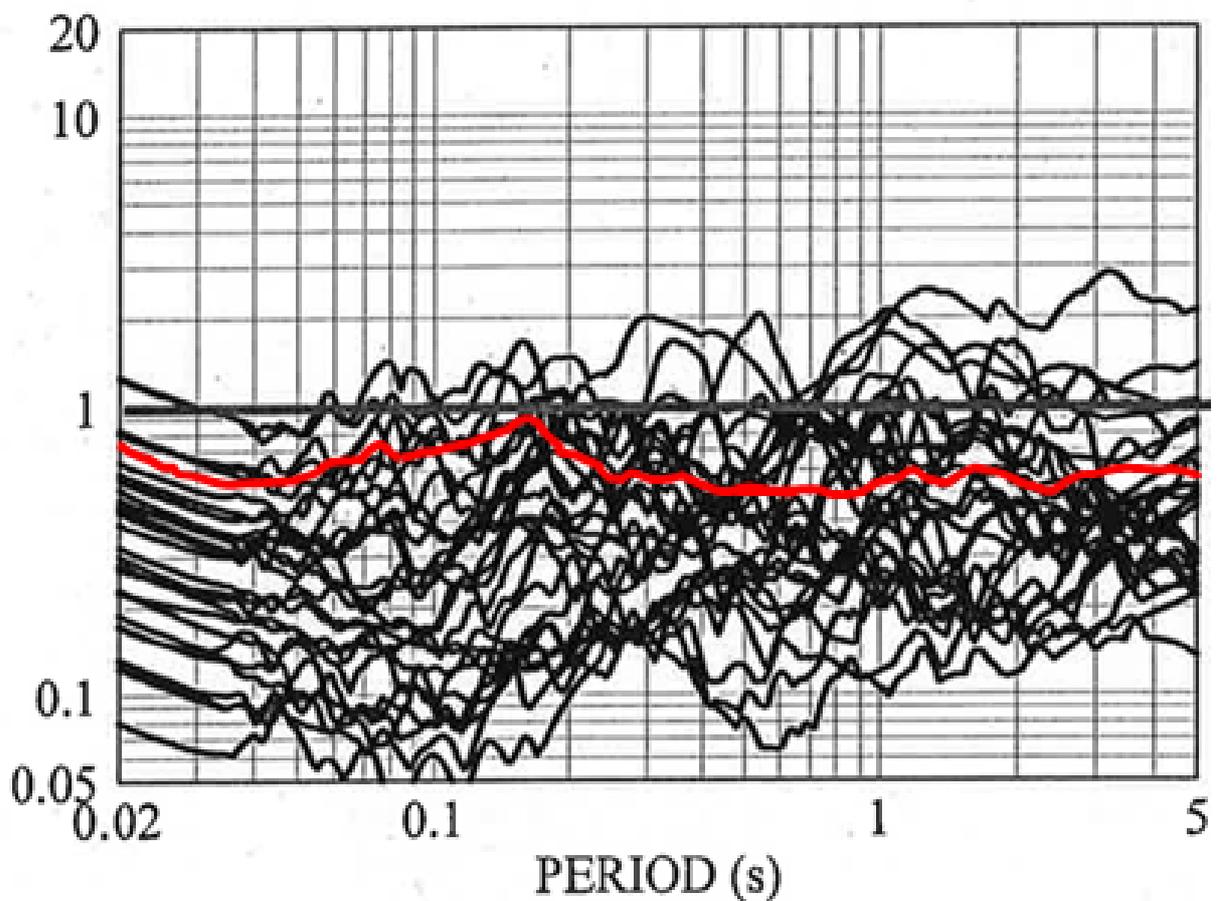


図 38: 川内原発の敷地地盤で得られた観測記録の応答スペクトルと Noda et al.(2002) の方法により求められた応答スペクトルの比 (決定 [37] 別紙図④p.294 : 図 37 水平方向の応答スペクトル比を赤線で追記)

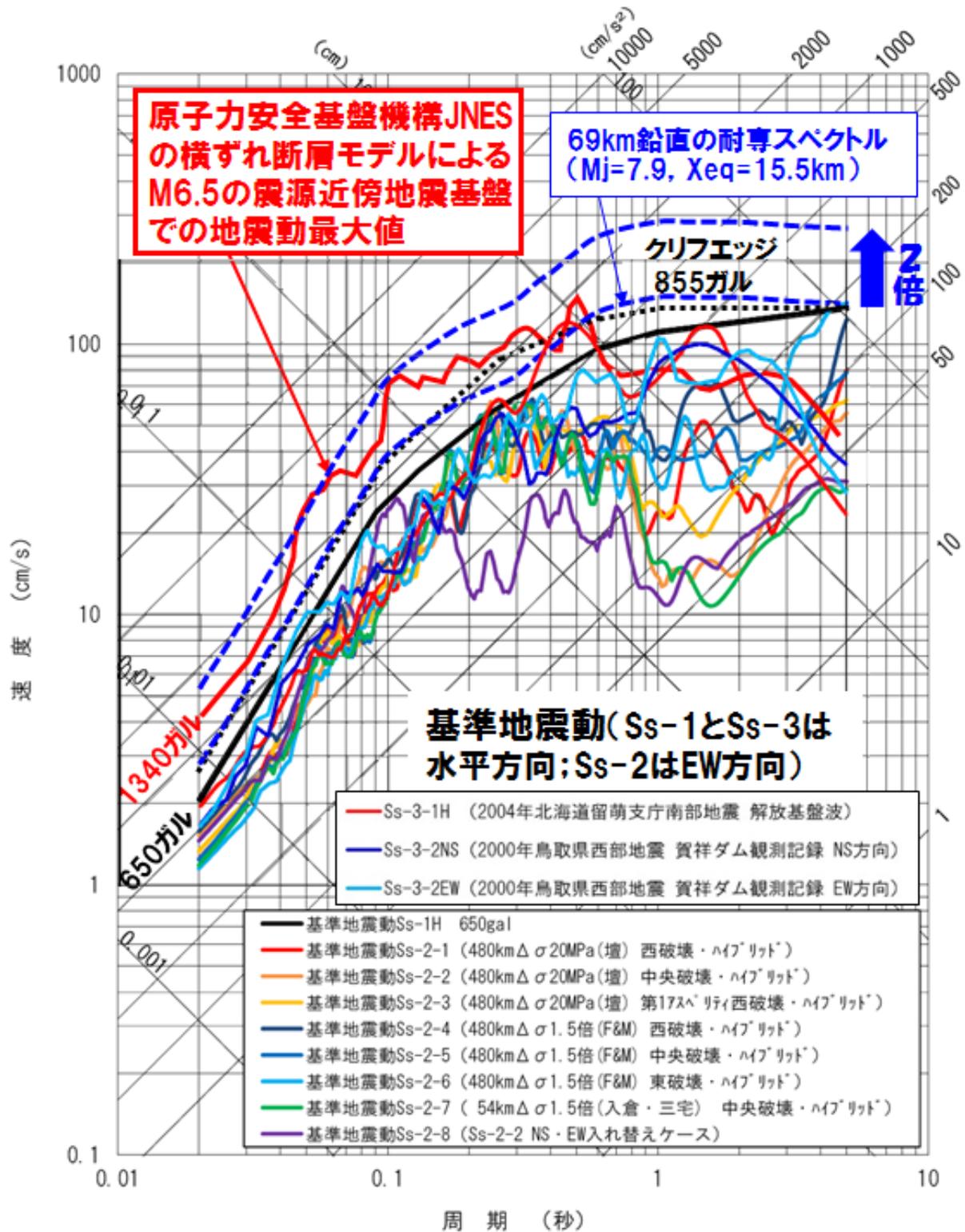


図 39: 伊方 3 号の基準地震動 Ss, クリフエッジ (黒点線), JNES による 1340 ガルの地震動 (赤波線), 敷地前面海域断層群 69km 鉛直の耐専スペクトルとその 2 倍の応答スペクトル (青波線)[7, 58, 59, 8]

表 1: 伊方 3 号の基準地震動とその最大加速度 [ガル] (cm/s^2 と同じ) [58, 59]

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[58]

	地震モーメント M_o [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)[3] は, Irie et al.(2010)[22] 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 $\Delta\sigma = M_o(0.5 + 2 \exp(-L/W_{\max})) / (SW_{\max})$ 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 はベアになっている. 壇らの回帰式を用いて地震モーメント M_o 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 $M_o = 5.30 \times 10^{20} \times (702.0/6124.2) = 6.08 \times 10^{19}$ 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 $M_o = WL^2\Delta\sigma/(aL + b)$ 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 = 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 $\log_{10} M_o$ [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: 国内活断層による地震の地震モーメントの観測値と計算値 [$\times 10^{18}\text{Nm}$][65, 62]

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

注：2011 年福島県浜通りの地震では傾斜角 60 度，1945 年三河地震では傾斜角を 30 度とし，(4) 式の係数を傾斜角に応じて変えた。[65, 62]

表 4: 震源断層の諸元 [45]

長さ	幅	面積	下端深さ
45km	16.5km	742.5km ²	15.95km
地震モーメント			
$4.6 \times 10^{19}\text{Nm}$			

表 5: 大飯 3・4 号の「FO-A~FO-B~熊川断層」に関するレシピに基づく断層モデルのパラメータ

	地震モーメント M_o	短周期レベル A	アスペリティ面積 S_a	応力降下量 * ¹
入倉式	$5.03 \times 10^{19} \text{N}\cdot\text{m}$ (100)	$1.96 \times 10^{19} \text{N}\cdot\text{m/s}^2$ (100)	348.34km^2 ($S_a/S = 0.366$)	$\Delta\sigma = 4.2 \text{MPa}$ $\Delta\sigma_a = 11.4 \text{MPa}$
武村式	$1.75 \times 10^{20} \text{N}\cdot\text{m}$ (349)	$2.97 \times 10^{19} \text{N}\cdot\text{m/s}^2$ (152)	$1,842.49 \text{km}^2$ ($S_a/S = 1.94$)	$\Delta\sigma = 14.6 \text{MPa}$ $\Delta\sigma_a = 7.5 \text{MPa}$
山中・島崎式	$1.53 \times 10^{20} \text{N}\cdot\text{m}$ (304)	$2.83 \times 10^{19} \text{N}\cdot\text{m/s}^2$ (145)	$1,532.52 \text{km}^2$ ($S_a/S = 1.61$)	$\Delta\sigma = 12.7 \text{MPa}$ $\Delta\sigma_a = 7.9 \text{MPa}$
松田式	$7.01 \times 10^{19} \text{N}\cdot\text{m}$ (139)	$2.19 \times 10^{19} \text{N}\cdot\text{m/s}^2$ (112)	542.63km^2 ($S_a/S = 0.571$)	$\Delta\sigma = 5.8 \text{MPa}$ $\Delta\sigma_a = 10.2 \text{MPa}$
	アスペリティ面積 S_a	応力降下量 * ²	Fujii-Matsu'ura	原子力規制庁 * ³
入倉式	209.22km^2 ($S_a/S = 0.22$)	$\Delta\sigma = 4.2 \text{MPa}$ $\Delta\sigma_a = 19.0 \text{MPa}$	$\Delta\sigma = 3.1 \text{MPa}$ $\Delta\sigma_a = 14.1 \text{MPa}$ (6月10日改訂レシピで採用不可) * ⁴	$\Delta\sigma = 3.1 \text{MPa}$ $\Delta\sigma_a = 14.7 \text{MPa}$
武村式		$\Delta\sigma = 14.6 \text{MPa}$ $\Delta\sigma_a = 66.3 \text{MPa}$		$\Delta\sigma = 10.8 \text{MPa}$ $\Delta\sigma_a = 22.3 \text{MPa}$
山中・島崎式		$\Delta\sigma = 12.7 \text{MPa}$ $\Delta\sigma_a = 57.7 \text{MPa}$		$\Delta\sigma = 9.4 \text{MPa}$ $\Delta\sigma_a = 21.3 \text{MPa}$
松田式		$\Delta\sigma = 5.8 \text{MPa}$ $\Delta\sigma_a = 26.5 \text{MPa}$		$\Delta\sigma = 4.3 \text{MPa}$ $\Delta\sigma_a = 16.4 \text{MPa}$
松田式 (修正レシピ)	$S = 1122.96 \text{km}^2$ $S_a = 247.05 \text{km}^2$	$\Delta\sigma = 4.5 \text{MPa}$ $\Delta\sigma_a = 20.6 \text{MPa}$	— —	— —

*1: 推本による断層モデルのレシピでは、断層平均応力降下量 $\Delta\sigma$ を $\Delta\sigma = (7/16)M_o(\pi/S)^{3/2}$ で求め、アスペリティ面積 S_a を $r = 4\pi M_o \beta^2 / (4AR, S_a = \pi r^2, S = \pi R^2$ で求め、 $\Delta\sigma_a = \Delta\sigma S / S_a$ からアスペリティ平均応力降下量 $\Delta\sigma_a$ を求めるが、地震モーメントが大きくなるとアスペリティ面積が過大になり、アスペリティ平均応力降下量が過小になる。ここでも、武村式や山中・島崎式ではアスペリティ平均応力降下量の方が断層平均応力降下量より小さくなるという矛盾が生じている。入倉式や松田式でも 10MPa 程度にすぎず、小さすぎる。推本のレシピはこのような場合を事前に想定しており、これらの S_a および $\Delta\sigma_a$ の値を用いるのをやめ、上表下段のように $S_a/S = 0.22$ に固定して、 $\Delta\sigma_a = \Delta\sigma S / S_a$ から求めるよう指示している。その際に、長大な断層に適用すべきとされる $\Delta\sigma = 3.1 \text{MPa}$ の値を採用するかどうか焦点になる。

*2: アスペリティ面積が過大になった場合には、アスペリティ平均応力降下量を $S_a/S = 0.22$ として、 $\Delta\sigma_a = \Delta\sigma S / S_a$ から求めるが、武村式や山中・島崎式では 60MPa 前後の過大な値になる。入倉式や松田式でも 20MPa 前後の大きな値になるが、M7 クラスの最近の地震に見られる応力降下量と比べて異常とは言えない。しかし、関西電力はこれまで、63.4km の断層を「長大な断層」と見なして Fujii-Matsu'ura の応力降下量 ($\Delta\sigma = 3.1 \text{MPa}, \Delta\sigma_a = 14.1 \text{MPa}$) を採用し、応力降下量を小さく設定してきた。ところが、2016 年 6 月 10 日改訂の新レシピでは、地震モーメント M_o が $1.8 \times 10^{20} \text{N}\cdot\text{m}$ を超える長大な断層 (断層幅 15km では断層長さ 120km 以上) でなければ、これを使わないように明記したため、入倉式によっても、 $\Delta\sigma = 4.2 \text{MPa}, \Delta\sigma_a = 19.0 \text{MPa}$ への引き上げを余儀なくされる。

*3: 原子力規制庁は、Fujii-Matsu'ura の応力降下量が使えなくなったため、通常のレシピに戻すべきところ、アスペリティ平均応力降下量を $\Delta\sigma_a = 4\sqrt{\pi S_a} \beta^2 / A, S_a/S = 0.22$ から求めるようにレシピを改ざんした。その結果、 $\Delta\sigma_a$ の値は、入倉式では Fujii-Matsu'ura の応力降下量とほとんど変わらない値になり、武村式では 1/3 程度に引き下げられている。しかも、断層平均応力降下量を通常のレシピ通りには求めず、Fujii-Matsu'ura による 3.1MPa に「地震モーメントの入倉式との比」を掛けて求め (武村式の場合には $\Delta\sigma = 3.1 \times 3.49 = 10.8 \text{MPa}$)、背景領域の実効応力 σ_b を $\sigma_b = (S\Delta\sigma - S_a\Delta\sigma_a) / S_b$ から求めている (武村式の場合には $\sigma_b = 7.6 \text{MPa}$ と過大だが、入倉式では $\sigma_b = -0.2 \text{MPa}$ とマイナスになる)。推本のレシピでは、 S_a が過大になった場合には、 $S_a\Delta\sigma_a = S\Delta\sigma, S_a/S = 0.22$ とするよう指示しており、これに従うのであれば、 $\Delta\sigma = \Delta\sigma_a S_a / S$ とし、 σ_b をレシピに規定された別の式で求めるべきところである。しかし、そうすれば、 $\Delta\sigma = 4.9 \text{MPa}$ となり、規制庁の求めた 10.8MPa の半分以下に小さくなってしまふ。この矛盾は規制庁による改ざんレシピが生み出した矛盾であり、元の推本のレシピにこのような矛盾は存在しない。わざわざレシピを改ざんする必要はなく、「推本のレシピでは武村式にあったパラメータ設定ができない」ことを率直に示せば済むのである。にもかかわらず規制庁がレシピを改ざんしたのは、武村式による地震動評価をするためではなく、Fujii-Matsu'ura の応力降下量に代わり、それとほとんど変わらない応力降下量を求める方式を新たに見いだすところにあったのではないと思われる。

*4: 推本は 2016 年 12 月 9 日にレシピを再び改訂し、熊本地震で確認された「不均質な震源断層」を対象とするレシピ (ア) と「均質な震源断層」を対象とするレシピ (イ) の区別を明確にしたが、その際、「Fujii-Matsu'ura の応力降下量は長大な断層で採用すること」とした 6 月改訂レシピを再び改訂し、「長大でない断層でも採用できる」ようにした。その結果、最近の M7 クラスの地震データに矛盾するという新たな課題を抱えることになった。

表 6: 断層モデルのスケーリング則と応力降下量の設定法

パラメータ	未飽和断層	長大でない飽和断層		長大な飽和断層
M_o	$S^{3/2}$ に比例して増大	S^2 に比例して増大		S に比例して増大
D	$S^{1/2}$ に比例して増大	S に比例して増大		一定値 (飽和)
円形破壊面を仮定した場合の応力降下量 $\Delta\sigma$ とアスペリティの面積比 S_a/S と応力降下量 $\Delta\sigma_a$				
$\Delta\sigma$	一定値 *1	$S^{1/2}$ に比例して増大 *2		(対象外)
S_a/S	一定値 *1	$S^{2/3}$ に比例して増大 *2		(対象外)
$\Delta\sigma_a$	一定値 *1	$S^{1/6}$ に反比例で減少 *2		(対象外)
2016 年 6 月改訂レシピによる $\Delta\sigma$, S_a/S , $\Delta\sigma_a$				
$\Delta\sigma$	一定値	$S^{1/2}$ に比例して増大		3.1MPa
S_a/S	一定値	$S^{2/3}$ に比例して増大	0.22	0.22
$\Delta\sigma_a$	一定値	$S^{1/6}$ に反比例で減少	$S^{1/2}$ に比例して増大	14.4MPa
2016 年 12 月改訂レシピによる $\Delta\sigma$, S_a/S , $\Delta\sigma_a$				
$\Delta\sigma$	一定値	$S^{1/2}$ に比例して増大	3.1MPa	
S_a/S	一定値	$S^{2/3}$ に比例して増大	0.22	
$\Delta\sigma_a$	一定値	$S^{1/6}$ に反比例で減少	14.4MPa	

*1: 円形破壊を仮定した式 $M_o = 16\Delta\sigma S^{3/2}/(7\pi^{3/2})$ から $\Delta\sigma \propto M_o/S^{3/2}$ となるので、これに未飽和断層のスケーリング則 $M_o \propto S^{3/2}$ を組み合わせると、 $\Delta\sigma = \text{一定}$ となる。アスペリティ面積 S_a については、短周期レベル A に $A \propto M_o^{1/3}$ の関係が成立すること、および、円形破壊を仮定した 2 つの式 $M_o = (16/7)r^2 R \Delta\sigma_a$ と $A = 4\pi r \Delta\sigma_a \beta^2$ を組み合わせると $S_a = \pi r^2$, $r = 7\pi M_o \beta^2 / (4AR)$, $S = \pi R^2$ および $\Delta\sigma_a = \Delta\sigma / (S_a/S)$ が得られるので、 $S_a \propto [M_o / (AR)]^2 \propto M_o^2 / (A^2 S) \propto M_o^{4/3} / S$, したがって、 $S_a/S \propto [M_o^{2/3} / S]^2$ の関係が成り立つ。これに未飽和断層のスケーリング則 $M_o \propto S^{3/2}$ を組み合わせると $S_a/S = \text{一定}$ となる。 $\Delta\sigma = \text{一定}$, $S_a/S = \text{一定}$ の関係より、 $\Delta\sigma_a = \Delta\sigma / (S_a/S) = \text{一定}$ となる。

*2: *1 のスケーリング則を長大でない飽和断層のスケーリング則 $M_o \propto S^2$ に置き換えると、 $\Delta\sigma \propto M_o/S^{3/2} \propto S^{1/2}$ および $S_a/S \propto [M_o^{2/3} / S]^2 \propto S^{2/3}$ が得られ、 $\Delta\sigma_a = \Delta\sigma / (S_a/S) \propto S^{-1/6}$ が得られる。断層面積が大きくなると S_a/S が過大に、 $\Delta\sigma_a$ が過小になり、現実と矛盾してくる。このような場合に、レシピでは $S_a/S = 0.22$ として $\Delta\sigma_a = \Delta\sigma / 0.22$ よりアスペリティ応力降下量を求めることになっていたが、6 月改訂レシピでは $\Delta\sigma = 3.1\text{MPa}$ は長大な断層に限って採用することを注記し、12 月改訂レシピでは長大でない断層でもこのように設定できるように修正した。しかし、これは長大な断層となる前にすべり量が飽和することになり、また、最近の M7 クラスの国内地震では $\Delta\sigma_a = 20 \sim 30\text{MPa}$ であることに矛盾する。

表 7: Fujii-Matsu'ura.(2000)[5] が解析に用いた断層モデルのデータ

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

*1: 壇ら (2011)[3] で回帰式に用いられている国内 6 地震を括弧内に地震名で記入した。壇らはこれら 6 地震以外の国内 7 地震は回帰に用いていないが、これら以外に 1995 年兵庫県南部地震, 2000 年鳥取県西部地震, 2005 年福岡県西方沖地震を加えている。

*2: M_s は表面波マグニチュードである。

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

表 8: 武村 (1998)[72] が解析に用いた断層モデルのデータ (地震名等は原典 [56] にならい, $\Delta\sigma$ の値も記載した)

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

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

- *1: 震源断層は連続する 4 セグメントと枝分かれ伏在の 1 セグメントからなり, L, W, D は枝分かれ断層を除く主断層の値で, M_0 は枝分かれ断層を含む全体の値 (総断層面積も $S = \text{約 } 1700\text{km}^2$ としている) である。連続 4 セグメントの「断層幅は余震の深さ分布および理論的上下変動と水準測量データとの比較から 15km と推定」(上端深さは 0km) したが, 「5km 程度の誤差」があり, 伏在セグメントは上端深さ 2km で幅 13km と推定されている [56]。
- *2: 震源断層は離れた 2 セグメントの断層からなり, L, W, D は主断層の値。 M_0 と $S (= \text{約 } 460\text{km}^2)$ の値については, Kanamori (1973) の 1 枚断層モデル ($L = 35\text{km}, W = 13\text{km}, D = 300\text{cm}$)[56] による値を用いている。 $\Delta\sigma$ もこのモデルによる。
- *3: 原典にはデータがないため, 武村は波形インバージョンによる武村 (1996) の結果を参考に M_0 を求め, 断層面上のすべりの大きな部分から L, W を推定し, $\mu = 3 \times 10^{11}\text{dyn/cm}^2$ として $D = M_0/(\mu LW)$ を求めている。この結果はすべり分布の平均とほぼ整合するとしている [72]。
- *4: 本震は第 1 震と 6 秒後の第 2 震からなり, 第 1 震の震源断層についてのデータだけを記載している。第 2 震は第 1 震を後方から追いかける形になっている。
- *5: 余震の深さ分布が 3~11km であることから上端深さ 3km, 幅 km と推定し, 余震の長さが 5 月 12~16 日に 20km, 12~28 日に 24km であることから「本震直後の余震域は 20km より短かったものと想像」して $L = 18\text{km}$ としている [56]。
- *6: 男鹿地震は 1939.5.1 の 14:58(M6.8) と 15:00(M6.7) の 2 回起きているが, 武村は最初の地震だけを取り出している。
- *7: 余震分布から断層上端深さ 4km, L, W の値を推定。 D と M_0 については, Takeo(1988) の断層モデル (上端深さ 0.5km, $L = 20\text{km}, W = 12\text{km}$)[56] を採用し, $S = 240\text{km}^2$ としている [72]。
- *8: L および W は「本震および余震の震央分布と地割れや震災など地変の大きかった地域の広がりから推定」し, 「地表に断層が現れなかったことから断層面上端の深さを 2km」としている [56]。
- *9: 震源断層の上端を深さ 20km に置き, 「被害分布の状況から断層の長さを推定し, 幅は長さの半分と仮定」している [56]。
- *10: L と W の値は余震分布に基づき, M_0 については畑中他 (1988) の長周期 P 波記録の解析から得た逆断層モデル ($L = W = 10\text{km}$) の値 [56] を採用している。
- *11: 余震分布から L, W, D を求めているが, 過去のどの断層モデルにも M_0 の値がないため, 武村は $\mu = 3 \times 10^{11}\text{dyn/cm}^2$ と仮定して $M_0 = \mu DLW$ の値を求めている。ちなみに, 大陸上部地殻では $\mu = \rho\beta^2 = 2.72\text{g/cm}^3 \cdot (3.45\text{km/s})^2 = 3.24 \times 10^{11}\text{dyn/cm}^2$ であり, 1943 鳥取地震の断層モデルでも $\mu = 3.4 \times 10^{11}\text{dyn/cm}^2$ としている [56]。

表 9: 壇ら (2011)[3] 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)[3] 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)[22] の動力的断層破壊シミュレーション結果を用いる関係上、動的平均応力降下量 $\Delta\sigma^{\#}$ を用いている。前者は断層破壊の前後でのせん断応力の差になるが、後者は断層破壊活動中のせん断応力の差であるため、後者のほうが大きい。せん断応力のシミュレーションモデル上は両者に差がないため、同じ値と見なしてよい。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。

$\Delta\sigma_a^{\#}$ 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 10 のように $\Delta\sigma_a^{\#}$ の値を求めている。そこで、

$(L_{\text{model}}, W_{\max}) = (L, W)$ としたときの $\Delta\sigma_a^{\dagger}/\Delta\sigma_a^{\#}$ を求め、表 10 の右端列に示した。

表 10: 壇ら (2011)[3] 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 $\Delta\sigma_a^{\dagger}/\Delta\sigma_a^{\#}$

発生年 地震名	A 10 ¹⁹ N·m/s ²	S_{model} km ²	$\frac{S_{\text{model}}}{S}$	L_{model} km	$\frac{L_{\text{model}}}{L}$	$\frac{L_{\text{model}}}{W_{\max}}$	$\frac{L}{W}$	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)