

補足説明資料③-14

プレート間地震の強震動生成域の位置と内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層への破壊伝播に係る不確かさの組合せを考慮した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の設定（補足）

概要

（内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層へのプレート境界面の破壊伝播）

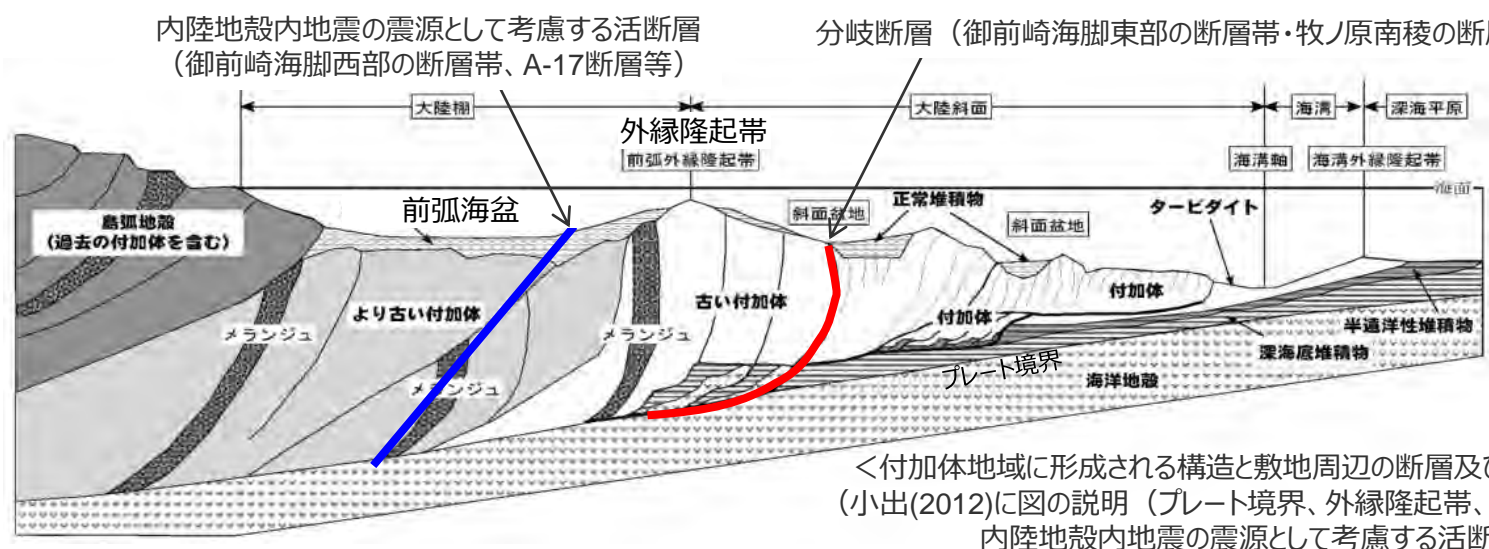
南海トラフの分岐断層と地形的特徴（補足説明資料③-03）

- 南海トラフの陸側斜面下にプレートの押し込みにより順次形成される付加体は、海溝陸側斜面の外縁を隆起させ外縁隆起帯を形成し、その背後の堆積盆（前弧海盆）を区切っている（日本地質学会(2006)）。
- 外縁隆起帯のトラフ側斜面の付加体内部では逆断層が確認されており、これがプレート境界から枝分かれた分岐断層と考えられている。また、プレート間地震の際に分岐断層がすべると、分岐断層陸側の海底が持ち上げられ、外縁隆起帯のトラフ側斜面にトラフ軸に平行な急崖が形成される（木村・木下(2009)、小出(2012)、木村・大木(2013)等）。

内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層へのプレート境界面の破壊伝播

- 分岐断層（御前崎海脚東部の断層帯・牧ノ原南稜の断層等）は、その陸側に外縁隆起帯等の顕著な地形的高まりが認められるのに対し、陸側のより古い付加体内に分布する内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層（御前崎海脚西部の断層帯、A-17断層等）は、その陸側に外縁隆起帯等の顕著な地形的高まりが認められない（次ページ参照）。

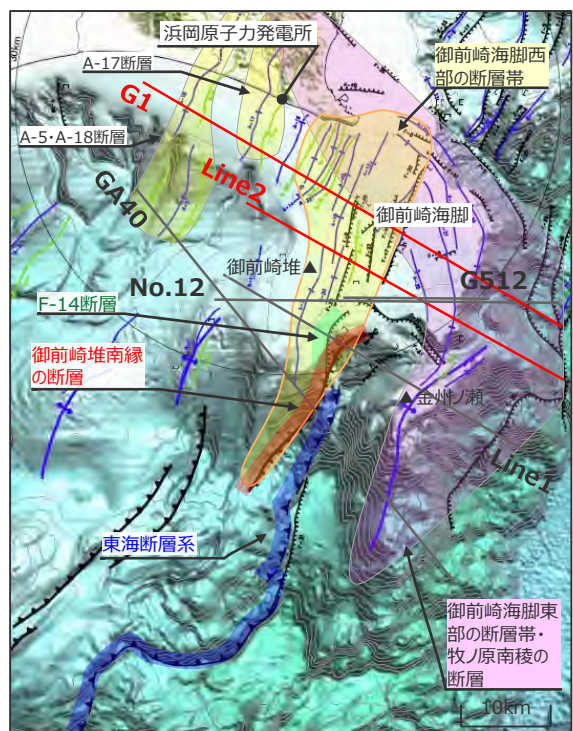
⇒プレート境界面の破壊が外縁隆起帯のトラフ側斜面の付加体内に分布する分岐断層に伝播する活動の繰り返しにより、外縁隆起帯等の顕著な地形的高まりが形成されており、陸側のより古い付加体内に分布し、顕著な地形的高まりとの関連が認められない内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層にプレート境界面の破壊が伝播する可能性は低いと考えられる。



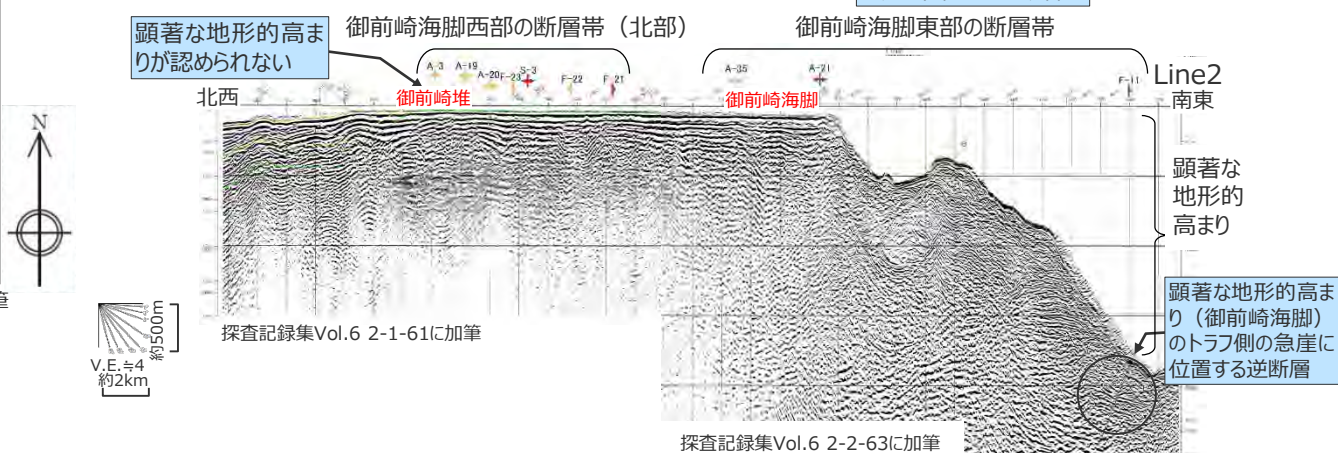
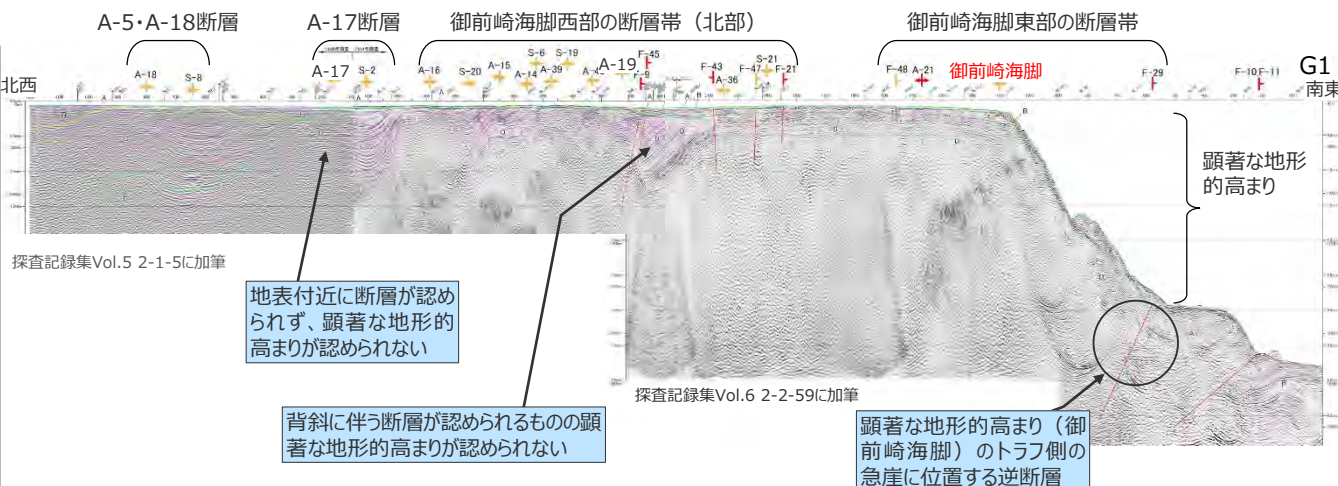
概要

（内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層へのプレート境界面の破壊伝播）

○G1、Line2測線では、御前崎海脚東部の断層帯の付近に顕著な地形的高まりと急崖が認められるのに対し、A-5・A-18断層、A-17断層及び御前崎海脚西部の断層帯の北部の断層付近に顕著な地形的高まりと急崖が認められない。



海上保安庁『海洋台帳』に敷地位置、測線、地形、スケールを加筆
(測線位置)



<音波探査断面（上図：G1測線、下図：Line2測線）>

概要

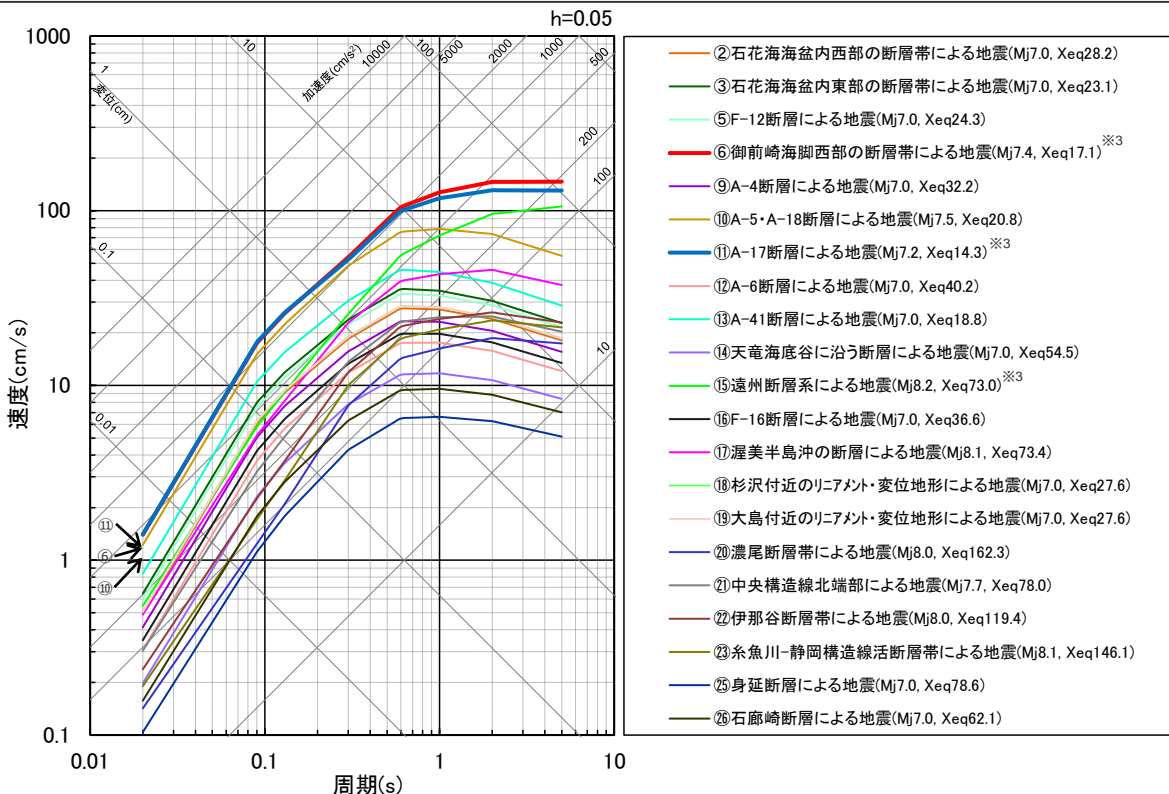
内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層への破壊伝播に係る不確かさの考慮

- プレート境界面の破壊が外縁隆起帯のトラフ側斜面の付加体内に分布する分岐断層に伝播する活動の繰り返しにより、外縁隆起帯等の顕著な地形的高まりが形成されており、陸側のより古い付加体内に分布し、顕著な地形的高まりとの関連が認められない内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層にプレート境界面の破壊が伝播する可能性は低いと考えられるが、それらの活断層が敷地の近くに分布していることから、より慎重な評価を行うこととし、不確かさの考慮として、プレート間地震の震源断層の破壊が内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層に伝播すると想定したケースを考慮する。
- 対象とする内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層は、内陸地殻内地震の地震動評価の検討用地震（地震動の顕著な増幅を考慮しない）として選定した御前崎海脚西部の断層帯とA-17断層とする。
- 震源モデル及び震源断層パラメータは、内陸地殻内地震の地震動評価において各不確かさ又は各不確かさの組合せを考慮していることを踏まえ、保守的な評価となるよう、不確かさを考慮した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）（御前崎海脚西部の断層帯による地震）及び不確かさの組合せを考慮した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）（A-17断層による地震）を用いることとする。

<補足説明資料③-14 プレート間地震の強震動生成域の位置と内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層への破壊伝播に係る不確かさの組合せを考慮した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の設定（補足）>

内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層の選定

- Noda et al.(2002)の方法による応答スペクトルの比較によると、内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層による地震については、「御前崎海脚西部の断層帯による地震」と「A-17断層による地震」の応答スペクトルが大きく、敷地への影響が大きいことから、これらの地震を内陸地殻内地震の検討用地震（地震動の顕著な増幅を考慮しない）に選定している。
- プレート間地震の地震動評価における「内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層への破壊伝播に係る不確かさの考慮」においては、敷地への影響が大きい「御前崎海脚西部の断層帯」と「A-17断層」を対象とする。



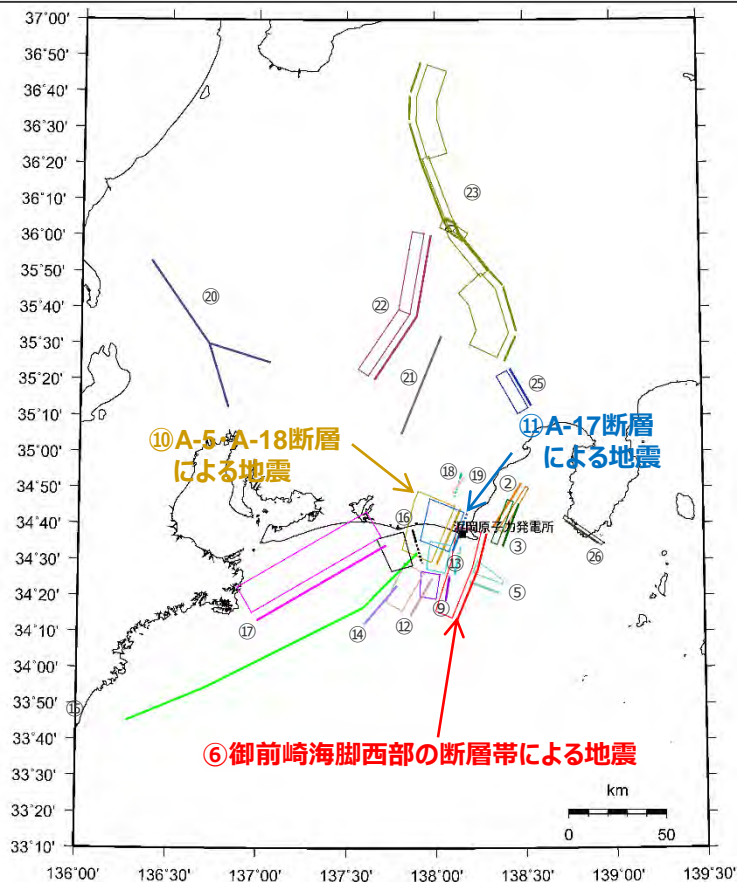
<Noda et al.(2002)の方法による応答スペクトルの比較※1>

(内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層による地震（一様断層モデル）)

※1 Xeqは、等価震源距離 (km) を表す。

※2 図中の太実線は地表トレースを、太点線は地表トレース（拡張部分）を表す。

※3 NFRD効果を考慮。



<活断層の位置図※2>

御前崎海脚西部の断層帯による地震の不確かさを考慮した震源モデル (地震動の顕著な増幅を考慮しない) の設定

基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）

- 基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）は、地質調査結果及び強震動予測レシピ(2020)に基づき設定。アスペリティは敷地に近い位置に配置し、破壊開始点は破壊の伝播方向が敷地へ向かうよう複数設定。

基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）に予め考慮した不確かさ（①アスペリティの位置+②破壊開始点）

不確かさを考慮した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）

【アスペリティの応力降下量の不確かさの考慮】

- 新潟県中越沖地震の知見を踏まえ強震動予測レシピ(2020)によるアスペリティの応力降下量の1.5倍としたケースを考慮する*。

基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）

+不確かさ③

（アスペリティの応力降下量）

【破壊伝播速度の不確かさの考慮】

- 破壊伝播速度の知見を踏まえて、基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の $V_r=0.72\beta$ （ V_r ：破壊伝播速度、 β ：S波速度）に対し、 $V_r=0.87\beta$ としたケースを考慮する。

基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）

+不確かさ④（破壊伝播速度）

【断層傾斜角の不確かさの考慮】

- 基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の断層傾斜角 35° （深さ8km以深）に対し、震源断層面が拡大するよう、さらに低角の断層傾斜角 25° としたケースを考慮する。

基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）

+不確かさ⑤（断層傾斜角）

【アスペリティの数の不確かさの考慮】

- 基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）のアスペリティ2つに対し、敷地に近い位置にアスペリティを1つにまとめたケースを考慮する。

基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）

+不確かさ⑥（アスペリティの数）

・内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層への破壊伝播に係る不確かさを考慮した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）として、御前崎海脚西部の断層帯による地震の各不確かさを考慮した震源モデル及び震源断層パラメータを用いる（本編参照）。

*壇・他(2001)による関係式 ($A=4\pi r_g \Delta \sigma_g \beta^2$) に基づき、短周期レベルも1.5倍。

御前崎海脚西部の断層帯による地震の不確かさを考慮した震源モデル (地震動の顕著な増幅を考慮しない) の設定

: 基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）に予め不確かさを考慮したパラメータ
 : 不確かさを考慮したパラメータ

検討用地震の震源モデル (地震動の顕著な増幅を考慮しない)	震源断層長さ※1	地震発生層		断層傾斜角※2	アスペリティの応力降下量	破壊伝播速度	アスペリティの数	アスペリティの位置	破壊開始点
		上端	下端						
基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）	46.5km	5km	プレート境界面 (内閣府(2012))	西60° (6km以浅) 西35° (6km以深)	強震動予測 レシビ(2020)	0.72β	2つ	敷地に近い 位置に配置	破壊の伝播方向が敷地へ向かうよう配置
アスペリティの応力降下量の不確かさを考慮した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）	46.5km	5km	プレート境界面 (内閣府(2012))	西60° (6km以浅) 西35° (6km以深)	強震動予測 レシビ(2020) ×1.5倍	0.72β	2つ	敷地に近い 位置に配置	破壊の伝播方向が敷地へ向かうよう配置
破壊伝播速度の不確かさを考慮した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）	46.5km	5km	プレート境界面 (内閣府(2012))	西60° (6km以浅) 西35° (6km以深)	強震動予測 レシビ(2020)	0.87β	2つ	敷地に近い 位置に配置	破壊の伝播方向が敷地へ向かうよう配置
断層傾斜角の不確かさを考慮した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）	46.5km	5km	プレート境界面 (内閣府(2012))	西60° (6km以浅) 西35° (6-8km) 西25° (8km以深)	強震動予測 レシビ(2020)	0.72β	2つ	敷地に近い 位置に配置	破壊の伝播方向が敷地へ向かうよう配置
アスペリティの数の不確かさを考慮した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）	46.5km	5km	プレート境界面 (内閣府(2012))	西60° (6km以浅) 西35° (6km以深)	強震動予測 レシビ(2020)	0.72β	1つ	敷地に近い 位置に配置	破壊の伝播方向が敷地へ向かうよう配置

・内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層への破壊伝播に係る不確かさを考慮した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）として、御前崎海脚西部の断層帯による地震の各不確かさを考慮した震源モデル及び震源断層パラメータを用いる（本編参照）。

A-17断層による地震の不確かさを考慮した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の設定

- A-17断層は、地表に痕跡はないものの、断層を地表に投影すると敷地の近くにあることを踏まえ、御前崎海脚西部の断層帯による地震と同様の不確かさの考慮※1に加え、各不確かさの組合せも考慮する。

※1 アスペリティの数の不確かさの考慮を除く。

基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）

- 基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）は、地質調査結果及び強震動予測レシピ(2020)に基づき設定。アスペリティは敷地に近い位置に配置し、破壊開始点は破壊の伝播方向が敷地へ向かうよう複数設定。

基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）に予め考慮した不確かさ（①アスペリティの位置+②破壊開始点）

不確かさを考慮した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）

【アスペリティの応力降下量の不確かさの考慮】

- 新潟県中越沖地震の知見を踏まえ強震動予測レシピ(2020)によるアスペリティの応力降下量の1.5倍としたケースを考慮する※2。

【破壊伝播速度の不確かさの考慮】

- 破壊伝播速度の知見を踏まえて、基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の $V_r=0.72\beta$ （ V_r ：破壊伝播速度、 β ：S波速度）に対し、 $V_r=0.87\beta$ としたケースを考慮する。

【断層傾斜角の不確かさの考慮】

- パラメータスタディの結果を踏まえて、基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の 60° （深さ6km以浅）・ 35° （深さ6km以深）に対し、震源断層面が拡大するよう、さらに低角の断層傾斜角 25° としたケースを考慮する。

基本震源モデル

（地震動の顕著な増幅を考慮しない）
+ 不確かさ③（アスペリティの応力降下量）

基本震源モデル

（地震動の顕著な増幅を考慮しない）
+ 不確かさ④（破壊伝播速度）

基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）
+ 不確かさ⑤（断層傾斜角）

不確かさの組合せを考慮した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）

【アスペリティの応力降下量と破壊伝播速度の不確かさの組合せの考慮】

基本震源モデル

（地震動の顕著な増幅を考慮しない）
+ 不確かさ③（アスペリティの応力降下量）
+ 不確かさ④（破壊伝播速度）

【アスペリティの応力降下量と断層傾斜角の不確かさの組合せの考慮】

基本震源モデル

（地震動の顕著な増幅を考慮しない）
+ 不確かさ③（アスペリティの応力降下量）
+ 不確かさ⑤（断層傾斜角）

【破壊伝播速度と断層傾斜角の不確かさの組合せの考慮】

基本震源モデル

（地震動の顕著な増幅を考慮しない）
+ 不確かさ④（破壊伝播速度）
+ 不確かさ⑤（断層傾斜角）

・内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層への破壊伝播に係る不確かさを考慮した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）として、A-17断層による地震の各不確かさの組合せを考慮した震源モデル及び震源断層パラメータを用いる（本編参照）。

※2 壇・他(2001)による関係式 ($A=4\pi r_a \Delta\sigma \beta^2$) に基づき、短周期レベルも1.5倍。
・下線 () は、一部修正箇所を示す。

<補足説明資料③-14 プレート間地震の強震動生成域の位置と内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層への破壊伝播に係る不確かさの組合せを考慮した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の設定（補足）>
A-17断層による地震の不確かさを考慮した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の設定

: 基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）に予め不確かさを考慮したパラメータ
 : 不確かさを考慮したパラメータ

検討用地震の震源モデル (地震動の顕著な増幅を考慮しない)	震源断層長さ※1	地震発生層		断層傾斜角※2	アスペリティの応力降下量	破壊伝播速度	アスペリティの数	アスペリティの位置	破壊開始点
		上端	下端						
基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）	21.7km	5km	プレート境界面 (内閣府(2012))	西60° (6km以浅) 西35° (6km以深)	強震動予測 レシピ(2020)	0.72β	1つ	敷地に近い 位置に配置	破壊の伝播方向が敷地へ向かうよう配置
アスペリティの応力降下量の不確かさを考慮した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）	21.7km	5km	プレート境界面 (内閣府(2012))	西60° (6km以浅) 西35° (6km以深)	強震動予測 レシピ(2020) ×1.5倍	0.72β	1つ	敷地に近い 位置に配置	破壊の伝播方向が敷地へ向かうよう配置
破壊伝播速度の不確かさを考慮した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）	21.7km	5km	プレート境界面 (内閣府(2012))	西60° (6km以浅) 西35° (6km以深)	強震動予測 レシピ(2020)	0.87β	1つ	敷地に近い 位置に配置	破壊の伝播方向が敷地へ向かうよう配置
断層傾斜角の不確かさを考慮した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）	21.7km	5km	プレート境界面 (内閣府(2012)) ただし、20km下限	西25°	強震動予測 レシピ(2020)	0.72β	1つ	敷地に近い 位置に配置	破壊の伝播方向が敷地へ向かうよう配置
アスペリティの応力降下量と破壊伝播速度の不確かさの組合せを考慮した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）	21.7km	5km	プレート境界面 (内閣府(2012))	西60° (6km以浅) 西35° (6km以深)	強震動予測 レシピ(2020) ×1.5倍	0.87β	1つ	敷地に近い 位置に配置	破壊の伝播方向が敷地へ向かうよう配置
アスペリティの応力降下量と断層傾斜角の不確かさの組合せを考慮した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）	21.7km	5km	プレート境界面 (内閣府(2012)) ただし、20km下限	西25°	強震動予測 レシピ(2020) ×1.5倍	0.72β	1つ	敷地に近い 位置に配置	破壊の伝播方向が敷地へ向かうよう配置
破壊伝播速度と断層傾斜角の不確かさの組合せを考慮した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）	21.7km	5km	プレート境界面 (内閣府(2012)) ただし、20km下限	西25°	強震動予測 レシピ(2020)	0.87β	1つ	敷地に近い 位置に配置	破壊の伝播方向が敷地へ向かうよう配置

・内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層への破壊伝播に係る不確かさを考慮した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）として、A-17断層による地震の各不確かさの組合せを考慮した震源モデル及び震源断層パラメータを用いる（本編参照）。

※1 震源断層上端の長さを表す。※2 方位は、震源断層面の傾斜方向を表す。

・下線 () は、一部修正箇所を示す。

補足説明資料③-15

連動ケースで用いる御前崎海脚西部の断層帯による地震の断層傾斜角の不確かさを考慮した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の設定（補足）

検討概要

- 「強震動生成域の位置 (直下ケース①、直下ケース②) と内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層 (御前崎海脚西部の断層帯) への破壊伝播に係る不確かさの組合せを考慮した震源モデル (地震動の顕著な増幅を考慮しない) 」で用いる「御前崎海脚西部の断層帯の断層傾斜角の不確かさを考慮した震源モデル (地震動の顕著な増幅を考慮しない) 」は、アスペリティ面積比が32%程度であり少し大きいことを踏まえ、強震動予測レシピに暫定的にアスペリティ面積比が大きくなる場合の方法として示された「アスペリティ面積比22%、平均応力降下量3.1MPaで設定する方法 (下記 (ii)) 」で震源モデルを設定し、採用している震源モデルとの震源断層パラメータ及び統計的グリーン関数法による地震動評価結果の比較を行った。

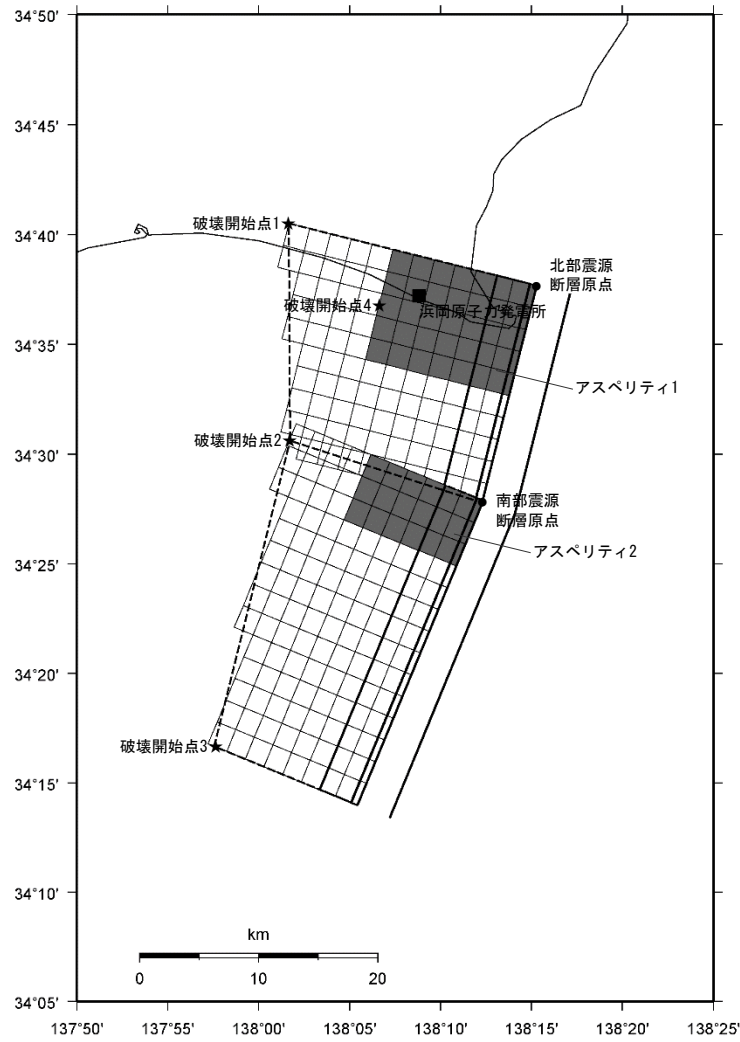
<震源断層を特定した地震の強震動予測手法 (「レシピ」) (地震調査員会(2020)) 抜粋>

* 円形破壊面を仮定せずアスペリティ面積比を22%、静的応力降下量を3.1MPaとする取扱いは、暫定的に、以下のいずれかの断層の地震を対象とする。

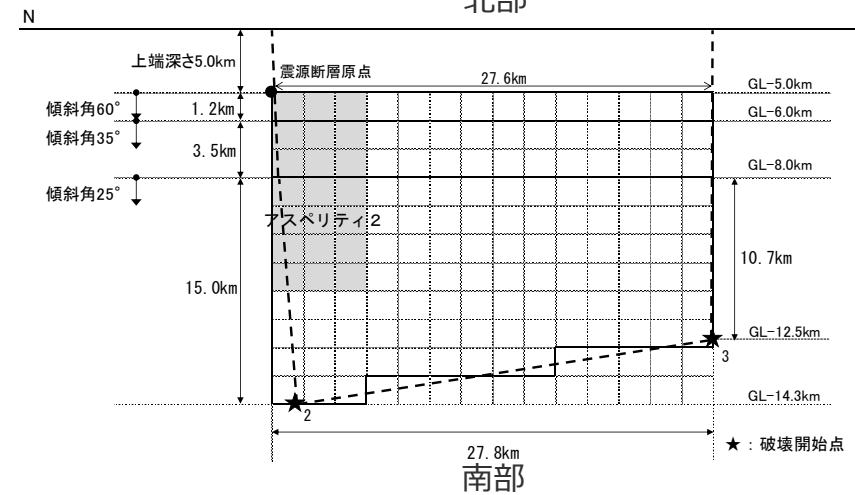
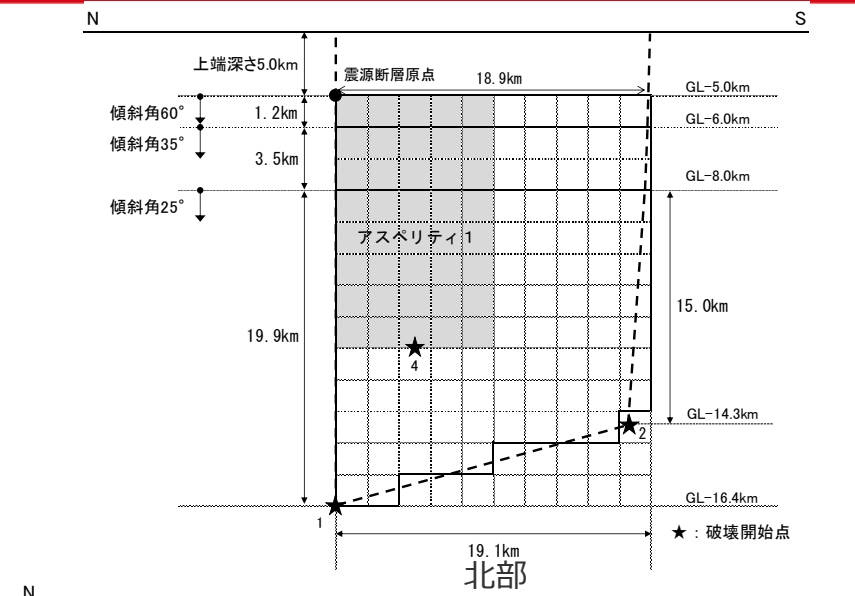
- (i) 断層幅と平均すべり量とが飽和する目安となる $M_0 = 1.8 \times 10^{20}$ (N・m)を上回る断層。
- (ii) $M_0 = 1.8 \times 10^{20}$ (N・m)を上回らない場合でも、アスペリティ面積比が大きくなったり背景領域の応力降下量が負になるなど、非現実的なパラメータ設定になり、円形クラックの式を用いてアスペリティの大きさを決めることが困難な断層等。

<補足説明資料③-15 連動ケースで用いる御前崎海脚西部の断層帯による地震の断層傾斜角の不確かさを考慮した震源モデル (地震動の顕著な増幅を考慮しない) の設定 (補足) >

震源モデル (アスペリティ面積比22%、平均応力降下量3.1MPaで設定)



(地表面投影図)



(展開図)

<断層傾斜角の不確かさを考慮した震源モデル (地震動の顕著な増幅を考慮しない) (御前崎海脚西部の断層帯による地震) (アスペリティ面積比22%、平均応力降下量3.1MPaで設定) >

<補足説明資料③-15 連動ケースで用いる御前崎海脚西部の断層帯による地震の断層傾斜角の不確かさを考慮した震源モデル (地震動の顕著な増幅を考慮しない) の設定 (補足) >

震源断層パラメータ (アスペリティ面積比22%、平均応力降下量3.1MPaで設定)

<断層傾斜角の不確かさを考慮した震源モデル (地震動の顕著な増幅を考慮しない) の震源断層パラメータ (御前崎海脚西部の断層帯による地震) (アスペリティ面積比22%、平均応力降下量3.1MPaで設定) >

震源断層パラメータ		設定方法	単位	設定値
震源断層原点 (北端)	北部	北緯(世界測地系)	-	34.62800°
		東経(世界測地系)	-	138.25486°
	南部	北緯(世界測地系)	-	34.46467°
		東経(世界測地系)	-	138.20581°
走向	北部	地質調査結果による	-	194.1°NE
	南部	同上	-	202.4°NE
断層傾斜角	GL-6km未満	同上	°	60
	GL-6km~GL-8km	同上	°	35
	GL-8km以上	不確かさの検討結果による	°	25
ずれの種類	地質調査結果による	-	-	逆断層
震源断層上端深さ	地質調査結果による	km	5.0	
震源断層下端深さ	北部	同上	km	14.3~16.4
	南部	同上	km	12.5~14.3
活断層長さ	北部	L_{0-1} :地質調査結果による	km	19.1
	南部	L_{0-2} :同上	km	27.8
震源断層長さ	北部	L_{S-1} :地質調査結果、断層傾斜角及び地震発生層上端深さとの関係による	km	18.9
	南部	L_{S-2} :同上	km	27.6
震源断層幅	北部(GL-6km未満)	地質調査結果、断層傾斜角及び地震発生層上端深さとの関係による	km	1.2
	北部(GL-6km~GL-8km)	地質調査結果、断層傾斜角による	km	3.5
	北部(GL-8km以上)	地質調査結果、断層傾斜角及び地震発生層下端深さとの関係による	km	15.0~19.9
	南部(GL-6km未満)	地質調査結果、断層傾斜角及び地震発生層上端深さとの関係による	km	1.2
	南部(GL-6km~GL-8km)	地質調査結果、断層傾斜角による	km	3.5
震源断層面積	北部	S_1 :震源断層長さ及び震源断層幅による	km ²	403.69
	南部	S_2 :同上	km ²	474.52
震源断層面積	$S=S_1+S_2$	km ²	878.21	
等価半径	$R=(S/\pi)^{0.5}$	km	16.72	
地震モーメント	$M_0=[S/(4.24 \times 10^{-11})]^{2.0}/10^7$ (入倉・三宅(2001))	Nm	4.29E+19	

震源断層パラメータ		設定方法	単位	設定値
気象庁マグニチュード		$M_j=(\log(L_{0-1}+L_{0-2})+2.9)/0.6$ (松田(1975))	-	7.6
		$M_j=(\log M_0-10.72)/1.17$ (武村(1990))	-	7.6
モーメントマグニチュード		$M_w=(\log M_0-9.1)/1.5$ (Kanamori(1977))	-	7.0
剛性率		$\mu=\rho\beta^2\beta$ (3.54km/s, $\rho:2.76\text{g/cm}^3$ (地下構造調査結果等に基づく一次元地下構造モデルによる))	N/m ²	3.46E+10
平均すべり量		$D=M_0/(\mu S)$	m	1.41
平均応力降下量		$\Delta\sigma$ (Fuji and Matsuura(2000))	MPa	3.10
短周期レベル		$A=4\pi r_a \Delta\sigma_a \beta^2$ (アスペリティ全体) (壇・他(2001))	Nm/s ²	1.74E+19
破壊伝播速度		$Vr=0.72\beta$ (Geller(1976))	km/s	2.55
f_{max}		中央防災会議(2004)による	Hz	6.0
アスペリティ全体	等価半径	$r_a=(S_a/\pi)^{0.5}$	km	7.84
	面積	$S_a=0.22S$	km ²	193.21
	平均すべり量	$D_a=2D$	m	2.825
	地震モーメント	$M_{0a}=\mu S_a D_a$	Nm	1.89E+19
アスペリティ1	応力降下量	$\Delta\sigma_a=\Delta\sigma \times (S/S_a)$	MPa	14.09
	面積	$S_{a1}=(2/3) \times S_a$	km ²	128.80
	地震モーメント	$M_{0a1}=M_{0a} \times S_{a1}^{1.5}/(S_{a1}^{1.5}+S_{a2}^{1.5})$	Nm	1.39E+19
	平均すべり量	$D_{a1}=M_{0a1}/(\mu S_{a1})$	m	3.130
アスペリティ2	応力降下量	$\Delta\sigma_{a1}=\Delta\sigma_a$	MPa	14.09
	面積	$S_{a2}=(1/3) \times S_a$	km ²	64.40
	地震モーメント	$M_{0a2}=M_{0a} \times S_{a2}^{1.5}/(S_{a1}^{1.5}+S_{a2}^{1.5})$	Nm	4.93E+18
	平均すべり量	$D_{a2}=M_{0a2}/(\mu S_{a2})$	m	2.214
背景領域	応力降下量	$\Delta\sigma_{a2}=\Delta\sigma_a$	MPa	14.09
	面積	$S_b=S-S_a$	km ²	685.00
	地震モーメント	$M_{0b}=M_0-M_{0a}$	Nm	2.40E+19
	平均すべり量	$D_b=M_{0b}/(\mu S_b)$	m	1.014
実効応力	$\sigma_b=0.2\Delta\sigma_a$	MPa	2.82	

・アスペリティの短周期レベルは、壇・他(2001)による関係式 ($A=4\pi r_a \Delta\sigma_a \beta^2$) に基づく。

<補足説明資料③-15 連動ケースで用いる御前崎海脚西部の断層帯による地震の断層傾斜角の不確かさを考慮した震源モデル (地震動の顕著な増幅を考慮しない) の設定 (補足) >

震源断層パラメータの設定フロー (アスペリティ面積比22%、平均応力降下量3.1MPaで設定)

「御前崎海脚西部の断層帯の断層傾斜角の不確かさを考慮した震源モデル (地震動の顕著な増幅を考慮しない) (アスペリティ面積比22%、平均応力降下量3.1MPaで設定した場合)」の震源断層パラメータの設定フロー

震源断層長さ・震源断層幅・震源断層面積の設定

震源断層長さ : L (地質調査結果、断層傾斜角及び地震発生層上端深さとの関係による)
 震源断層幅 : W (地質調査結果、断層傾斜角及び地震発生層上下端深さとの関係による)
 震源断層面積 : S (震源断層長さL及び震源断層幅Wによる)

地震モーメント・平均応力降下量・平均すべり量の設定

地震モーメント : $M_0 = \{S / (4.24 \times 10^{-11})\}^{2.0} / 10^7$ (入倉・三宅(2001))
 平均応力降下量 : $\Delta\sigma = 3.1 \text{MPa}$ (Fujii and Matsu'ura(2000))
 平均すべり量 : $D = M_0 / (\mu S)$ 、 μ は剛性率

アスペリティの面積・平均すべり量・地震モーメント・応力降下量の設定

アスペリティの面積 : $S_a = 0.22S$ (Somerville et al.(1999))
 アスペリティの平均すべり量 : $D_a = 2D$
 アスペリティの地震モーメント : $M_{0a} = \mu S_a D_a$
 アスペリティの応力降下量 : $\Delta\sigma_a = \Delta\sigma \times (S/S_a)$

短周期レベルの確認

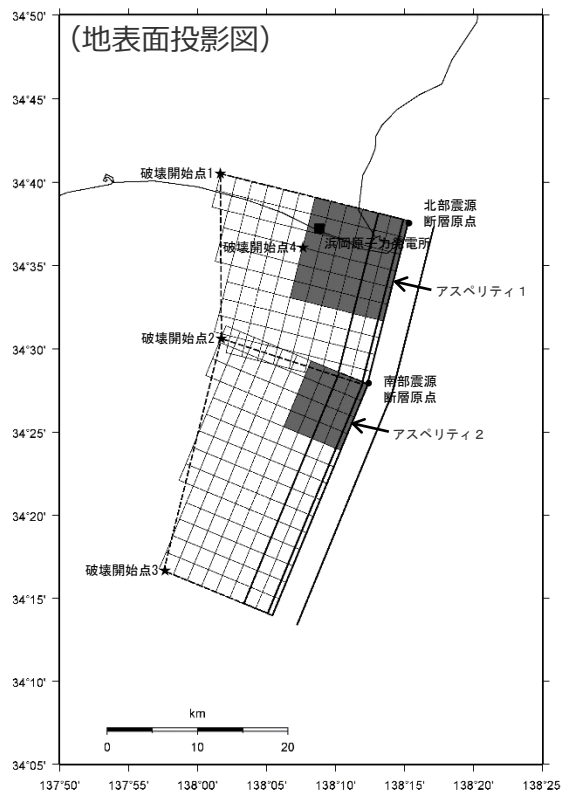
短周期レベル : $A = 4\pi (S_a/\pi)^{0.5} \Delta\sigma_a \beta^2$ 、 β はS波速度

背景領域のパラメータの設定

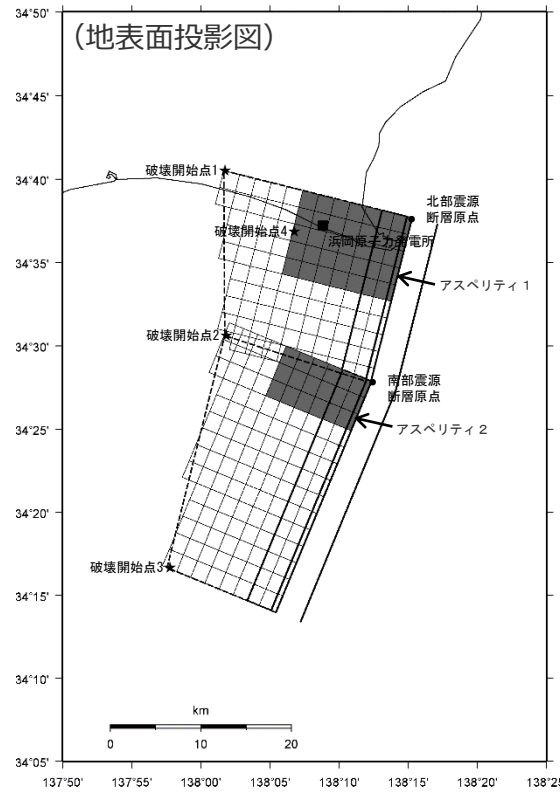
背景領域の面積 : $S_b = S - S_a$
 背景領域の地震モーメント : $M_{0b} = M_0 - M_{0a}$
 背景領域の平均すべり量 : $D_b = M_{0b} / (\mu S_b)$
 背景領域の実効応力 : $\sigma_b = 0.2 \Delta\sigma_a$

アスペリティの形状（アスペリティ面積比22%、平均応力降下量3.1MPaで設定）

○「強震動生成域の位置（直下ケース①、直下ケース②）と内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層（御前崎海脚西部の断層帯）への破壊伝播に係る不確かさを考慮した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）」で用いる「御前崎海脚西部の断層帯の断層傾斜角の不確かさを考慮した震源モデル」のアスペリティ形状に関し、アスペリティの形状を概ね等方となるように設定したケースAと、アスペリティを敷地側に寄せて設定したケースBについて検討し、震源断層全体及び各アスペリティの断層最短距離Xshと等価震源距離Xeqは同じであること、ケースBの敷地直下のアスペリティ1の等価震源距離XeqがケースAより若干短いことを踏まえ、アスペリティ形状としてケースBを採用することとした。



(ケースA)



(ケースB)

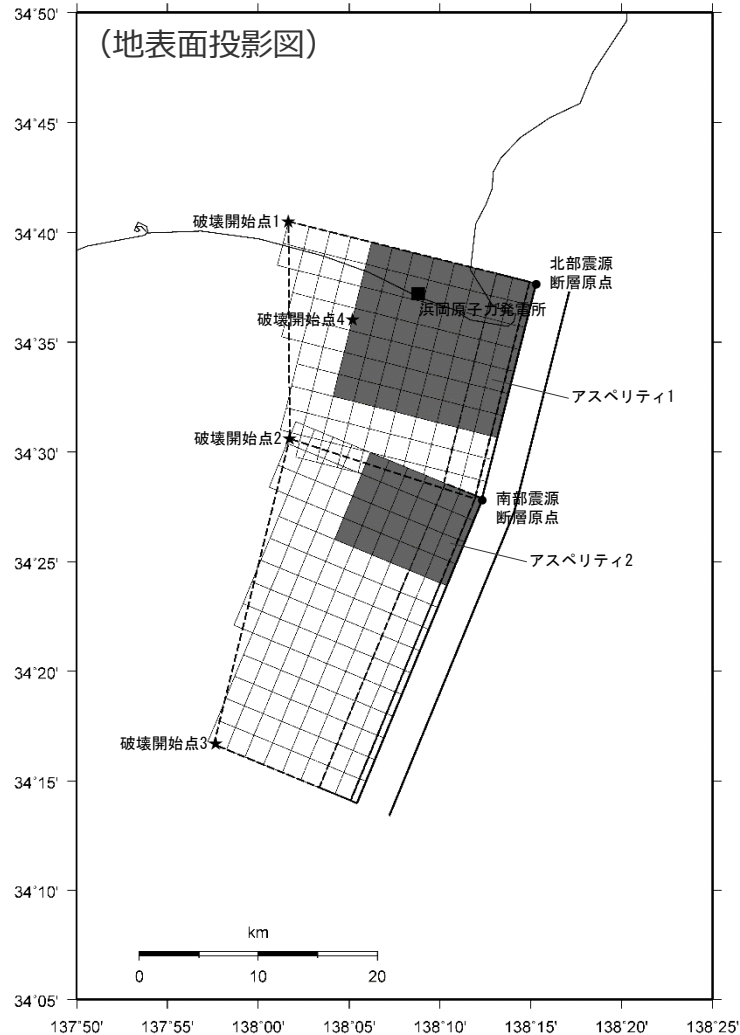
＜断層最短距離Xsh及び等価震源距離Xeq＞

	ケースA	ケースB
全体のXsh	9.8	9.8
全体のXeq	13.1	13.1
アスペリティ1のXsh	9.8	9.8
アスペリティ1のXeq	10.9	10.8
アスペリティ2のXsh	17.5	17.5
アスペリティ2のXeq	21.0	20.2

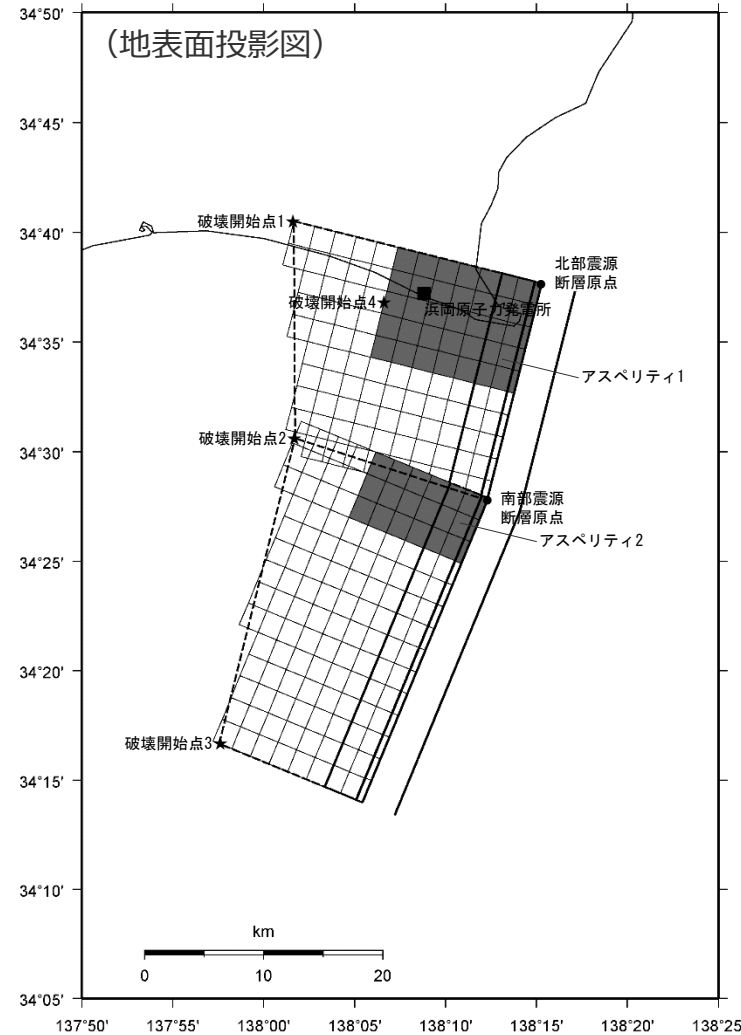
単位：km

＜断層傾斜角の不確かさを考慮した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）（御前崎海脚西部の断層帯による地震）（アスペリティ面積比22%、平均応力降下量3.1MPaで設定）＞

震源モデルの比較



(採用している震源モデル (地震動の顕著な増幅を考慮しない))



(アスペリティ面積比22%、平均応力低下量3.1MPaで設定した震源モデル (地震動の顕著な増幅を考慮しない))

<断層傾斜角の不確かさを考慮した震源モデル (地震動の顕著な増幅を考慮しない) (御前崎海脚西部の断層帯による地震) の比較>

<補足説明資料③-15 連動ケースで用いる御前崎海脚西部の断層帯による地震の断層傾斜角の不確かさを考慮した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の設定（補足）>

震源断層パラメータの比較

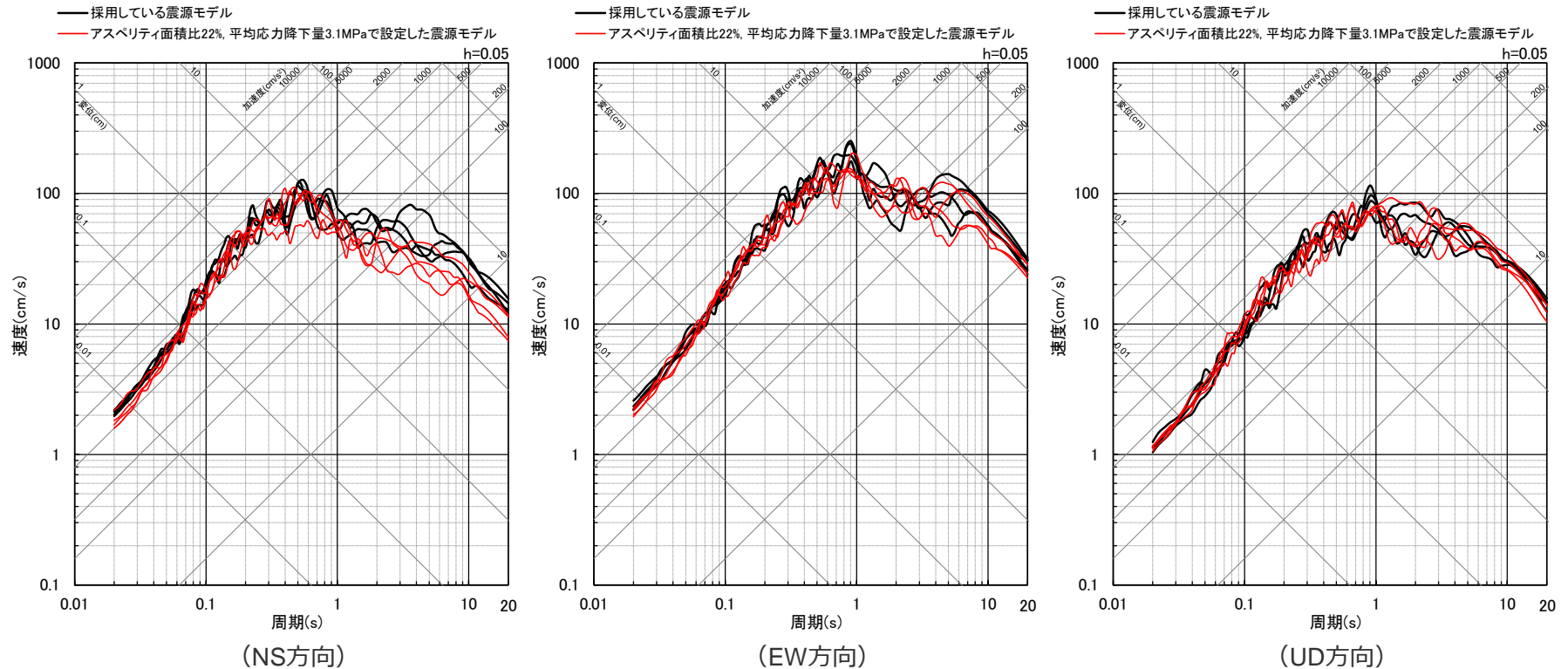
<採用している震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）とアスペリティ面積比22%、平均応力降下量3.1MPaで設定した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の震源断層パラメータの比較>

震源断層パラメータ	採用している震源モデル (地震動の顕著な増幅を考慮しない)	アスペリティ面積比22%、 平均応力降下量3.1MPaで 設定した震源モデル (地震動の顕著な増幅を考慮しない)
等価震源距離(km)	12.9	13.1
断層最短距離(km)	9.8	9.8
震源断層面積(km ²)	878.21	878.21
地震モーメント(Nm)	4.29×10 ¹⁹	4.29×10 ¹⁹
平均すべり量(m)	1.41	1.41
平均応力降下量(MPa)	4.02	3.10
短周期レベル(Nm/s ²)※	1.86×10 ¹⁹	1.74×10 ¹⁹
アスペリティ応力降下量(MPa)	12.37	14.09
アスペリティ面積(km ²)	285.22	193.21
アスペリティ面積比(%)	32.5	22.0
アスペリティ地震モーメント(Nm)	2.79×10 ¹⁹	1.89×10 ¹⁹
アスペリティ平均すべり量(m)	2.825	2.825

※ 壇・他(2001)による関係式 ($A=4\pi r_s \Delta\sigma_a \beta^2$) を用いてアスペリティのみを対象に算出。凡例はパラメータ表参照。

地震動評価結果の比較

○採用している震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）とアスペリティ面積比22%、平均応力降下量3.1MPaで設定した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の統計的グリーン関数法による地震動評価結果の比較から、両者の地震動レベルは同程度となっていることを確認した。



＜断層モデルを用いた手法による地震動評価結果の比較（応答スペクトル）＞
（採用している震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）、アスペリティ面積比22%、平均応力降下量3.1MPaで設定した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）（破壊開始点1～4））

・ 統計的グリーン関数法による。

補足説明資料③-16

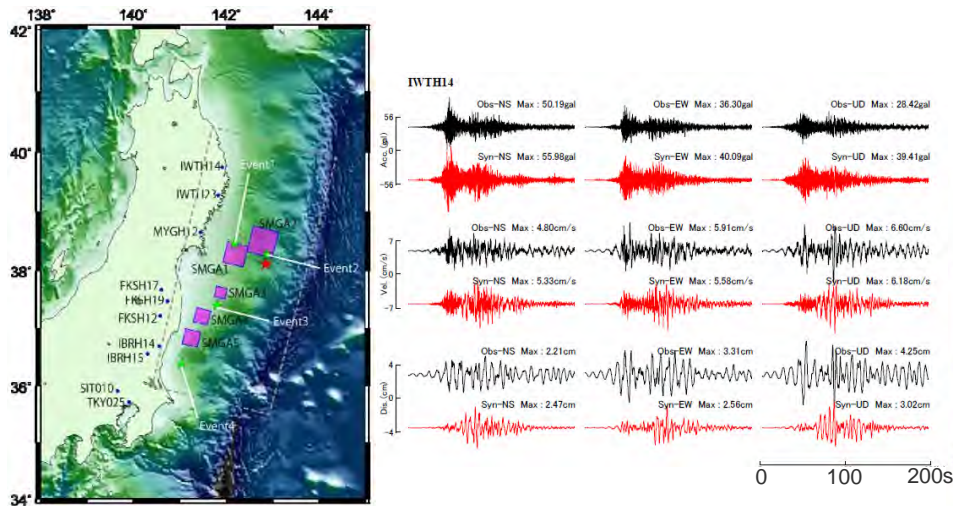
プレート間地震の破壊伝播速度の影響検討

プレート間地震の破壊伝播速度の文献調査

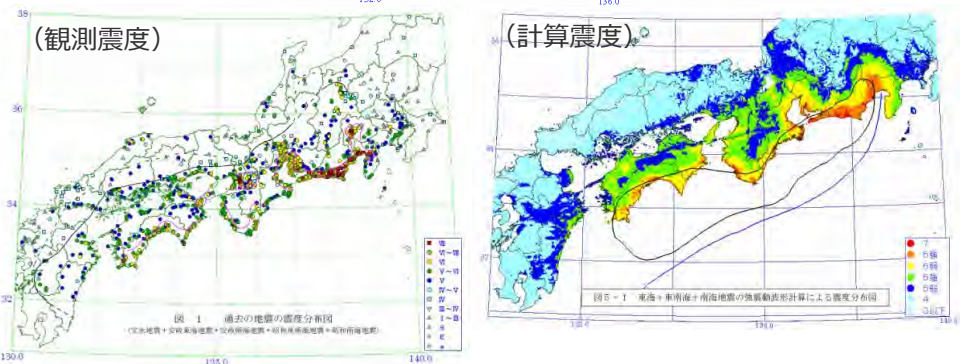
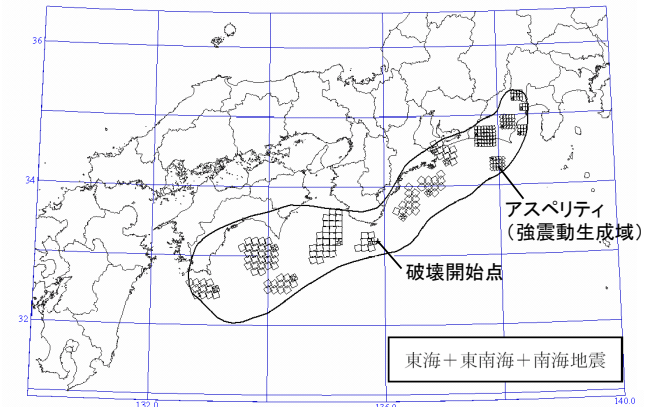
- 破壊伝播速度 V_r に関する知見として、強震波形及び震度分布との比較・検討により妥当性が確認された特性化震源モデルや、長周期の地震波形及び津波波形等を対象として推定された震源インバージョン解析結果がある。
- ここでは、国内外で発生したプレート間地震の特性化震源モデル及び震源インバージョン解析結果を対象として、破壊伝播速度 V_r に関する知見を整理し、地震動評価への影響検討を行う。

<特性化震源モデルに関する知見>

- 特性化震源モデルの設定において、強震波形及び震度分布と計算結果との比較・検討により、破壊伝播速度 V_r を含めた断層パラメータの妥当性が確認されている。



<2011年東北地方太平洋沖地震 (Mw9.0) の特性化震源モデル (左) 及び観測波形と計算波形の比較 (右) >
(川辺・釜江(2013)による)



<宝永タイプの地震の強震断層モデル (上) 及び観測震度と計算震度の比較 (下) >
(中央防災会議(2003b)による)

プレート間地震の破壊伝播速度の文献調査

(特性化震源モデルに関する知見)

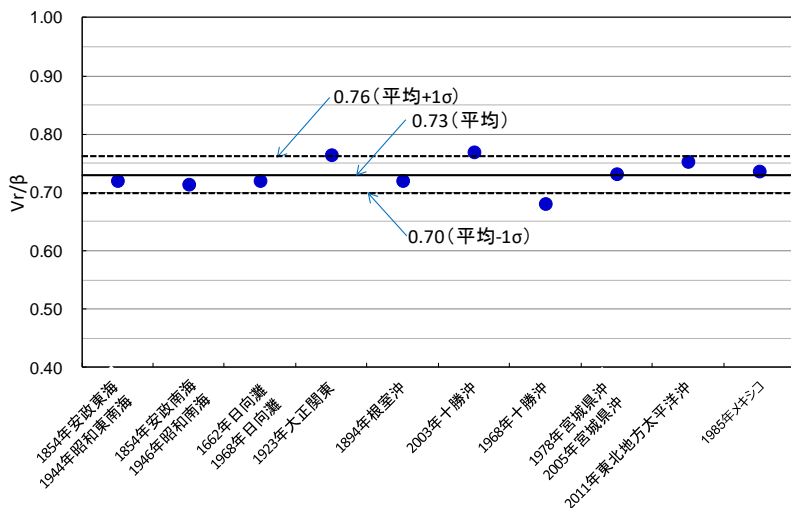
＜特性化震源モデルを対象としたプレート間地震の V_r/β ＞

地震名	Mw	V_r/β		比較対象	出典
		地震別	文献別		
(1) 南海トラフ沿いの地震					
1854年安政東海 1944年昭和東南海 (駿河湾・東海域)	8.0 8.2	0.72	0.72	震度分布	中央防災会議(2001b・2003b)
1854年安政南海 1946年昭和南海 (南海域)	8.4	0.71	0.72	震度分布	中央防災会議(2003b)
			0.71	強震波形、震度分布	釜江(1996)
1662年日向灘 1968年日向灘 (日向灘域)	7.6 7.5	0.72	0.72	強震波形、震度分布	地震調査委員会(2005c)
(2) 相模トラフ沿いの地震					
1923年大正関東	8.0	0.76	0.81	震度分布	壇・他(2000)
			0.72	震度分布	内閣府(2013)
(3) 千島海溝・日本海溝沿いの地震					
1894年根室沖	8.3	0.72	0.72	震度分布	中央防災会議(2005)
			0.90	強震波形	釜江・川辺(2004)
2003年十勝沖	8.2	0.77	0.74	強震波形	Kamae and Kawabe(2004)
			0.72	震度分布	中央防災会議(2005)
			0.72	強震波形、震度分布	地震調査委員会(2004)
1968年十勝沖 (三陸北部)	8.3	0.68	0.64	震度分布	地震調査委員会(2004)
			0.72	震度分布	中央防災会議(2005)
1978年宮城県沖 2005年宮城県沖	7.6 7.5	0.73	0.72	強震波形	中央防災会議(2005)
			0.70	強震波形	Suzuki and Iwata(2007)
			0.78	強震波形	Kamae(2006)
2011年東北地方太平洋沖	9.0	0.75	0.90	強震波形	Asano and Iwata(2012)
			0.77	強震波形	諸井(2013)
			0.5-0.75	強震波形	佐藤(2012)
			0.72	強震波形	川辺・釜江(2013)
(4) 世界の地震(メキシコの地震)					
1985年メキシコ	8.1	0.74	0.76	強震波形	Hisada(2000)
			0.75	強震波形	Campillo et al.(1989)
			0.70	強震波形	Dan and Sato(1999)

＜特性化震源モデルに関する知見＞

○国内外で発生したプレート間地震の特性化震源モデルを対象として、破壊伝播速度 V_r とS波速度 β の比率 V_r/β を整理した結果、平均は0.73(標準偏差0.03)となった。

⇒当社の地震動評価で用いる $V_r/\beta=0.72$ と上記整理による $V_r/\beta=0.73$ (標準偏差0.03)は同程度となっているが、念のため、 $V_r/\beta=0.76$ (平均値+標準偏差)とした場合の地震動評価を行い、その影響を確認する。

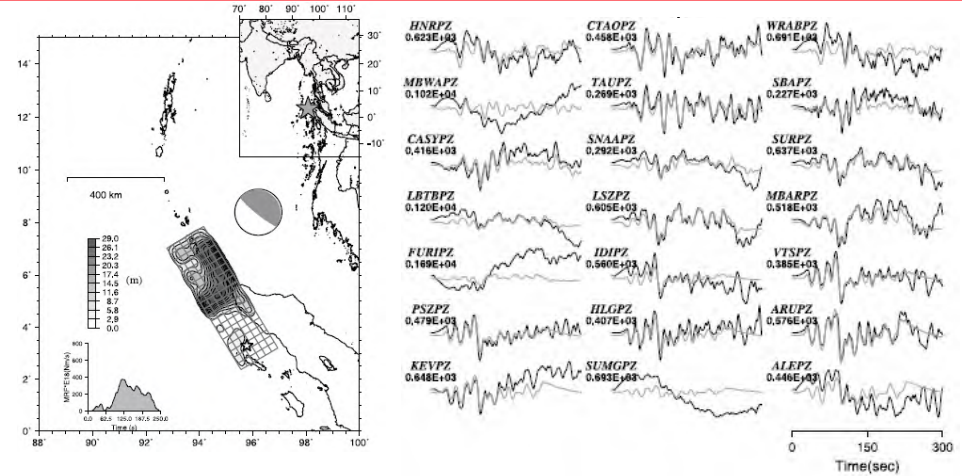


V_r/β : 平均0.73, 標準偏差0.03

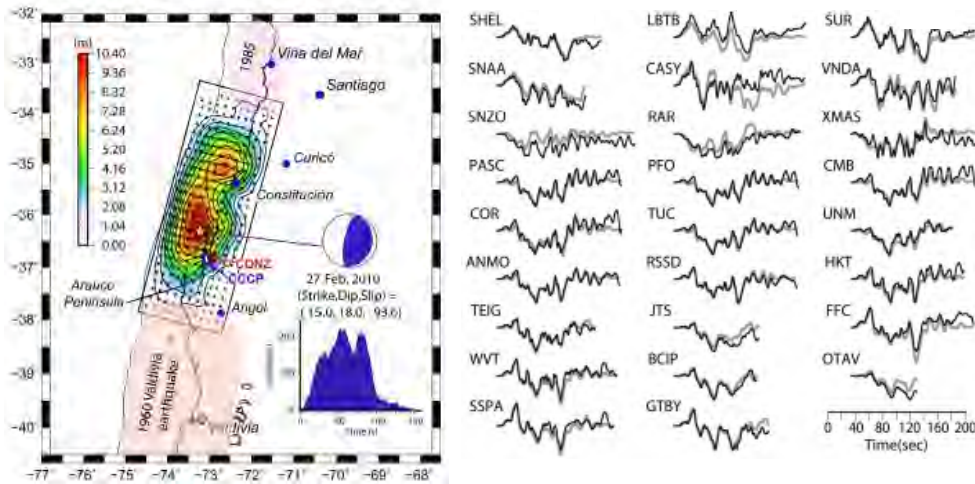
<震源インバージョン解析に関する知見>

○震源インバージョン解析では、震源断層面を設定した上で、観測波形*と理論波形がフィッティングするよう、破壊伝播速度やすべり量等の各パラメータが推定される。

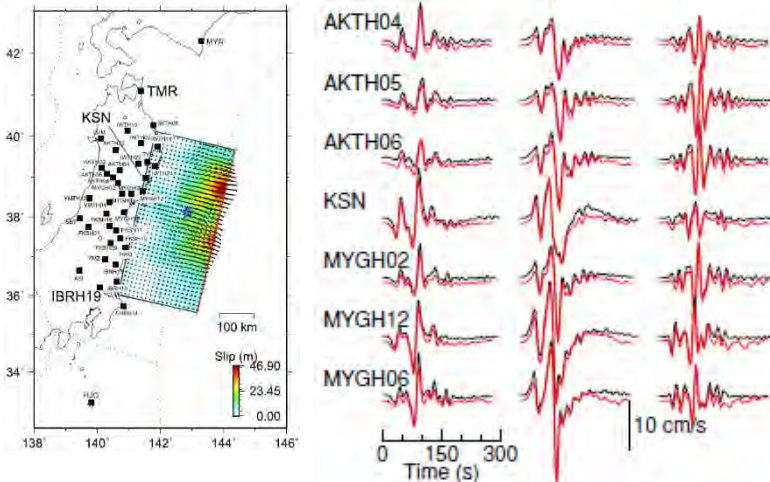
*ここで対象とする観測波形は、遠地実体波、近地強震波形、表面波とし、対象周期は数秒以上の長周期である。



<震源インバージョン解析による2004年スマトラ島沖地震 (Mw9.1) の最終すべり分布 (左) 及び観測波形と理論波形の比較 (右) の例> (八木(2004)による)



<震源インバージョン解析による2010年チリ地震 (Mw8.8) の最終すべり分布 (左) 及び観測波形と理論波形の比較 (右) の例> (Pulido et al.(2011)による)



<震源インバージョン解析による2011年東北地方太平洋沖地震 (Mw9.0) の最終すべり分布 (左) 及び観測波形と理論波形の比較 (右) の例> (Yoshida et al.(2011)による)

破壊伝播速度の文献調査

(震源インバージョン解析に関する知見)

<震源インバージョン解析を対象としたM9クラスのプレート間地震のVr>

<震源インバージョン解析に関する知見>

○国内外で発生したM9クラスのプレート間地震の震源インバージョン解析結果を対象として、破壊伝播速度Vrを整理した結果、2004年スマトラ島沖地震（Mw9.1）で2.4km/s程度、2010年チリ地震（Mw8.8）で2.6km/s程度、2011年東北地方太平洋沖地震（Mw9.0）で2.3km/s程度となった。

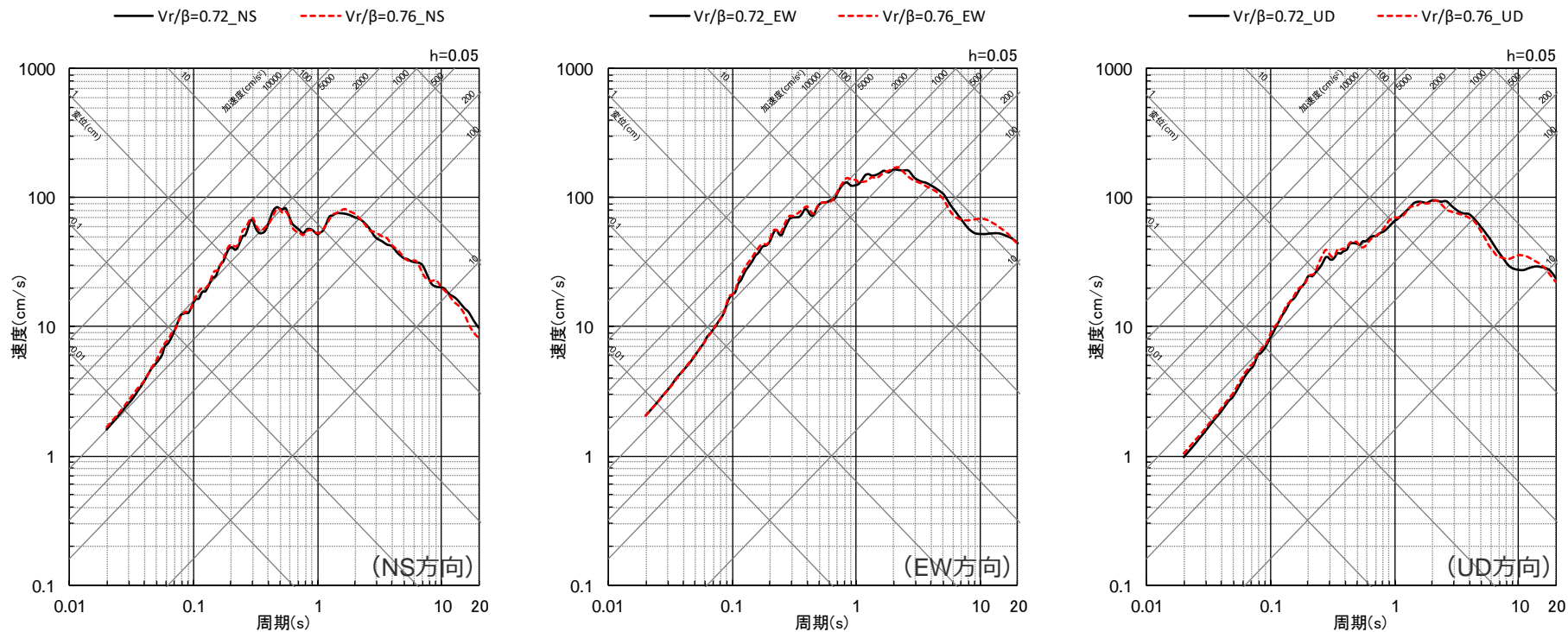
⇒上記整理によるM9クラスのプレート間地震のVr（2.3km/s, 2.4km/s, 2.6km/s）は当社の地震動評価で用いるVr（2.7km/s($Vr/\beta=0.72$ ））と同程度で、若干小さな値となっており、地震動評価への影響はないと考えられる。

地震名	Mw	Vr		対象波形	出典
		地震別	文献別		
2004年スマトラ島沖	9.1	2.4	2.2	表面波	Vallee(2007)
			2.0-2.7	遠地地震波等	Guilbert et al.(2005)
			2.5	遠地実体波	八木(2004)
2010年チリ	8.8	2.6	2.6	遠地実体波	Pulido et al.(2010)
			2.8	遠地実体波	Pulido et al.(2011)
			2.6	遠地地震波等	Delouis et al.(2010)
			2.5	近地強震波形等	Ruiz et al.(2012)
			2.0-2.5	遠地実体波 表面波	Lay et al.(2010)
2011年東北地方太平洋沖	9.0	2.3	1.5	遠地実体波 表面波	Shao et al.(2011)
			2.5	遠地実体波 表面波	Hayes(2011)
			2.5	遠地実体波等	Yokota et al.(2011)
			3.2	近地強震波形	鈴木・他(2011)
			2.2	近地強震波形	Yoshida et al.(2011)
			2.2	近地強震波形	芝・他(2012)
			2.0	近地強震波形	Honda et al.(2011)

プレート間地震の破壊伝播速度の影響検討

(地震動評価結果の比較)

○基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）を対象として、破壊伝播速度が $V_r/\beta=0.72$ （当社の地震動評価）の場合と $V_r/\beta=0.76$ （平均値+標準偏差）の場合の統計的グリーン関数法による地震動評価を行った結果、両者はほぼ一致し、破壊伝播速度による影響はないことを確認した。

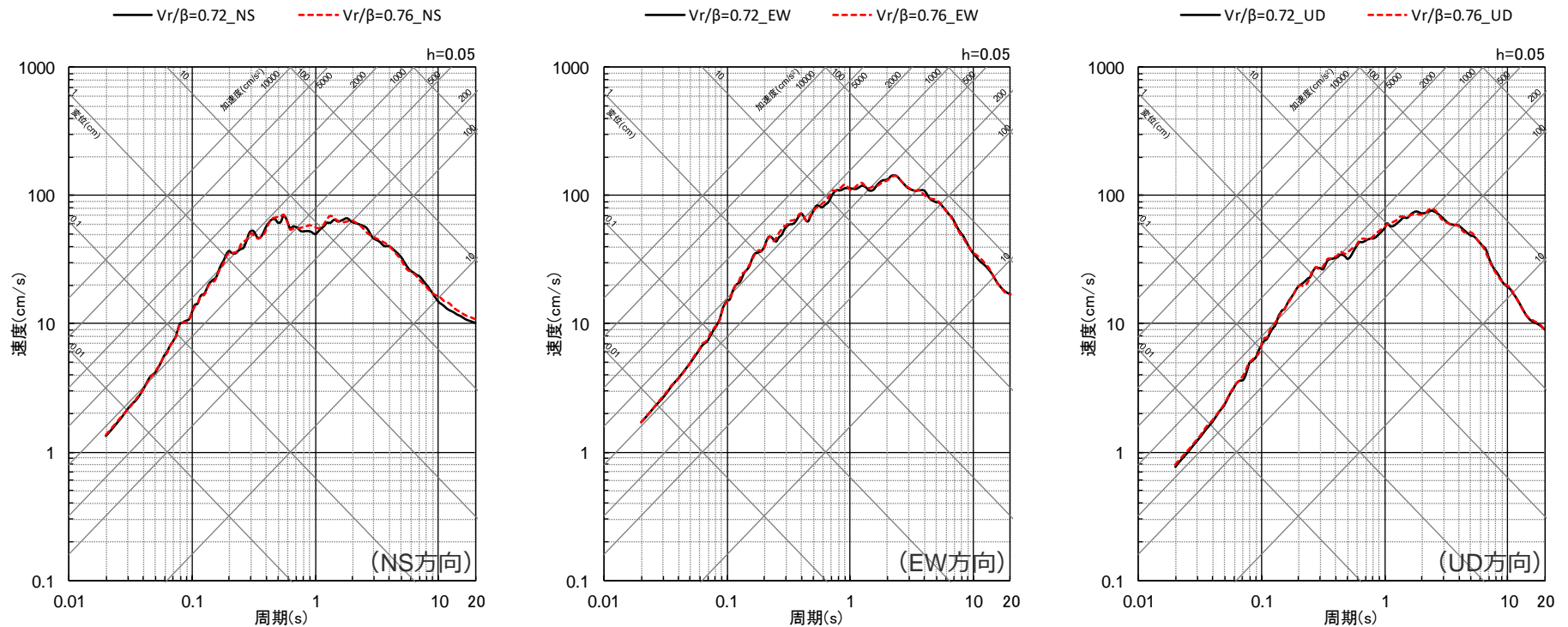


<各破壊伝播速度の地震動評価結果（平均応答スペクトル）の比較>
(基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）（破壊開始点1）)

プレート間地震の破壊伝播速度の影響検討

(地震動評価結果の比較)

○基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）を対象として、破壊伝播速度が $V_r/\beta=0.72$ （当社の地震動評価）の場合と $V_r/\beta=0.76$ （平均値+標準偏差）の場合の統計的グリーン関数法による地震動評価を行った結果、両者はほぼ一致し、破壊伝播速度による影響はないことを確認した。

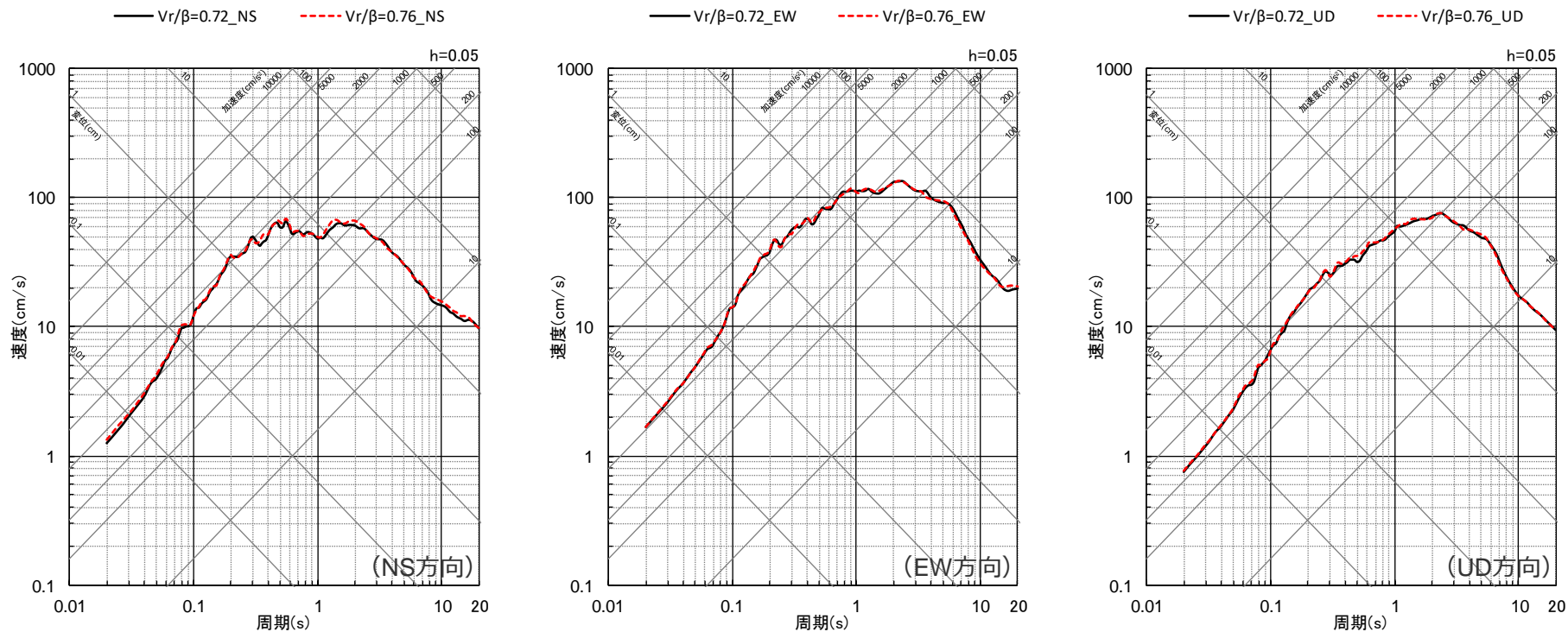


<各破壊伝播速度の地震動評価結果（平均応答スペクトル）の比較>
(基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）（破壊開始点2）)

プレート間地震の破壊伝播速度の影響検討

(地震動評価結果の比較)

○基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）を対象として、破壊伝播速度が $V_r/\beta=0.72$ （当社の地震動評価）の場合と $V_r/\beta=0.76$ （平均値+標準偏差）の場合の統計的グリーン関数法による地震動評価を行った結果、両者はほぼ一致し、破壊伝播速度による影響はないことを確認した。



<各破壊伝播速度の地震動評価結果（平均応答スペクトル）の比較>
(基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）（破壊開始点3）)

強震波形を比較対象とした場合の破壊伝播速度の整理

○前述のとおり、特性化震源モデルに関する知見については、強震波形及び震度波形を比較対象として破壊伝播速度を整理したが、強震波形を比較対象とした場合の破壊伝播速度について整理する。

- ・強震波形を比較対象とした場合、 V_r/β は平均0.74（標準偏差0.03）。
- ・参考に震度分布を比較対象とした場合、 V_r/β は平均0.72（標準偏差0.02）。

⇒上記整理による V_r/β は、前述の強震波形及び震度分布を比較対象とした V_r/β の整理結果（ $V_r/\beta=0.73$ （標準偏差0.03））と同程度であることを確認した。

<強震波形を比較対象とした V_r/β >
(特性化震源モデルに関する知見)

地震名	Mw	V_r/β		出典
		地震別	文献別	
(1) 南海トラフ沿いの地震				
1946年昭和南海 (南海域)	8.4	0.71	0.71	釜江(1996)
1968年日向灘 (日向灘域)	7.5	0.72	0.72	地震調査委員会(2005c)
(3) 千島海溝・日本海溝沿いの地震				
2003年十勝沖	8.2	0.79	0.90	釜江・川辺(2004)
			0.74	Kamae and Kawabe(2004)
			0.72	地震調査委員会(2004a)
1978年宮城県沖 2005年宮城県沖	7.6 7.5	0.73	0.72	中央防災会議(2005)
			0.70	Suzuki and Iwata(2007)
			0.78	Kamae(2006)
2011年東北地方太平洋沖	9.0	0.75	0.90	Asano and Iwata(2012)
			0.77	諸井(2013)
			0.5-0.75	佐藤(2012)
			0.72	川辺・釜江(2013)
(4) 世界の地震 (メキシコの地震)				
1985年メキシコ	8.1	0.74	0.76	Hisada(2000)
			0.75	Campillo et al.(1989)
			0.70	Dan and Sato(1999)

V_r/β : 平均0.74, 標準偏差0.03

<震度分布を比較対象とした V_r/β >
(特性化震源モデルに関する知見)

地震名	Mw	V_r/β		出典
		地震別	文献別	
(1) 南海トラフ沿いの地震				
1854年安政東海 1944年昭和東南海 (駿河湾・東海域)	8.0 8.2	0.72	0.72	中央防災会議(2001b・2003b)
				0.72
1854年安政南海 1946年昭和南海 (南海域)	8.4	0.71	0.71	釜江(1996)
			0.71	神田・他(2004)
			0.72	地震調査委員会(2005c)
1662年日向灘 1968年日向灘 (日向灘域)	7.6 7.5	0.72	0.72	地震調査委員会(2005c)
(2) 相模トラフ沿いの地震				
1923年大正関東	8.0	0.77	0.81	壇・他(2000)
			0.72	内閣府(2013)
(3) 千島海溝・日本海溝沿いの地震				
1894年根室沖	8.3	0.72	0.72	中央防災会議(2005)
2003年十勝沖	8.2	0.72	0.72	中央防災会議(2005)
			0.72	地震調査委員会(2004a)
1968年十勝沖 (三陸北部)	8.3	0.68	0.64	地震調査委員会(2004a)
			0.72	中央防災会議(2005)

V_r/β : 平均0.72, 標準偏差0.02

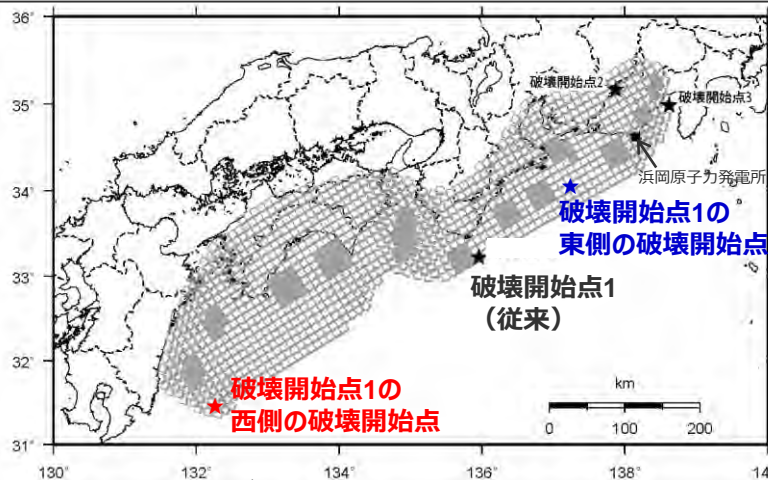
補足説明資料③-17

プレート間地震の破壊開始点の影響検討及び小断層の分割に関する検討

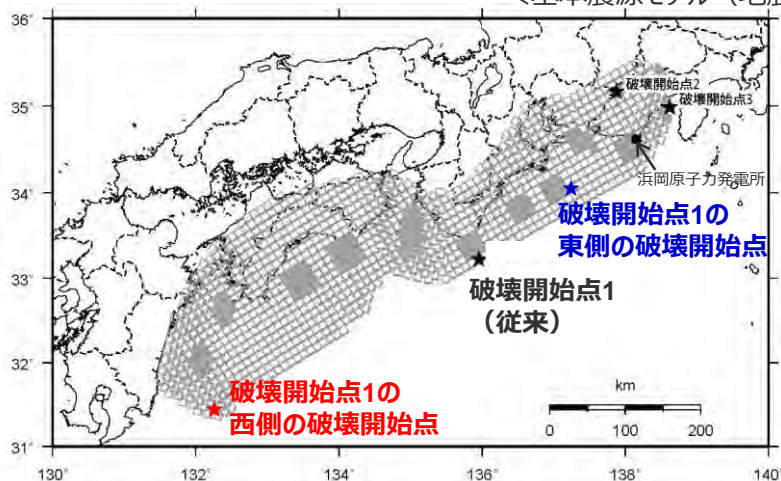
検討概要

- 基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）及び強震動生成域の位置の不確かさを考慮した震源モデル（直下ケース①及び直下ケース②）（地震動の顕著な増幅を考慮しない）を対象として、破壊開始点1の東側、西側にそれぞれ破壊開始点を設定して地震動評価（統計的グリーン関数法と波数積分法のハイブリッド合成法*）を行い、破壊開始点1の地震動評価結果と比較する。

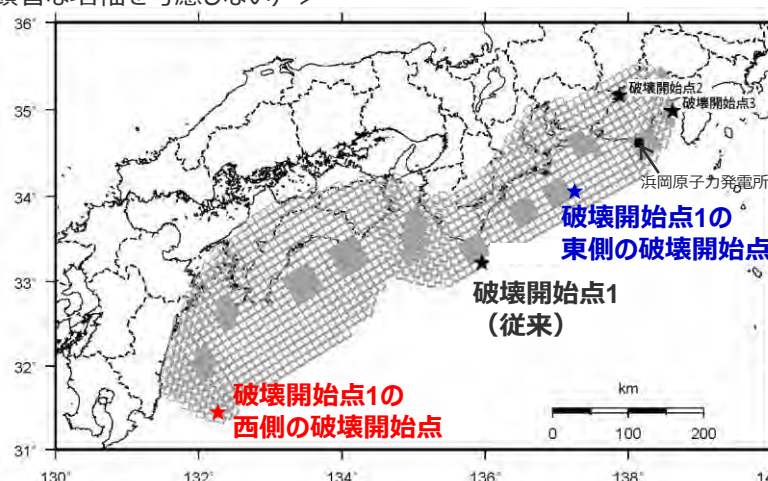
※ハイブリッド接続周期：4秒



＜基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）＞



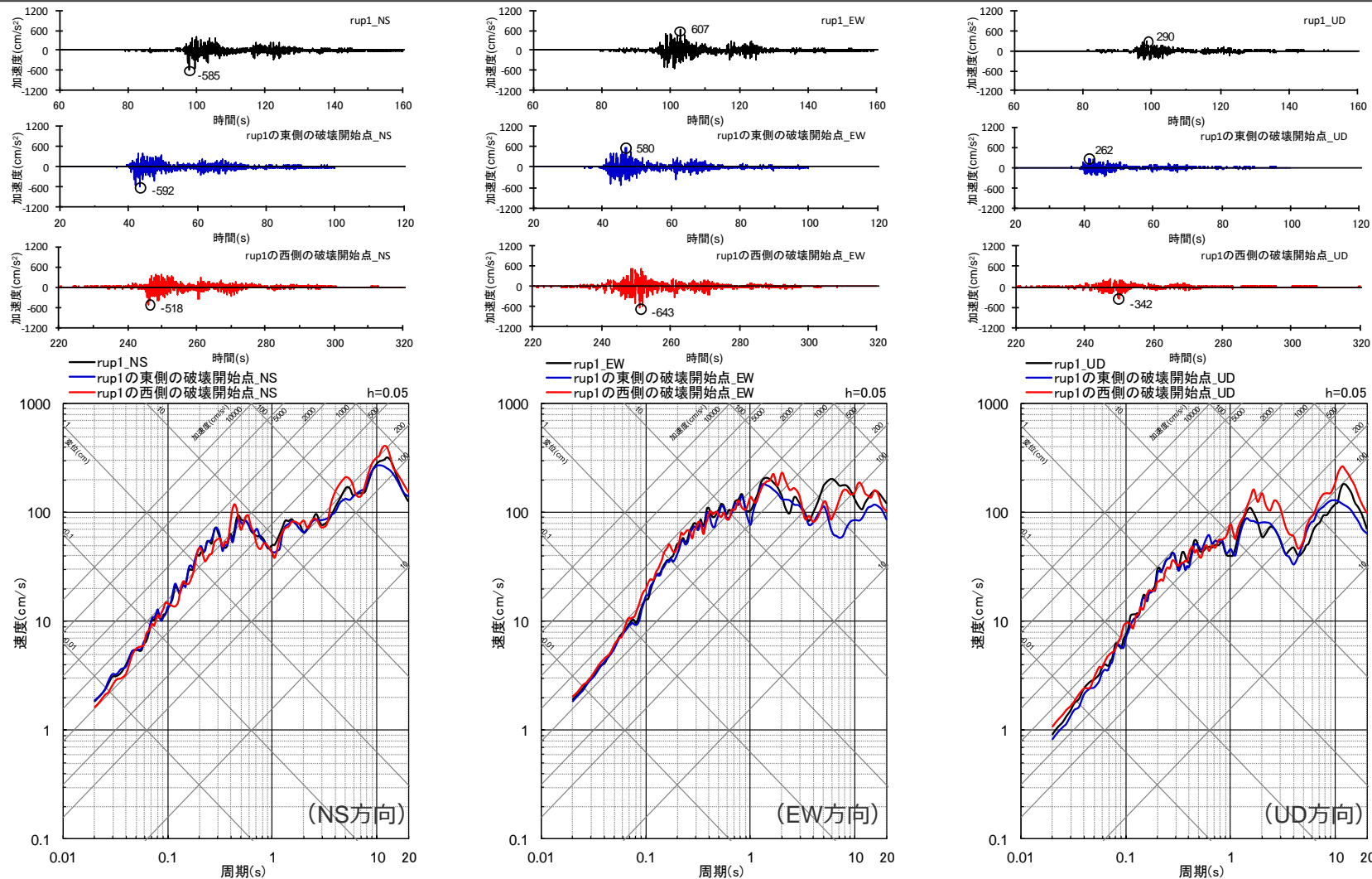
＜強震動生成域の位置の不確かさを考慮した震源モデル（直下ケース①）（地震動の顕著な増幅を考慮しない）＞



＜強震動生成域の位置の不確かさを考慮した震源モデル（直下ケース②）（地震動の顕著な増幅を考慮しない）＞

<補足説明資料③-17 プレート間地震の破壊開始点の影響検討及び小断層の分割に関する検討> 基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）

○ 基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）について、破壊開始点1の東側、西側にそれぞれ破壊開始点を設定した地震動評価結果は、特に短周期において、破壊開始点1の地震動評価結果と同程度であることを確認した。

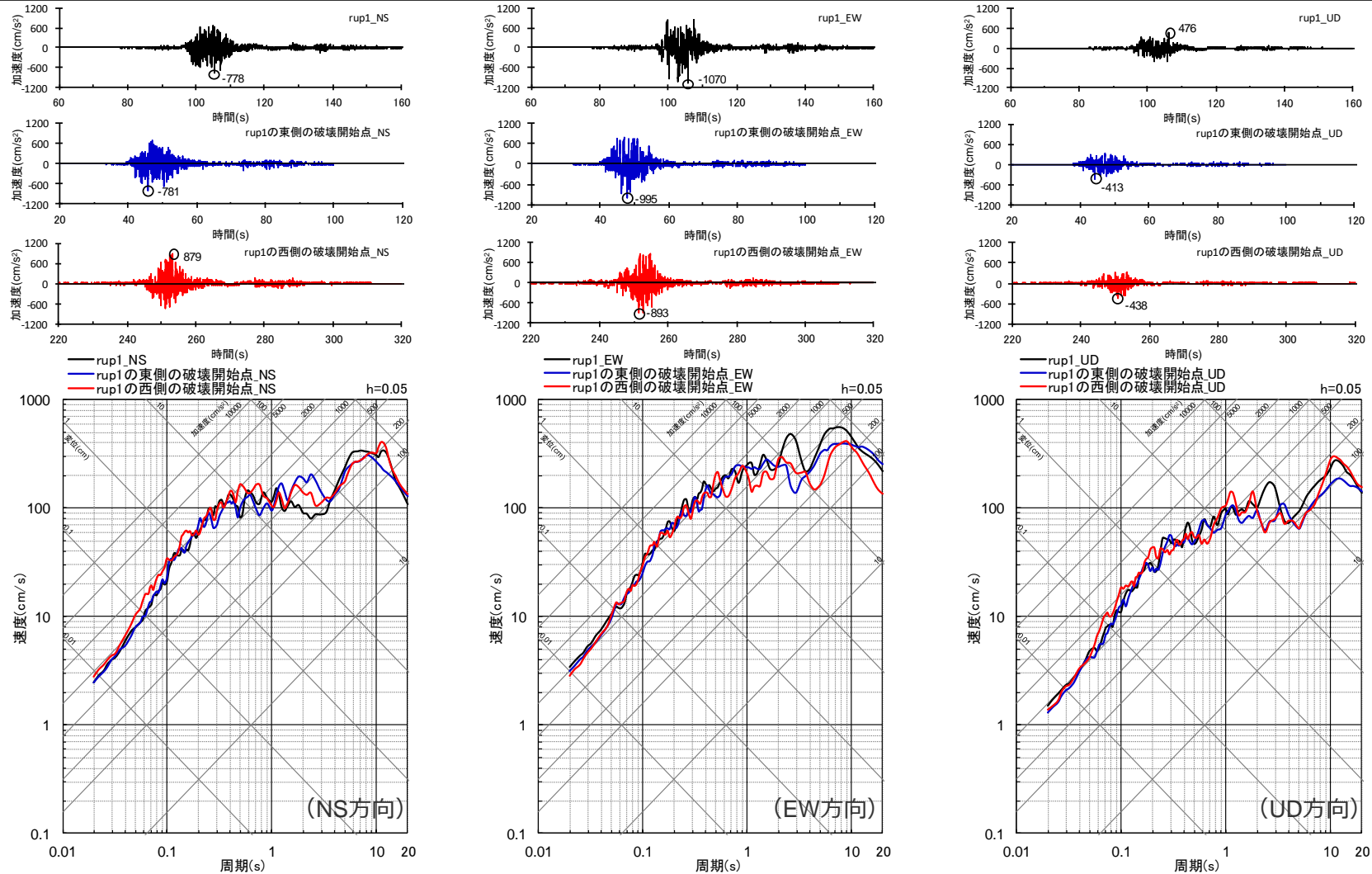


<各破壊開始点の地震動評価結果の比較（上段：加速度時刻歴波形、下段：応答スペクトル）>（基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない））

強震動生成域の位置の不確かさを考慮した震源モデル（直下ケース①）

（地震動の顕著な増幅を考慮しない）

○強震動生成域の位置の不確かさを考慮した震源モデル（直下ケース①）（地震動の顕著な増幅を考慮しない）について、破壊開始点1の東側、西側にそれぞれ破壊開始点を設定した地震動評価結果は、特に短周期において、破壊開始点1の地震動評価結果と同程度であることを確認した。

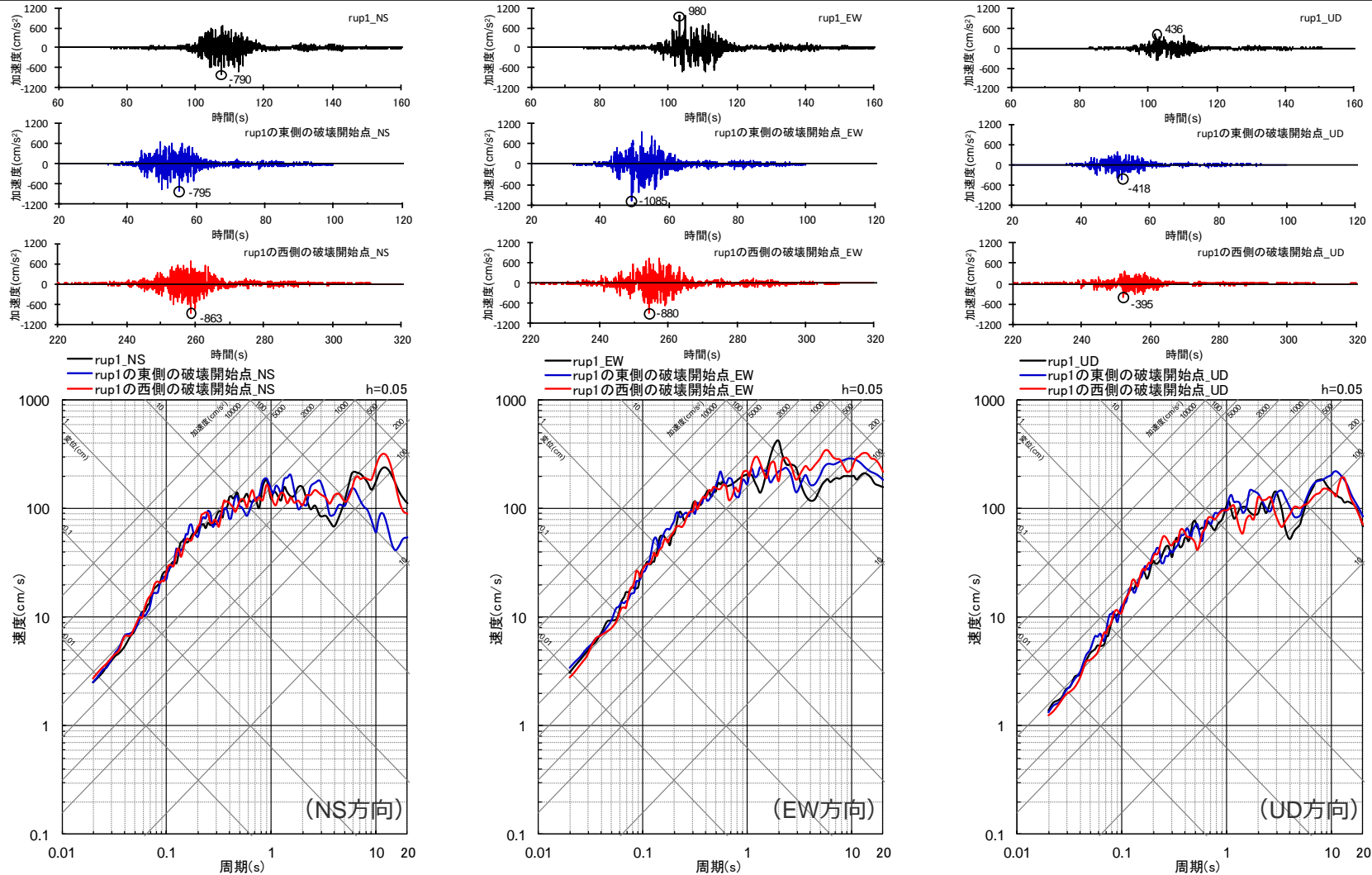


＜各破壊開始点の地震動評価結果の比較（上段：加速度時刻歴波形、下段：応答スペクトル）＞

（強震動生成域の位置の不確かさを考慮した震源モデル（直下ケース①）（地震動の顕著な増幅を考慮しない））

＜補足説明資料③-17 プレート間地震の破壊開始点の影響検討及び小断層の分割に関する検討＞
強震動生成域の位置の不確かさを考慮した震源モデル（直下ケース②）
（地震動の顕著な増幅を考慮しない）

○強震動生成域の位置の不確かさを考慮した震源モデル（直下ケース②）（地震動の顕著な増幅を考慮しない）について、破壊開始点1の東側、西側にそれぞれ破壊開始点を設定した地震動評価結果は、特に短周期において、破壊開始点1の地震動評価結果と同程度であることを確認した。



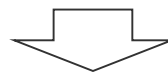
＜各破壊開始点の地震動評価結果の比較（上段：加速度時刻歴波形、下段：応答スペクトル）＞

（強震動生成域の位置の不確かさを考慮した震源モデル（直下ケース②）（地震動の顕著な増幅を考慮しない））

小断層の分割に関する検討

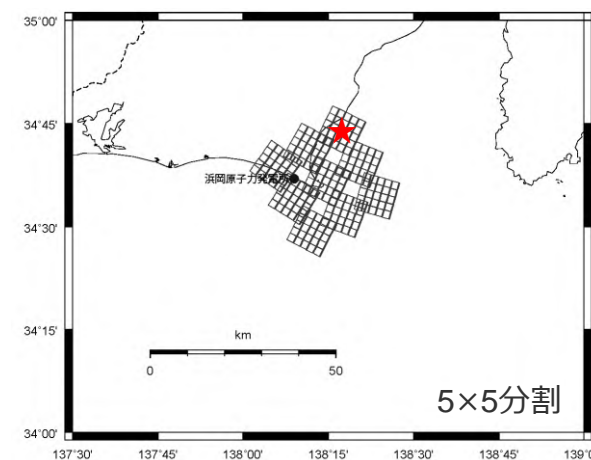
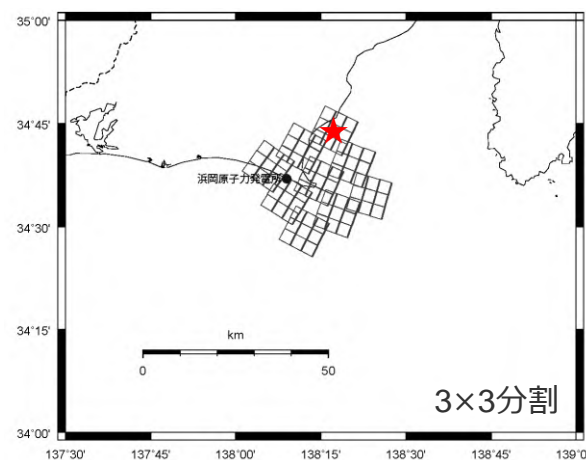
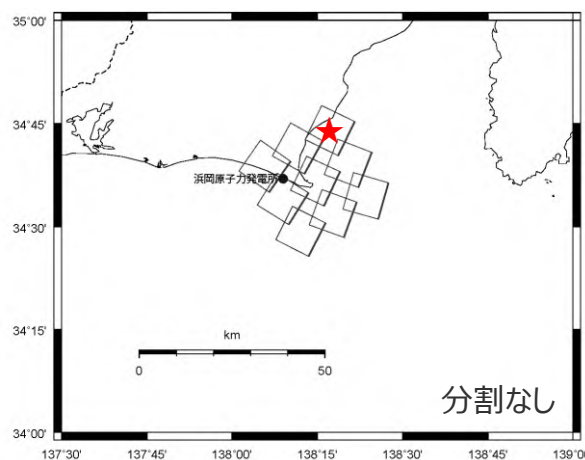
(概要)

○統計的グリーン関数法および波数積分法における「小断層の分割に関する検討」及び「小断層の分割を踏まえた破壊開始点の影響検討」を行う。



小断層の分割に関する検討 (概要)

- 小断層の分割について、統計的グリーン関数法（短周期）では、内閣府(2012)による小断層と同様、10km四方（分割なし）とし、波数積分法（長周期）では、内閣府(2012)による小断層を3×3分割している。
- 以降では、この小断層の分割の妥当性を確認するため、敷地の地震動に支配的となる敷地下方の強震動生成域（東海SMGA①（直下ケース②））を対象として、小断層の分割なし、3×3分割、5×5分割とした場合の地震動評価（統計的グリーン関数法および波数積分法）を行い、その結果を比較・検討する。



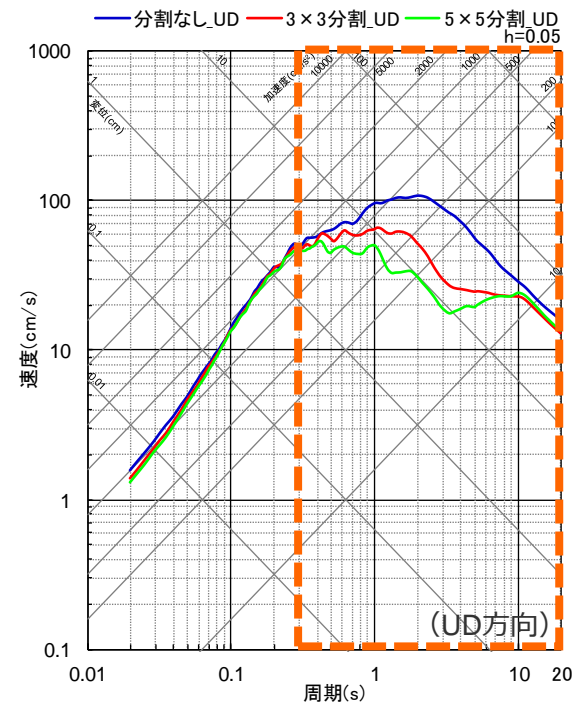
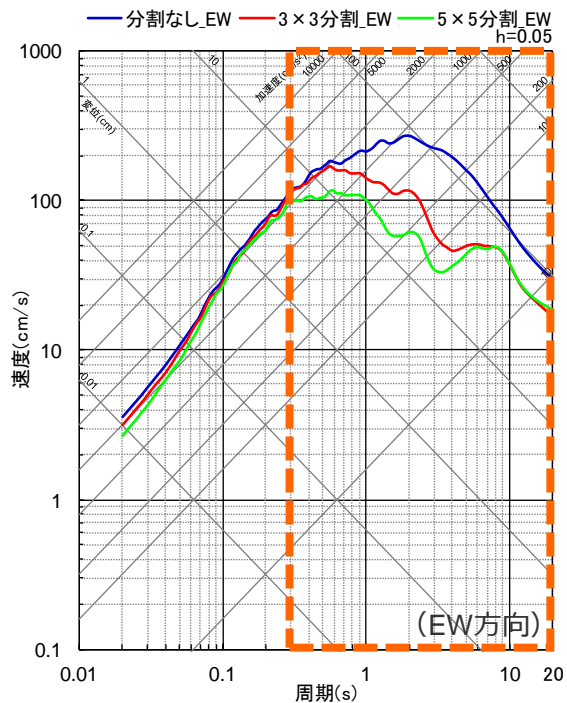
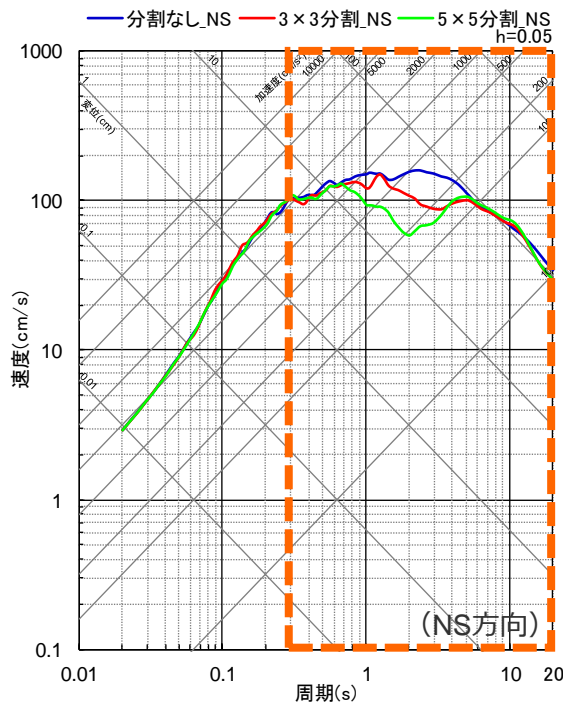
★：破壊開始点

<東海SMGA①（直下ケース②）における小断層の分割>

小断層の分割に関する検討

(統計的グリーン関数法)

○統計的グリーン関数法の地震動評価結果（分割なし、3×3分割、5×5分割）によると、分割数を増やすことにより、周期0.3秒以下では地震動レベルが同程度となっているが、周期約0.3秒以上では地震動レベルが小さくなっている。



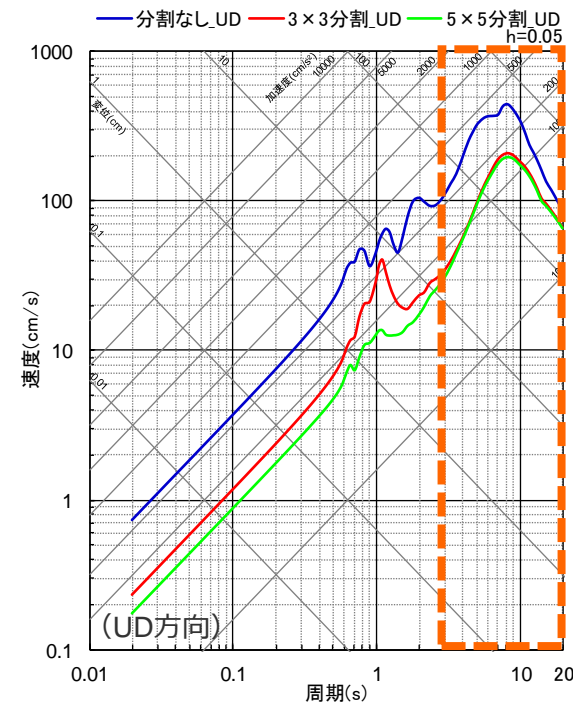
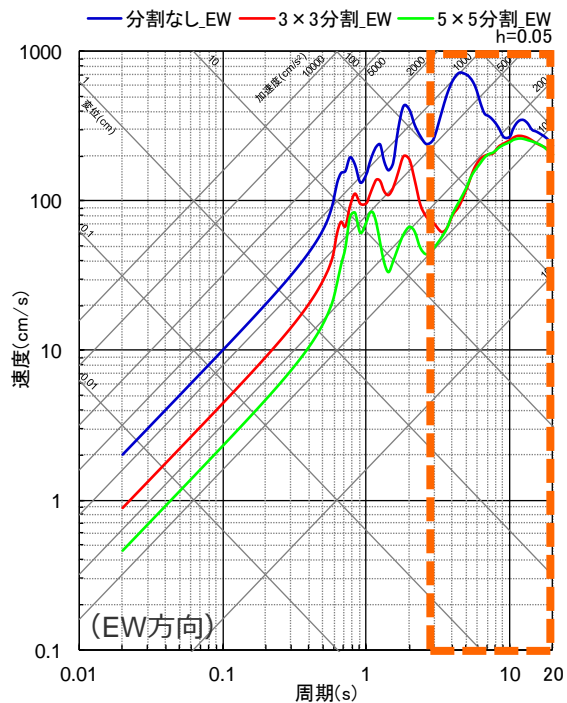
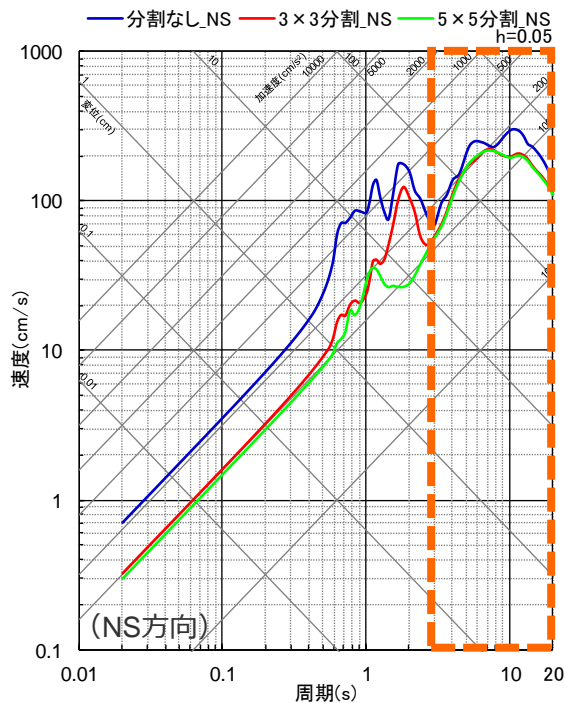
<小分割の分割数を変えた場合の地震動評価結果の比較（応答スペクトル）（統計的グリーン関数法）>

小断層の分割に関する検討

(波数積分法)

- 波数積分法の地震動評価結果（分割なし、3×3分割、5×5分割）によると、分割数を増やすことにより、長周期帯の地震動が安定し、周期約3秒以上では、3×3分割と5×5分割の地震動レベルは同程度となっている。
- 波数積分法では、地震動レベルが安定するように、小断層のサイズを設定する必要があり、上記検討結果から、小断層（10km四方）を3×3分割として地震動評価を行っている。

・ハイブリッド接続周期：4秒



<小分割の分割数を変えた場合の地震動評価結果の比較（応答スペクトル）（波数積分法）>

小断層の分割に関する検討

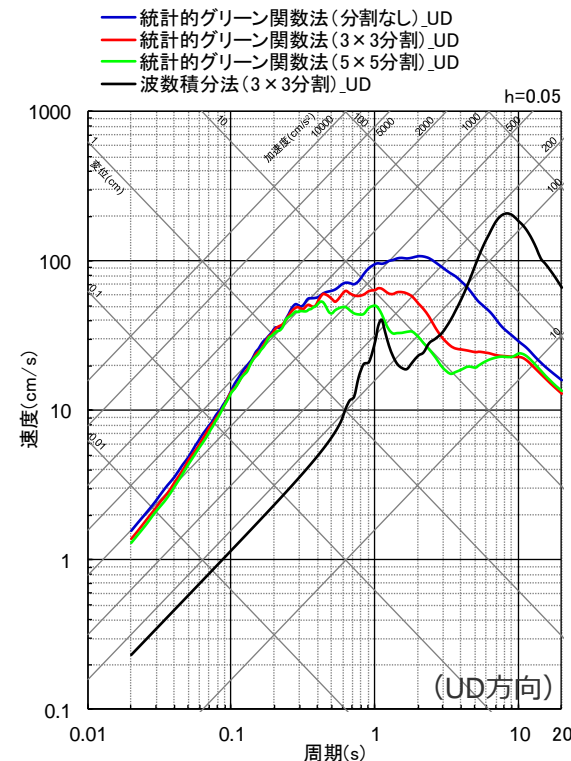
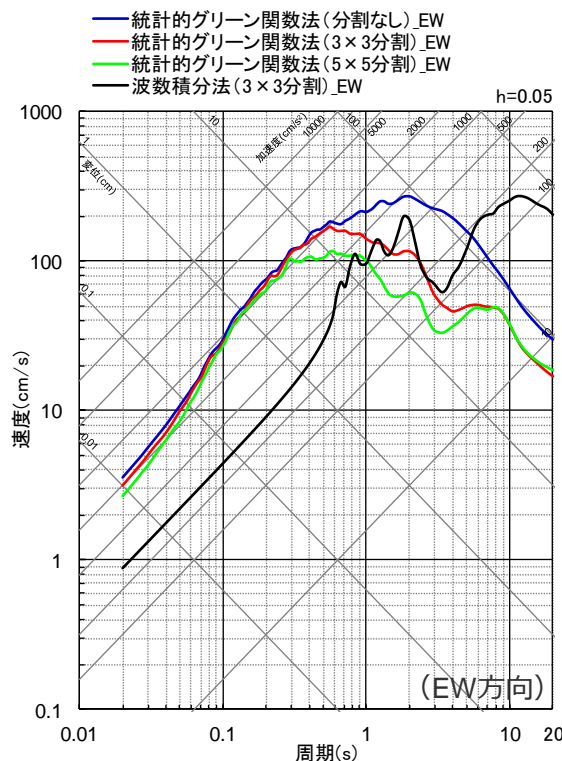
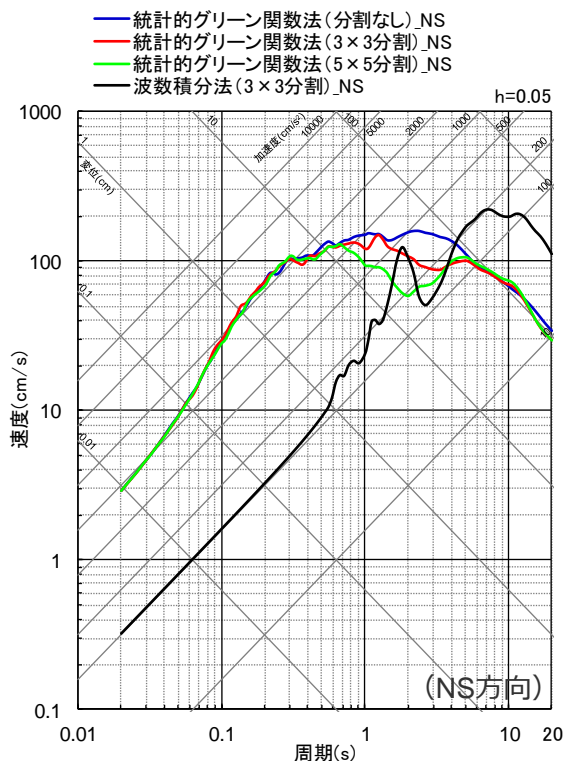
(統計的グリーン関数法及び波数積分法)

○統計的グリーン関数法の地震動評価結果（分割なし、3×3分割、5×5分割）と波数積分法の地震動評価結果（3×3分割）との関係から、中周期帯の落ち込みが生じないように、統計的グリーン関数法では、小断層を分割せず地震動評価を行い、波数積分法の地震動評価結果とのハイブリッド合成を行っている。



・ハイブリッド接続周期：4秒

統計的グリーン関数法（短周期）では小断層の分割なし、波数積分法（長周期）では小断層を3×3分割として地震動評価を行い、ハイブリッド合成を行うことは妥当であると評価した。



<統計的グリーン関数法（分割なし、3×3分割、5×5分割）及び波数積分法（3×3分割）による地震動評価結果の比較（応答スペクトル）>

小断層の分割を踏まえた破壊開始点の影響検討

(概要)

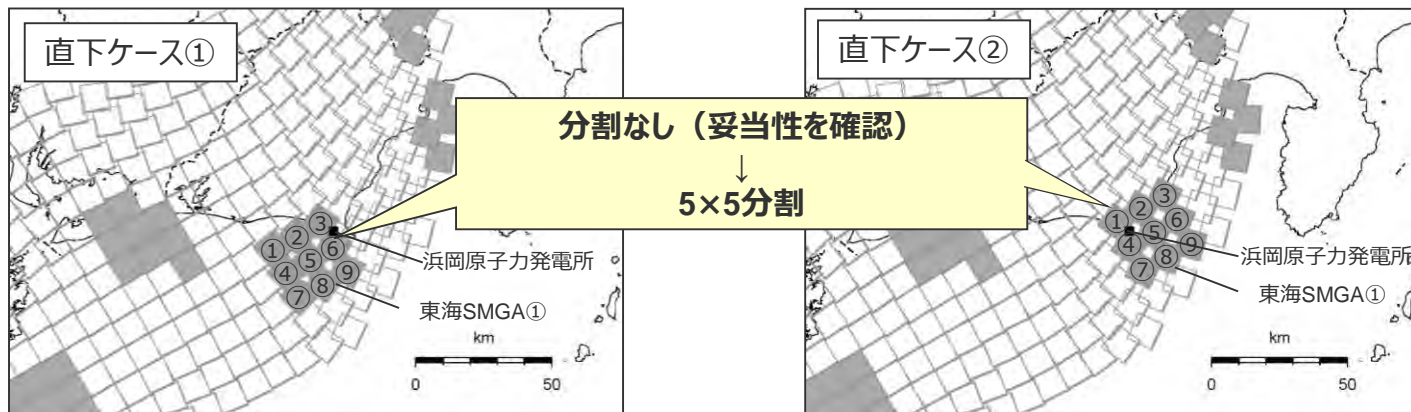
破壊開始点の影響検討（小断層分割なし）

- 敷地の地震動に支配的となる敷地下方の強震動生成域（東海SMGA①（直下ケース①及び直下ケース②））を対象として、各小断層から破壊が始まると想定し、計9通りの破壊開始点を設定して統計的グリーン関数法による地震動評価を行い、破壊開始点による影響検討を行う。
- 上記検討は、前述で小断層の分割の妥当性を示したとおり、小断層の分割なしで行う。

- 敷地の南西方向、北西方向、北東方向に破壊開始点1～3を設定することで、異なる破壊の伝播方向による影響を代表できることを確認。

小断層の分割を踏まえた破壊開始点の影響検討

- 小断層を5×5分割した上で、既往報告と同様、敷地下方の強震動生成域（東海SMGA①（直下ケース①及び直下ケース②））を対象として、計9通りの破壊開始点を設定して統計的グリーン関数法による地震動評価を行い、破壊開始点による影響検討を行う。



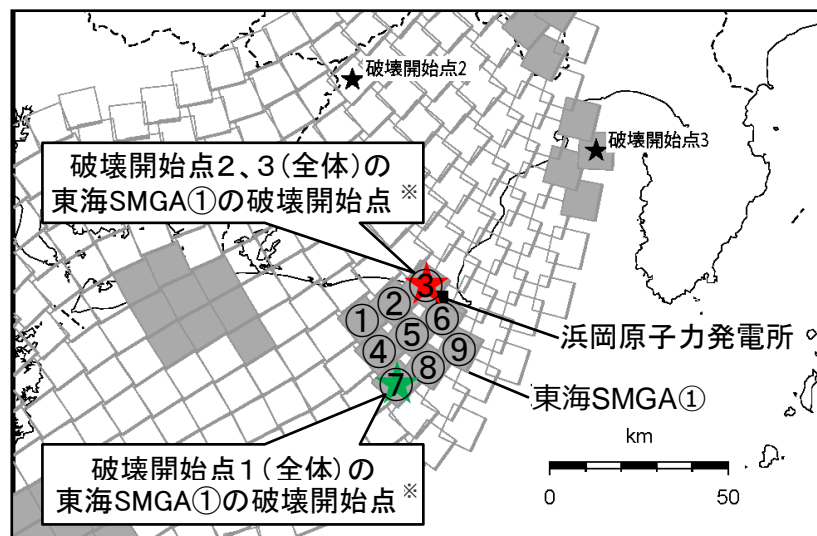
<東海SMGA①の破壊開始点（直下ケース①）>

<東海SMGA①の破壊開始点（直下ケース②）>

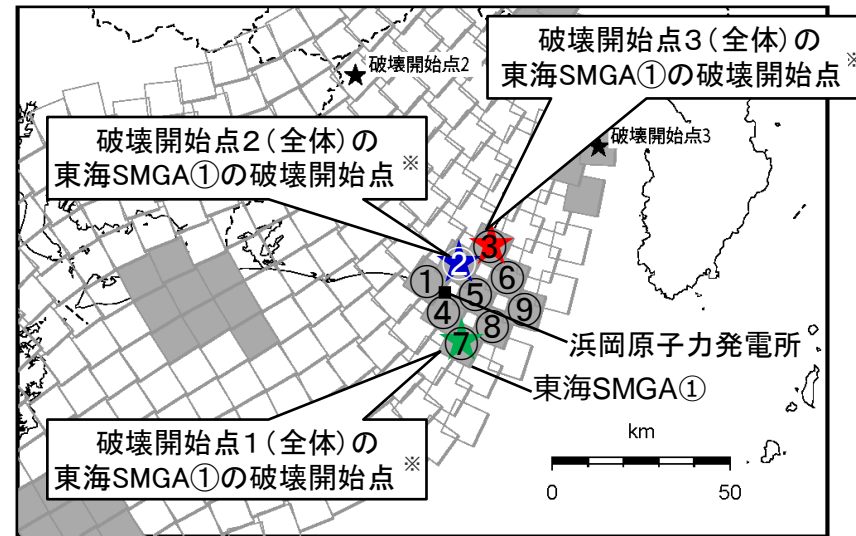
小断層の分割を踏まえた破壊開始点の影響検討

(分割なし)

- 検討用地震（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の地震動評価に際しては、異なる破壊の伝播方向による影響を検討するため、敷地の南西方向（破壊開始点1）、北西方向（破壊開始点2）、北東方向（破壊開始点3）にそれぞれ破壊開始点を設定している。
- 以降では、敷地への影響が最も大きい、強震動生成域を敷地下方に設定した強震動生成域の位置の不確かさを考慮した震源モデル（直下ケース①及び直下ケース②）（地震動の顕著な増幅を考慮しない）を対象として、破壊開始点の影響検討を行う。
- 具体的には、敷地の地震動は敷地下方に設定した強震動生成域が支配的となることから、この強震動生成域（東海SMGA①）を対象として、各小断層から破壊が開始すると想定し、計9通りの破壊開始点を設定して統計的グリーン関数法による地震動評価を行い、各評価結果を比較・検討する。



<東海SMGA①の破壊開始点（直下ケース①）>



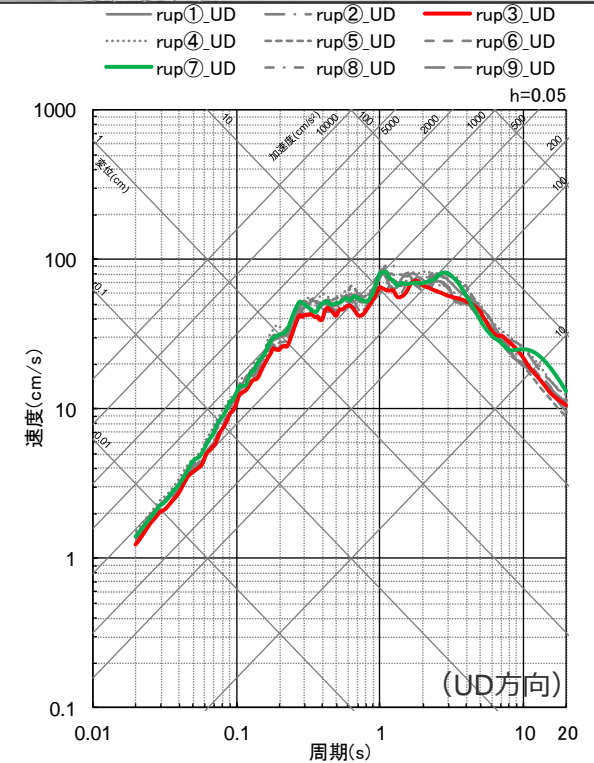
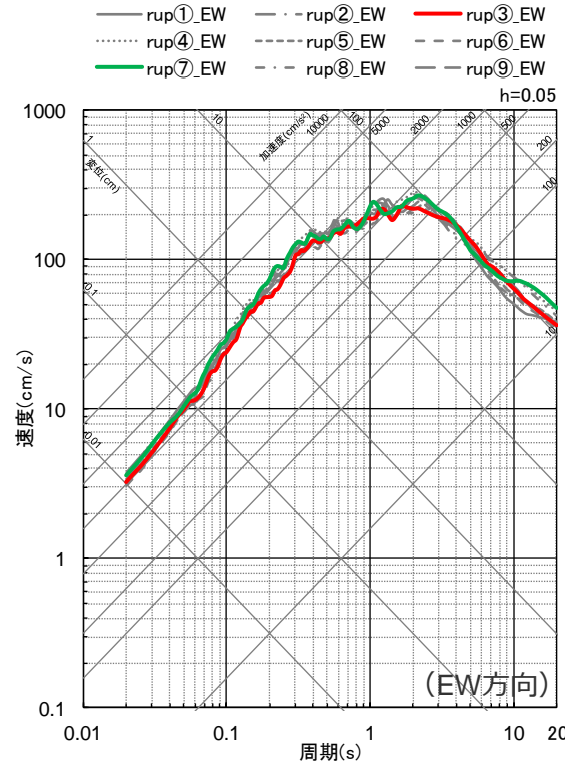
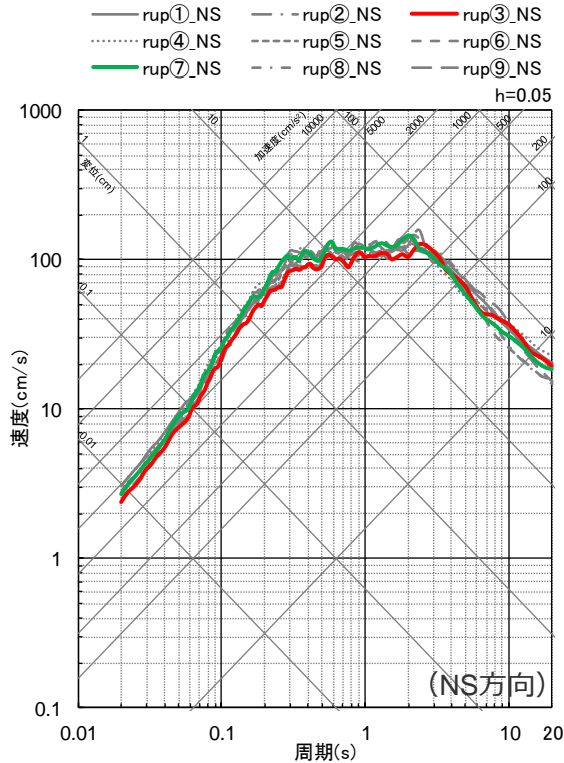
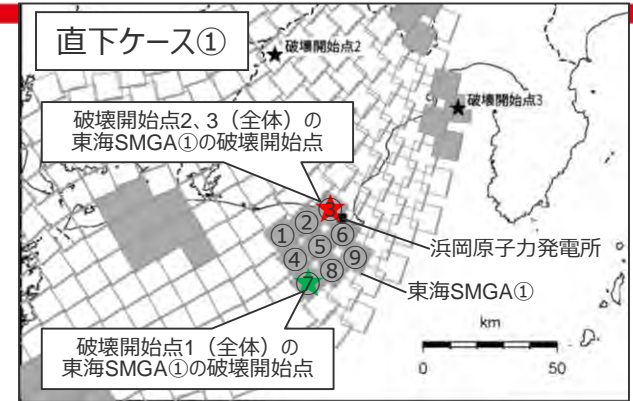
<東海SMGA①の破壊開始点（直下ケース②）>

※ プレート間地震の破壊伝播様式について、内閣府(2012)同様、マルチハイボセンター破壊を採用しており、破壊開始点1～3（全体）から震源断層面に沿って破壊が伝播し、東海SMGA①（敷地の地震動に支配的な強震動生成域）に最初に破壊が伝播した小断層を表す。

小断層の分割を踏まえた破壊開始点の影響検討

(分割なし)

○各破壊開始点の地震動評価結果は、いずれも同様となっている。

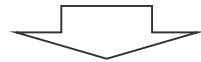


<各破壊開始点の地震動評価結果 (平均応答スペクトル) の比較 (応答スペクトル) > (直下ケース①)

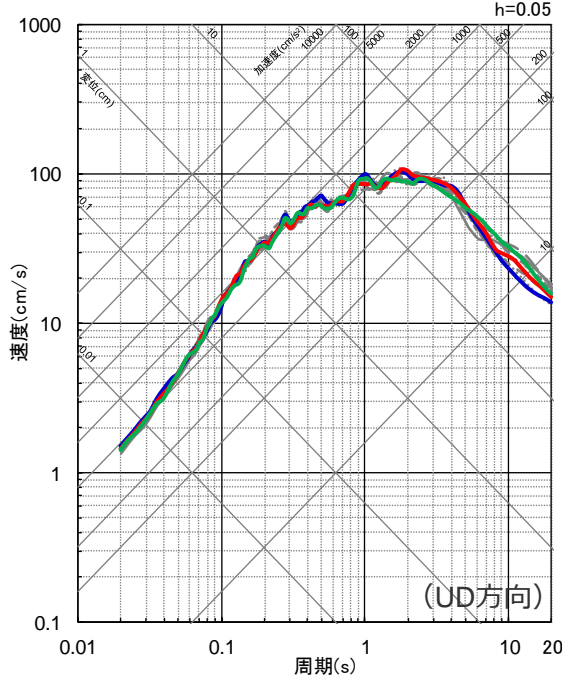
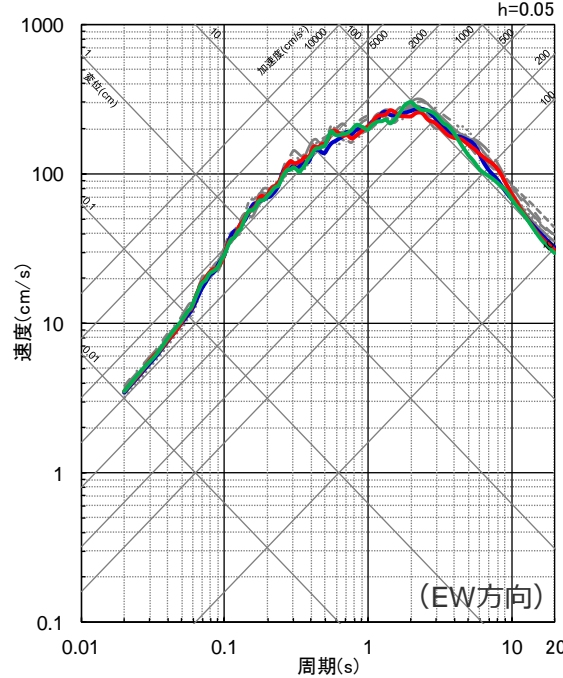
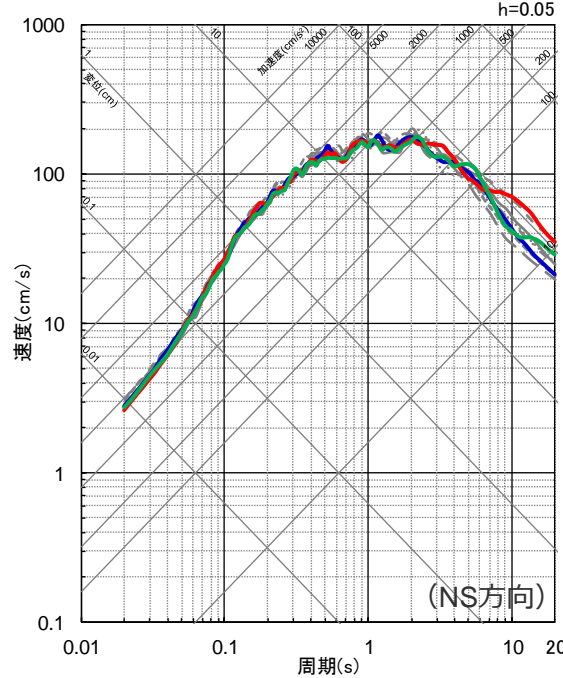
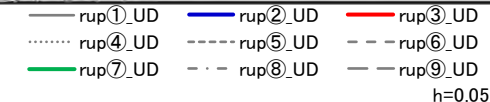
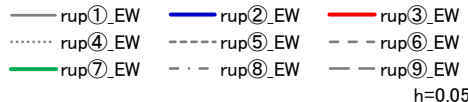
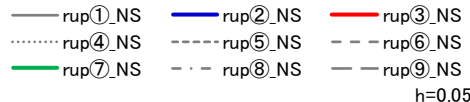
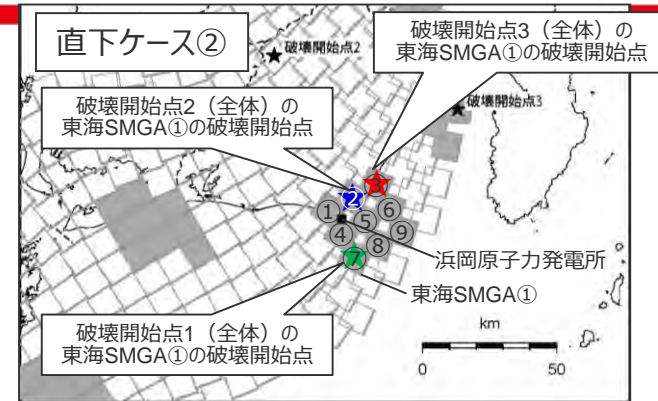
小断層の分割を踏まえた破壊開始点の影響検討

(分割なし)

○各破壊開始点の地震動評価結果は、いずれも同様となっている。



○敷地からプレート境界面までは十数km以上離れており破壊開始点による地震動への影響は小さく、敷地の南西方向、北西方向、北東方向に破壊開始点 1～3 を設定することで、異なる破壊の伝播方向による影響を代表できることを確認した。



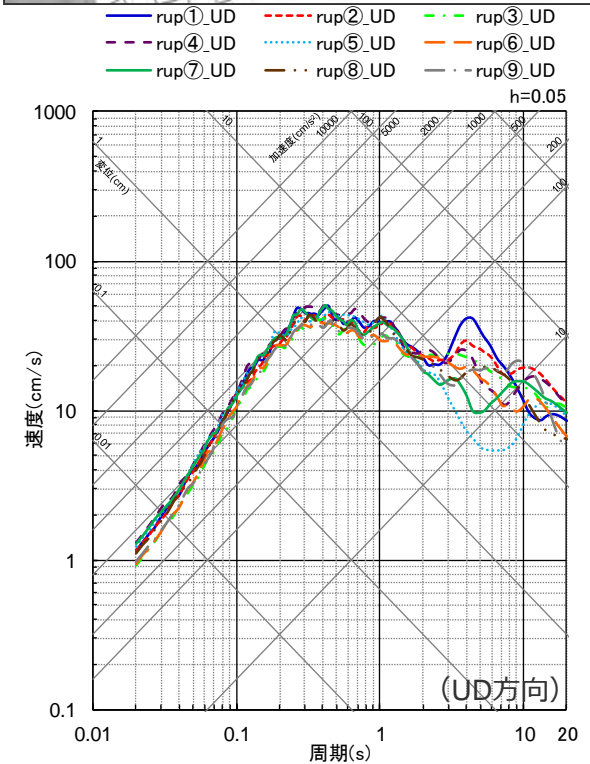
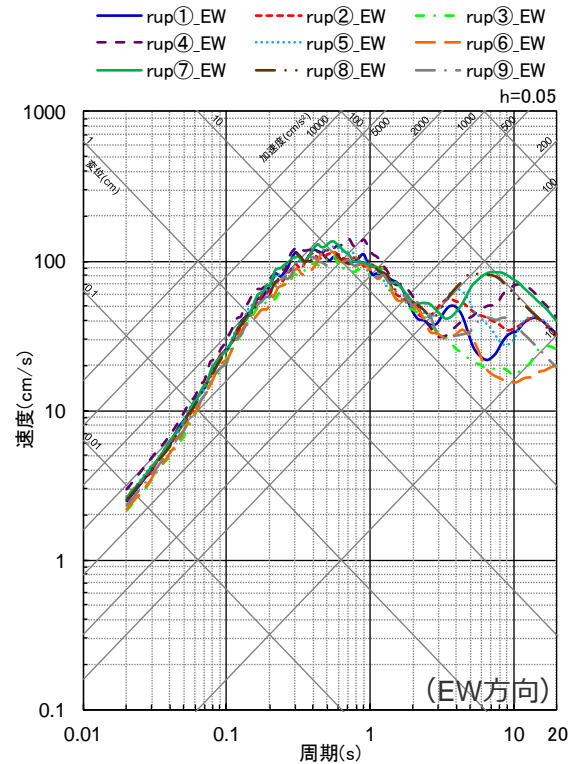
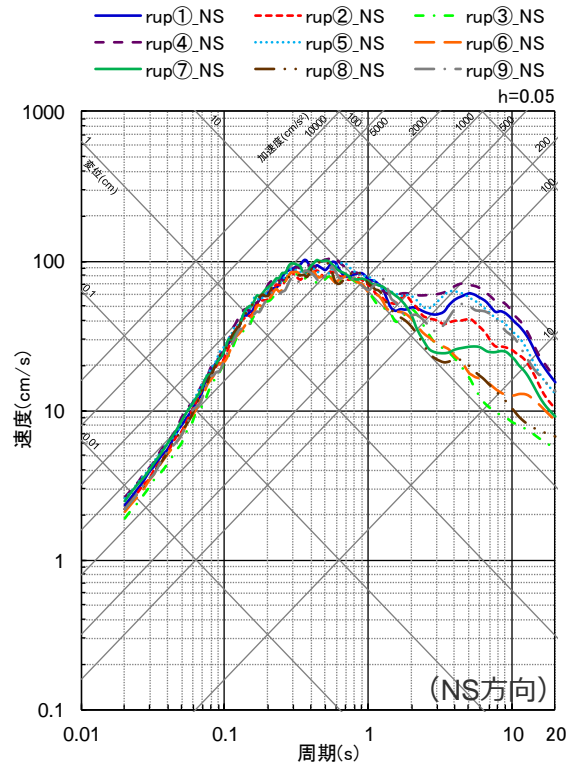
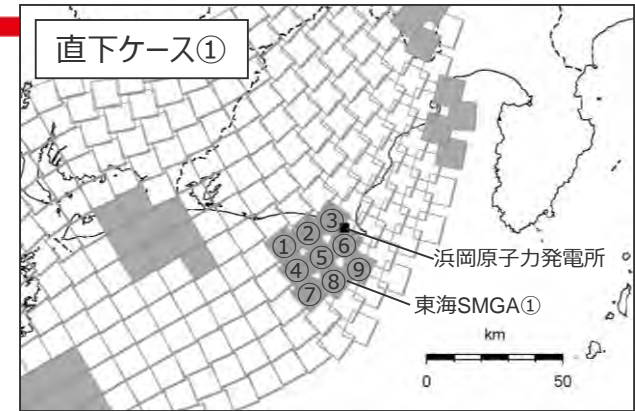
<各破壊開始点の地震動評価結果 (平均応答スペクトル) の比較 (応答スペクトル) > (直下ケース②)

・rup⑦が全体破壊開始点1、rup②が全体破壊開始点2、rup③が全体破壊開始点に対応。

小断層の分割を踏まえた破壊開始点の影響検討

(5×5分割)

○各破壊開始点の地震動評価結果は、長周期側ではばらつきが見られるものの、短周期側ではいずれも同様となっている。

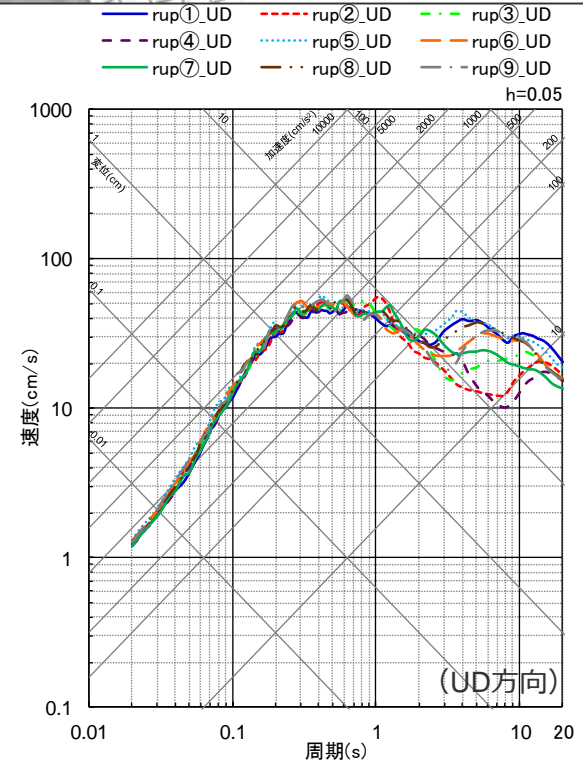
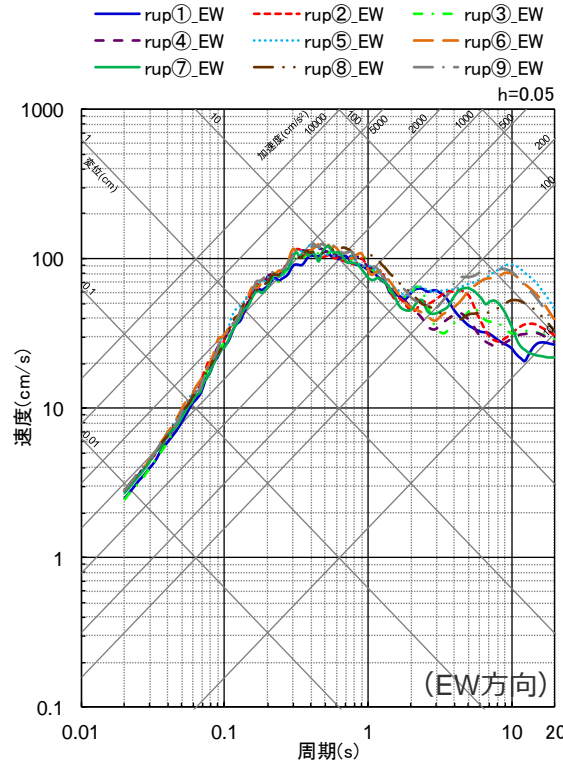
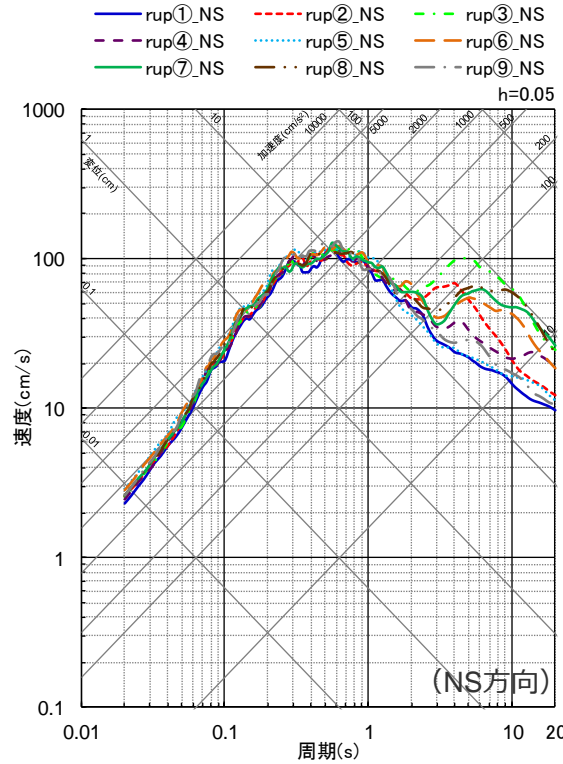
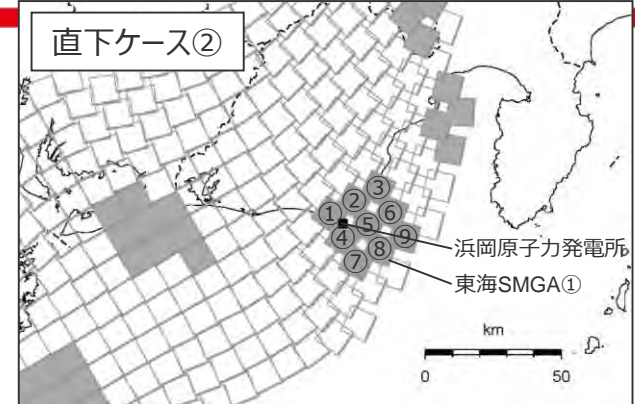


<各破壊開始点の地震動評価結果 (平均応答スペクトル) の比較> (直下ケース①)

小断層の分割を踏まえた破壊開始点の影響検討

(5×5分割)

○各破壊開始点の地震動評価結果は、長周期側ではばらつきが見られるものの、短周期側ではいずれも同様となっている。

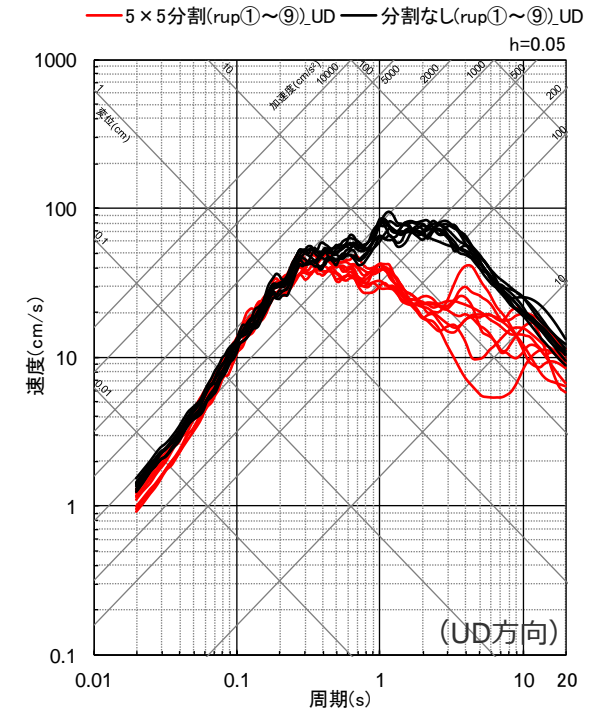
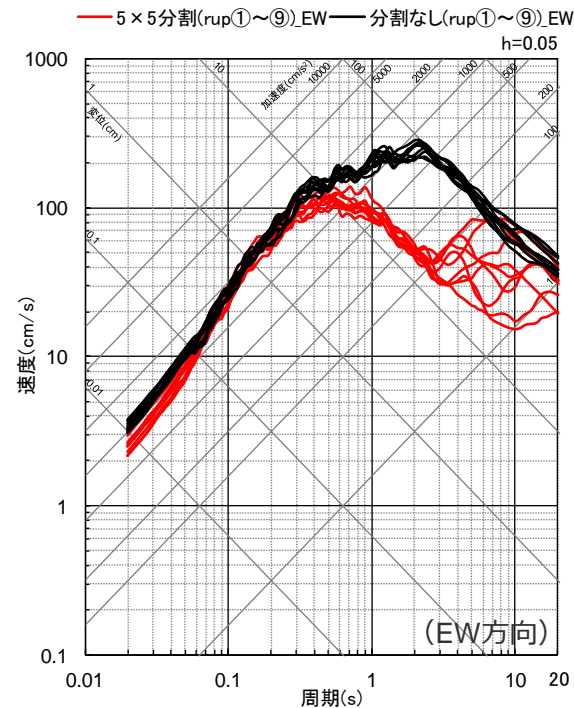
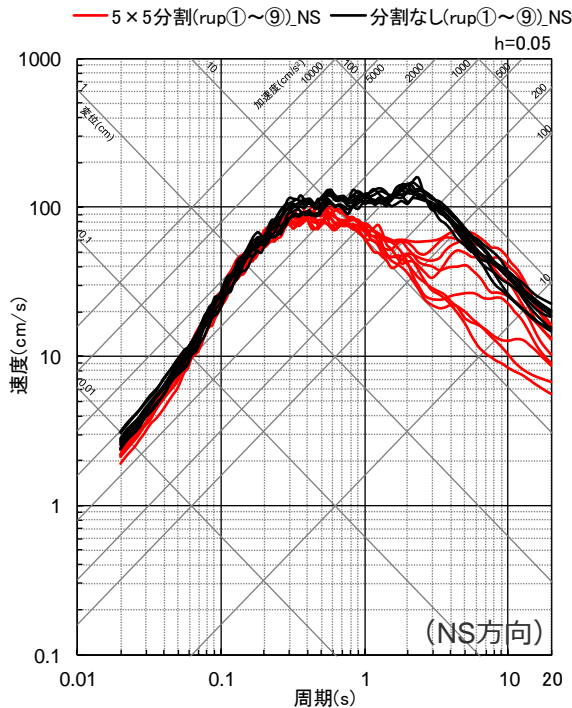
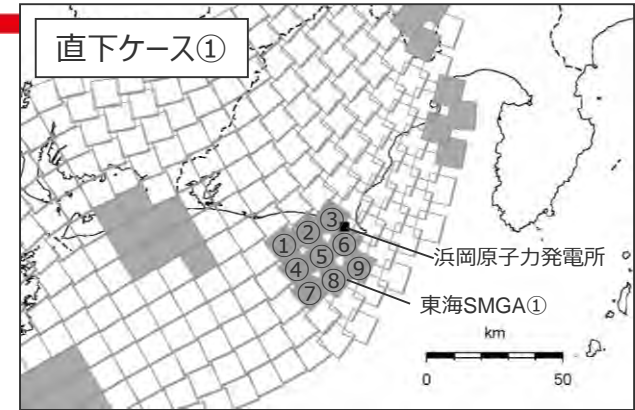


<各破壊開始点の地震動評価結果 (平均応答スペクトル) の比較> (直下ケース②)

小断層の分割を踏まえた破壊開始点の影響検討

(分割なしと5×5分割の比較)

○分割なし（既往報告）及び5×5分割（今回報告）における各破壊開始点の地震動評価結果を比較すると、分割なしの結果は5×5分割の結果を概ね包絡している。

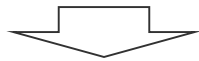


<分割なし（既往報告）と5×5分割（今回）の地震動評価結果の比較（平均応答スペクトル）>（直下ケース①）

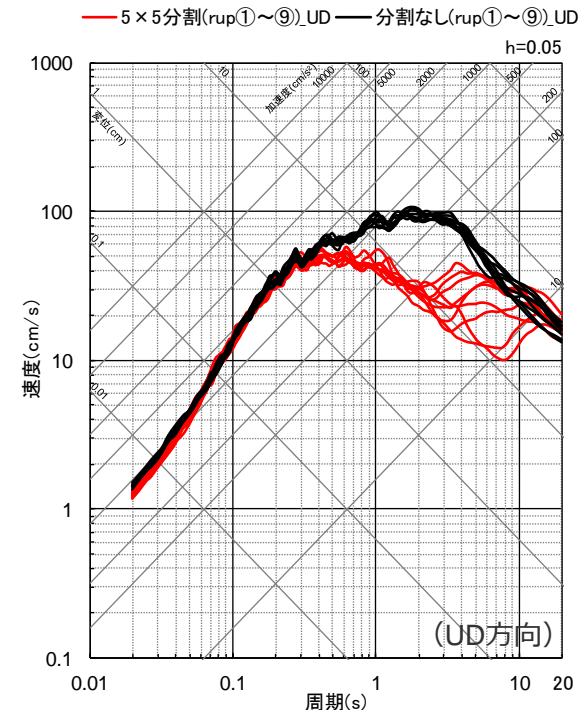
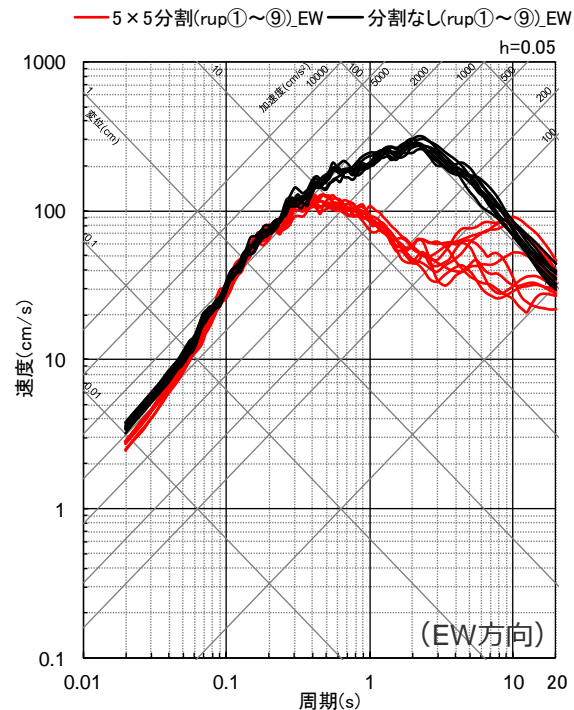
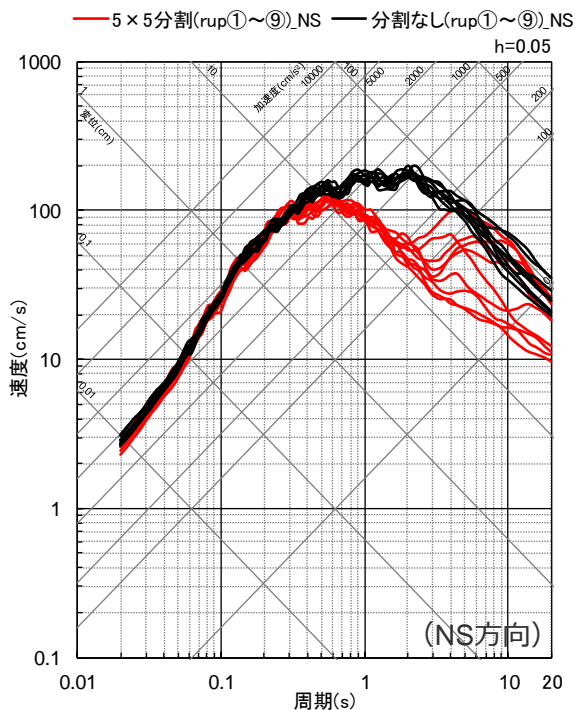
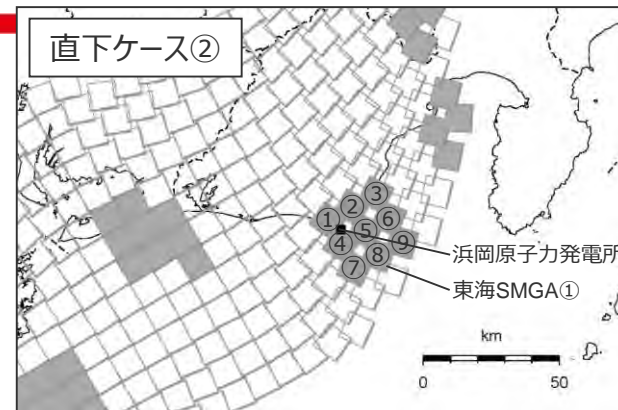
小断層の分割を踏まえた破壊開始点の影響検討

(分割なしと5×5分割の比較)

○ 分割なし（既往報告）及び5×5分割（今回報告）における各破壊開始点の地震動評価結果を比較すると、分割なしの結果は5×5分割の結果を概ね包絡している。



○ “5×5分割”における各破壊開始点の地震動評価結果は、小断層の分割の妥当性を確認した“分割なし”における各破壊開始点の地震動評価に包絡されることから、小断層を分割した場合の破壊開始点の影響検討は、小断層を分割しない場合の破壊開始点の影響検討で代表できると評価した。



<分割なし（既往報告）と5×5分割（今回）の地震動評価結果の比較（平均応答スペクトル）>（直下ケース②）

補足説明資料③-18
プレート間地震のfmaxの影響検討

プレート間地震のfmaxの文献調査・影響検討

(概要)

<強震動予測レシピ(2020) (fmax) >

- 海溝型地震の強震動予測レシピ(2020)におけるfmaxでは、佐藤・他(1994)による知見 (fmax13.5Hz) が引用されており、この佐藤・他(1994)では、仙台地域における中小地震の観測記録を用いて、震源特性、伝播特性、サイト特性が検討されている。
- 一方、強震動予測レシピ(2020)の基本的な考え方として、震源モデルの設定にあたっては、それぞれの段階で検証を行い、必要に応じて、パラメータの見直しを行うこととし、その際には、地震関連データ(地震波形記録、震度、被害等)を説明できるパラメータが求められるとしている。



検討概要

<佐藤・他(1994)等の文献調査>

- 佐藤・他(1994)やその他のfmaxに関する論文調査を行う。得られた知見は以下のとおり。
⇒海溝型地震のfmaxは、プレート間地震及び海洋プレート内地震によらず同程度。
⇒fmaxの推定とトレードオフの関係にあるパラメータはQ値の推定。

<浜岡原子力発電所における海溝型地震のfmaxの設定>

- 浜岡原子力発電所における海溝型地震(プレート間地震及び海洋プレート内地震)のfmaxの設定方法は以下のとおり。
⇒プレート間地震については、中央防災会議(2003b)や内閣府(2012)により、**歴史地震の震度分布との比較検討で妥当性が確認されている震源モデルに基づき、fmax6Hz (Q値100f^{0.7})**を設定。
⇒海洋プレート内地震については、プレート間地震と同じfmaxとQ値を用いることとし、**2009年駿河湾の地震(本震)における観測記録の再現シミュレーションに基づき、fmax6Hz (Q値100f^{0.7})**を設定。



<fmaxとQ値の関係に関する検討>

- fmaxとQ値はトレードオフの関係にあることから、2009年駿河湾の地震(本震)における観測記録の再現シミュレーションに基づき、**fmaxを13.5Hzとした場合に、観測記録を再現可能なQ値を検討し、このfmaxとQ値の組合せにおいて、プレート間地震(基本震源モデル(地震動の顕著な増幅を考慮しない))の地震動評価を行う。**



<fmaxの影響検討>

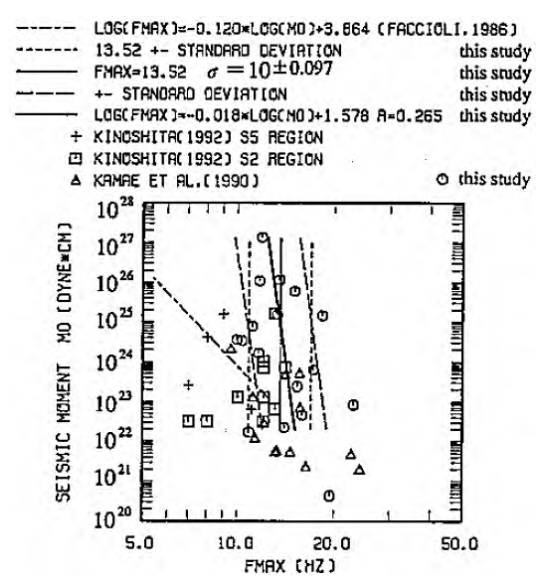
- fmaxとQ値はトレードオフの関係にあり、セットで検討することが原則と考えられるが、観測記録とは乖離するものの、fmaxの影響検討として、**fmax13.5Hzと従来のQ値の組合せにおいて、プレート間地震(基本震源モデル(地震動の顕著な増幅を考慮しない))の地震動評価を行う。**

<補足説明資料③-18 プレート間地震のfmaxの影響検討>
プレート間地震のfmaxの文献調査

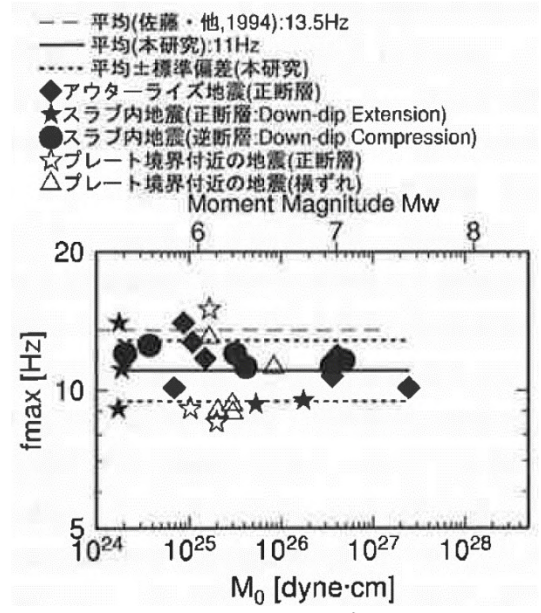
(佐藤・他(1994)等の文献調査)

- 佐藤・他(1994)では、1987年から1991年に仙台地域で観測された18地震を対象として、震源特性、伝播特性、サイト特性を検討しており、震源特性のうちfmaxの推定結果によると、fmaxはM₀の依存性がないこと、平均で13.5Hzになることを示している。
 - 佐藤(2013)では、1996年から2012年に東北地方で発生したアウターライズ地震、スラブ内地震、プレート境界付近の地震を対象として、震源特性、伝播特性、サイト特性を検討しており、震源特性のうちfmaxの推定結果によると、fmaxは断層タイプによる違いやM₀の依存性がないこと、平均で11.0Hzとなることを示している。
- ⇒佐藤・他(1994)*及び佐藤(2013)のデータベースに基づき、プレート間地震及び海洋プレート内地震のみを対象としたM₀-fmax関係によると、**海溝型地震であるプレート間地震と海洋プレート内地震のfmaxは地震タイプによらず同程度**になっている。

※データベースはSato et al.(1997)による。

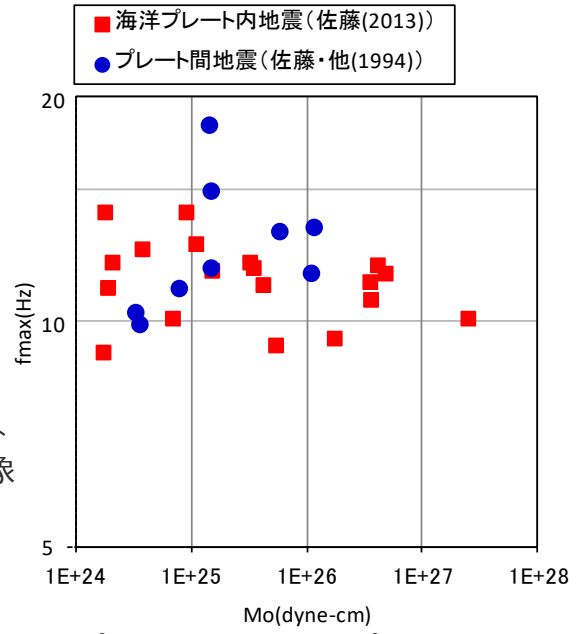


<M₀-fmax関係>
(佐藤・他(1994))



<M₀-fmax関係>
(佐藤(2013))

プレート間地震
及び海洋プレート
内地震のみを対象

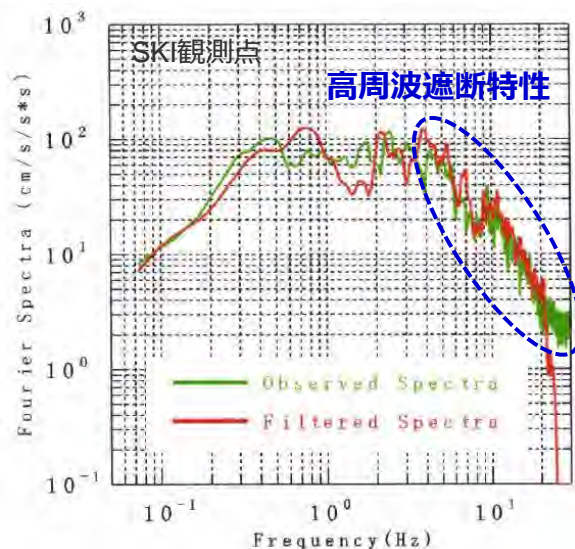
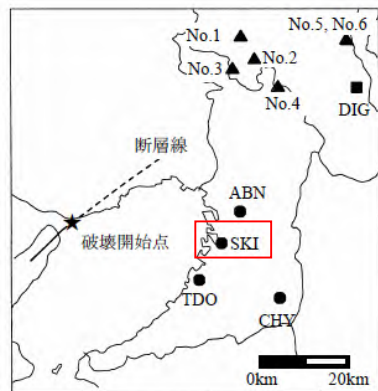
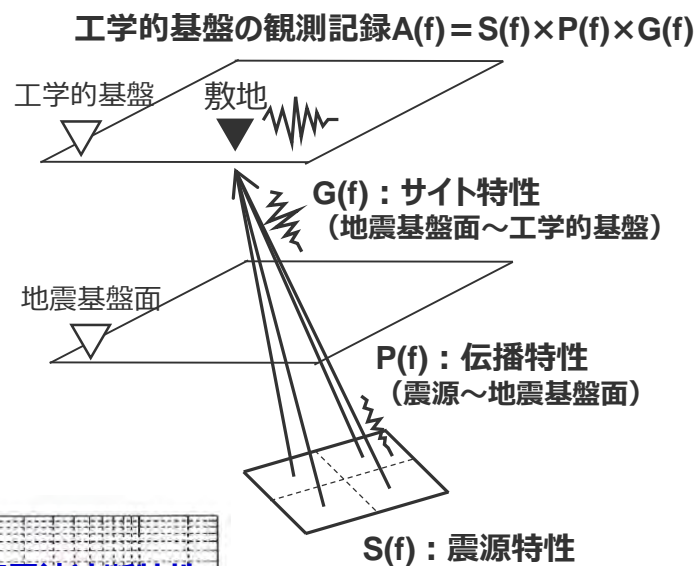


<プレート間地震・海洋プレート内地震の
M₀-fmax関係>

プレート間地震のfmaxの文献調査

(佐藤・他(1994)等の文献調査)

- 佐藤・他(1994)や佐藤(2013)等のインバージョン解析では、工学的基盤の観測記録 $A(f)$ を、震源特性 $S(f)$ 、伝播特性 $P(f)$ 、サイト特性 $G(f)$ でモデル化し、震源パラメータや減衰パラメータ(Q値)等を推定している。
- 観測記録 $A(f)$ において、ある振動数より高振動数側で地震動レベルが低下する“高周波遮断特性”は、厳密に、震源特性(fmax)に起因するのか、伝播特性～サイト特性(Q値)に起因するのか、区分することは困難である。
- インバージョン解析においても、“高周波遮断特性”を考慮する際には、fmaxの推定とQ値の推定はトレードオフの関係にある。**



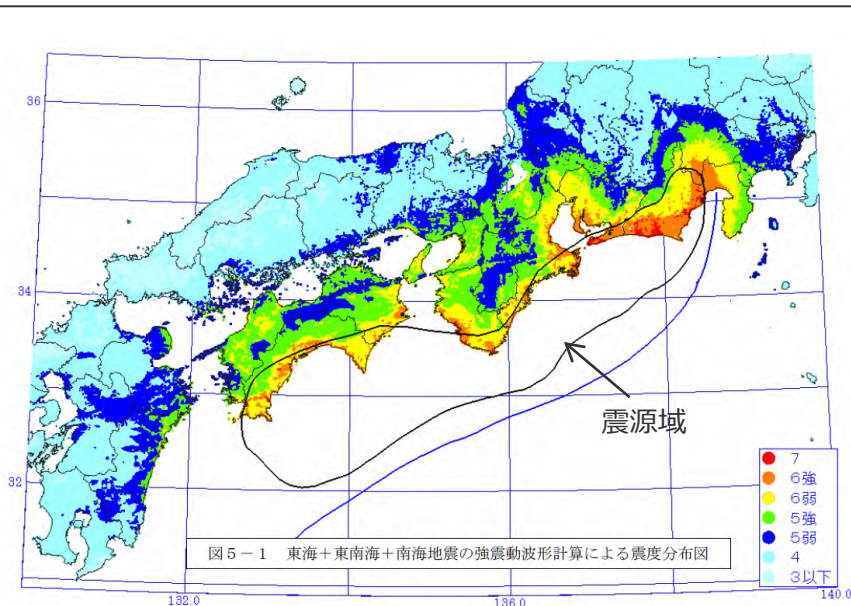
<高周波遮断特性の例 (兵庫県南部地震の観測記録)>
(鶴来・他(2006)に赤い四角、「高周波遮断特性」、青破線の楕円を加筆)

<補足説明資料③-18 プレート間地震のfmaxの影響検討>

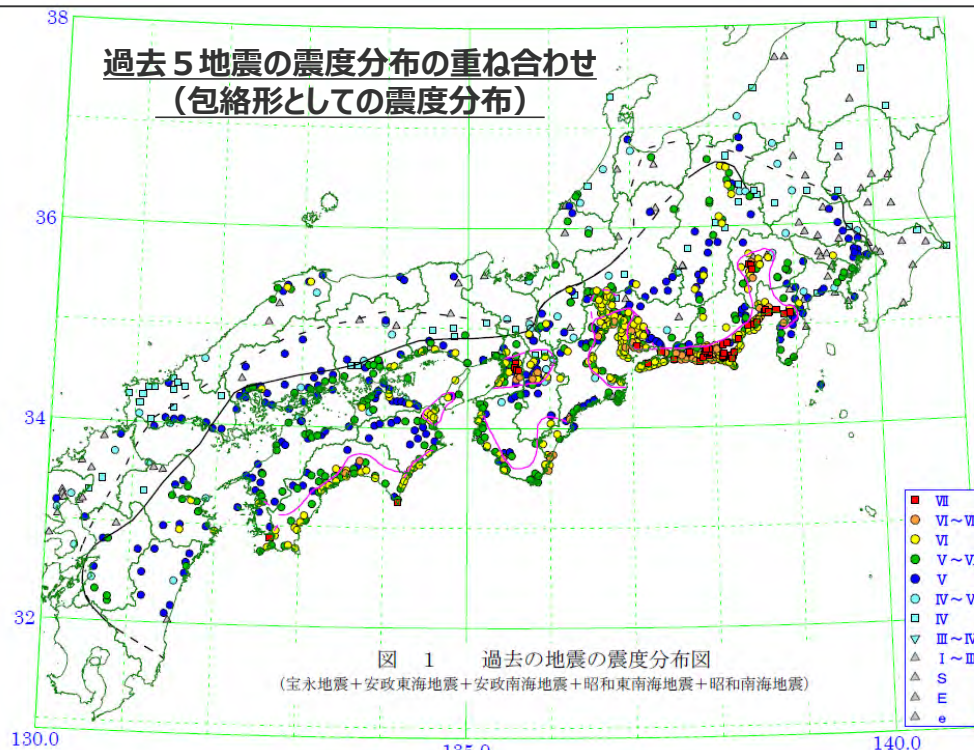
浜岡原子力発電所における海溝型地震（プレート間地震）のfmaxの設定

- 中央防災会議の「東海地震に関する専門調査会(2001)」(以下、「中央防災会議(2001b)」という。)、 「東南海、南海地震等に関する専門調査会(2003)」(以下、「中央防災会議(2003b)」という。)では、南海トラフの地震について、強震動の計算結果による震度分布と歴史地震の震度分布との比較等により、震源モデルの断層パラメータの妥当性が確認されており、その断層パラメータの一つとして、fmax6Hz (Q値100f^{0.7}) が用いられている。
- 内閣府の「南海トラフの巨大地震モデル検討会(2012)」(以下、「内閣府(2012)」という。)においても同様に、その震源モデルにはfmax6Hz (Q値100f^{0.7}) が用いられている。

⇒ 浜岡原子力発電所のプレート間地震の地震動評価においては、中央防災会議(2003b)及び内閣府(2012)により、歴史地震の震度分布との比較検討で妥当性が確認されている震源モデルに基づき、fmax6Hz (Q値100f^{0.7}) を設定している。



<想定東海地震・東南海地震・南海地震における強震動の計算結果による震度分布>
(中央防災会議(2003b)に「震源域」を加筆)



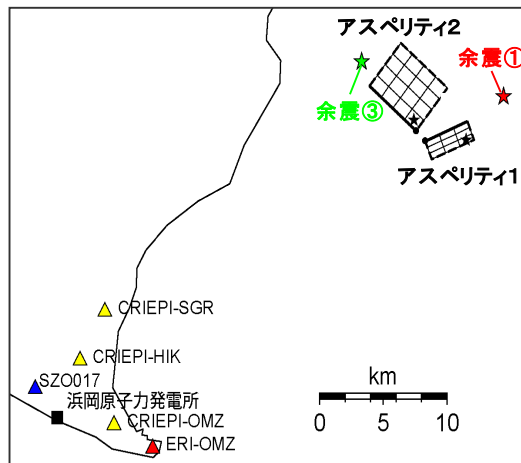
<過去の 5 地震の震度分布>
(中央防災会議(2003b)に「過去 5 地震の震度分布の重ね合わせ(包絡形としての震度分布)」を加筆)

<補足説明資料③-18 プレート間地震のfmaxの影響検討>

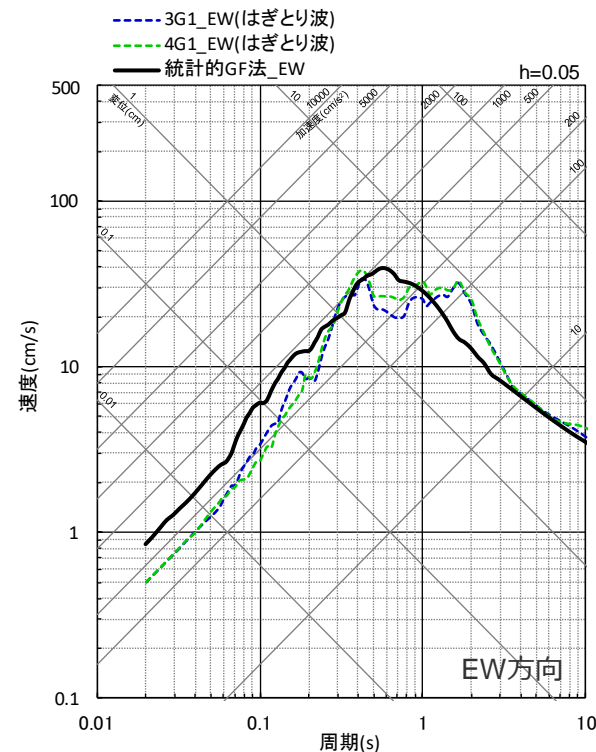
浜岡原子力発電所における海溝型地震（プレート間地震）のfmaxの設定

○浜岡原子力発電所では、2009年駿河湾の地震（本震）の特性化震源モデルに基づき、プレート間地震と同じfmax6Hz（Q値100f^{0.7}）を用いて、統計的グリーン関数法による観測シミュレーションを行い、観測記録を再現している。
⇒**浜岡原子力発電所の海洋プレート内地震の地震動評価においては、2009年駿河湾の地震（本震）における観測記録の再現シミュレーションに基づき、fmax6Hz（Q値100f^{0.7}）を設定している。**

	面積	地震モーメント	応力降下量
アスペリティ1（南部）	13.0km ²	6.80×10 ¹⁷ Nm	35.7MPa
アスペリティ2（北部）	23.0km ²	1.20×10 ¹⁸ Nm	27.5MPa



<経験的グリーン関数法による
2009年駿河湾の地震（本震）の特性化震源モデル>
（当社作成）



<統計的グリーン関数法による2009年駿河湾の地震（本震）の
観測シミュレーション（応答スペクトル）>

・経験的グリーン関数法による2009年駿河湾の地震（本震）の特性化震源モデル（当社作成）は、補足説明資料③-23参照。

fmaxとQ値の関係に関する検討

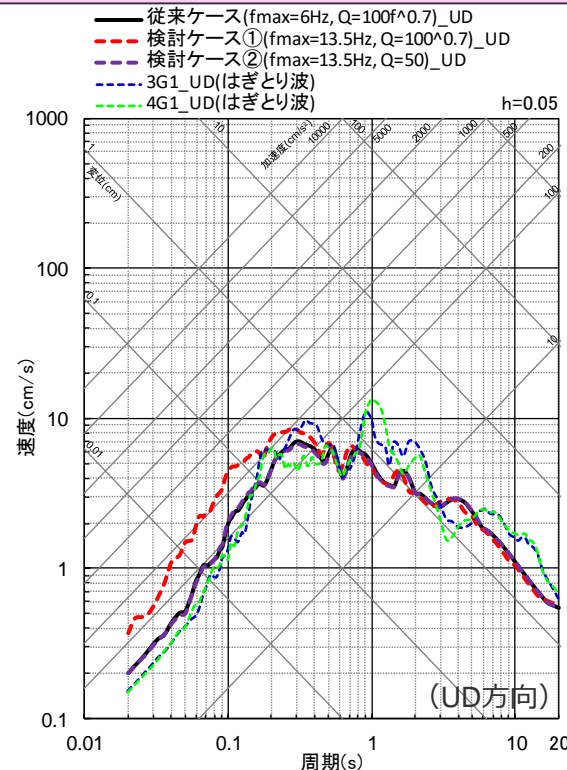
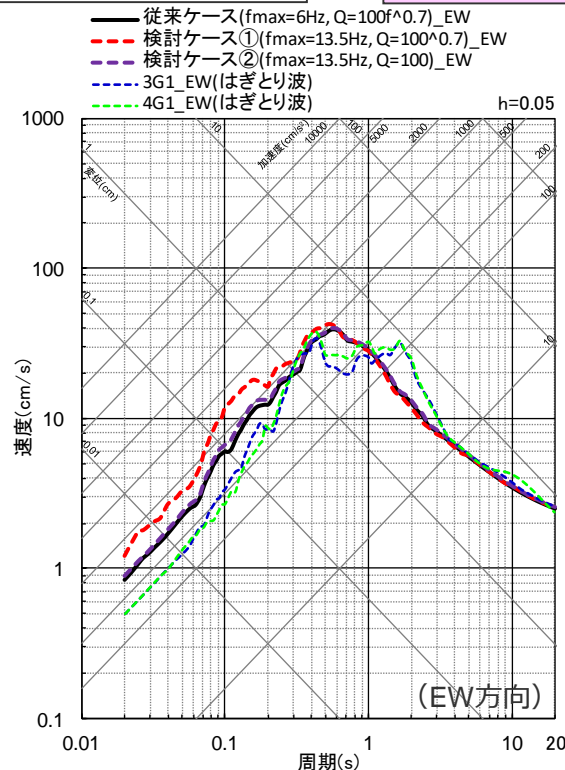
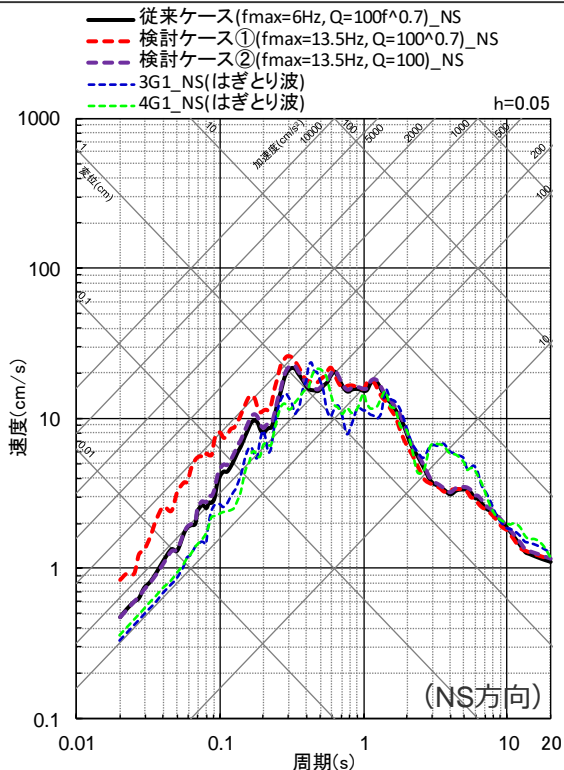
(2009年駿河湾の地震 (本震) における観測記録の再現シミュレーション)

- 2009年駿河湾の地震 (本震) における観測記録の再現シミュレーションでは、前述のとおり、プレート間地震と同じfmaxとQ値を用いることとし、fmax=6HzとQ値 (Qs, Qp) = 100f^{0.7}との組合せ (従来ケース) で観測記録を再現している。
- **fmaxとQ値がトレードオフの関係にあることから、fmaxを13.5Hzとした場合に、観測記録を再現可能なQ値を検討する。**

⇒ 従来のQ値でfmaxを13.5Hzとした検討ケース①では、観測記録と乖離 (過大評価) となるが、**Qs=100, Qp=50でfmaxを13.5Hzとした検討ケース②では、従来ケースのシミュレーション結果と同程度で、観測記録を再現**できることを確認した。

	従来ケース	検討ケース①	検討ケース②
観測記録の再現性	再現可能	乖離 (過大評価)	再現可能
fmax	6Hz	13.5Hz	13.5Hz
Q値	Qs, Qp=100f ^{0.7}	Qs, Qp=100f ^{0.7}	Qs=100, Qp=50

fmaxとQ値はトレードオフの関係にあることから、従来ケースと同様、**観測記録を再現可能な検討ケース②を対象に、プレート間地震 (基本震源モデル (地震動の顕著な増幅を考慮しない)) の地震動評価を行う。**

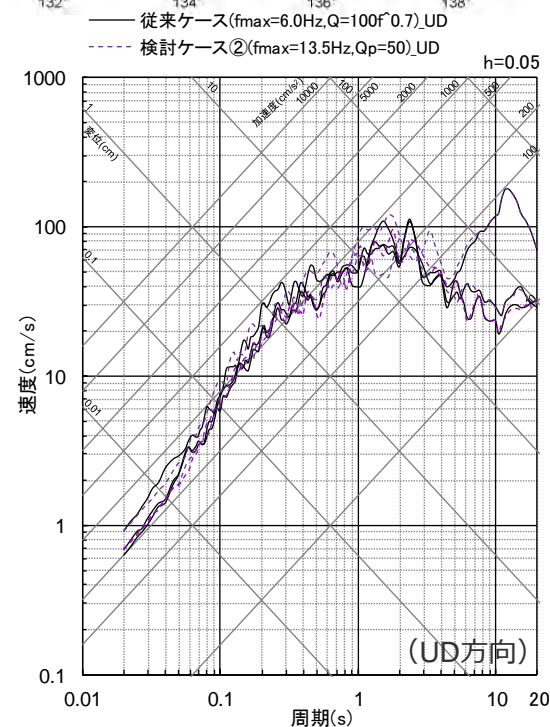
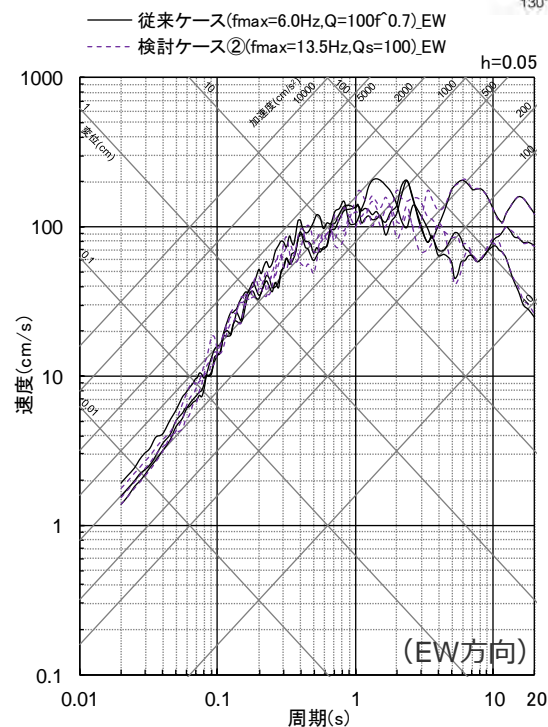
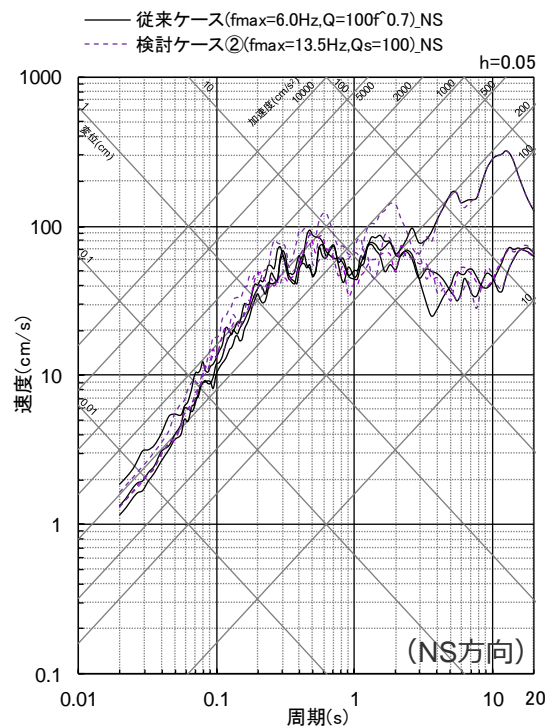
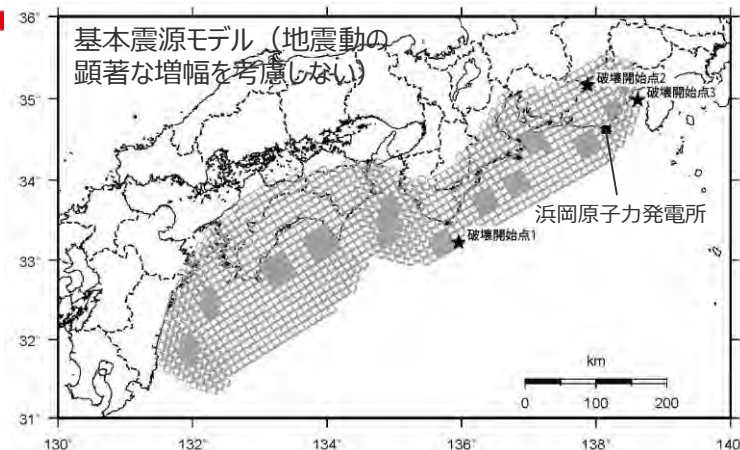


<fmaxとQ値の関係に関する検討 (統計的グリーン関数法による2009年駿河湾の地震 (本震) の観測シミュレーション (応答スペクトル)) >

fmaxとQ値の関係に関する検討

(観測記録を再現可能な検討ケース②の地震動評価)

○ 観測記録を再現可能な検討ケース② (fmax=13.5Hz、Qs=100, Qp=50) を対象に、プレート間地震 (基本震源モデル) の地震動評価を行った結果、従来ケース (fmax=6.0Hz、Q値 (Qs, Qp) = 100f^{0.7}) と同程度になることを確認した。



<プレート間地震 (基本震源モデル (地震動の顕著な増幅を考慮しない)) の地震動評価結果 (応答スペクトル) > (検討ケース② (fmax=13.5Hz、Qs=100, Qp=50))

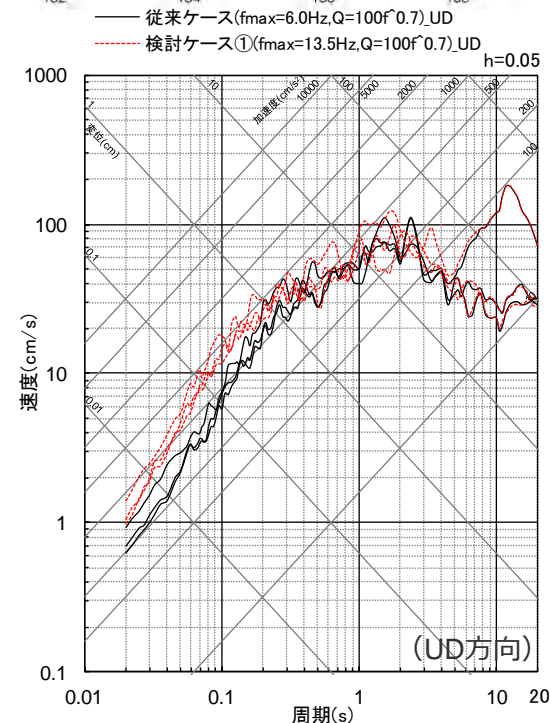
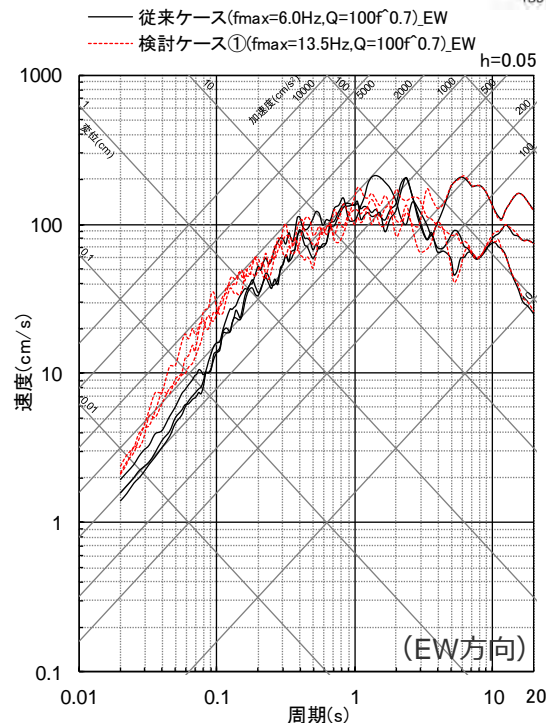
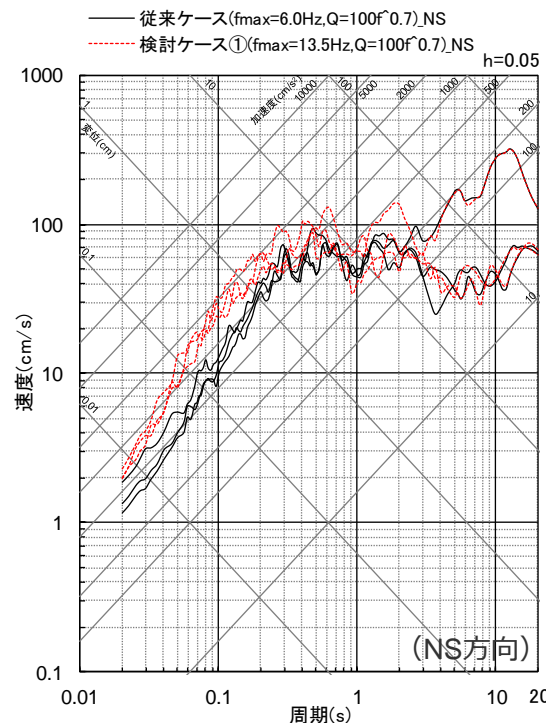
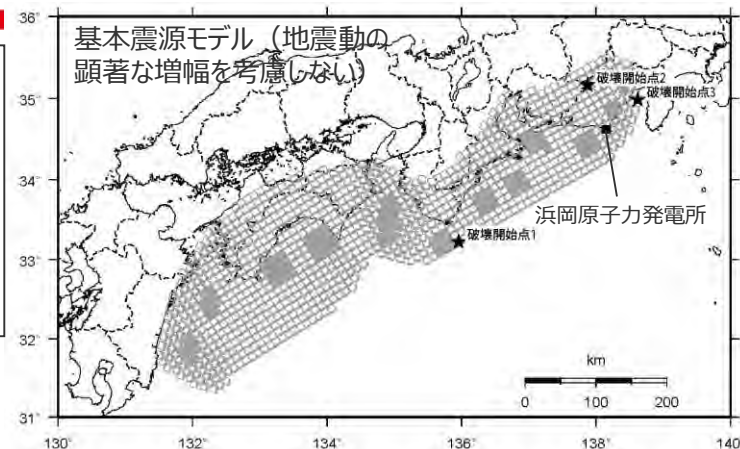
fmaxとQ値の関係に関する検討

((参考) 観測記録と乖離する検討ケース①の地震動評価)

【fmaxの影響検討】

○ 検討ケース① (fmax13.5Hz、Q値 (Qs,Qp) =100f^{0.7}) については、2009年駿河湾の地震 (本震) における観測記録の再現シミュレーションで確認※したとおり、観測記録と乖離 (過大評価) するため、参考としてプレート間地震 (基本震源モデル (地震動の顕著な増幅を考慮しない)) の地震動評価を行った結果を下図に示すが、敷地ごとに震源を特定して策定する地震動の評価ケースとしない。

※前述のとおり、プレート間地震と海洋プレート内地震の地震動評価では、文献調査結果を踏まえ同じfmaxとQ値を用いることとし、中央防災会議(2003b)や内閣府(2012)に基づきfmax6Hz (Q値100f^{0.7}) を設定しており、その妥当性は敷地で観測記録が得られた海洋プレート内地震である2009年駿河湾の地震 (本震) を対象に確認を実施。



< (参考) プレート間地震 (基本震源モデル (地震動の顕著な増幅を考慮しない)) の地震動評価結果 (応答スペクトル) > (検討ケース① (fmax13.5Hz、Q値 (Qs,Qp) =100f^{0.7}))

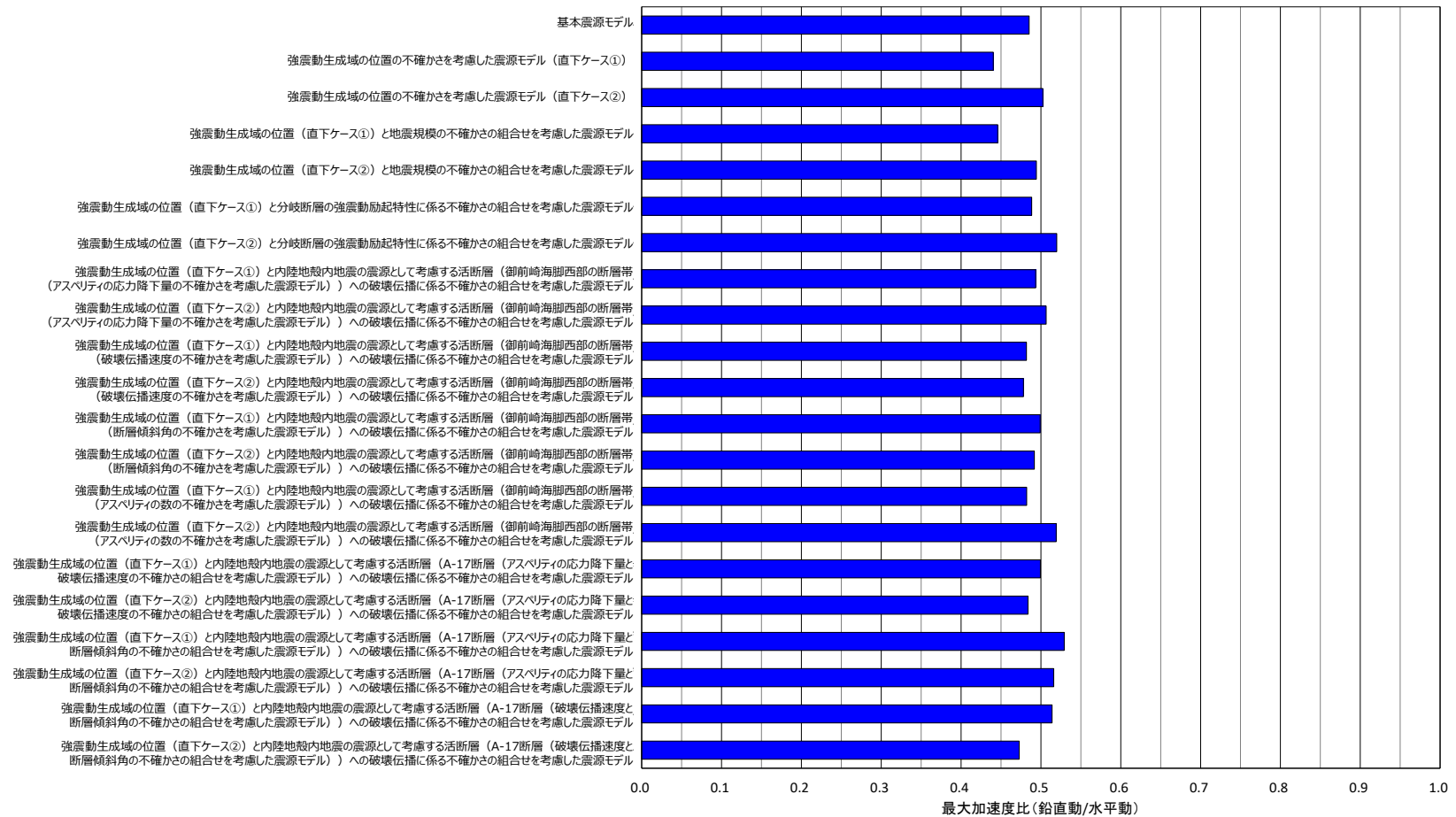
余白

補足説明資料③-19

断層モデルを用いた手法による地震動評価結果の水平動と鉛直動の比率の分析

検討概要

- 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果において、水平動と鉛直動との比率は 2 : 1 程度（鉛直動／水平動≒0.5）となっている。
- 以降では、浜岡原子力発電所の地震動評価で採用している統計的グリーン関数法について、水平動及び鉛直動の計算方法を説明し、水平動と鉛直動との比率が 2 : 1 程度（鉛直動／水平動≒0.5）となっている要因を分析する。



<断層モデルを用いた手法による解放基盤表面における地震動評価結果の水平動に対する鉛直動の最大加速度の比率 (鉛直動／水平動、破壊開始点1～3の平均) >

・各震源モデルは、地震動の顕著な増幅を考慮しない場合の震源モデル。

＜補足説明資料③-19 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果の水平動と鉛直動の比率の分析＞

浜岡原子力発電所の統計的グリーン関数法における水平動及び鉛直動の計算方法

【浜岡原子力発電所の統計的グリーン関数法における水平動及び鉛直動の計算方法】

- 浜岡原子力発電所の地震動評価で採用している統計的グリーン関数法においては、水平動及び鉛直動について、それぞれ解放基盤表面におけるグリーン関数を作成し波形合成を行っている。
- 水平動では、Boore(1983)に基づき地震基盤面における地震波（SH波、SV波）を設定し、敷地の地盤増幅特性の反映として地震動評価に用いる一次元地下構造モデルを用いてS波の伝播解析を行い、解放基盤表面におけるグリーン関数を作成している。ここで、Boore(1983)に基づき評価されるSH波、SV波の内、SV波の一部により鉛直動が生じるが、鉛直動に割かれる分を控除せずに水平動（SV波）を評価していることから、水平動は保守的な設定となっている。
- 鉛直動では、水平動のBoore(1983)に基づき設定した地震基盤面における地震波（SV波）に対し、観測記録に基づく知見（Noda et al. (2002)）により地震基盤面における鉛直水平比（鉛直動／水平動）を乗じて、鉛直動の地震基盤面における地震波を設定し、敷地の地盤増幅特性の反映として地震動評価に用いる一次元地下構造モデルを用いてP波の伝播解析を行い、解放基盤表面におけるグリーン関数を作成している。

＜地震動評価に用いる一次元地下構造モデル＞

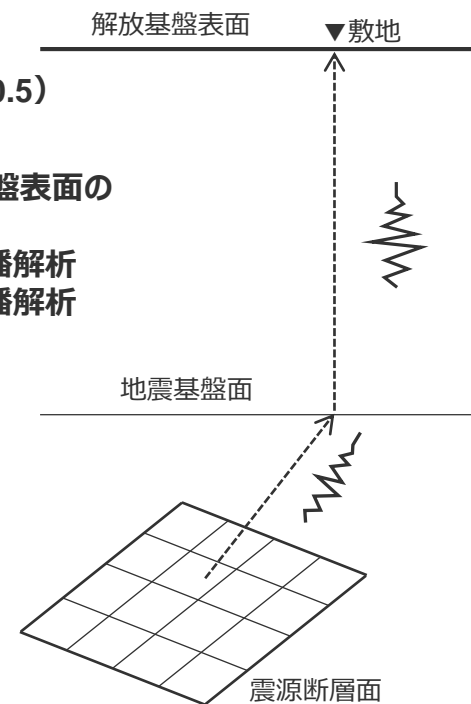
層	標高 (m)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	ρ (g/cm ³)	Vp/Vs
1	-14	740	2000	2.07	2.70
2	-32	790	2030	2.08	2.57
3	-62	830	2070	2.09	2.49
4	-92	910	2140	2.11	2.35
5	-192	960	2180	2.12	2.27
6	-354	1100	2110	2.10	1.92
7	-493	1230	2320	2.15	1.89
8	-739	1420	2790	2.25	1.96
9	-1094	1590	3060	2.31	1.92
10	-2050	2150	3990	2.46	1.86
11	-3550	2470	4470	2.53	1.81
12	-5050	2720	4830	2.58	1.78
13	-8240	2880	5130	2.62	1.78
14	-11400	3060	5450	2.66	1.78
15	-14600	3540	6300	2.76	1.78
16	-17800	3990	7100	2.85	1.78
17	-23100	4390	7810	2.91	1.78

解放基盤表面
↓
統計的グリーン関数法で用いる地下構造（地震基盤以浅）
↓
地震基盤面

解放基盤表面における
グリーン関数の作成
+ 波形合成
(鉛直動／水平動 ≒ 0.5)

地震基盤面～解放基盤表面の
敷地の地盤増幅特性
・水平動：S波の伝播解析
・鉛直動：P波の伝播解析

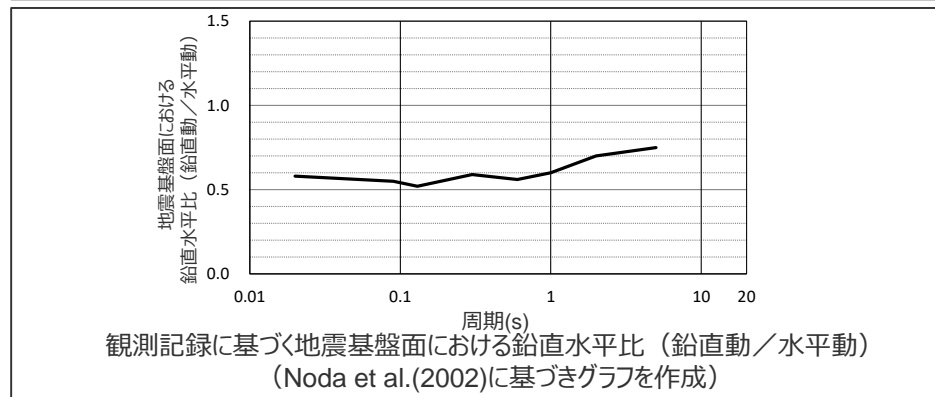
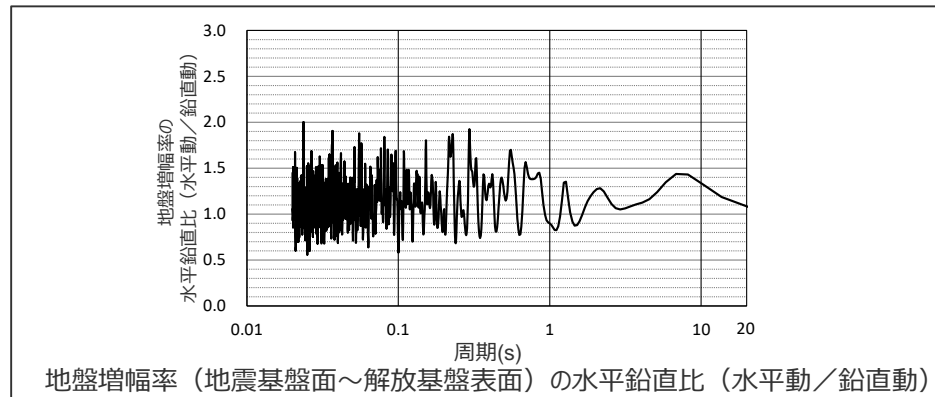
地震基盤面における
地震波の設定



・Q値=100f^{0.7}

まとめ

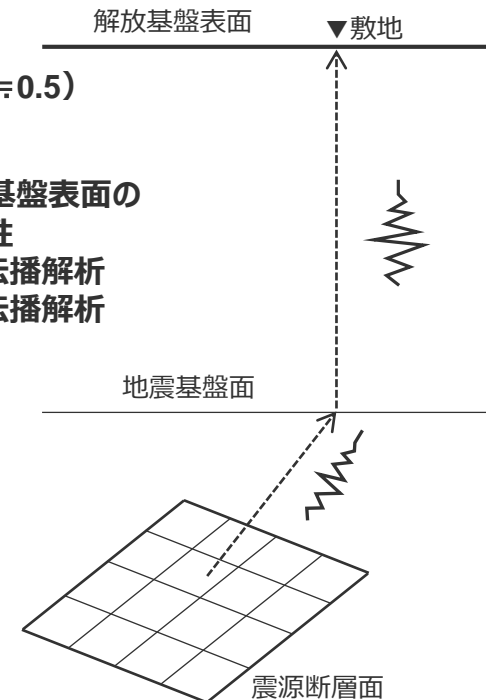
- 地震基盤面における地震波に関し、鉛直動は、前述のとおりBoore(1983)に基づき保守的に設定した水平動（SV波）に対し、観測記録に基づく知見（Noda et al.(2002)）により地震基盤面における鉛直水平比（鉛直動／水平動）を乗じて設定しており、その比は短周期側で0.6程度である。
 - 地震基盤面から解放基盤表面までの敷地の地盤増幅特性に関して、地震動評価に用いる一次元地下構造モデル（水平動・鉛直動それぞれについて、地盤増幅率が保守的に評価されることを確認（補足説明資料①-10参照））を用いて解析している地盤増幅率（伝達関数）の水平鉛直比（水平動／鉛直動）は概ね1より大きく、敷地の地盤増幅特性として水平動の方が鉛直動より増幅が大きくなっている。
- ⇒地震基盤面における地震波について観測記録に基づく地震基盤面における鉛直水平比（短周期側で0.6程度）を設定していることと、地震基盤面から解放基盤表面までの敷地の地盤増幅特性として水平動の方が鉛直動より増幅が大きいことにより、解放基盤表面における水平動と鉛直動との比が2：1程度（鉛直動／水平動≒0.5）となっている。



解放基盤表面における
グリーン関数の作成
+ 波形合成
（鉛直動／水平動≒0.5）

地震基盤面～解放基盤表面の
敷地の地盤増幅特性
・水平動：S波の伝播解析
・鉛直動：P波の伝播解析

地震基盤面における
地震波の設定



補足説明資料③-20

プレート間地震のNoda et al.(2002)以外の距離減衰式による応答スペクトルに基づく
地震動評価

Noda et al.(2002)以外の距離減衰式の概要

○Noda et al.(2002)以外の距離減衰式として、データベースにプレート間地震が含まれる4つの距離減衰式（下表参照）を対象に、適用性の検討を行う。

<Noda et al.(2002)以外の距離減衰式の概要>

距離減衰式	地震タイプ	Mwの範囲	断層最短距離の範囲	入力パラメータ	地盤種別	式の特徴
Kanno et al.(2006)	内陸地殻内地震 プレート間地震 海洋プレート内地震	5.5~8.2	500km以内	Mw, Xsh, D	$100 \leq Vs_{30} \leq 1400$ m/s	・水平動のみを対象。 ・震源深さ30km以上と30km以下の距離減衰式。
Zhao et al.(2006)	同上	5.0~8.3	300km以内	同上	Soft soil (Sc I ~ IV) Hard rock	・水平動のみを対象。 ・内陸地震、プレート間地震、海洋プレート内地震の距離減衰式。
内山・翠川 (2006)	同上	5.5~8.3	300km以内	同上	$150 \leq Vs_{30} \leq 750$ m/s	・水平動のみを対象。 ・震源深さ30km以上と30km以下の距離減衰式。
片岡・他(2006)	同上	4.9~8.2	250km以内	Mw, Xsh, D or A	I種、II種、III種地盤 および工学的基盤	・水平動のみを対象。 ・内陸地震、海溝性地震の距離減衰式。

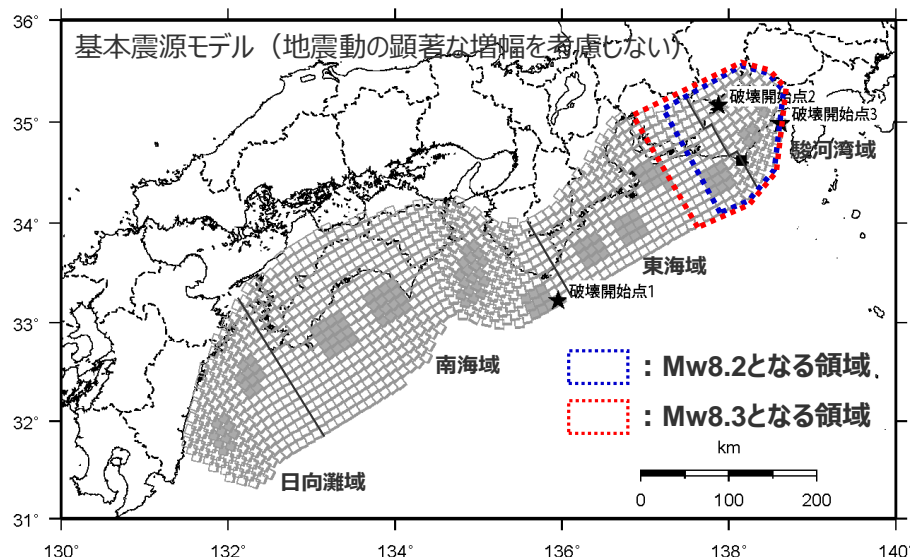
Vs30：表層30mにおけるS波速度の平均値、Xsh：断層最短距離、D：震源深さ、A：短周期レベル

Noda et al.(2002)以外の距離減衰式の適用性検討

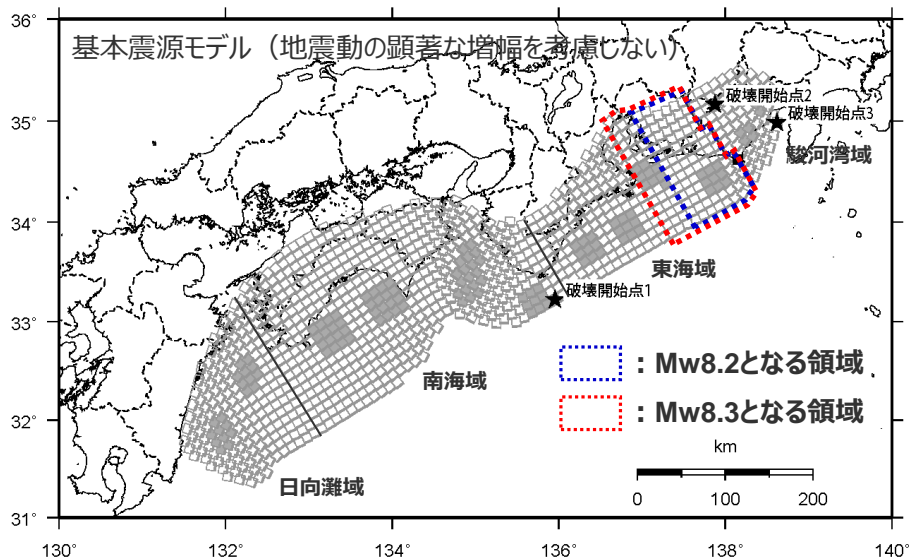
(検討対象ケース)

○Noda et al.(2002)以外の距離減衰式の適用性検討に際しては、いずれの距離減衰式もMwの適用範囲が8.2~8.3※であることから、このMwの適用範囲内となる震源モデルを検討対象ケース（下図参照）とし、断層最短距離Xshは敷地からプレート境界面までの最短距離13kmとする。

※2011年東北地方太平洋沖地震の地震動特性（距離減衰特性）については、距離減衰式から求められるMwは8.2~8.3程度であり、全体の断層運動により求められる地震の規模Mw9.0に比べて小さい。



(駿河湾～東海域の領域における検討)



(東海域の領域における検討)

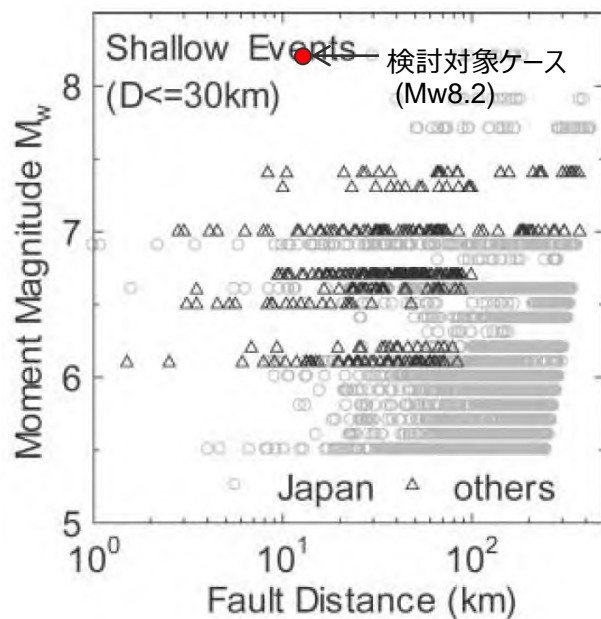
<Mw8.2~8.3となる領域>

- ・Noda et al.(2002)の方法と同様の領域区分とした場合、いずれもMwの適用範囲外となる。
駿河湾域+東海域：Mw8.6
駿河湾域+東海域+南海域：Mw8.9
駿河湾域+東海域+南海域+日向灘域：Mw9.0
- ・MwはKanamori(1977)で設定。

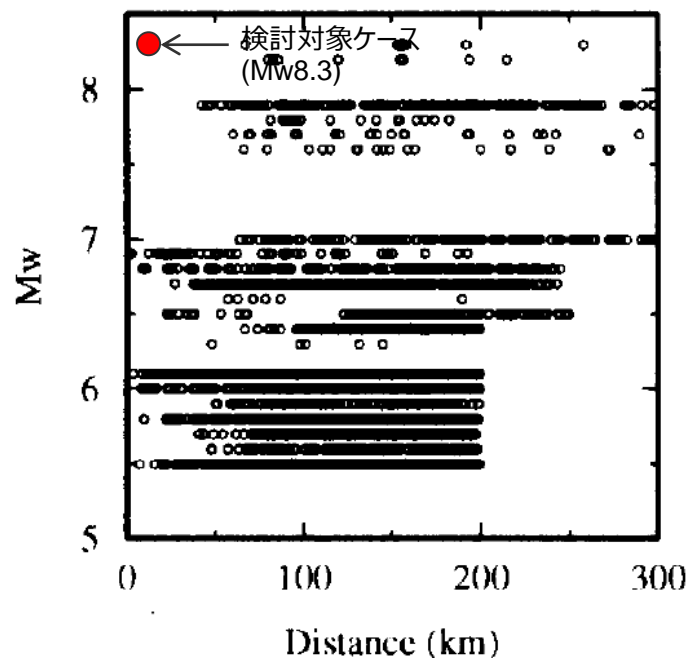
Noda et al.(2002)以外の距離減衰式の適用性検討

(Kanno et al.(2006)の方法、内山・翠川(2006)の方法)

- Kanno et al.(2006)の方法について、検討対象ケースの“ M_w と断層最短距離 X_{sh} との関係”はデータベースの範囲外となっている。
- 内山・翠川(2006)の方法について、検討対象ケースの“ M_w と断層最短距離 X_{sh} との関係”はデータベースの範囲外となっている。



＜Kanno et al.(2006)の方法の適用性検討＞

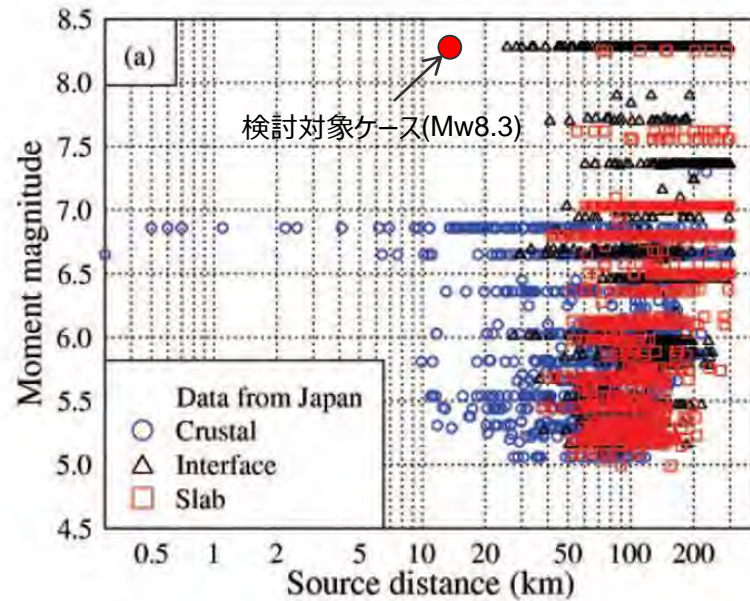


＜内山・翠川(2006)の方法の適用性検討＞

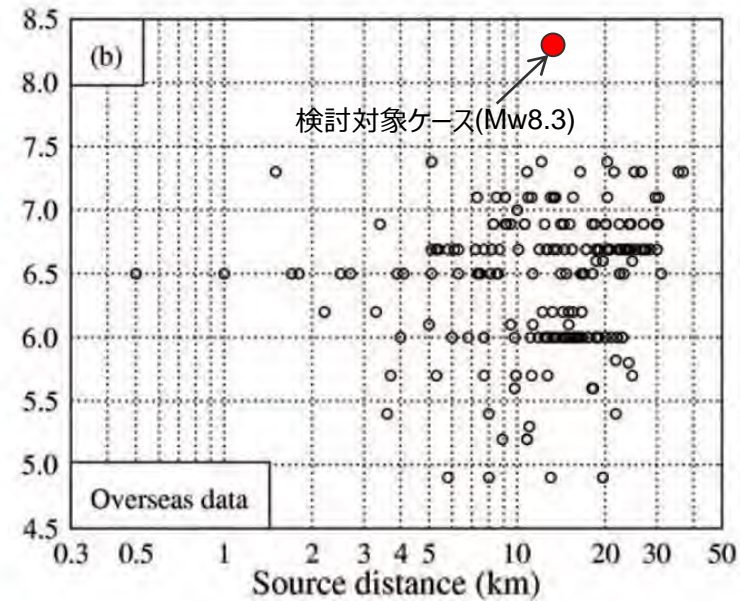
Noda et al.(2002)以外の距離減衰式の適用性検討

(Zhao et al.(2006)の方法)

○Zhao et al.(2006)の方法について、検討対象ケースの“Mwと断層最短距離Xshとの関係”はデータベースの範囲外となっている。



<日本の記録>



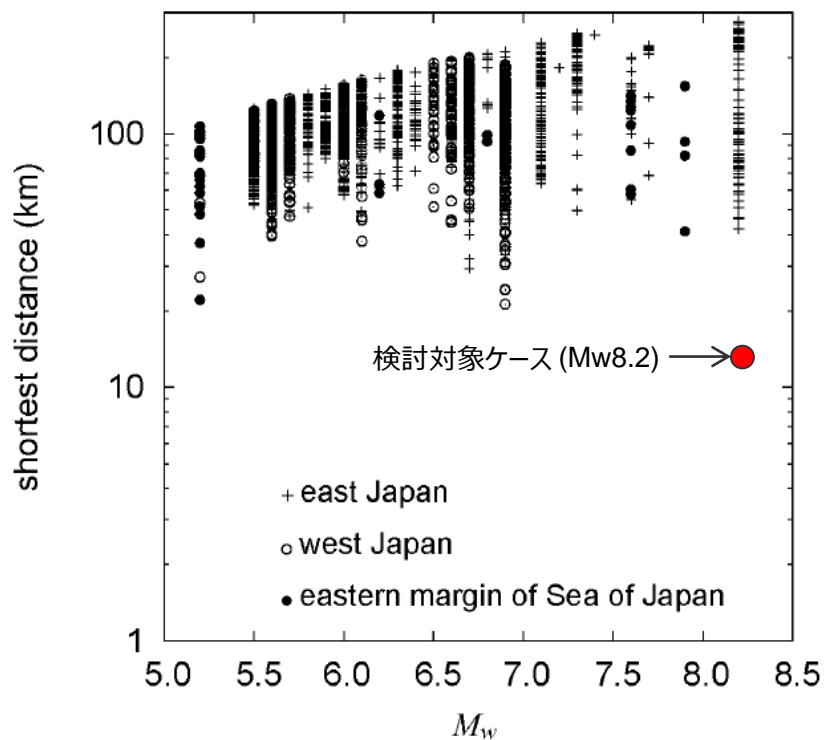
<国外の記録>

<Zhao et al.(2006)の方法の適用性検討>

Noda et al.(2002)以外の距離減衰式の適用性検討

(片岡・他(2006)の方法)

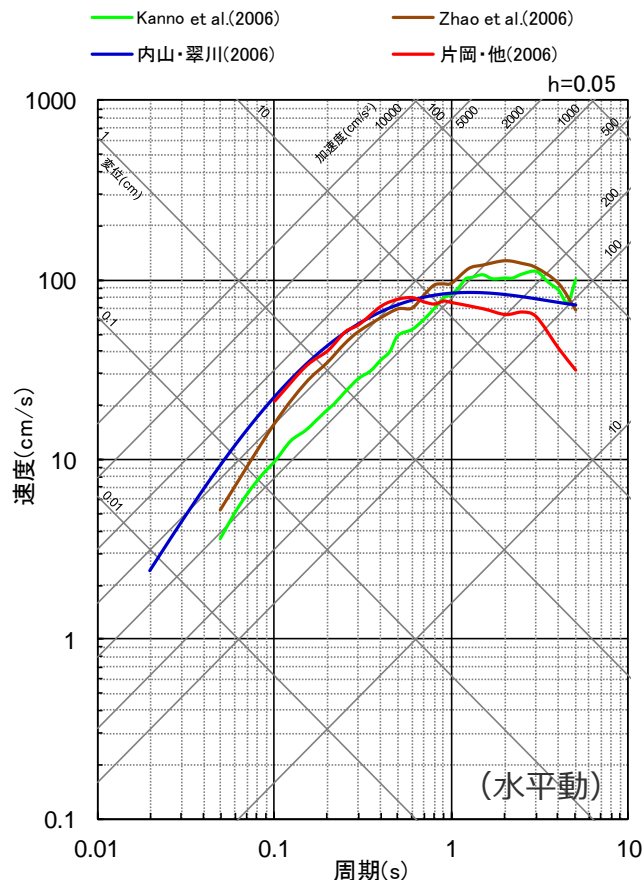
○片岡・他(2006)の方法について、検討対象ケースの“ M_w と断層最短距離 X_{sh} との関係”はデータベースの範囲外となっている。



<片岡・他(2006)の方法の適用性検討>

<補足説明資料③-20 プレート間地震のNoda et al.(2002)以外の距離減衰式による応答スペクトルに基づく地震動評価>
(参考) Noda et al.(2002)以外の距離減衰式による適用範囲外の地震動評価

○Noda et al.(2002)以外の距離減衰式については、検討対象ケースの“Mwと断層最短距離Xshとの関係”がデータベースの範囲外となるため、検討対象ケースは当該距離減衰式の適用範囲外であると判断し、参考として地震動評価を行った結果を下図に示すが、敷地ごとに震源を特定して策定する地震動の評価ケースとしない。



<検討対象ケースの入力パラメータ>

距離減衰式	Mw	断層最短距離 Xsh (km)	深さD (km)
Kanno et al.(2006)	8.2	13	21.4
Zhao et al.(2006)	8.3	13	21.4
内山・翠川(2006)	8.3	13	21.4
片岡・他(2006)	8.2	13	21.4

・ Kanno et al.(2006)及びZhao et al.(2006)が評価対象としている周期は0.05秒～、片岡・他(2006)が評価対象としている周期は0.1秒～。

< (参考) Noda et al.(2002)以外の距離減衰式による地震動評価結果 >

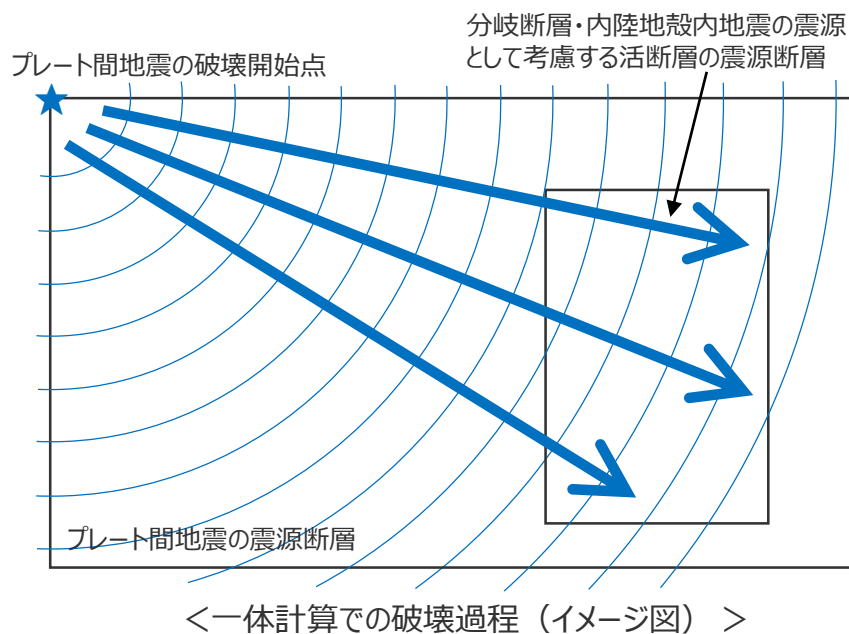
余白

補足説明資料③-21

プレート間地震の連動ケース（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の強震動生成域
・アスペリティの寄与の分析

検討概要

- 連動ケースの断層モデルを用いた手法による地震動評価は、プレート間地震の震源断層の破壊が分岐断層又は内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層へ伝播する破壊過程がより適切に反映されるように、プレート間地震の震源モデルと分岐断層又は内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層を一体として設定して評価を行っている。
- この連動ケースの統計的グリーン関数法による地震動評価に当たっては、上記のとおりプレート間地震の震源モデルと分岐断層又は内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層を一体として、乱数を変えた20組の波形合成を行い、減衰定数5%の擬似速度応答スペクトル20組の平均値との残差（NS、EW、UDの合計）が最小となるものを代表波として選定している。



- 上記のとおり、連動ケースは一体計算を行った結果に対して代表波を選定しており、プレート間地震の震源モデルと分岐断層又は内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層のそれぞれの地震動評価結果に対して代表波を選定しているものではないが、連動ケースの地震動評価結果における「プレート間地震の強震動生成域」と「分岐断層又は内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層のアスペリティ」の寄与を分析するため、アイソクロンを作成するとともに、それらを分離して地震動をそれぞれ計算し、連動ケース全体の地震動評価結果との比較を行った。

分析対象ケース

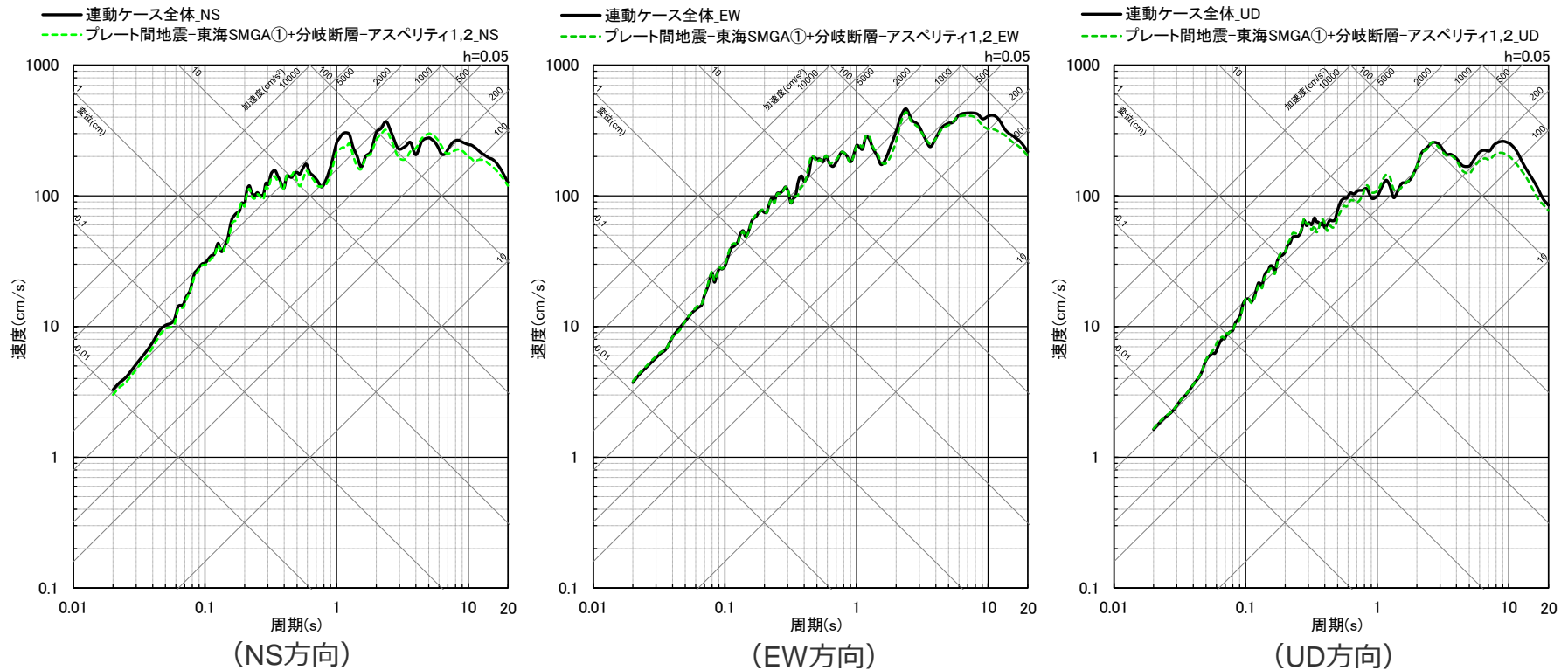
○連動ケースの断層モデルを用いた手法による地震動評価結果における「プレート間地震の強震動生成域」と「分岐断層又は内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層のアスペリティ」の寄与の分析に当たっては、強震動生成域の位置と分岐断層の強震動励起特性に係る不確かさの組合せの考慮（地震動の顕著な増幅を考慮しない）、及び強震動生成域の位置と内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層（御前崎海脚西部の断層帯、A-17断層）への破壊伝播に係る不確かさの組合せの考慮（地震動の顕著な増幅を考慮しない）について、それぞれ最大加速度が最も大きい震源モデル、破壊開始点のケース（下表）を分析対象とした。

<分析対象とした震源モデル、破壊開始点のケース>

	不確かさの組合せの考慮 (地震動の顕著な増幅を考慮しない)	最大加速度が最も大きい震源モデル、破壊開始点のケース (地震動の顕著な増幅を考慮しない)	最大加速度振幅 (cm/s ²)		
			NS	EW	UD
1	強震動生成域の位置（直下ケース①、直下ケース②）と分岐断層の強震動励起特性に係る不確かさの組合せの考慮（地震動の顕著な増幅を考慮しない）	強震動生成域の位置（直下ケース②）と分岐断層の強震動励起特性に係る不確かさの組合せを考慮した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）（破壊開始点3）	1031	1170	513
2	強震動生成域の位置（直下ケース①、直下ケース②）と内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層（御前崎海脚西部の断層帯）への破壊伝播に係る不確かさの組合せの考慮（地震動の顕著な増幅を考慮しない）	強震動生成域の位置（直下ケース②）と内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層（御前崎海脚西部の断層帯（アスペリティの応力降下量の不確かさを考慮した震源モデル））への破壊伝播に係る不確かさの組合せを考慮した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）（破壊開始点3）	996	1173	551
3	強震動生成域の位置（直下ケース①、直下ケース②）と内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層（A-17断層）への破壊伝播に係る不確かさの組合せの考慮（地震動の顕著な増幅を考慮しない）	強震動生成域の位置（直下ケース②）と内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層（A-17断層（破壊伝播速度と断層傾斜角の不確かさの組合せを考慮した震源モデル））への破壊伝播に係る不確かさの組合せを考慮した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）（破壊開始点1）	1027	1149	532

＜補足説明資料③-21 プレート間地震の連動ケース（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の強震動生成域・アスペリティの寄与の分析＞
 敷地に近い「プレート間地震の東海SMGA①及び分岐断層又は内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層のアスペリティ」のみによる地震動

- 連動ケースについて、敷地に近い「プレート間地震の東海SMGA①及び分岐断層又は内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層のアスペリティ」のみによる地震動を計算し、連動ケース全体の地震動と比較すると、両者の応答スペクトルはほぼ重なっており、連動ケースの地震動評価結果においては、これらの寄与が支配的である。
- 以降では、前述の各震源モデルについて、「プレート間地震の東海SMGA①」と「分岐断層又は内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層のアスペリティ」による地震動をそれぞれ計算し、連動ケース全体の地震動との比較を行う。



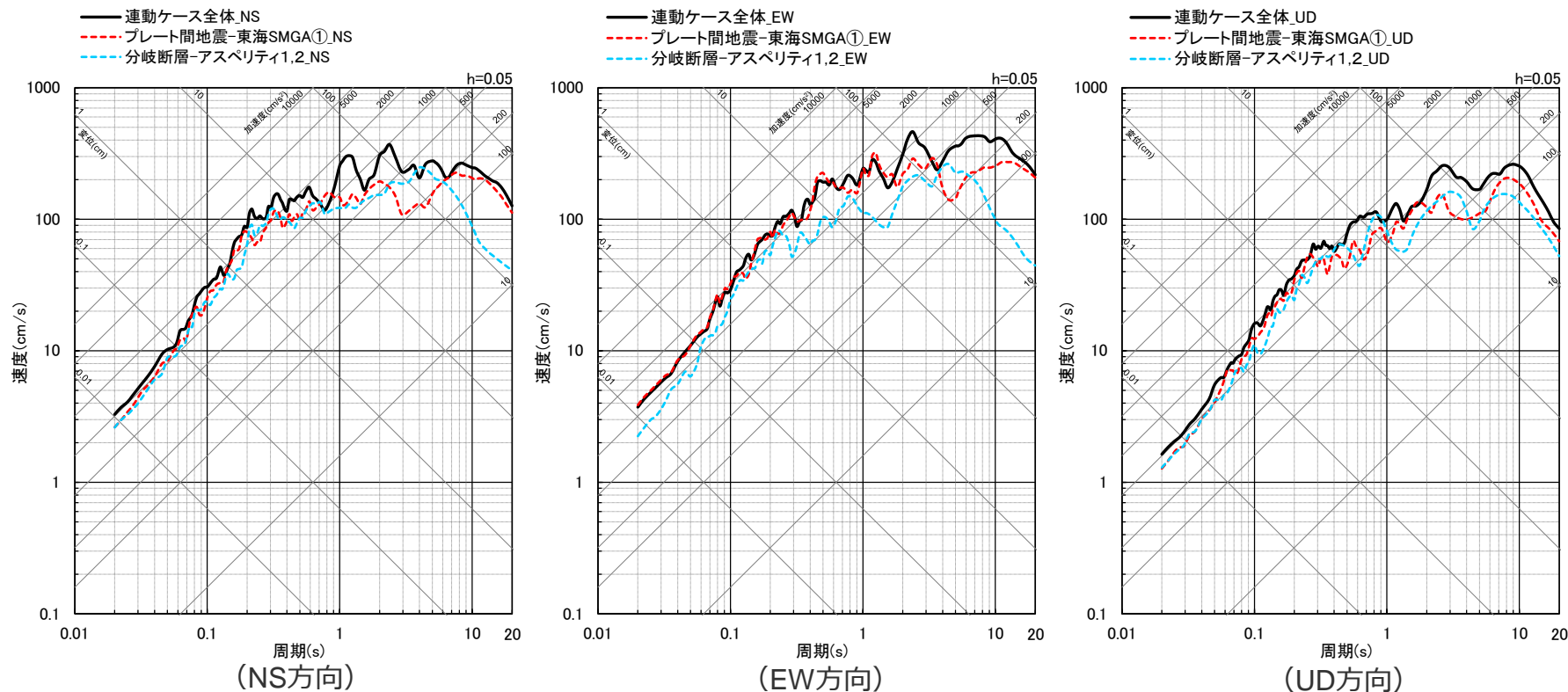
＜応答スペクトルの比較＞

（強震動生成域の位置（直下ケース②）と分岐断層の強震動励起特性に係る不確かさの組合せを考慮した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）（破壊開始点3）の例）

<補足説明資料③-21 プレート間地震の連動ケース（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の強震動生成域・アスペリティの寄与の分析>
強震動生成域の位置（直下ケース②）と分岐断層の強震動励起特性に係る不確かさの組合せを考慮した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）（破壊開始点3）

【強震動生成域の位置（直下ケース②）と分岐断層の強震動励起特性に係る不確かさの組合せを考慮した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）（破壊開始点3）】

○応答スペクトルの比較によると、連動ケース全体の地震動に対し、プレート間地震の東海SMGA①と分岐断層のアスペリティ1, 2とが共に寄与が大きい。

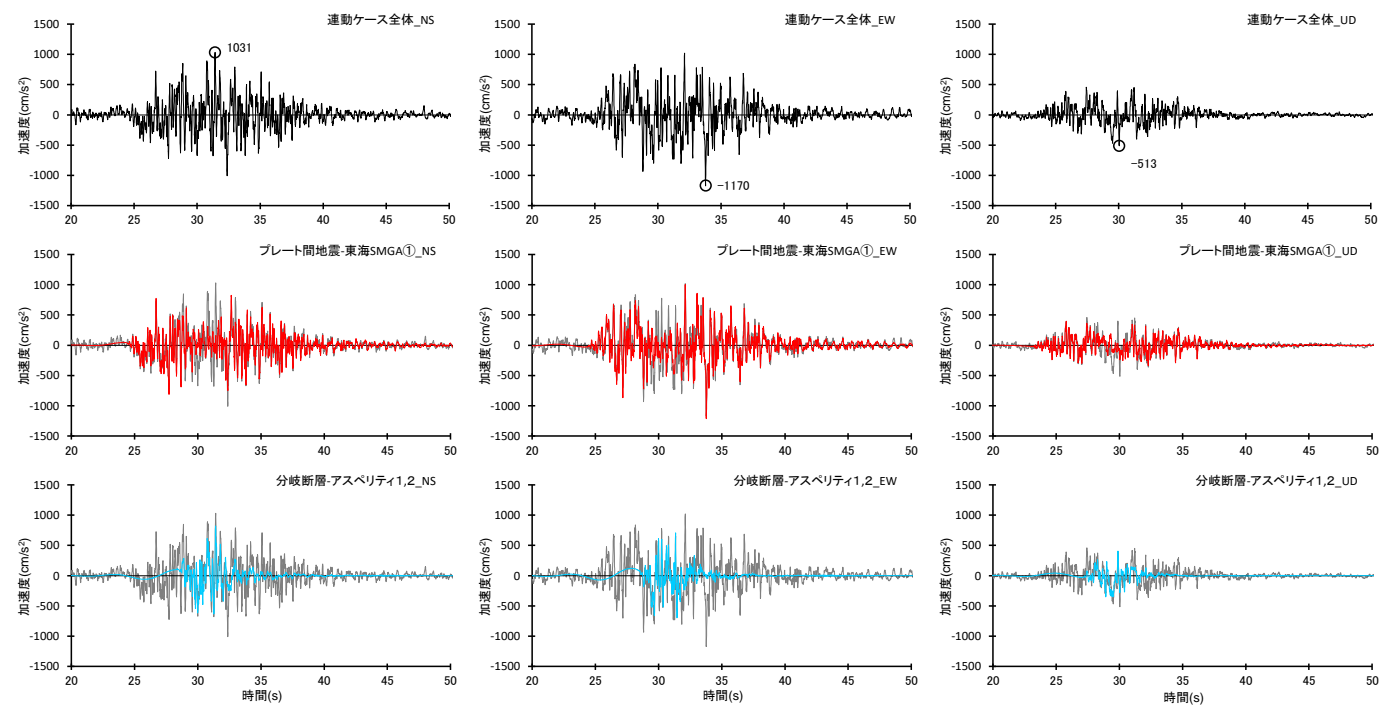


<連動ケース全体、プレート間地震の東海SMGA①、分岐断層のアスペリティ1, 2の応答スペクトルの比較>

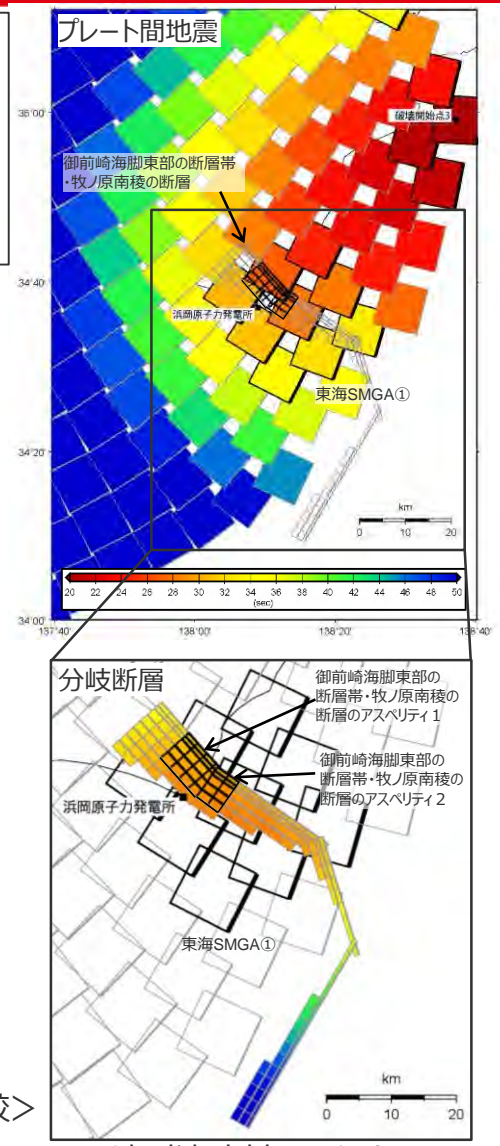
<補足説明資料③-21 プレート間地震の連動ケース（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の強震動生成域・アスペリティの寄与の分析>
強震動生成域の位置（直下ケース②）と分岐断層の強震動励起特性に係る不確かさの組合せを考慮した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）（破壊開始点3）

【強震動生成域の位置（直下ケース②）と分岐断層の強震動励起特性に係る不確かさの組合せを考慮した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）（破壊開始点3）】

- S波到達時刻のアイソクロンによると、プレート間地震の東海SMGA①と分岐断層のアスペリティ 1, 2 の地震波（S波）は概ね同時に敷地に到達している。
- また、加速度時刻歴波形に比較によると、連動ケース全体の主要動に対し、プレート間地震の東海SMGA①と分岐断層のアスペリティ 1, 2 が共に寄与が大きく、両者は重なり合って敷地に到達している。



<連動ケース全体、プレート間地震の東海SMGA①、分岐断層のアスペリティ 1, 2 の加速度時刻歴波形の比較>



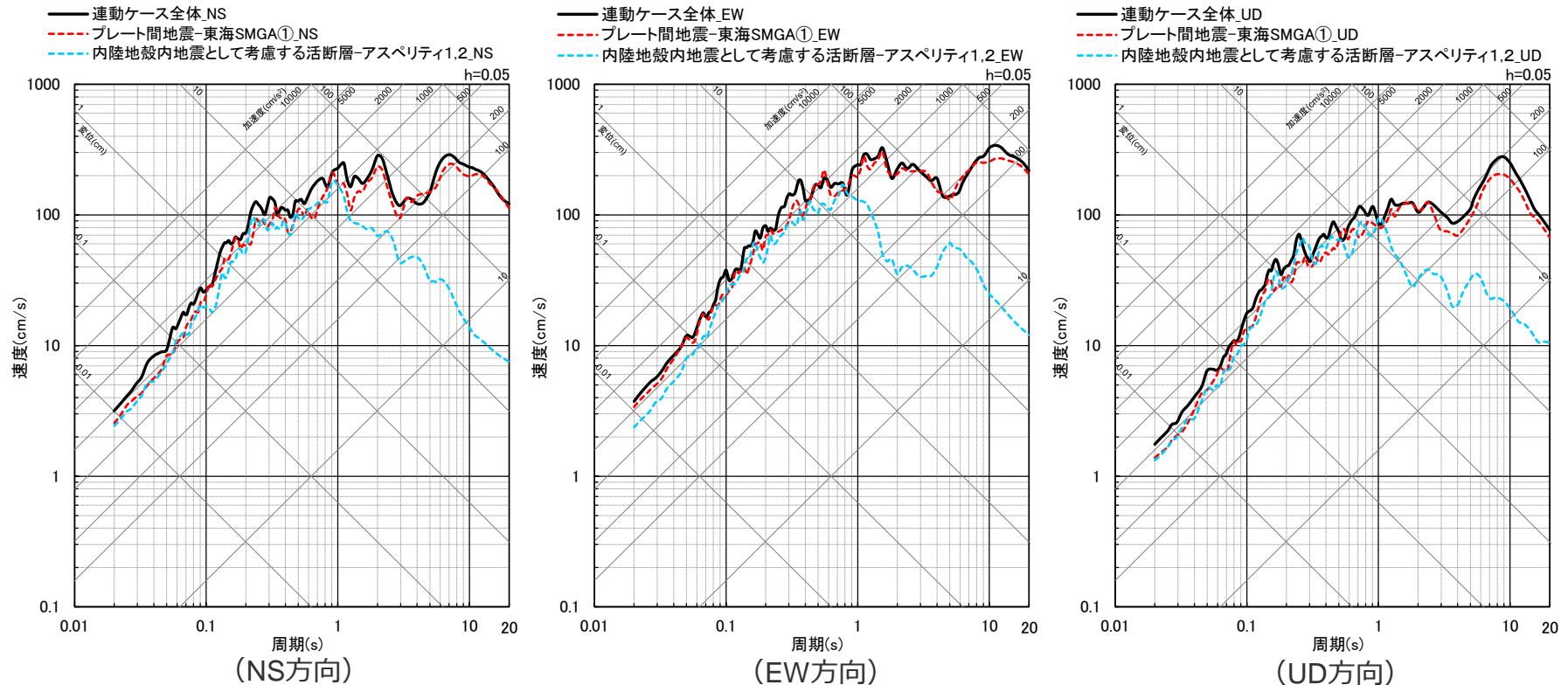
<S波到達時刻のアイソクロン>

・統計的グリーン関数法と波数積分法のハイブリッド合成法による。
 ・プレート間地震の東海SMGA①と分岐断層のアスペリティ 1, 2 の時刻歴波形には、背面に連動ケース全体の時刻歴波形を描画。

<補足説明資料③-21 プレート間地震の連動ケース（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の強震動生成域・アスペリティの寄与の分析>
 強震動生成域の位置（直下ケース②）と内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層（御前崎海脚西部の断層帯（アスペリティの応力降下量の不確かさを考慮した震源モデル））への破壊伝播に係る不確かさの組合せを考慮した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）（破壊開始点3）

【強震動生成域の位置（直下ケース②）と内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層（御前崎海脚西部の断層帯（アスペリティの応力降下量の不確かさを考慮した震源モデル））への破壊伝播に係る不確かさの組合せを考慮した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）（破壊開始点3）】

○応答スペクトルの比較によると、連動ケース全体の地震動に対して、プレート間地震の東海SMGA①は全周期帯に渡り寄与が大きく、内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層（御前崎海脚西部の断層帯）のアスペリティ1, 2は短周期帯（周期1秒程度以下）において寄与が大きい。

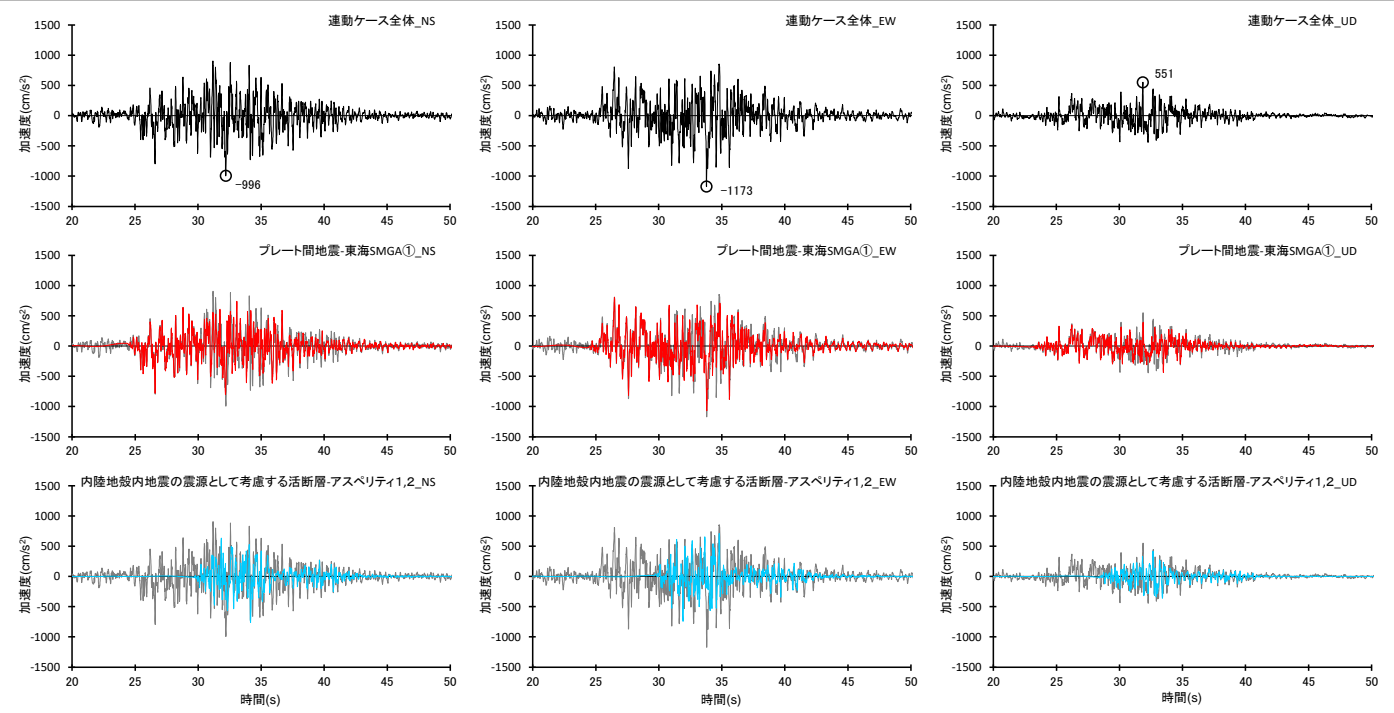


<連動ケース全体、プレート間地震の東海SMGA①、内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層のアスペリティ1, 2の応答スペクトルの比較>

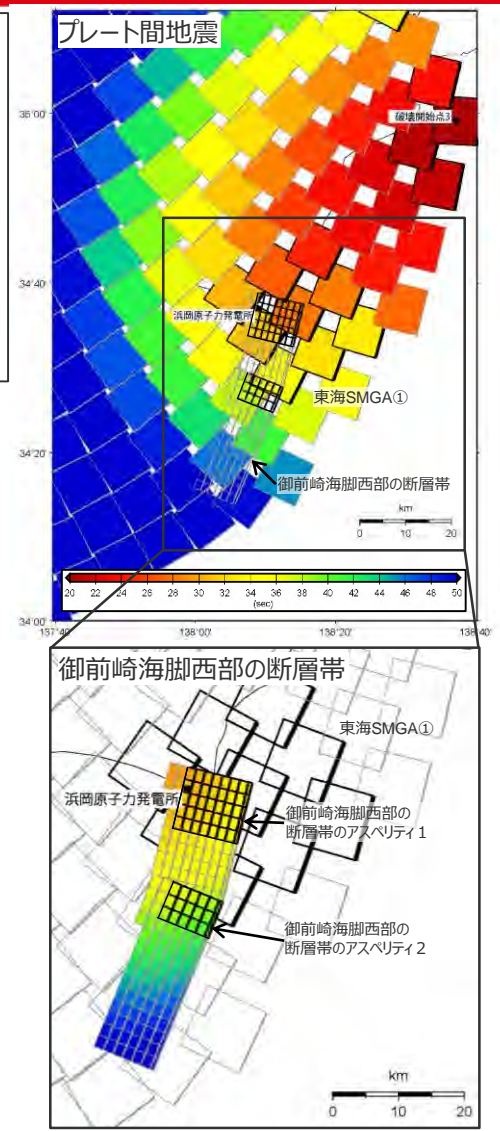
<補足説明資料③-21 プレート間地震の連動ケース（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の強震動生成域・アスペリティの寄与の分析>
 強震動生成域の位置（直下ケース②）と内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層（御前崎海脚西部の断層帯（アスペリティの応力降下量の不確かさを考慮した震源モデル））への破壊伝播に係る不確かさの組合せを考慮した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）（破壊開始点3）

【強震動生成域の位置（直下ケース②）と内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層（御前崎海脚西部の断層帯（アスペリティの応力降下量の不確かさを考慮した震源モデル））への破壊伝播に係る不確かさの組合せを考慮した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）（破壊開始点3）】

- S波到達時刻のアイソクロンによると、プレート間地震の東海SMGA①と内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層（御前崎海脚西部の断層帯）のアスペリティ1,2の地震波（S波）は概ね同時に敷地に到達している。
- また、加速度時刻歴波形の比較によると、連動ケース全体の主要動に対し、プレート間地震の東海SMGA①と内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層（御前崎海脚西部の断層帯）のアスペリティ1,2とが共に寄与が大きく、両者は重なり合って敷地に到達している。



<連動ケース全体、プレート間地震の東海SMGA①、内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層のアスペリティ1,2の加速度時刻歴波形の比較>



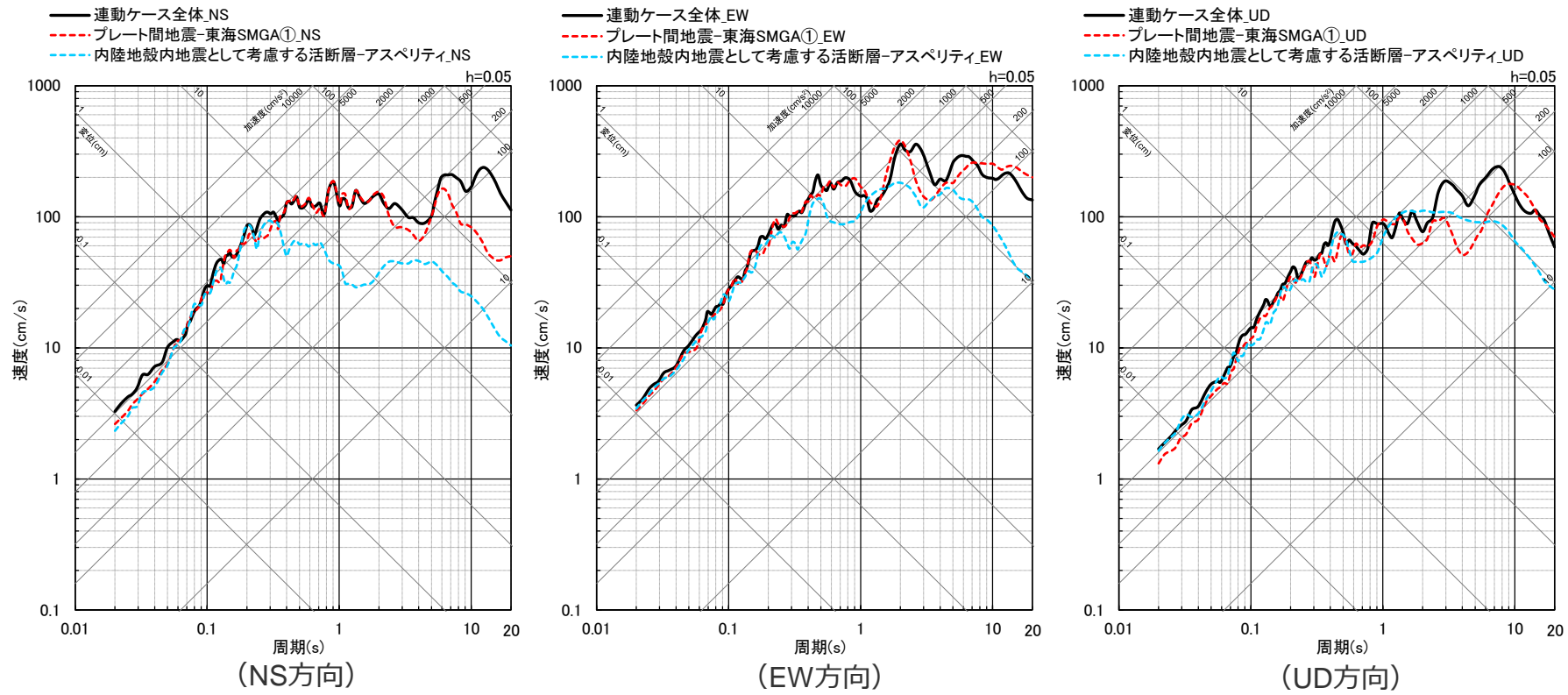
<S波到達時刻のアイソクロン>

・ 統計的グリーン関数法と波数積分法のハイブリッド合成法による。
 ・ プレート間地震の東海SMGA①と内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層のアスペリティ1,2の時刻歴波形には、背面に連動ケース全体の時刻歴波形を描画。

＜補足説明資料③-21 プレート間地震の連動ケース（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の強震動生成域・アスペリティの寄与の分析＞
 強震動生成域の位置（直下ケース②）と内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層（A-17断層（破壊伝播速度と断層傾斜角の不確かさを考慮した震源モデル））への破壊伝播に係る不確かさの組合せを考慮した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）（破壊開始点1）

【強震動生成域の位置（直下ケース②）と内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層（A-17断層（破壊伝播速度と断層傾斜角の不確かさを考慮した震源モデル））への破壊伝播に係る不確かさの組合せを考慮した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）（破壊開始点1）】

○応答スペクトルの比較によると、連動ケース全体の地震動に対し、プレート間地震の東海SMGA①は全周期帯に渡り寄与が大きく、内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層（A-17断層）のアスペリティは短周期帯（周期1～2秒程度以下）において寄与が大きい。

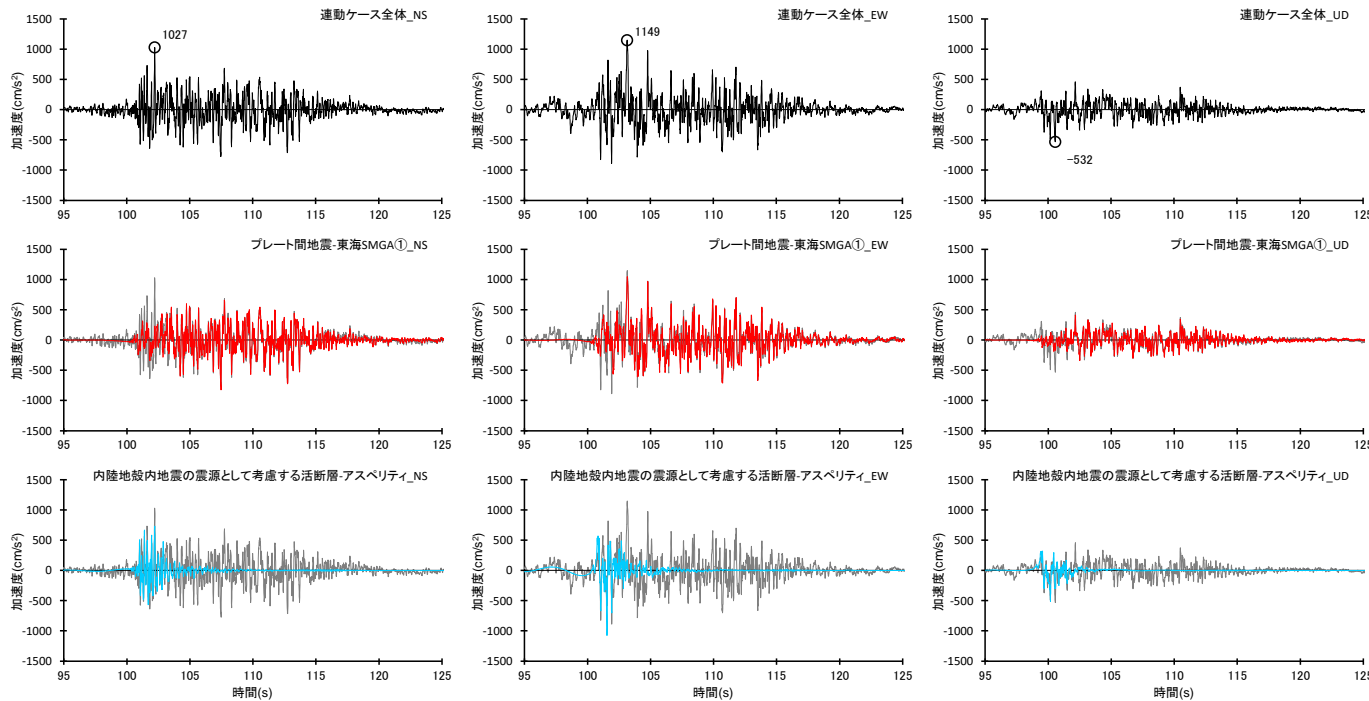


＜連動ケース全体、プレート間地震の東海SMGA①、内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層のアスペリティ1, 2の擬似速度応答スペクトルの比較＞

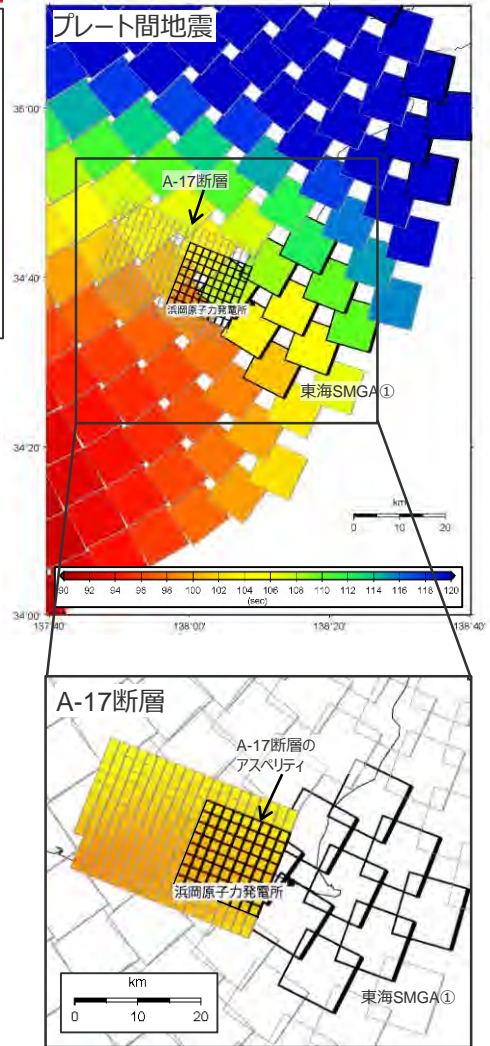
<補足説明資料③-21 プレート間地震の連動ケース（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の強震動生成域・アスペリティの寄与の分析>
 強震動生成域の位置（直下ケース②）と内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層（A-17断層（破壊伝播速度と断層傾斜角の不確かさを考慮した震源モデル））への破壊伝播に係る不確かさを考慮した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）（破壊開始点1）

【強震動生成域の位置（直下ケース②）と内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層（A-17断層（破壊伝播速度と断層傾斜角の不確かさを考慮した震源モデル））への破壊伝播に係る不確かさを考慮した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）（破壊開始点1）】

- S波到達時刻のアイソクロンによると、プレート間地震の東海SMGA①と内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層（A-17断層）のアスペリティの地震波（S波）は概ね同時に敷地に到達している。
- また、加速度時刻歴波形の比較によると、連動ケース全体の主要動に対し、プレート間地震の東海SMGA①と内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層（A-17断層）のアスペリティとが共に寄与が大きく、両者は重なり合って敷地に到達している。



<連動ケース全体、プレート間地震の東海SMGA①、内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層のアスペリティの加速度時刻歴波形の比較>



<S波到達時刻のアイソクロン>

・ 統計的グリーン関数法と波数積分法のハイブリッド合成法による。
 ・ プレート間地震の東海SMGA①と内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層のアスペリティの時刻歴波形には、背面に連動ケース全体の時刻歴波形を描画。

まとめ

- プレート間地震と分岐断層又は内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層との連動ケースの断層モデルを用いた手法による地震動評価結果に関し、最大加速度が大きいモデルを代表として、アイソクロンを作成するとともに、敷地に近い「プレート間地震の強震動生成域（東海SMGA①）」と「分岐断層又は内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層のアスペリティ」による地震動をそれぞれ計算し、連動ケース全体の応答スペクトル及び時刻的波形との比較を行い、地震動評価結果への寄与を分析した。



- いずれの連動ケースも、「プレート間地震の敷地に最も近い強震動生成域（東海SMGA①）」と「分岐断層又は内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層のアスペリティ」とは、それぞれによる地震動が重なり合って敷地に到達しており、共に敷地における地震動に対する寄与が大きい。

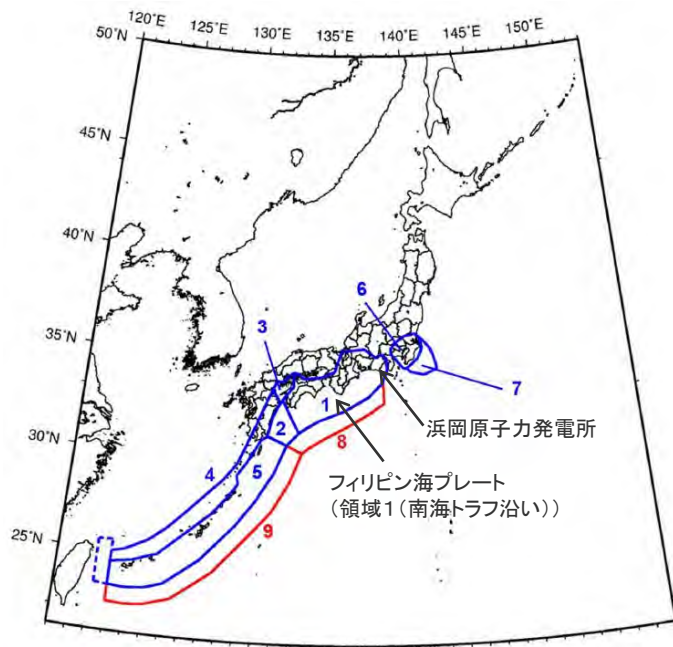
補足説明資料③-22

フィリピン海プレートで発生した海洋プレート内地震

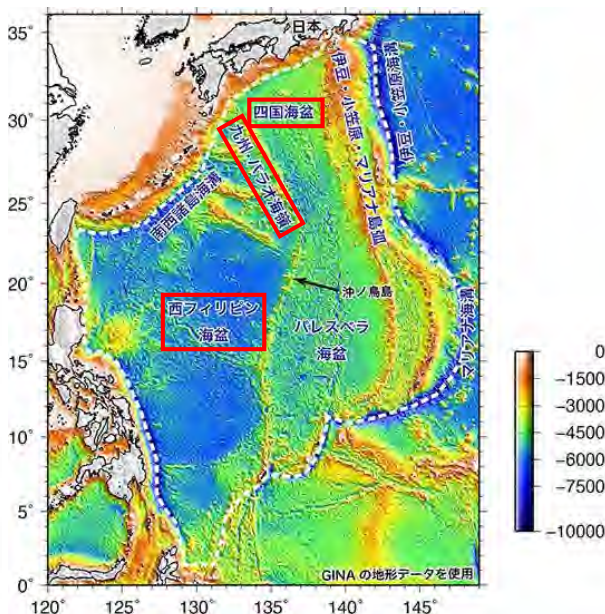
<補足説明資料③-22 フィリピン海プレートで発生した海洋プレート内地震>

浜岡原子力発電所の下に沈み込むフィリピン海プレート

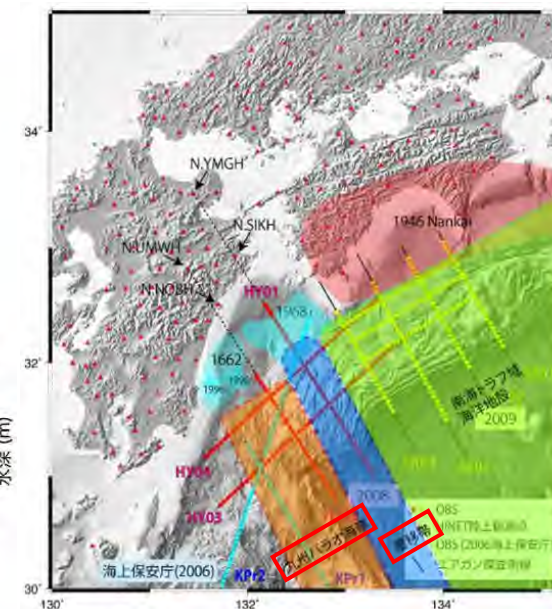
- 浜岡原子力発電所は、フィリピン海プレートが沈み込む領域のうち、地震調査委員会(2021)による領域1（南海トラフ沿い）の東端に位置する。
- フィリピン海プレートでは、九州・パラオ海嶺を境として形成年代の異なる海盆が沈み込み、この海嶺より東側には若い四国海盆が、西側には古い西フィリピン海盆が沈み込んでいる。
- 領域1（南海トラフ沿い）は四国海盆が沈み込む領域（東海～紀伊～四国）に位置し、プレートの特徴が類似している。また、領域1（南海トラフ沿い）の西端は、四国海盆と九州・パラオ海嶺の間に位置する遷移帯と概ね一致し、その以西ではプレートの特徴が変化している。



<震源を予め特定しにくい地震の地域区分>
(地震調査委員会(2021)に敷地位置、
領域の説明を加筆)



<フィリピン海プレートの海底地形>
(地震調査研究推進本部HPに赤い四角を加筆)

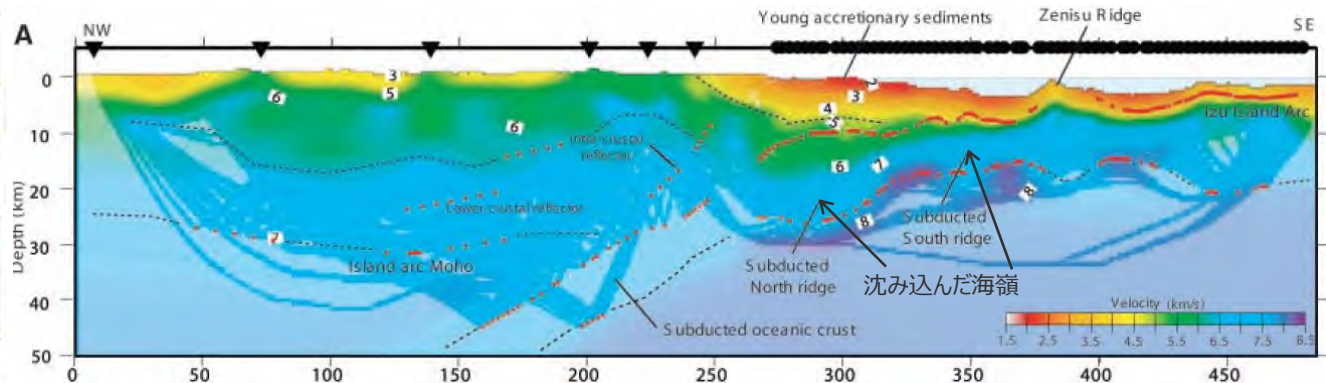
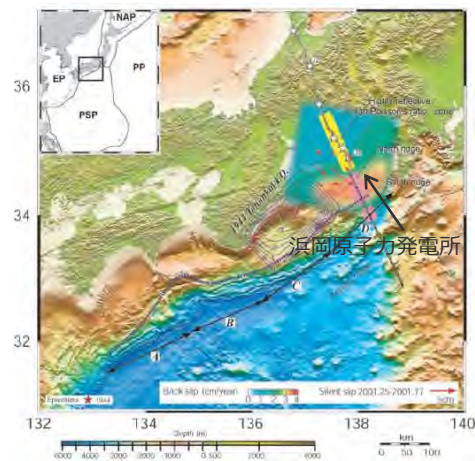


<フィリピン海プレートの構造変化>
(地震調査委員会(2013b)に赤い四角を加筆)

<補足説明資料③-22 フィリピン海プレートで発生した海洋プレート内地震>

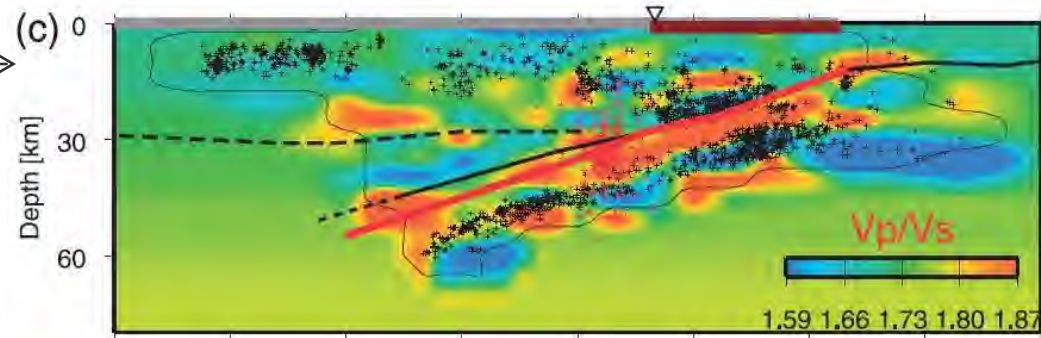
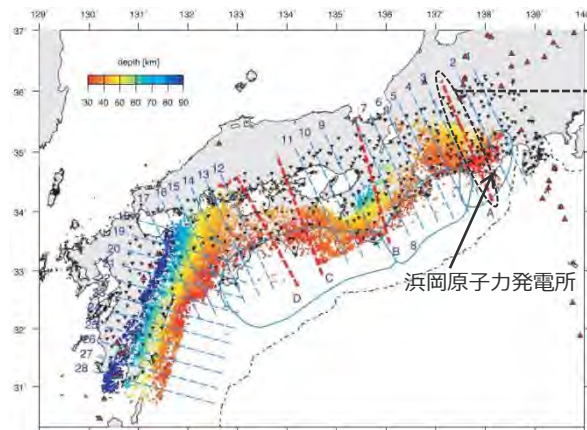
浜岡原子力発電所の下に沈み込むフィリピン海プレート

- 高橋(1997)、Kodaira et al.(2008)他により、伊豆・小笠原島弧で大陸性の特徴を有する中部地殻の存在が示され、伊豆弧の西側に北東－南西の走向を持って存在する海嶺（背弧雁行海山群）でも、同様に中部地殻の存在が示されている。
- Kodaira et al.(2004)他によれば、敷地が位置する遠州灘周辺において沈み込んだ海嶺が示されており、遠州灘周辺における沈み込むフィリピン海プレートの構造としては、大陸性の特徴を有する中部地殻が沈み込んでいると考えられる。



<遠州灘のP波速度構造（Kodaira et al(2004)に敷地位置、沈み込んだ海嶺の位置を加筆>

- 海洋プレート内地震の地震動評価において、上記に示す構造の特徴は敷地周辺の地震活動に含まれており、この地震活動（震源鉛直分布等）を踏まえて、地震発生層の幅等の海洋プレートの特徴を整理している（補足説明資料③-26参照）。



<遠州灘の震源鉛直分布（弘瀬・他(2007)に敷地位置、矢印を加筆>

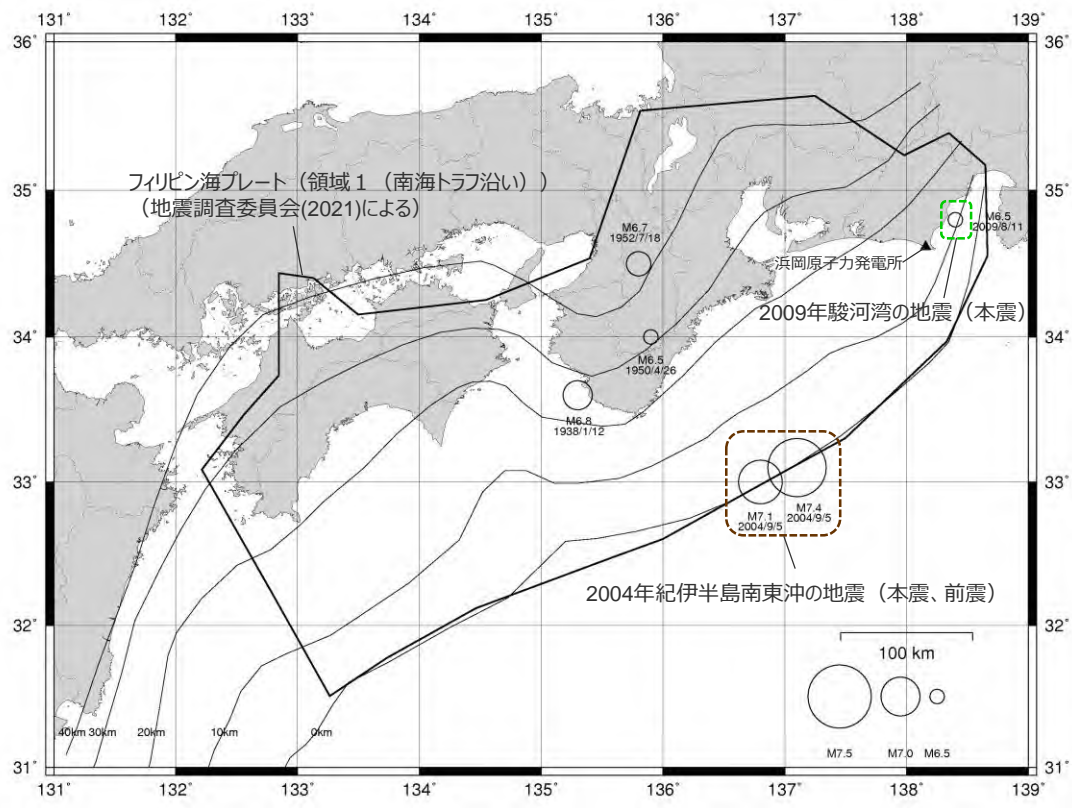
＜補足説明資料③-22 フィリピン海プレートで発生した海洋プレート内地震＞ フィリピン海プレートで発生する海洋プレート内地震 (沈み込んだ海洋プレート内地震、沈み込む海洋プレート内地震)

○海洋プレート内地震は、海洋プレート内部で発生する地震のうち、海溝軸付近ないしそのやや沖合で発生する沈み込む海洋プレート内地震と海溝軸付近から陸側で発生する沈み込んだ海洋プレート内地震（スラブ内地震）の2種類に分けられる。

→ **【敷地周辺で発生した沈み込んだ海洋プレート内地震の代表的な地震※】**
⇒2009年駿河湾の地震（本震M6.5）

→ **【敷地周辺で発生した沈み込む海洋プレート内地震の代表的な地震※】**
⇒2004年紀伊半島南東沖の地震（本震M7.4、前震M7.1、余震M6.5）

※ 地震規模が大きく、敷地で観測記録が得られ、各研究機関で震源特性等についての詳細な検討がなされている地震。

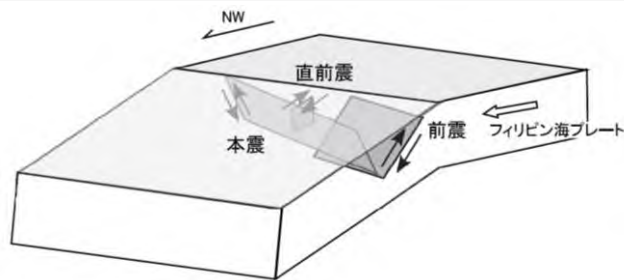


＜近年発生した主な地震の震央分布（M6.5以上）＞

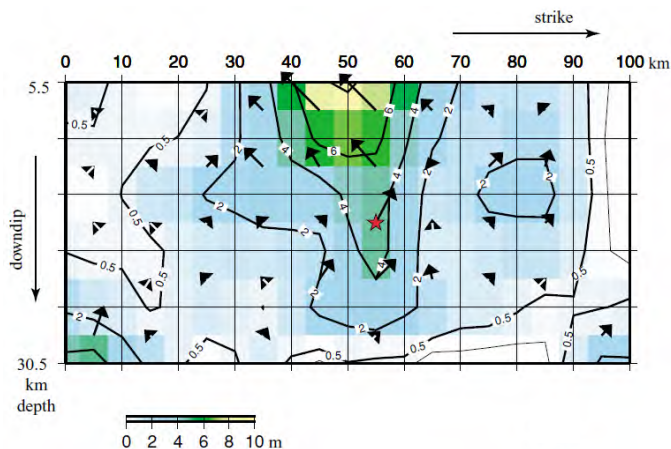
<補足説明資料③-22 フィリピン海プレートで発生した海洋プレート内地震>
沈み込む海洋プレート内地震の代表的な地震

【沈み込む海洋プレート内地震：2004年紀伊半島南東沖の地震（本震M7.4、前震M7.1、余震M6.5）】

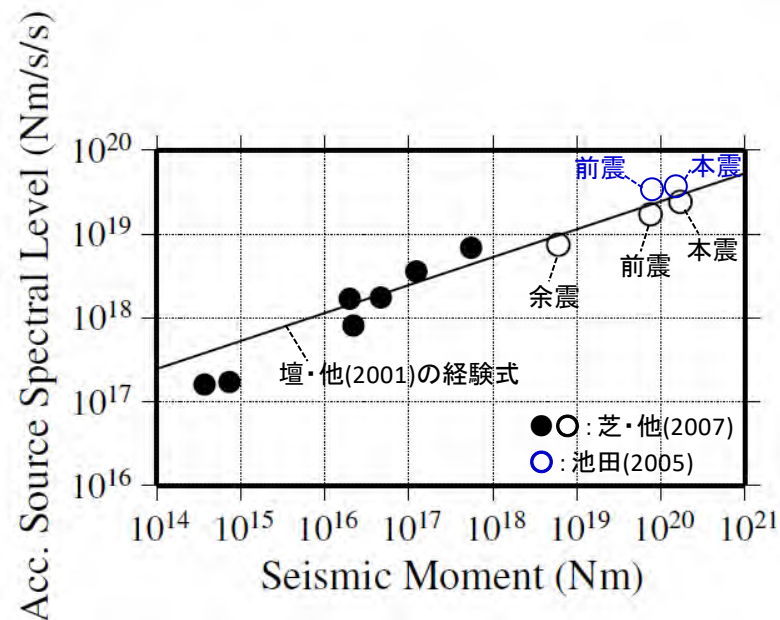
- 震源インバージョン等の結果によると、前震と本震の断層面は互いに共役の関係にあり、前震は北側傾斜、本震は南側傾斜であったと解釈されている。また、本震の断層面の上端付近にはすべり量の大きな場所が認められる。
- 短周期レベルについては、 $M_0 - A$ 関係によると、本震、前震及び余震とも、壇・他(2001)による経験式と同程度であり、内陸地殻内地震の平均的なレベルであったと評価されている。



<2004年紀伊半島南東沖の地震の断層面>
(芝・他(2007)による)



<2004年紀伊半島南東沖の地震（本震）の震源インバージョン結果>
(Park and Mori(2005)による)



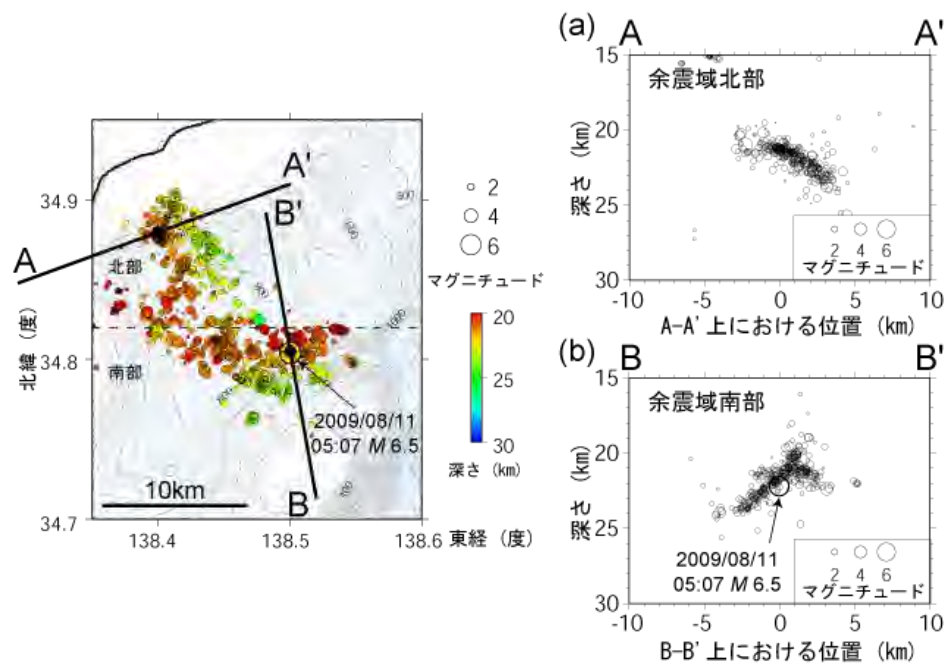
<2004年紀伊半島南東沖の地震の $M_0 - A$ 関係>
(芝・佐藤(2007)の結果に池田(2005)の結果を加筆)

<補足説明資料③-22 フィリピン海プレートで発生した海洋プレート内地震>
沈み込んだ海洋プレート内地震の代表的な地震

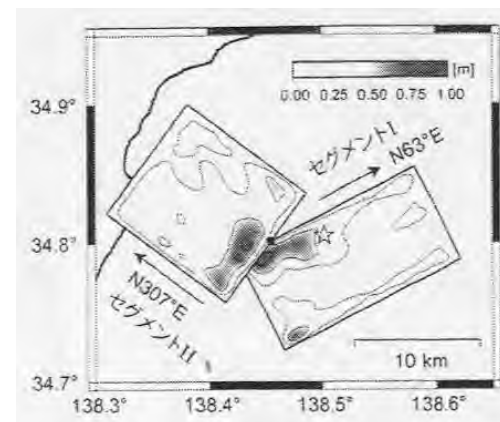
【沈み込んだ海洋プレート内地震：2009年駿河湾の地震（本震M6.5）】

○2009年駿河湾の地震の余震分布の推定結果によると、南部と北部で走向・傾斜角が異なり、震源インバージョンの結果によると、それぞれの断層面にすべり量の大きな場所が認められる。

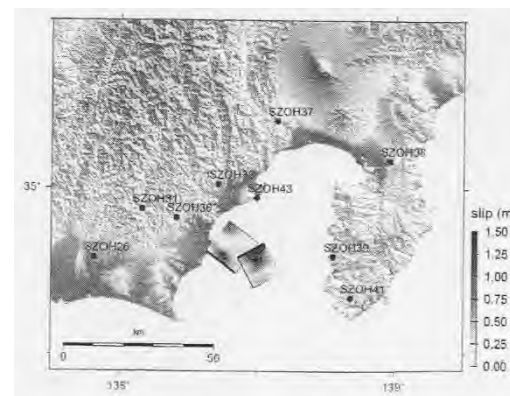
・2009年駿河湾の地震（本震）の震源特性の詳細は、補足説明資料③-23参照。



<2009年駿河湾の地震の余震分布>
(防災科学技術研究所による)



鈴木・他(2009)



横田・他(2009)

<2009年駿河湾の地震（本震）の震源インバージョン結果>

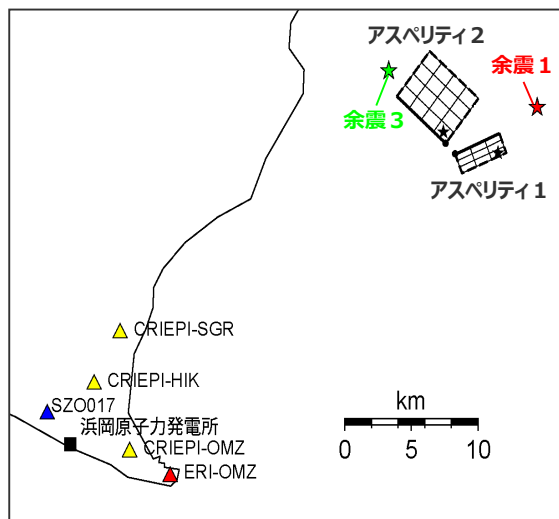
<補足説明資料③-22 フィリピン海プレートで発生した海洋プレート内地震>
沈み込んだ海洋プレート内地震の代表的な地震

【沈み込んだ海洋プレート内地震：2009年駿河湾の地震（本震M6.5）】

○2009年駿河湾の地震（本震）は浅いスラブ内地震であり、その短周期レベルについては、既往の特性化震源モデルの他、当社が作成した特性化震源モデルを対象とした、 $M_0 - A$ 関係によると、深いスラブ内地震より小さめではあるが、壇・他(2001)による経験式より大きく、高周波地震動を励起しやすいスラブ内地震の特徴を示している。

・2009年駿河湾の地震（本震）の震源特性の詳細は補足説明資料③-23参照。

	面積	地震モーメント	応力降下量
アスペリティ1	13.0 km ²	6.80×10 ¹⁷ Nm	35.7 MPa
アスペリティ2	23.0 km ²	1.20×10 ¹⁸ Nm	27.5 MPa

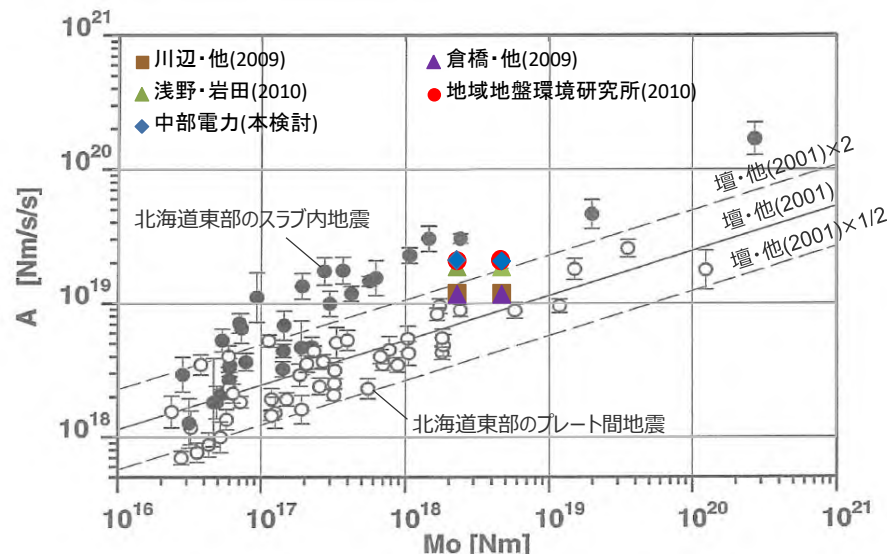


アスペリティ=強震動生成域

<経験的グリーン関数法による

2009年駿河湾の地震（本震）の特性化震源モデル>
（当社作成）

・経験的グリーン関数法による2009年駿河湾の地震（本震）の特性化震源モデル（当社作成）は、敷地ごとに震源を特定して策定する地震動（補足説明資料③-23）参照。



・地震モーメントは2.25×10¹⁸Nm(F-net)、4.6×10¹⁸Nm(鈴木・他(2009))を用いる。
・笹谷・他(2006)に加筆。

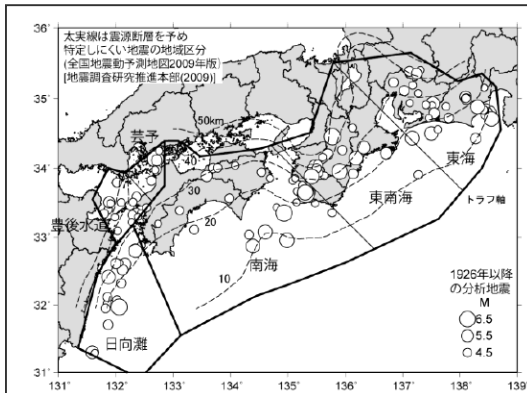
<2009年駿河湾の地震（本震）の $M_0 - A$ 関係>

<補足説明資料③-22 フィリピン海プレートで発生した海洋プレート内地震>

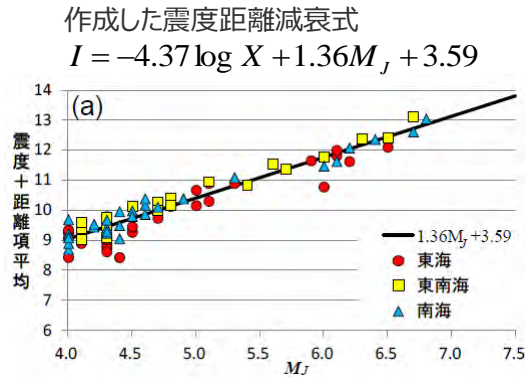
地震規模 (領域1 (南海トラフ沿い))

- 地震規模の検討に際して、海洋プレート内地震は内陸地殻内地震やプレート間地震に比べ短周期地震波の励起が大きいため、主に内陸地殻内地震の地震規模を推定するために用いられてきた従来の手法を海洋プレート内地震の歴史地震に適用すると、地震規模は過大に評価される可能性がある。
- そこで、神田・武村(2013)等では、地域的な距離減衰特性や観測地点の揺れ易さを考慮した海洋プレート内地震の特性を検討し、フィリピン海プレートで発生した海洋プレート内地震の歴史地震について地震規模を再評価している。

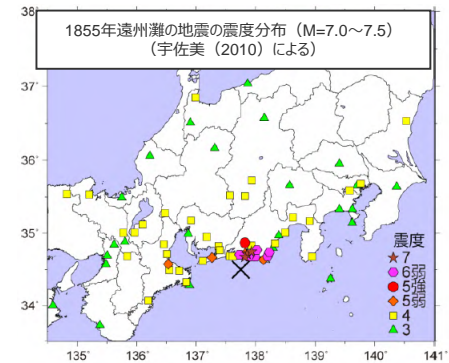
地震規模の再評価の概要 (神田・武村(2013)による)



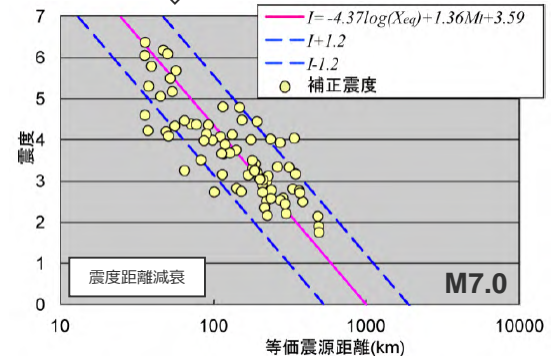
<分析に用いるスラブ内地震の震央分布>



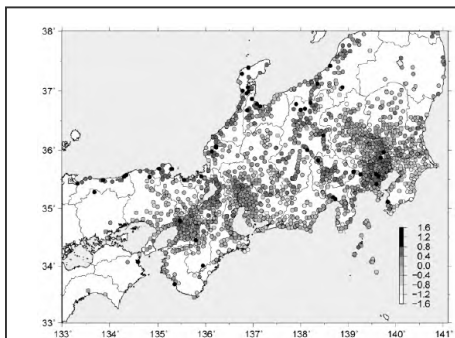
<マグニチュードに対する距離で補正した震度>



宇佐美 (2010) の震度分布に
相対震度を考慮した補正震度を
ターゲットとし、作成した震度距離
減衰式を用いてMを再推定

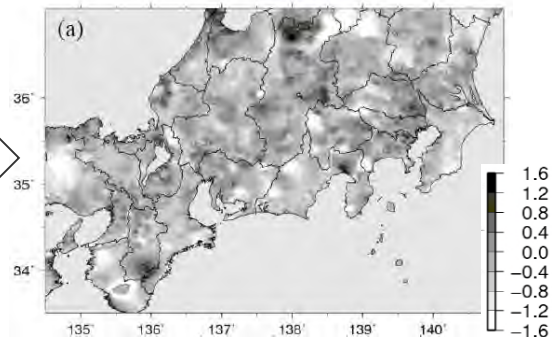


<地震規模の再評価の例>
(1855年遠州灘の地震)



<東海域の震度観測点の相対震度I>

J-SHISに基づく
地盤増幅率
(Vs400m/s
以浅)により、
観測点間の相
対震度を補完



<地盤増幅率により補完した相対震度I分布>

<補足説明資料③-22 フィリピン海プレートで発生した海洋プレート内地震>

地震規模（領域1（南海トラフ沿い））

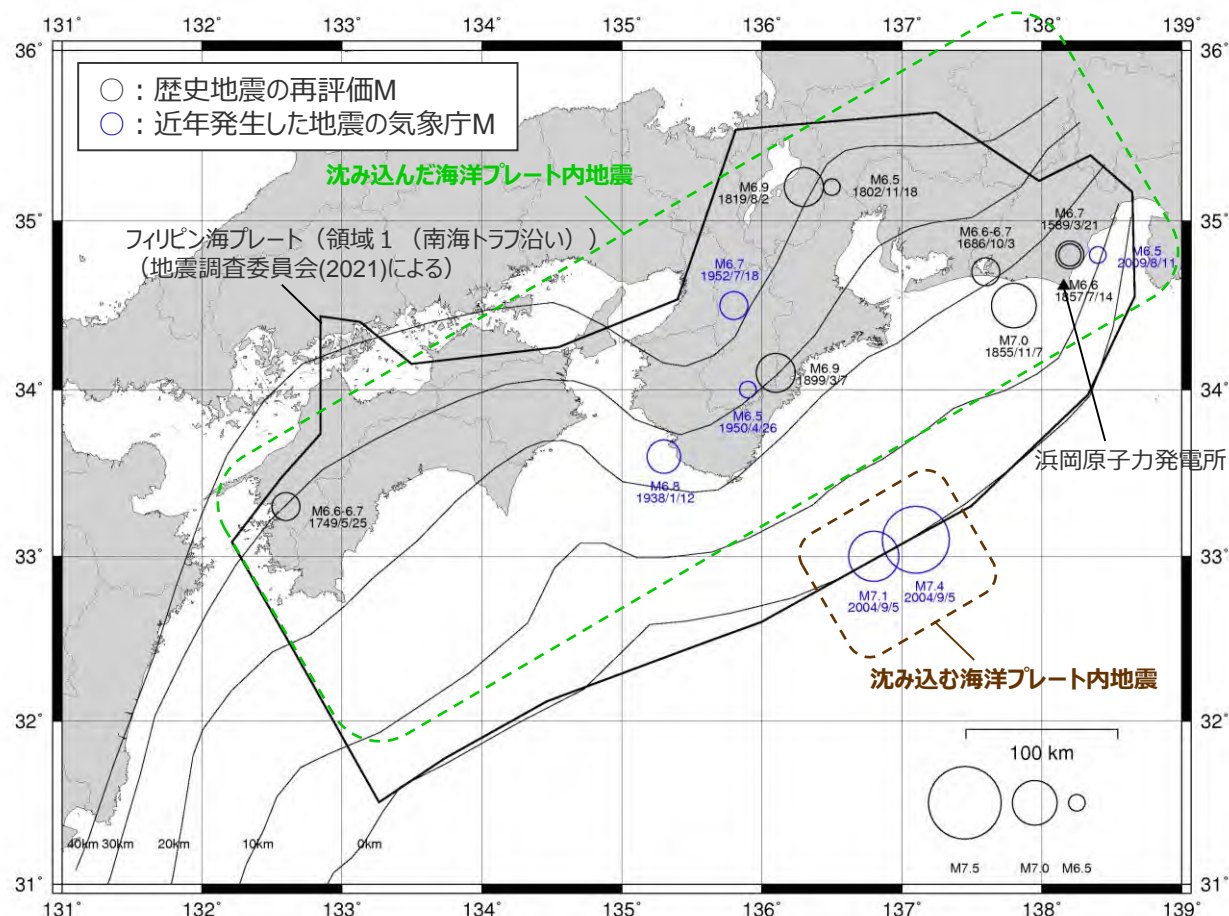
○フィリピン海プレート（領域1（南海トラフ沿い））で発生した地震（歴史地震（神田・武村(2013)等による歴史地震の地震規模の再評価結果による）、気象庁による近年発生した主な地震）は以下のとおり。

【沈み込んだ海洋プレート内地震】

○敷地に近い地震として、1589年駿河・遠江の地震、1686年遠江・三河の地震及び2009年駿河湾の地震（本震）の規模はM6.5～6.7となっており、敷地から200km程度離れているが、1819年伊勢・美濃・近江の地震及び1899年紀伊半島南東部の地震の規模はM6.9となっている。
また、1854年安政東海地震の最大余震である1855年遠州灘の地震の規模はM7.0となっている。

【沈み込む海洋プレート内地震】

○敷地に比較的近い地震はこれまで知られておらず、敷地から200km程度離れているが、トラフ軸付近で発生した2004年紀伊半島南東沖の地震（本震）の規模はM7.4となっている。



<フィリピン海プレート（領域1（南海トラフ沿い））で発生した主な海洋プレート内地震の地震規模>

・1855年遠州灘の地震は、1854年安政東海地震の最大余震であり、プレート間地震と考えられるが、有感範囲が広く、震源近傍の地点では震度Ⅶとなっており、震源が敷地に比較的近いことを踏まえ、神田・武村(2013)において海洋プレート内地震として再評価された地震規模を示す。

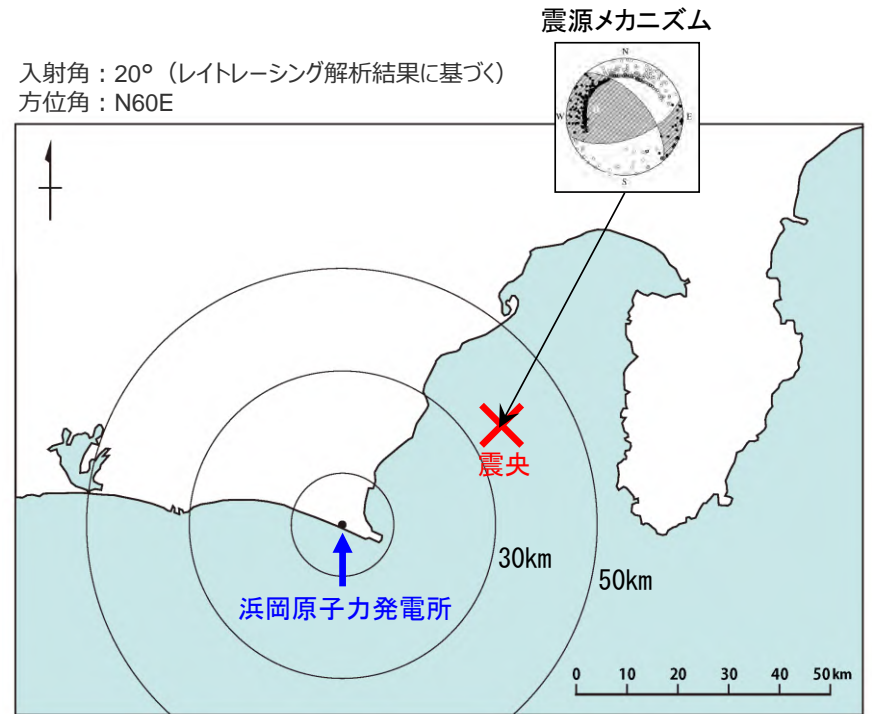
補足説明資料③-23
2009年駿河湾の地震（本震）に関する検討

検討概要

- 2009年駿河湾の地震（本震）の震源特性について、震源断層面、震源インバージョン、特性化震源モデル等の研究が行われている。
- これらの研究成果を参考として、経験的グリーン関数法を用いて特性化震源モデルを作成し、2009年駿河湾の地震（本震）の震源特性について検討する。

- ・発生日時：2009年8月11日5時7分
- ・地震諸元
 - 地震規模：M6.5
 - 震央位置：北緯34度47.1分，東経138度29.9分
 - 震源深さ：23km
 - 発震機構：横ずれ成分を持つ逆断層
(圧力軸は北北東－南南西方向)
- ・浜岡原子力発電所との距離
 - 震央距離：37.0km
 - 震源距離：43.5km
- ・各地の震度
 - 震度 6 弱：伊豆市、焼津市、牧之原市、御前崎市
 - 震度 5 強：東伊豆町、松崎町、西伊豆町、伊豆の国市、富士宮市、静岡駿河区、静岡葵区、静岡清水区、袋井市、菊川市
 - 震度 5 弱：泰阜村、下田市、河津町、南伊豆町、函南町、沼津市、長泉町、島田市、藤枝市、吉田町、磐田市、掛川市

(気象庁による)

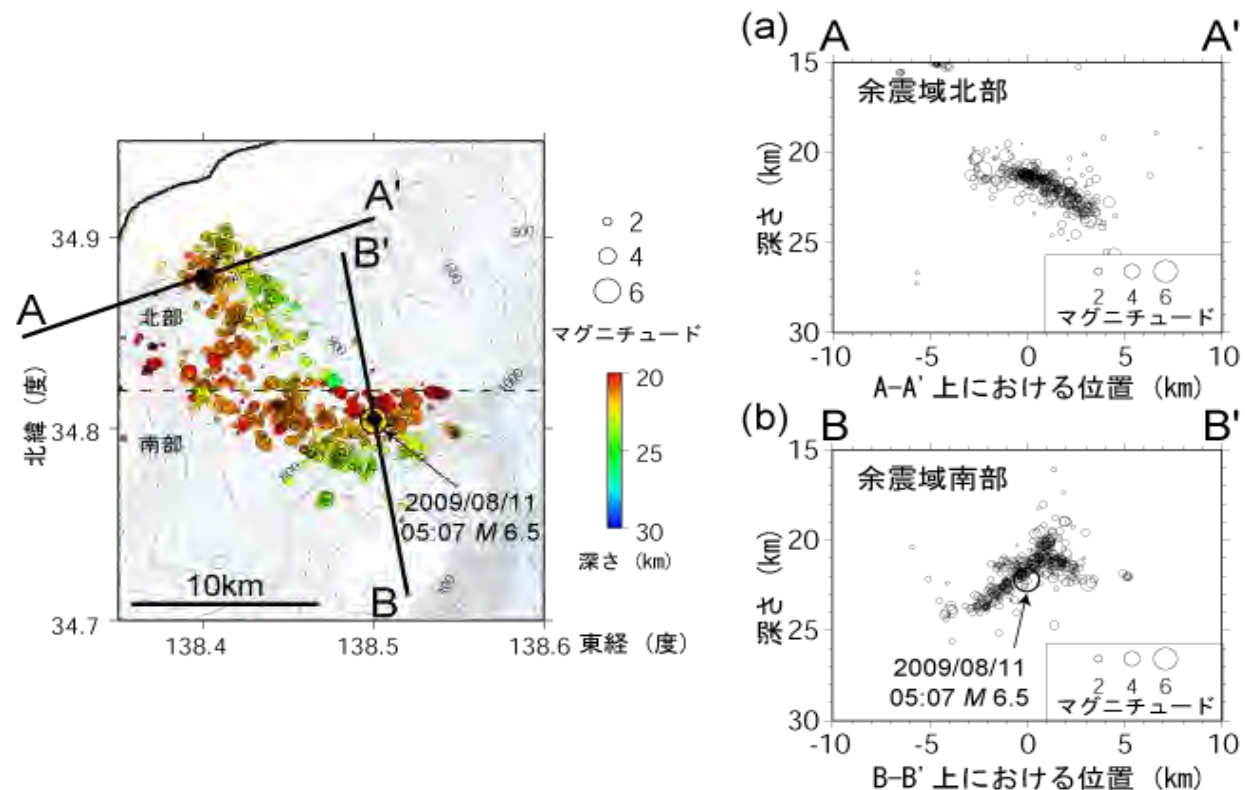


<2009年駿河湾の地震（本震）の震央位置及び震源メカニズム>

既往研究

（震源断層面）

○2009年駿河湾の地震の余震分布によると、震源断層面は南部と北部で走向・傾斜角が異なり、南部は南傾斜50°程度の断層面、北部は北東傾斜35°程度の断層面とされている。

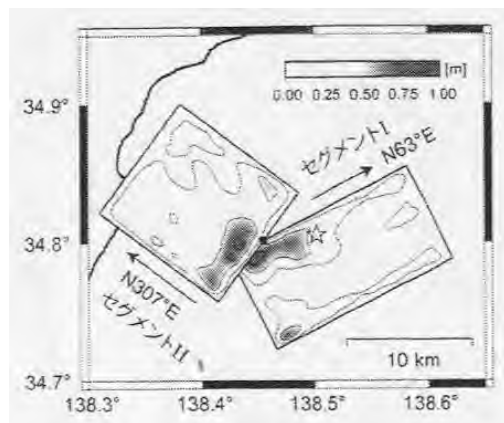


<2009年駿河湾の地震の余震分布>
(防災科学技術研究所HPによる)

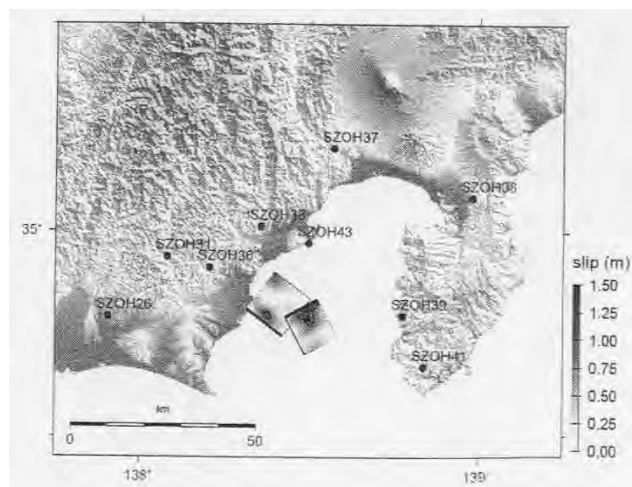
既往研究

（震源インバージョン）

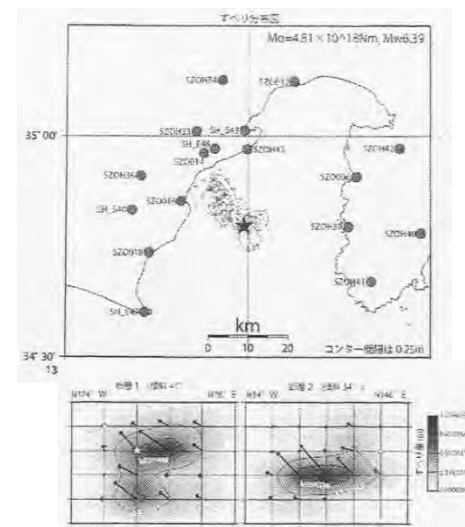
- 2009年駿河湾の地震（本震）の震源インバージョンの結果によると、いずれも南部の断層面と北部の断層面のそれぞれにすべり量の大きな場所が認められる。
- 地震モーメントはF-netによる地震モーメント $2.25 \times 10^{18} \text{Nm}$ （Mw6.2）より大きな値として推定されている。



<鈴木・他(2009)>



<横田・他(2009)>

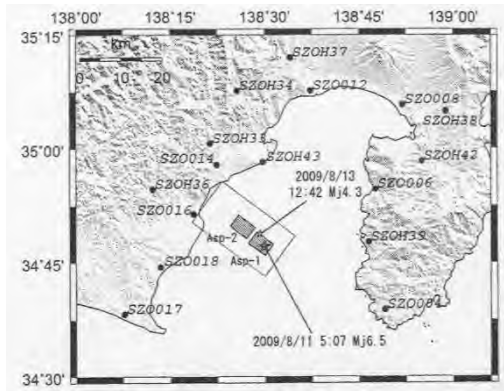


<上野・他(2009)>

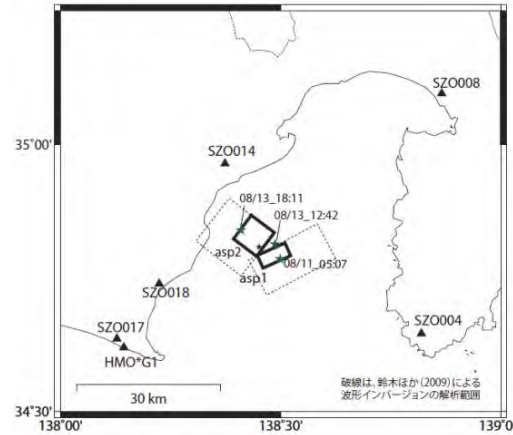
震源インバージョン結果	地震モーメント	最大すべり量
鈴木・他(2009)	$4.6 \times 10^{18} \text{Nm}$ (Mw6.4)	0.83 m
横田・他(2009)	$4.5 \times 10^{18} \text{Nm}$ (Mw6.4)	約1.2m
上野・他(2009)	$4.8 \times 10^{18} \text{Nm}$ (Mw6.4)	約1.0m
F-net (参考)	$2.25 \times 10^{18} \text{Nm}$ (Mw6.2)	—

既往研究 (特性化震源モデル)

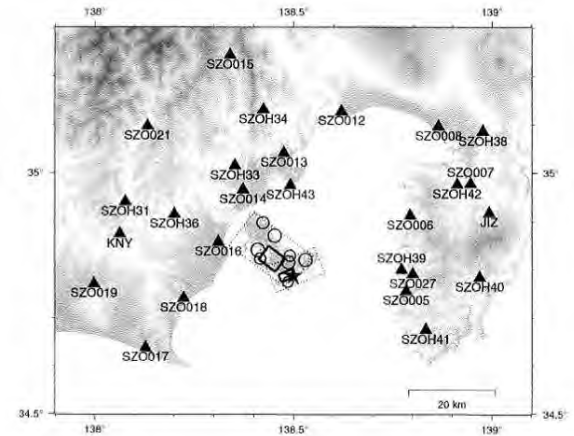
○2009年駿河湾の地震（本震）の経験的グリーン関数法による特性化震源モデルによると、いずれも南部の断層面と北部の断層面のそれぞれにアスペリティが1つずつ配置されている。



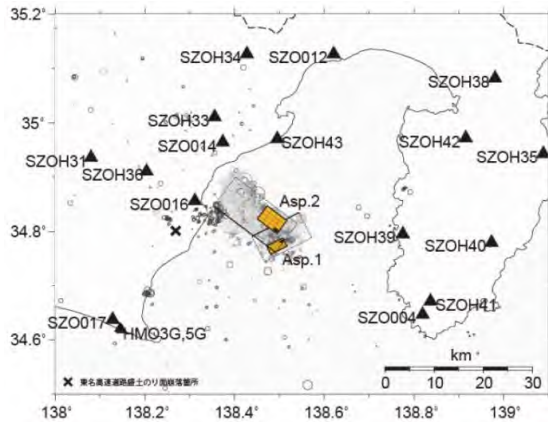
<川辺・他(2009)>



<倉橋・他(2009)>



<浅野・岩田(2009)>



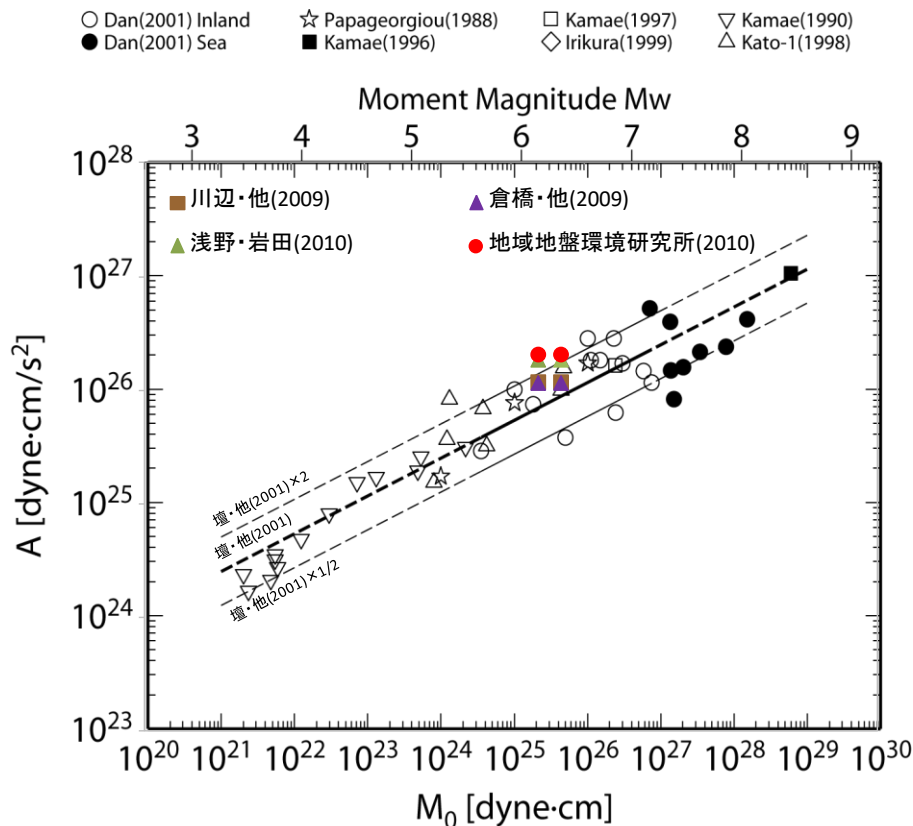
<地域地盤環境研究所(2010)>

特性化震源モデル	アスペリティ	面積	応力降下量
川辺・他(2009)	アスペリティ 1 (南部)	25.0km ²	15.0 MPa
	アスペリティ 2 (北部)	25.0km ²	15.0 MPa
倉橋・他(2009)	アスペリティ 1 (南部)	16.2km ²	16.7 MPa
	アスペリティ 2 (北部)	45.0km ²	17.6 MPa
浅野・岩田(2010)	アスペリティ 1 (南部)	13.0km ²	35.7 MPa
	アスペリティ 2 (北部)	23.0km ²	27.5 MPa
地域地盤環境 研究所(2010)	アスペリティ 1 (南部)	16.0km ²	45.4 MPa
	アスペリティ 2 (北部)	31.4km ²	21.1 MPa

既往研究

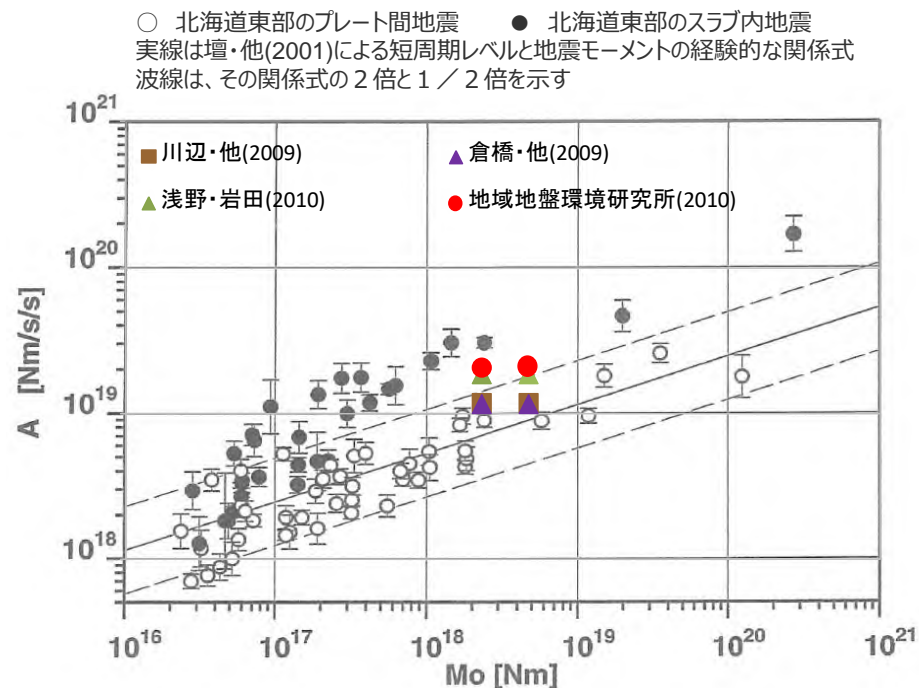
(特性化震源モデル (地震モーメントと短周期レベルとの関係))

○地震モーメントと短周期レベルとの関係 (M_0 -A関係) によると、2009年駿河湾の地震（本震）の短周期レベルは、深いスラブ内地震よりやや小さめではあるが、高周波地震動を励起しやすいスラブ内地震の特徴を示している。



<壇・他(2001)による地震モーメントと短周期レベルとの関係>
(壇・他(2001)に各文献の地震モーメント-短周期レベル関係を加筆)

	地震モーメント	Mw
F-net	$2.25 \times 10^{18} \text{Nm}$	6.2
鈴木・他(2009)	$4.6 \times 10^{18} \text{Nm}$	6.4



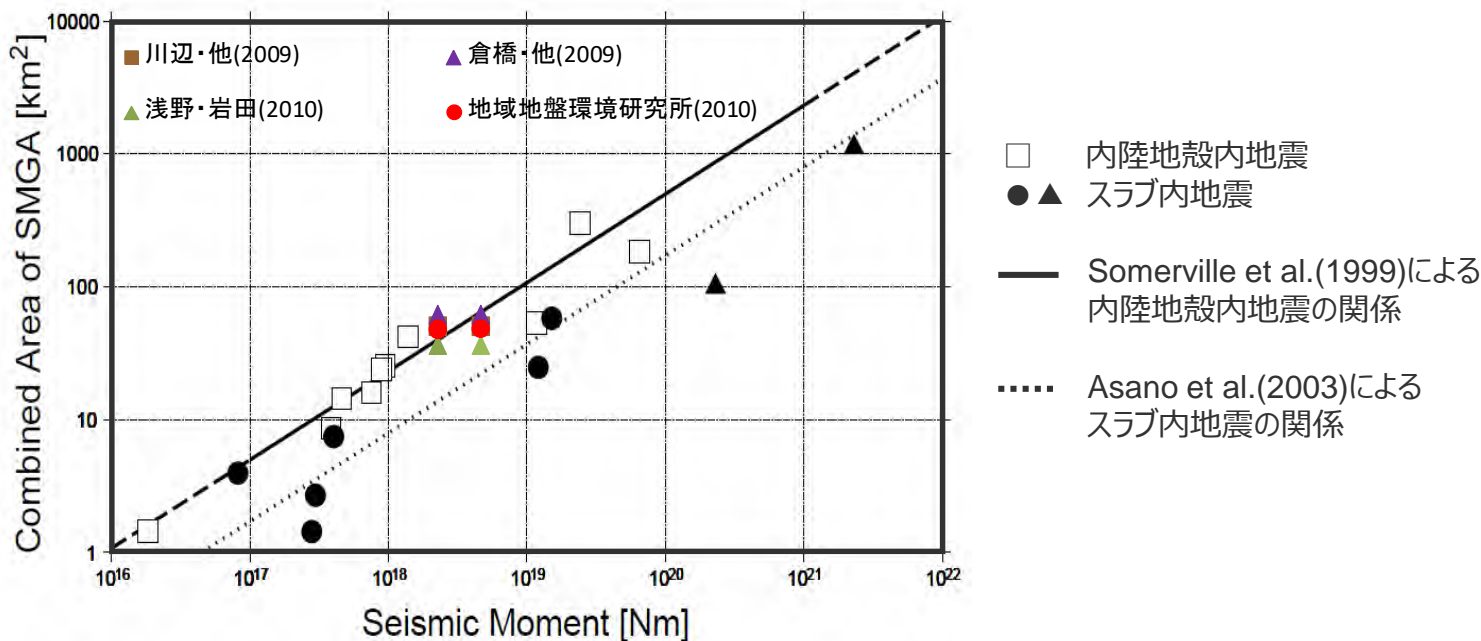
<笹谷・他(2006)による地震モーメントと短周期レベルとの関係>
(笹谷・他(2006)に各文献の地震モーメント-短周期レベル関係を加筆)

既往研究

(特性化震源モデル（地震モーメントとアスペリティ面積との関係）)

○地震モーメントとアスペリティ面積との関係（ M_0 - S_a 関係）によると、2009年駿河湾の地震（本震）のアスペリティ面積は、スラブ内地震としては大きく、内陸地殻内地震と同程度である。

	地震モーメント	Mw
F-net	$2.25 \times 10^{18} \text{Nm}$	6.2
鈴木・他(2009)	$4.6 \times 10^{18} \text{Nm}$	6.4

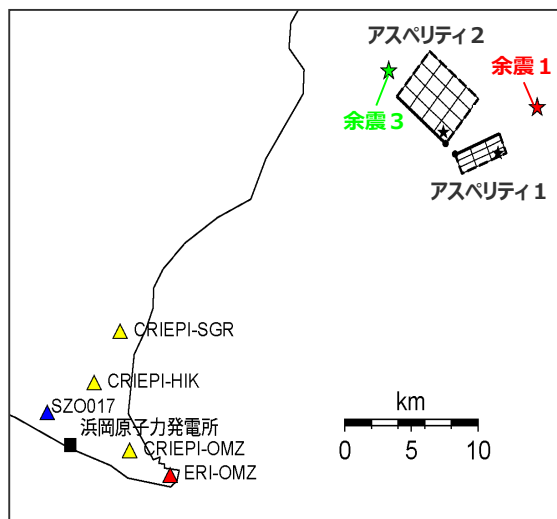


<Asano et al.(2003)による地震モーメントとアスペリティ面積との関係>
(Asano et al.(2003)に各文献の地震モーメントーアスペリティ面積関係を加筆)

経験的グリーン関数法による特性化震源モデルの作成

(検討概要)

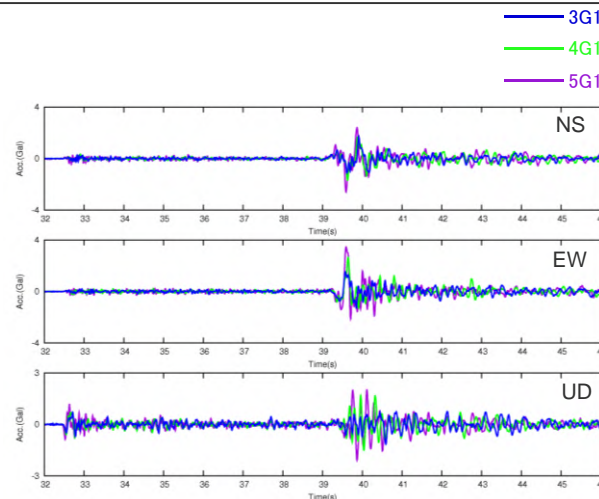
- 経験的グリーン関数法を用いて、敷地内、敷地周辺、広域の観測記録を再現する2009年駿河湾の地震（本震）の特性化震源モデルを作成する。
 - ・特性化震源モデルの作成に際して、既往の研究成果を参考とする。
 - ・南部（アスペリティ1）は南傾斜68°の断層面、北部（アスペリティ2）は北東傾斜37°の断層面とする。
 - ・経験的グリーン関数法に用いる要素地震について、アスペリティ1には余震①を、アスペリティ2には余震③を用いることとし、敷地内は解放基盤表面相当深さの観測記録（3G1・4G1・5G1, E+F）、敷地周辺は地表観測記録を用いる。



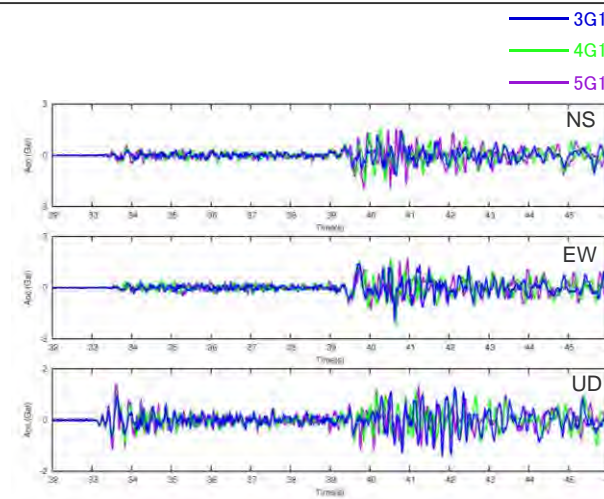
<特性化震源モデルの位置>
(当社作成)

<特性化震源モデルの震源パラメータ>

	面積	地震モーメント	応力降下量
アスペリティ1	13.0 km ²	6.80×10^{17} Nm	35.7 MPa
アスペリティ2	23.0 km ²	1.20×10^{18} Nm	27.5 MPa



<余震①の加速度時刻歴波形>
(3G1、4G1、5G1)



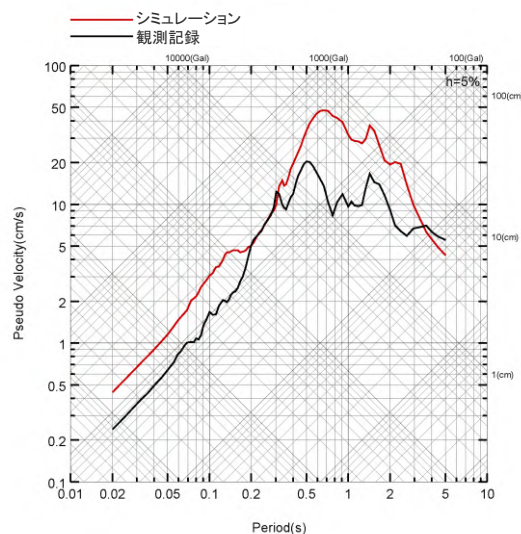
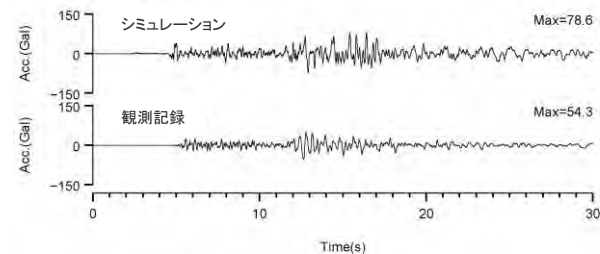
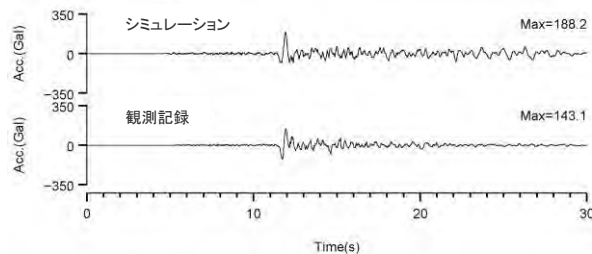
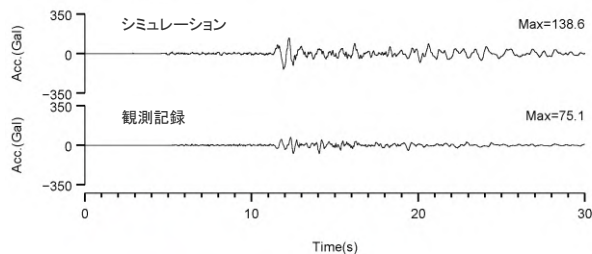
<余震③の加速度時刻歴波形>
(3G1、4G1、5G1)

<要素地震の震源パラメータ>

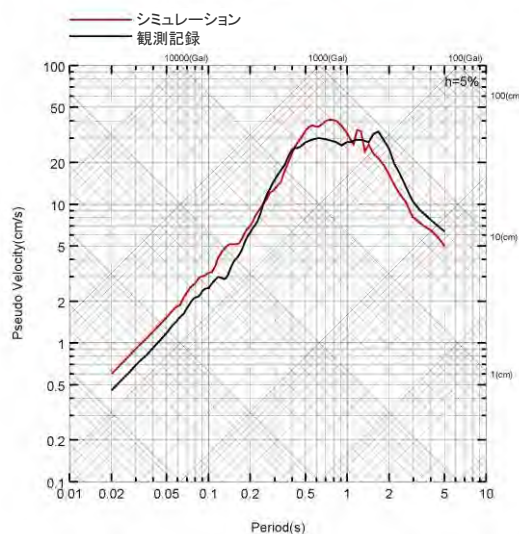
	発生日時	Mj	地震モーメント	応力降下量
余震①	2009.8.11 18:09	4.4	2.08×10^{15} Nm	2.9 MPa
余震③	2009.8.13 18:11	4.5	3.90×10^{15} Nm	2.9 MPa

経験的グリーン関数法による特性化震源モデルの作成 (敷地内 (3G1) のシミュレーション)

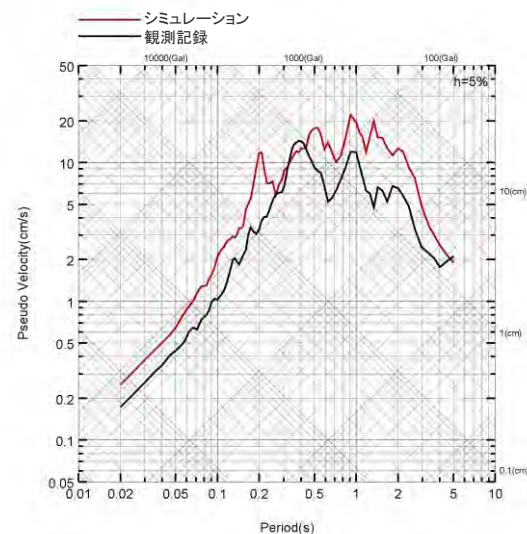
○敷地内の3G1観測点において、経験的グリーン関数法による2009年駿河湾の地震（本震）のシミュレーション結果は、特に大きなパルス波が見られたPEW方向で観測記録を再現している。



(PNS方向)



(PEW方向)

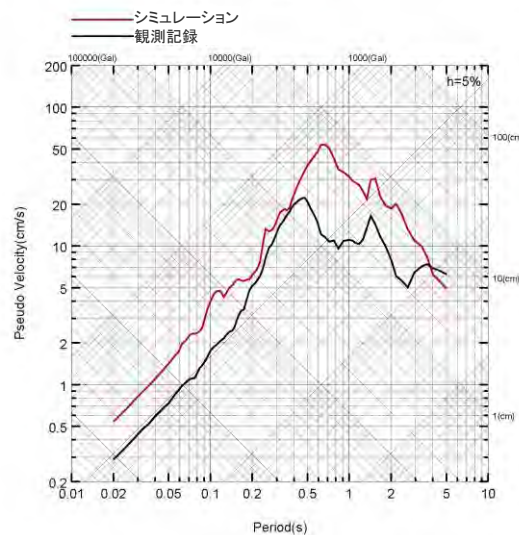
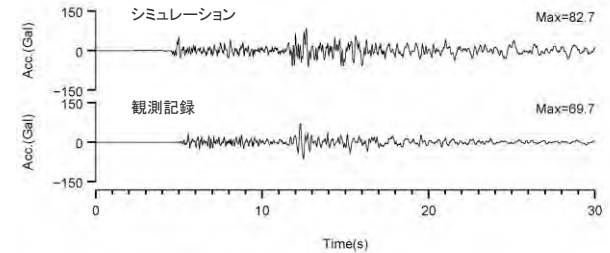
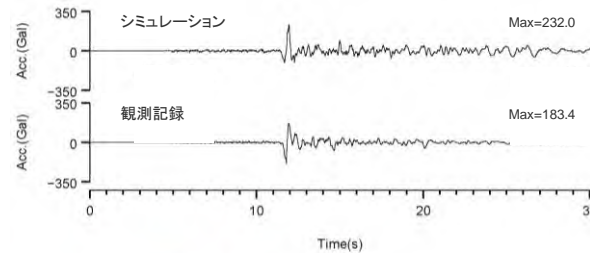
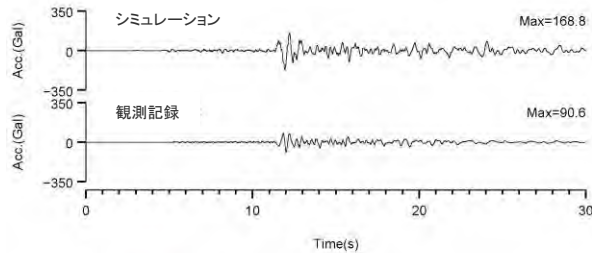


(UD方向)

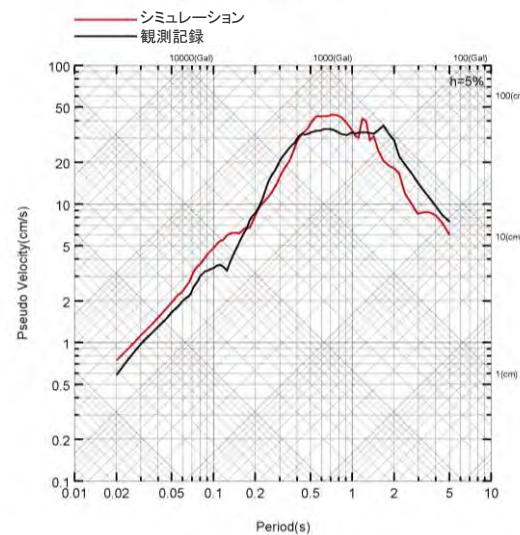
<経験的グリーン関数法によるシミュレーション結果と観測記録との比較 (3G1) >
(上図：加速度時刻歴波形、下図：応答スペクトル)

経験的グリーン関数法による特性化震源モデルの作成 (敷地内 (4G1) のシミュレーション)

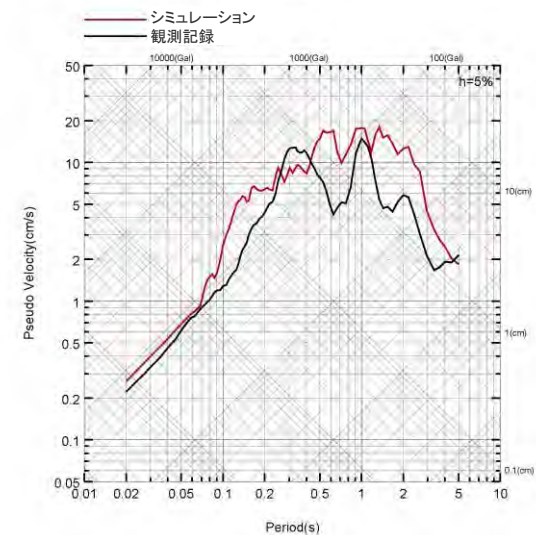
○敷地内の4G1観測点において、経験的グリーン関数法による2009年駿河湾の地震（本震）のシミュレーション結果は、特に大きなパルス波が見られたPEW方向で観測記録を再現している。



(PNS方向)



(PEW方向)

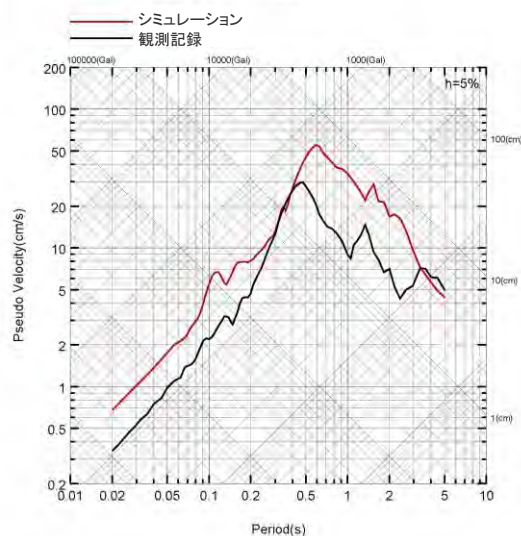
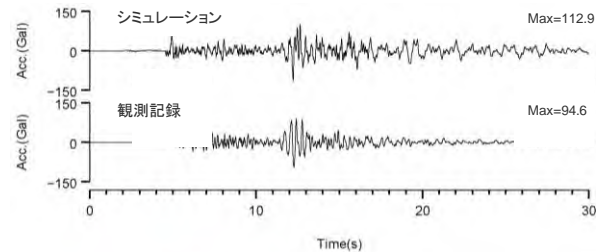
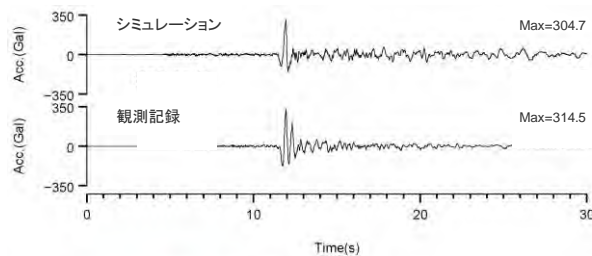
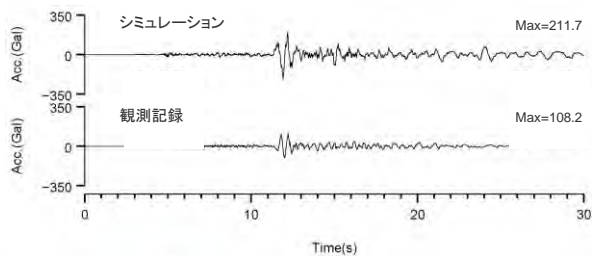


(UD方向)

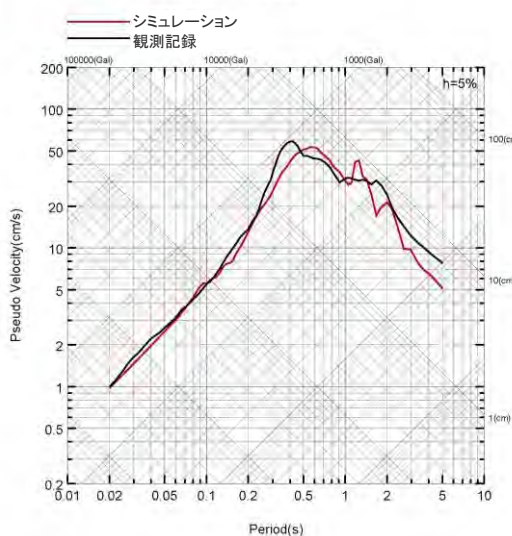
<経験的グリーン関数法によるシミュレーション結果と観測記録との比較 (4G1) >
(上図：加速度時刻歴波形、下図：応答スペクトル)

経験的グリーン関数法による特性化震源モデルの作成 (敷地内 (5G1) のシミュレーション)

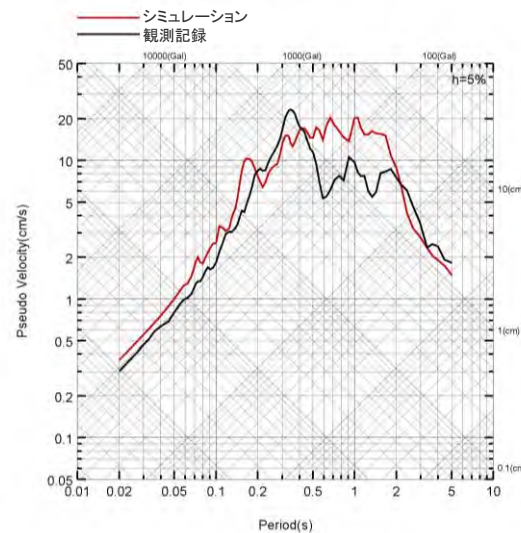
○敷地内の5G1観測点において、経験的グリーン関数法による2009年駿河湾の地震（本震）のシミュレーション結果は、特に大きなパルス波が見られたPEW方向で観測記録を再現している。



(PNS方向)



(PEW方向)

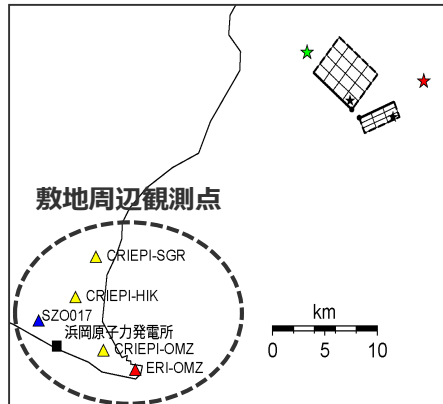


(UD方向)

<経験的グリーン関数法によるシミュレーション結果と観測記録との比較 (5G1) >
(上図：加速度時刻歴波形、下図：応答スペクトル)

経験的グリーン関数法による特性化震源モデルの作成 (敷地周辺観測点のシミュレーション)

—— 経験的グリーン関数法によるシミュレーション結果 —— 観測記録



地震研御前崎
(ERI-OMZ)

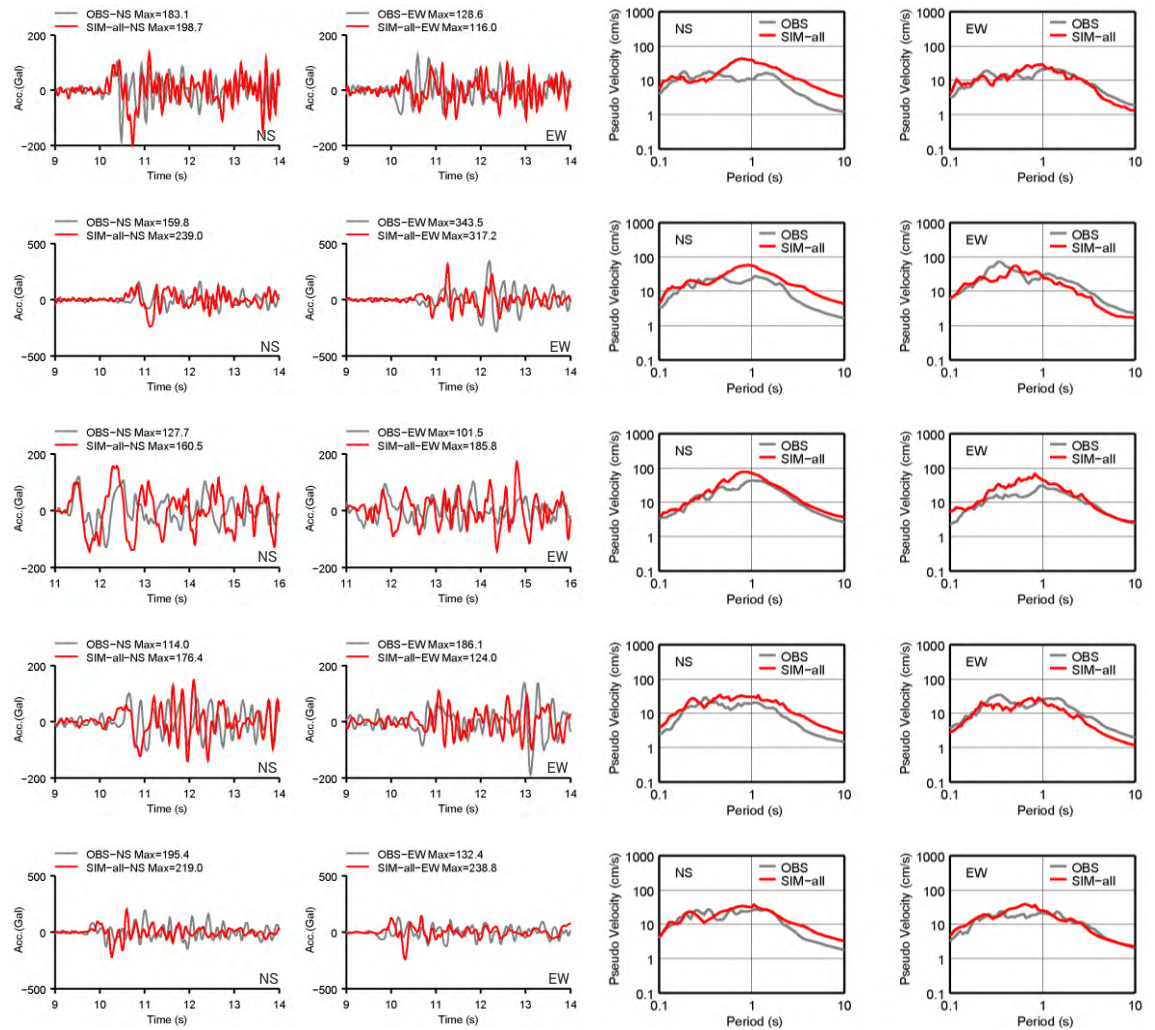
電中研御前崎
(CRIEPI-OMZ)

K-NET浜岡
(SZO017)

電中研比木
(CRIEPI-HIK)

電中研相良
(CRIEPI-SGR)

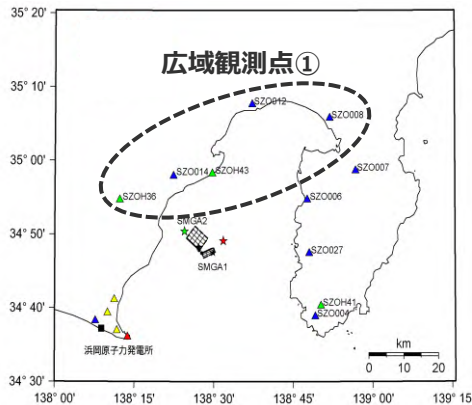
○敷地周辺の観測点において、経験的グリーン関数法による2009年駿河湾の地震（本震）のシミュレーション結果は観測記録を概ね再現している。



<経験的グリーン関数法によるシミュレーション結果と観測記録との比較（敷地周辺）>

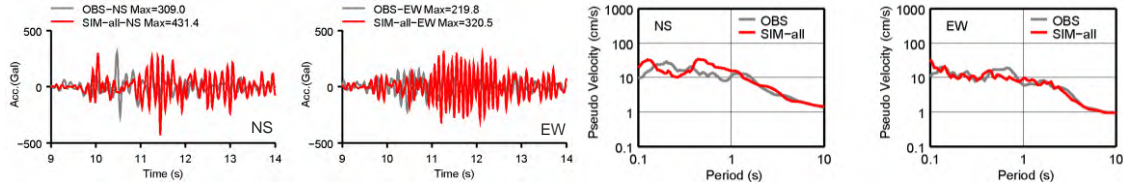
(左図：加速度時刻歴波形、右図：応答スペクトル)

経験的グリーン関数法による特性化震源モデルの作成 (広域観測点①のシミュレーション)

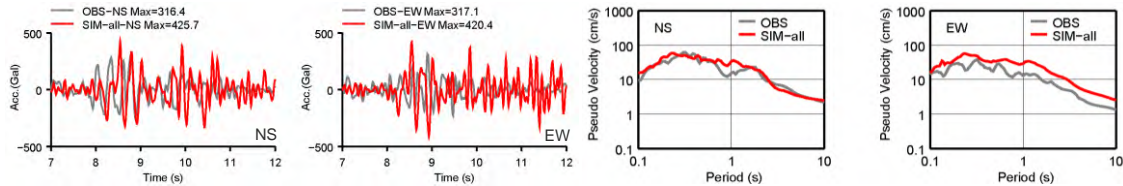


—— 経験的グリーン関数法によるシミュレーション結果 —— 観測記録

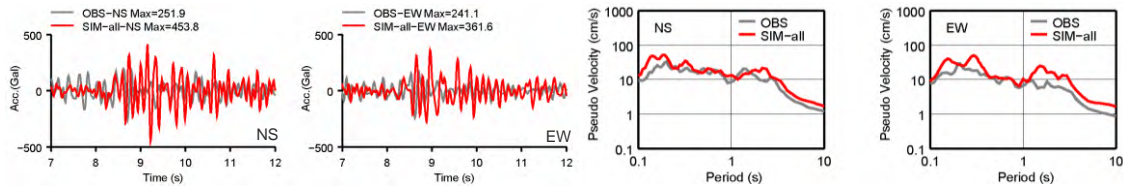
KiK-net藤枝
(SZOH36)



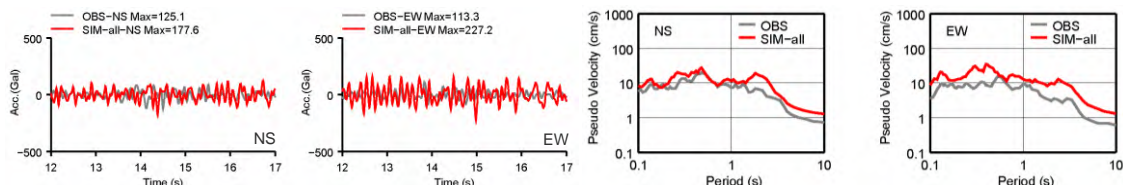
K-NET静岡
(SZO014)



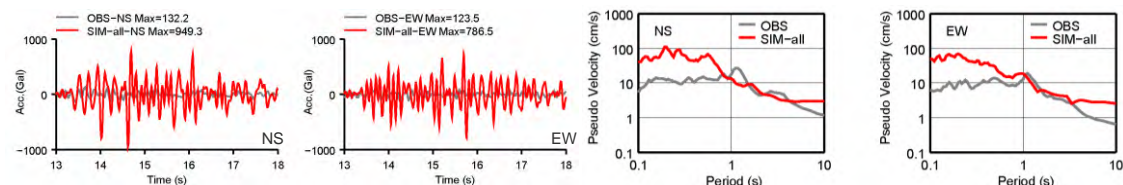
KiK-net清水南
(SZOH43)



K-NET蒲原
(SZO012)



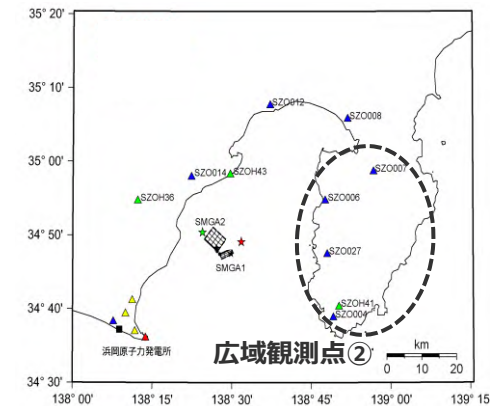
K-NET沼津
(SZO008)



○広域観測点①において、
経験的グリーン関数法に
よる2009年駿河湾の地
震（本震）のシミュレ
ーション結果は観測記録を
概ね再現している。

<経験的グリーン関数法によるシミュレーション結果と観測記録との比較（広域①）>
(左図：加速度時刻歴波形、右図：応答スペクトル)

経験的グリーン関数法による特性化震源モデルの作成 (広域観測点②のシミュレーション)



K-NET修善寺 (SZO007)

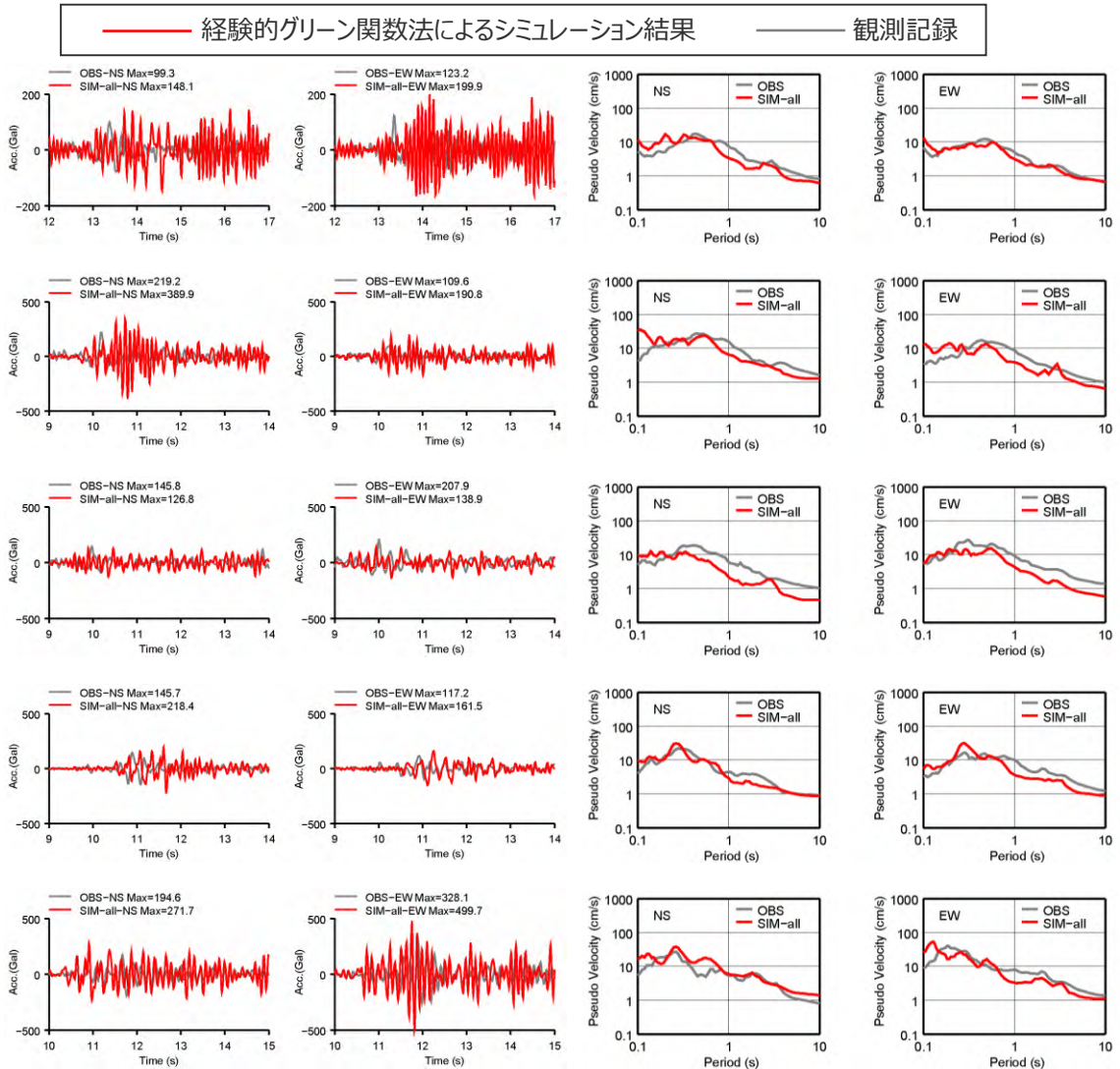
K-NET土肥 (SZO006)

K-NET西伊豆 (SZO027)

KiK-net南伊豆 (SZOH41)

K-NET南伊豆 (SZO004)

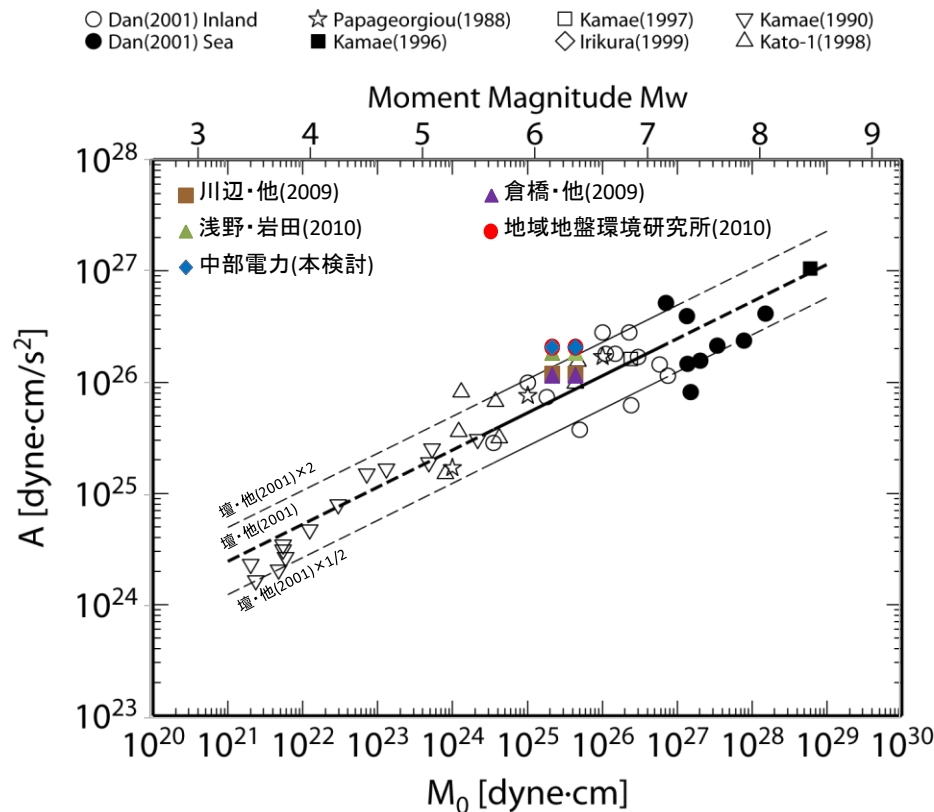
○広域観測点②において、経験的グリーン関数法による2009年駿河湾の地震（本震）のシミュレーション結果は観測記録を概ね再現している。



<経験的グリーン関数法によるシミュレーション結果と観測記録との比較（広域②）>
(左図：加速度時刻歴波形、右図：応答スペクトル)

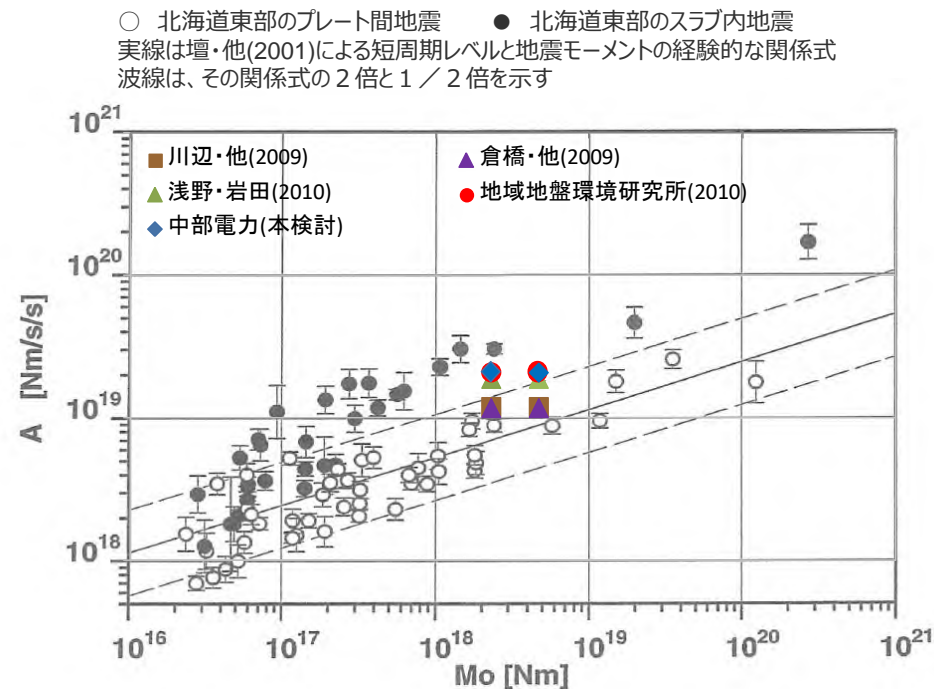
経験的グリーン関数法による特性化震源モデルの作成 (既往研究との比較（地震モーメントと短周期レベルとの関係）)

○本検討における特性化震源モデルの短周期レベルは、既往の研究成果と概ね整合している。



<壇・他(2001)による地震モーメントと短周期レベルとの関係>
(壇・他(2001)に各文献・当社作成モデルの地震モーメント-短周期レベル関係を加筆)

	地震モーメント	Mw
F-net	$2.25 \times 10^{18} \text{Nm}$	6.2
鈴木・他(2009)	$4.6 \times 10^{18} \text{Nm}$	6.4

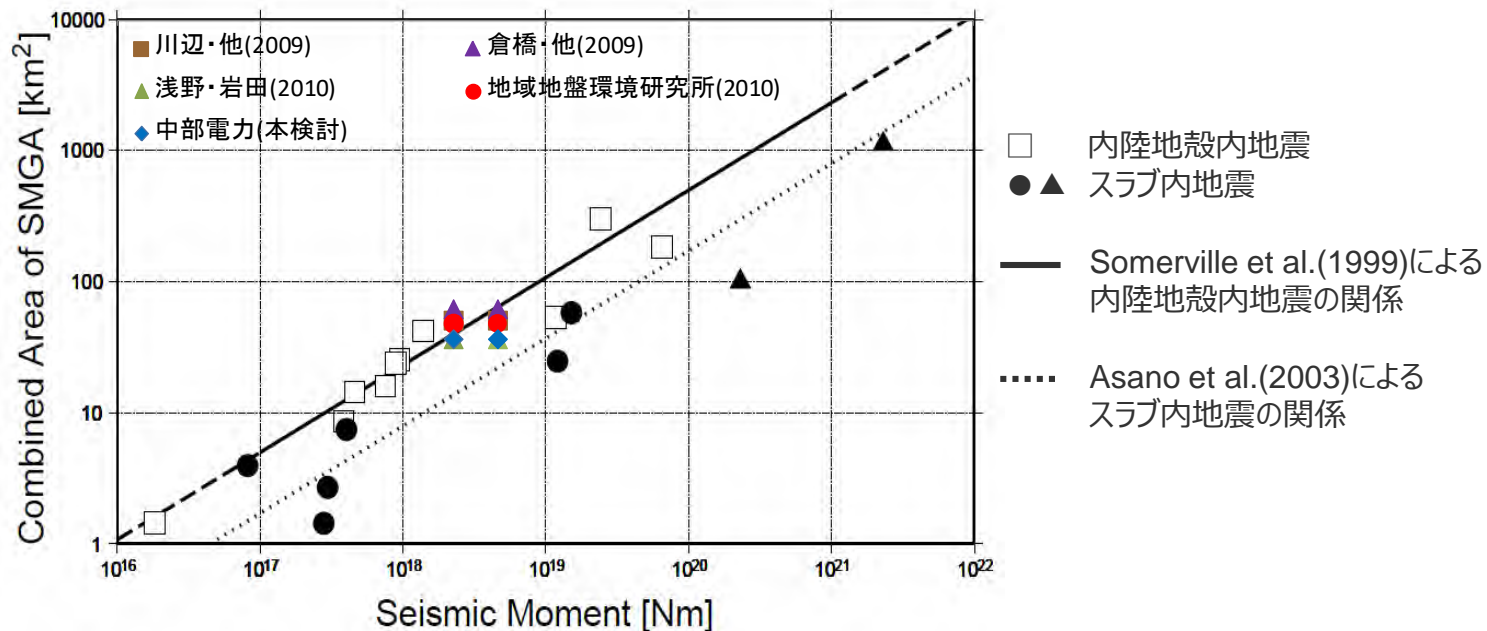


<笹谷・他(2006)による地震モーメントと短周期レベルとの関係>
(笹谷・他(2006)に各文献・当社作成モデルの地震モーメント-短周期レベル関係を加筆)

経験的グリーン関数法による特性化震源モデルの作成 (既往研究との比較（地震モーメントとアスペリティ面積との関係））

○本検討における特性化震源モデルのアスペリティ面積は、既往の研究成果と概ね整合している。

	地震モーメント	Mw
F-net	$2.25 \times 10^{18} \text{Nm}$	6.2
鈴木・他(2009)	$4.6 \times 10^{18} \text{Nm}$	6.4



<Asano et al.(2003)による地震モーメントとアスペリティ面積との関係>
(Asano et al.(2003)に各文献・当社作成モデルの地震モーメントーアスペリティ面積関係を加筆)

補足説明資料③-24

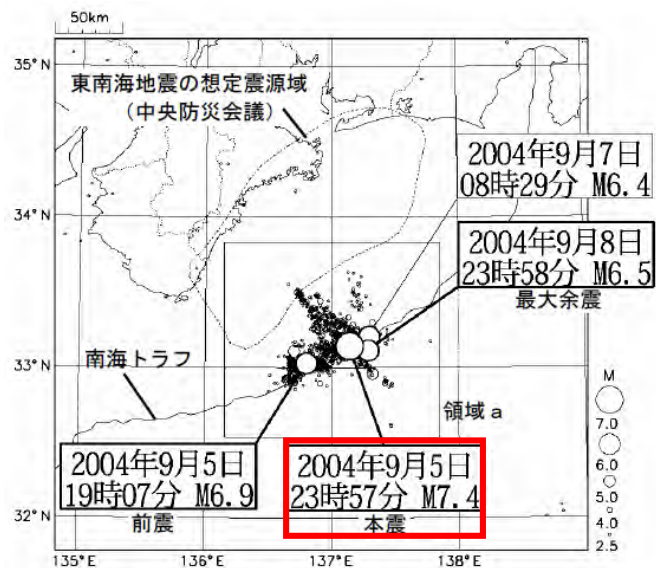
2004年紀伊半島南東沖の地震（本震）に関する検討

沈み込む海洋プレート内地震の代表的な地震

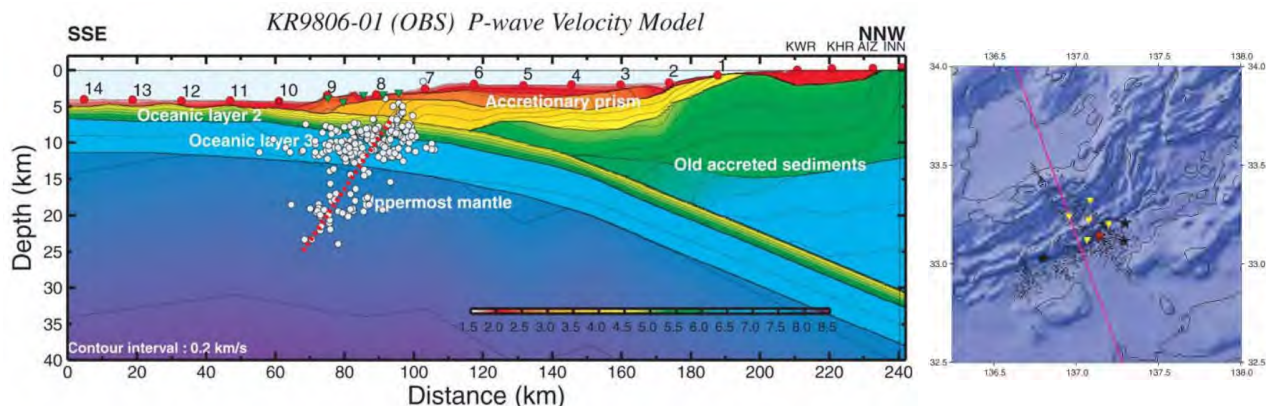
(2004年紀伊半島南東沖の地震の概要)

【沈み込む海洋プレート内地震：2004年紀伊半島南東沖の地震（本震M7.4）】

○2004年紀伊半島南東沖の地震（本震M7.4）は、紀伊半島の南東約100kmの位置の南海トラフ沿いのトラフ軸付近で発生した海洋プレート内地震であり、地震モーメントは、Park and Mori(2005)及びEIC地震学ノートNo.153がインバージョン解析により求めているほか、気象庁HP、防災科学技術研究所HPでも示されており、約 1.7×10^{20} Nm (Mw7.4) ～約 2.1×10^{20} Nm (Mw7.5) である。



<2004年紀伊半島南東沖の地震の震央分布>
(気象庁(2004)に赤い四角を加筆)



<2004年紀伊半島南東沖の地震の余震分布>
(東京大学地震研究所(2005)による)

<2004年紀伊半島南東沖の地震（本震）について各知見により求められた地震モーメント>

出典	地震モーメント	Mw	
Park and Mori(2005)	インバージョン解析	2.1×10^{20} Nm	7.5
気象庁	CMT解	2.11×10^{20} Nm	7.5
防災科学技術研究所	CMT解	1.69×10^{20} Nm	7.4
EIC地震学ノート No.153	インバージョン解析	1.7×10^{20} Nm	7.4

沈み込む海洋プレート内地震の代表的な地震

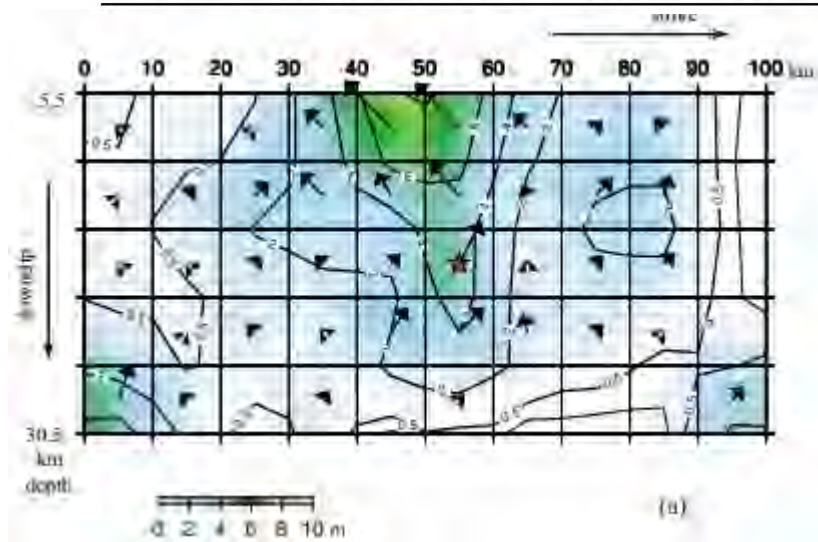
(Park and Mori(2005))

【沈み込む海洋プレート内地震：2004年紀伊半島南東沖の地震（本震M7.4）】

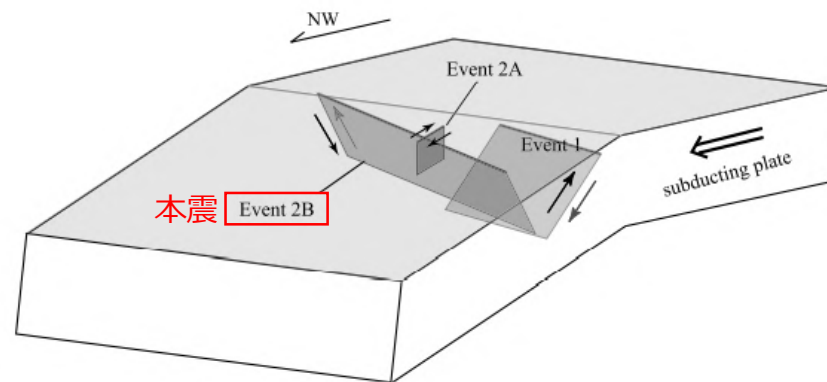
- 南海トラフ沿いのトラフ軸付近で発生した最大規模の沈み込む海洋プレート内地震である2004年紀伊半島南東沖の地震について、Park and Mori(2005)は、遠地及び近地のデータを用いて波形インバージョン解析を行い、断層形状やすべり分布等を求めている。
- 求められたパラメータは、震源断層長さ約80km、震源断層幅約30km、傾斜角40°、破壊伝播速度2.0km/sであり、地震モーメントは 2.1×10^{20} Nm、Mw7.5となっている。

<波形インバージョンにより求められた震源パラメータ> (Park and Mori(2005)に赤い四角、「本震」を追記)

	Origin time (UTC)	Latitude	Longitude	Depth	Strike	Dip	Rake	Seismic moment	Mw
	Event 1 2004/09/05 10:07:08	33.0297°	136.8005°	20 km	270°	40°	123°	1.0×10^{27} dyne · cm	7.3
	Event 2A 2004/09/05 14:57:17	33.1597°	137.1250°	-	310°	90°	180°	2.0×10^{25} dyne · cm	6.1
本震	Event 2B 2004/09/05 14:57:31	33.1403°	137.1637°	18 km	105°	40°	94°	2.1×10^{27} dyne · cm	7.5



<波形インバージョンにより求められたすべり分布>
(Park and Mori(2005)による)



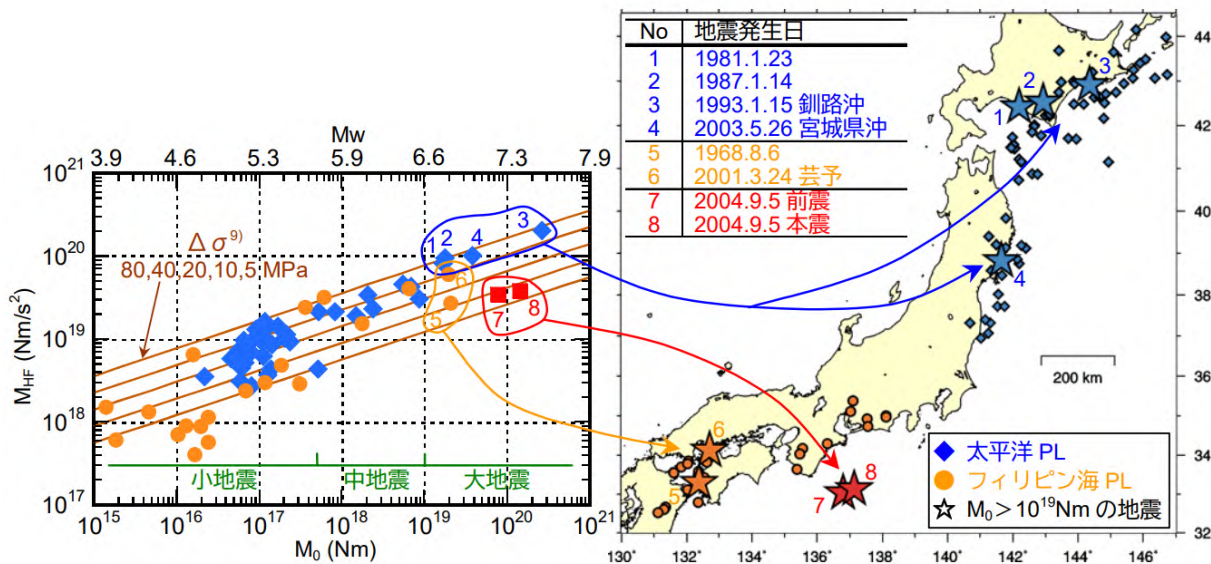
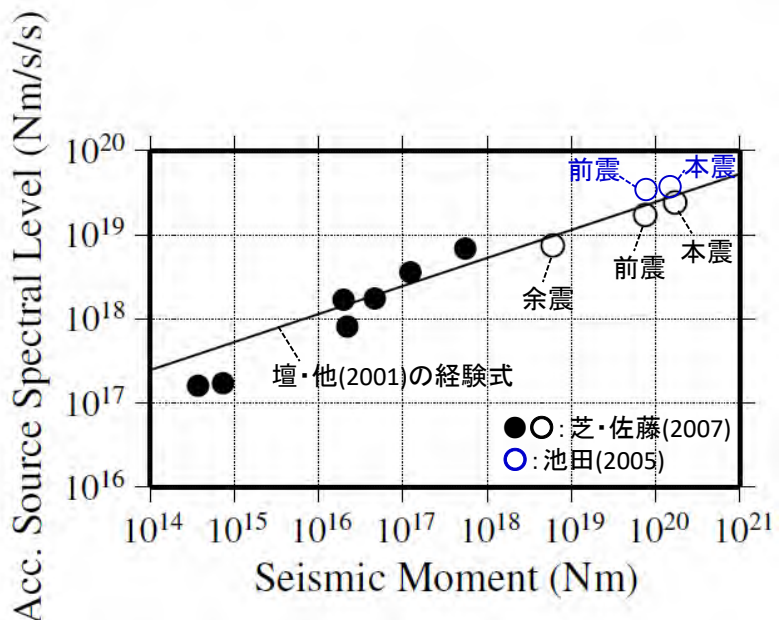
<前震、本震、余震の震源断層面の位置関係>
(Park and Mori(2005)に赤い四角、「本震」を追記)

沈み込む海洋プレート内地震の代表的な地震

(芝・佐藤(2007)、池田(2005))

【沈み込む海洋プレート内地震：2004年紀伊半島南東沖の地震（本震M7.4）】

- 芝・佐藤(2007)は、2004年紀伊半島南東沖の地震群を含む地震を対象にスペクトルインバージョンを実施しており、解析で得られた地震モーメントに対する短周期レベルの分布は、壇・他(2001)の経験的な関係式と非常によく一致する、言い換えると、2004年紀伊半島南東沖の地震群を含む地震群の震源における高周波地震動励起特性は、日本の内陸地震における平均的なレベルで評価することができる、としている。
- 池田(2005)は、2004年紀伊半島南東沖の地震（本震、前震）について、高振動数レベル M_{HF} (Nm/s^2) とストレスパラメータ $\Delta\sigma$ を求めており、 $\Delta\sigma$ は他の地域で発生した大規模スラブ内地震に比べ小さいレベルにあることが明らかとなったとしている。また、求められた M_0 -A関係は、壇・他(2001)による M_0 -A関係と同程度となっている。



<2004年紀伊半島南東沖の地震（本震）の M_0 -A関係>
(芝・佐藤(2007)に池田(2005)の M_0 -A (M_{HF})を加筆)

<2004年紀伊半島南東沖の地震（本震）の M_0 - M_{HF} 関係>
(池田(2005)による)

沈み込む海洋プレート内地震の代表的な地震

（2004年紀伊半島南東沖の地震（本震）の敷地における観測記録の再現シミュレーション）

【2004年紀伊半島南東沖の地震（本震）の観測記録の再現シミュレーション】

- 2004年紀伊半島南東沖の地震（本震）について、Park and Mori(2005)等の知見を踏まえて震源モデルを設定し、統計的グリーン関数法（短周期領域）と波数積分法（長周期領域）によるハイブリッド合成法により、敷地における観測記録の再現シミュレーションを行う。
- 震源モデルの断層パラメータは、主にPark and Mori(2005)による波形インバージョン解析結果に基づき設定することとし、短周期励起特性については、芝・佐藤(2007)や池田(2005)を踏まえ、壇・他(2001)による M_0 -A関係に基づき設定する。

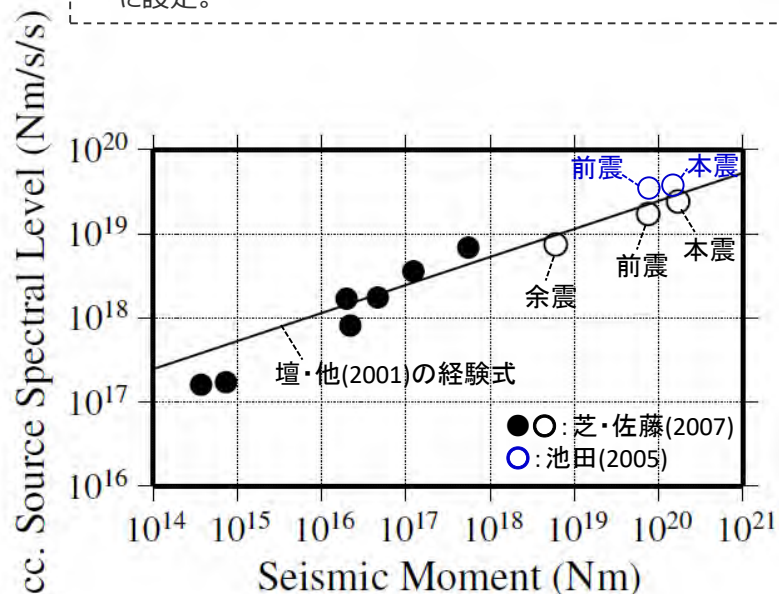
【震源パラメータ】

- 地震モーメント、震源断層長さ・幅・傾斜角
 - ・ Park and Mori(2005)による。
- 強震動生成域の数・形状・位置
 - ・ Park and Mori(2005)のすべり分布に基づき、強震動生成域の面積を設定し、数は1つ、形状は長方形として、震源断層の上端に設定。

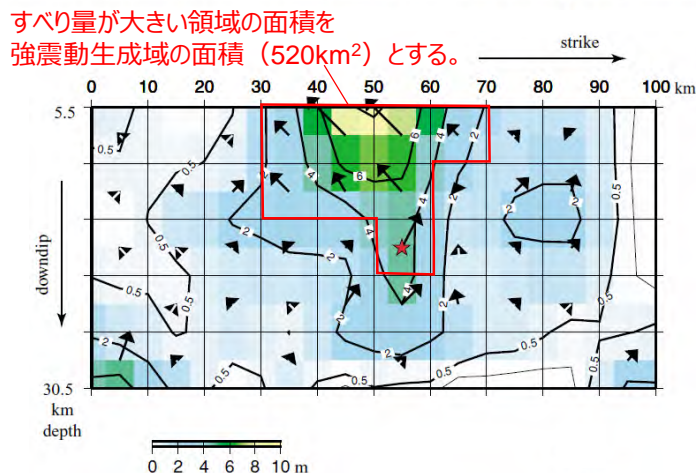
- 強震動生成域の応力降下量
 - ・ 壇・他(2001)による M_0 -A関係に基づき設定。
- 破壊伝播速度
 - ・ Park and Mori(2005)に基づき2.0km/sとして設定。
- 破壊開始点
 - ・ Park and Mori(2005)に基づき設定。

・ Park and Mori(2005)に黒い四角を加筆。

Latitude	Longitude	Depth	Strike	Dip	Rake	Seismic moment	Mw
33.1403°	137.1637°	18 km	105°	40°	94°	2.1×10^{27} dyne · cm	7.5



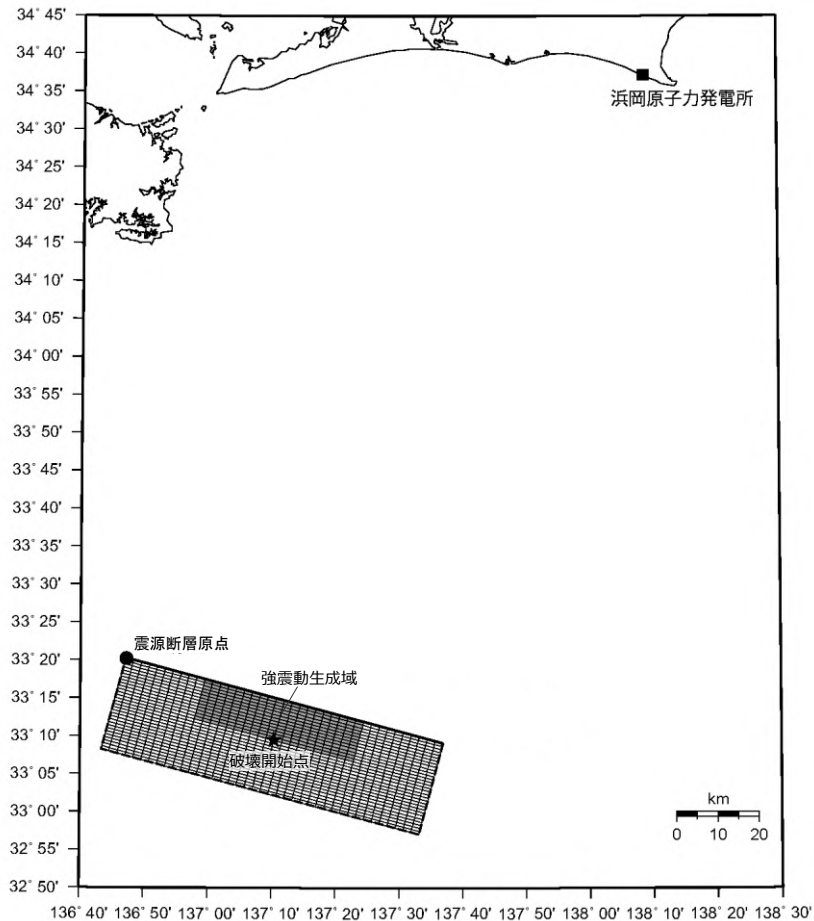
<2004年紀伊半島南東沖の地震（本震）の M_0 -A関係>
（芝・佐藤(2007)の結果に池田(2005)の結果を加筆）



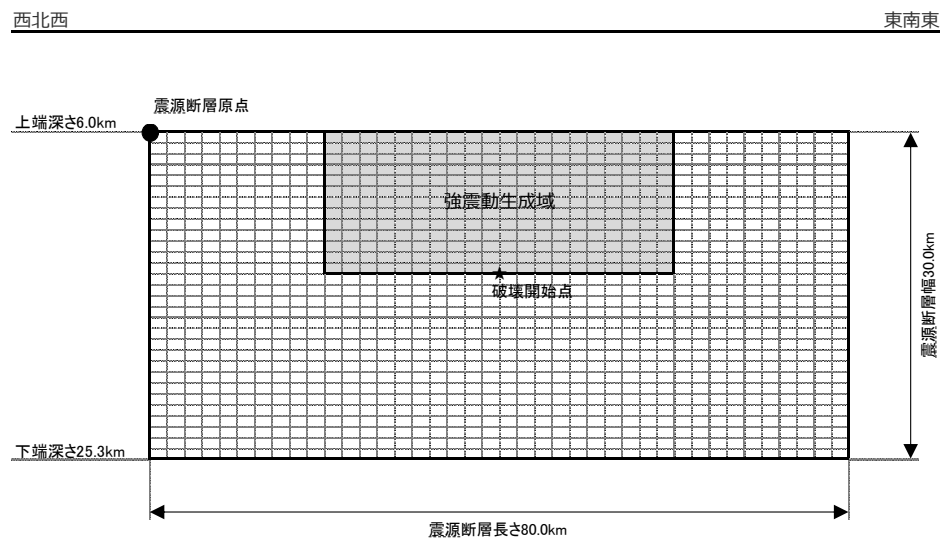
<2004年紀伊半島南東沖の地震（本震）の震源インバージョン結果>
（Park and Mori(2005)にすべり量大きい領域を加筆）

沈み込む海洋プレート内地震の代表的な地震

(2004年紀伊半島南東沖の地震（本震）の敷地における観測記録の再現シミュレーション)



(地表面投影図)



(展開図)

<2004年紀伊半島南東沖の地震（本震）の震源モデル>

沈み込む海洋プレート内地震の代表的な地震

(2004年紀伊半島南東沖の地震（本震）の敷地における観測記録の再現シミュレーション)

震源断層長さ・震源断層幅・震源断層面積の設定

震源断層長さ : L (Park and Mori(2005)による)
震源断層幅 : W (Park and Mori(2005)による)
震源断層面積 : S (震源断層長さL及び震源断層幅Wによる)

地震モーメント・平均応力降下量・平均すべり量の設定

地震モーメント : M_0 (Park and Mori(2005)による)
平均応力降下量 : $\Delta\sigma = (7/16)(M_0/R^3)$ 、 $R = (S/\pi)^{0.5}$
平均すべり量 : $D = M_0/(\mu S)$ 、 μ は剛性率

短周期レベルの設定

短周期レベル : $A = 2.46 \times 10^{10} (M_0 \times 10^7)^{1/3}$ (壇・他(2001))

強震動生成域の面積・地震モーメント・平均すべり量・応力降下量

強震動生成域の面積 : S_{SMGA} (Park and Mori(2005)による)
強震動生成域の地震モーメント : $M_{0SMGA} = \mu S_{SMGA} D_{SMGA}$ 、 μ は剛性率
強震動生成域の平均すべり量 : $D_{SMGA} = \gamma_D \times D$ 、 $\gamma_D = 2.0$
強震動生成域の応力降下量 : $\Delta\sigma_{SMGA} = A / (4\pi r_{SMGA} \beta^2)$ 、 $r_{SMGA} = (S_{SMGA}/\pi)^{0.5}$ 、 β はS波速度

背景領域のパラメータの設定

背景領域の地震モーメント : $M_{0back} = M_0 - M_{0SMGA}$
背景領域の面積 : $S_{back} = S - S_{SMGA}$
背景領域の平均すべり量 : $D_{back} = M_{0back} / (\mu S_{back})$
背景領域の実効応力 : $\sigma_{back} = (D_{back} / W_{back}) / (D_{SMGA} / W_{SMGA}) \cdot \Delta\sigma_{SMGA}$

沈み込む海洋プレート内地震の代表的な地震

（2004年紀伊半島南東沖の地震（本震）の敷地における観測記録の再現シミュレーション）

<2004年紀伊半島南東沖の地震（本震）の震源モデルの震源断層パラメータ>

震源断層パラメータ	設定方法	設定結果
震源断層原点	2004年紀伊半島南東沖の地震（本震）の震源位置に設定	北緯33.3379度 東経136.7860度
走向	Park and Mori(2005)による	105 °
傾斜角	Park and Mori(2005)による	40 °
すべり角	Park and Mori(2005)による	94 °
震源断層長さ	L:Park and Mori(2005)による	80.0 km
震源断層幅	W:Park and Mori(2005)による	30.0 km
震源断層面積	$S=L \times W$	2400.0 km ²
等価半径	$R=(S/\pi)^{0.5}$	27.6 km
震源断層上端深さ	2004年紀伊半島南東沖の地震の余震分布及びPark and Mori(2005)による	6 km
地震モーメント	M_0 :Park and Mori(2005)による	2.10E+20 Nm
モーメントマグニチュード	$M_w=(\log M_0-9.1)/1.5$	7.5
気象庁マグニチュード	M_j :2004年紀伊半島南東沖の地震（本震）	7.4
剛性率	$\mu=\rho\beta^2$ (β :3.54km/s, ρ :2.76g/cm ³ (地下構造調査結果等に基づく一次元地下構造モデルによる))	3.46E+10 N/m ²
平均すべり量	$D=M_0/(\mu S)$	2.53 m
平均応力降下量	$\Delta\sigma=(7/16)(M_0/R^3)$	4.35 MPa
破壊伝播速度	Park and Mori(2005)による	2.00 km/s
短周期レベル	$A=2.46 \cdot 10^{10} \cdot (M_0 \cdot 10^7)^{1/3}$ (壇・他(2001))	3.15E+19 Nm/s ²
f_{max}	中央防災会議(2004)による	6.0 Hz

震源断層パラメータ	設定方法	設定結果	
強震動生成域	等価半径	$r_{SMGA}=(S_{SMGA}/\pi)^{0.5}$	12.87 km
	地震モーメント	$M_{0SMGA}=\mu S_{SMGA} D_{SMGA}$	9.10E+19 Nm
	面積	S_{SMGA} :Park and Mori(2005)による	520.0 km ²
	平均すべり量	$D_{SMGA}=2D$	5.06 m
	応力降下量	$\Delta\sigma_{SMGA}=A/(4\pi\beta^2)(\pi/S_{SMGA})^{0.5}$	15.55 MPa
背景領域	地震モーメント	$M_{0back}=M_0 \cdot M_{0SMGA}$	1.19E+20 Nm
	面積	$S_{back}=S \cdot S_{SMGA}$	1880.0 km ²
	平均すべり量	$D_{back}=M_{0back}/(\mu S_{back})$	1.83 m
	実効応力	$\sigma_{back}=(D_{back}/W_{back})/(D_{SMGA}/W_{SMGA}) \Delta\sigma_{SMGA}$, $W_{SMGA}=1.0 \times 13$, $W_{back}=W$	2.44 MPa

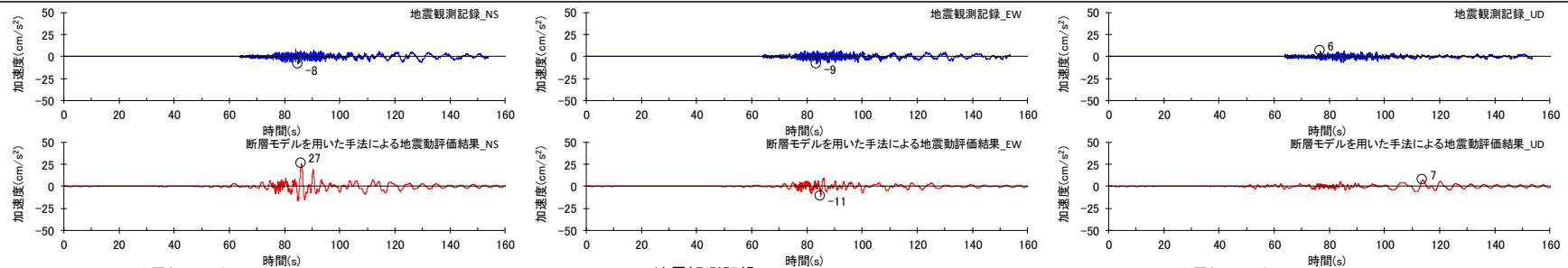
- 断層モデルを用いた手法による地震動評価は、一次元地下構造モデルの妥当性を確認した統計的グリーン関数法（短周期領域）と波数積分法（長周期領域）によるハイブリッド合成法を用いる。
- 統計的グリーン関数法は、Boore(1983)による要素地震及び入倉・他(1997)による波形合成に基づく。放射特性係数は、Kamae and Irikura(1992)により、0.5Hz以下をAki and Richards(1980)による理論値、5Hz以上をBoore and Boatwright(1984)による等方的な値（0.445）とし、その間是对数軸上で線形補間した値とする。
- 波数積分法は、Hisada(1994)に基づく。すべり速度時間関数は、一般的に用いられる三角形関数（震源断層パラメータに基づく）を用いる。

・強震動生成域の短周期レベルは、壇・他(2001)による関係式（ $A=4\pi r_{SMGA} \Delta\sigma_{SMGA} \beta^2$ ）に基づく。

沈み込む海洋プレート内地震の代表的な地震

(2004年紀伊半島南東沖の地震（本震）の敷地における観測記録の再現シミュレーション)

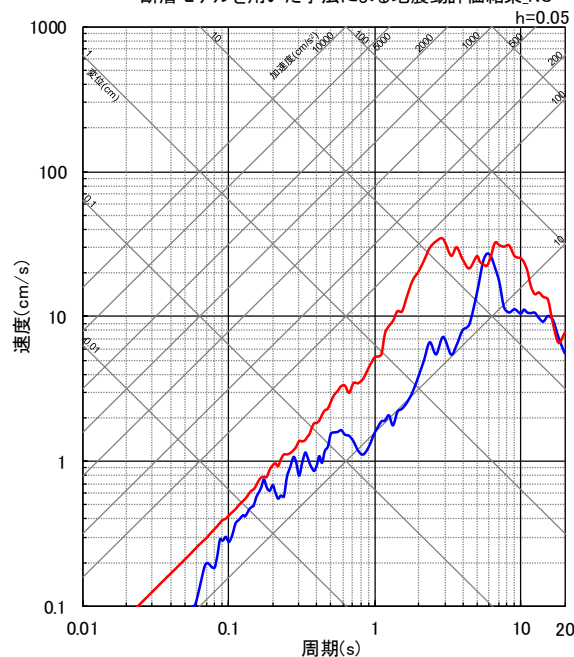
○ 2004年紀伊半島南東沖の地震（本震）の地震動評価結果は、敷地における観測記録を概ね再現している。



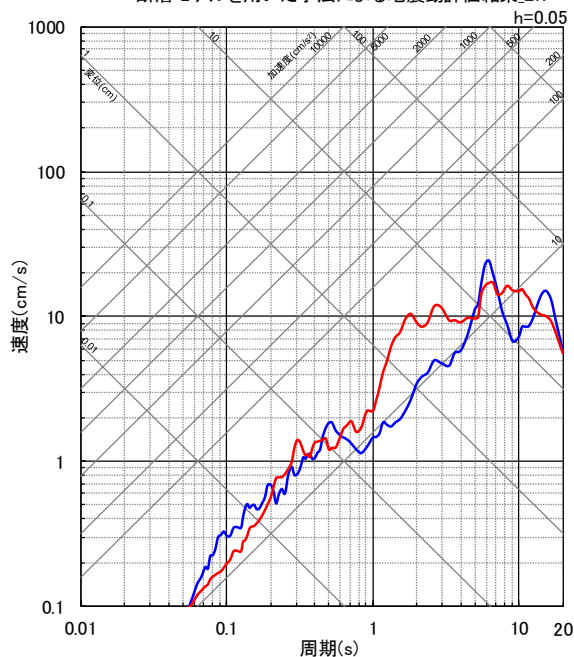
— 地震観測記録_NS
— 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果_NS

— 地震観測記録_EW
— 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果_EW

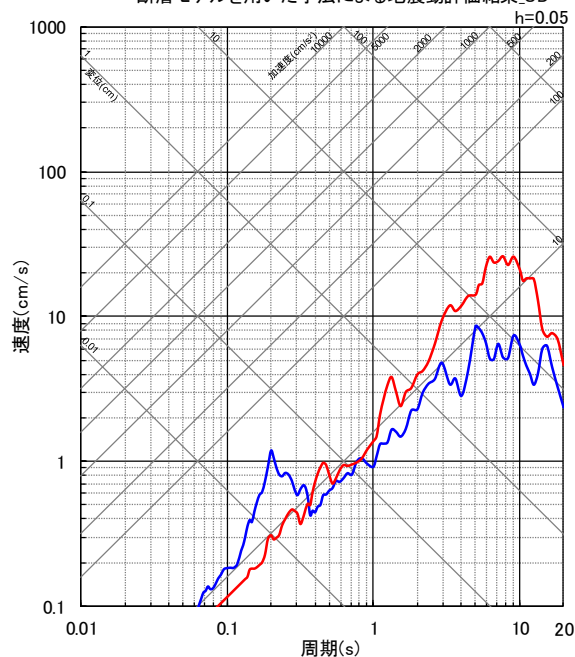
— 地震観測記録_UD
— 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果_UD



(NS方向)



(EW方向)



(UD方向)

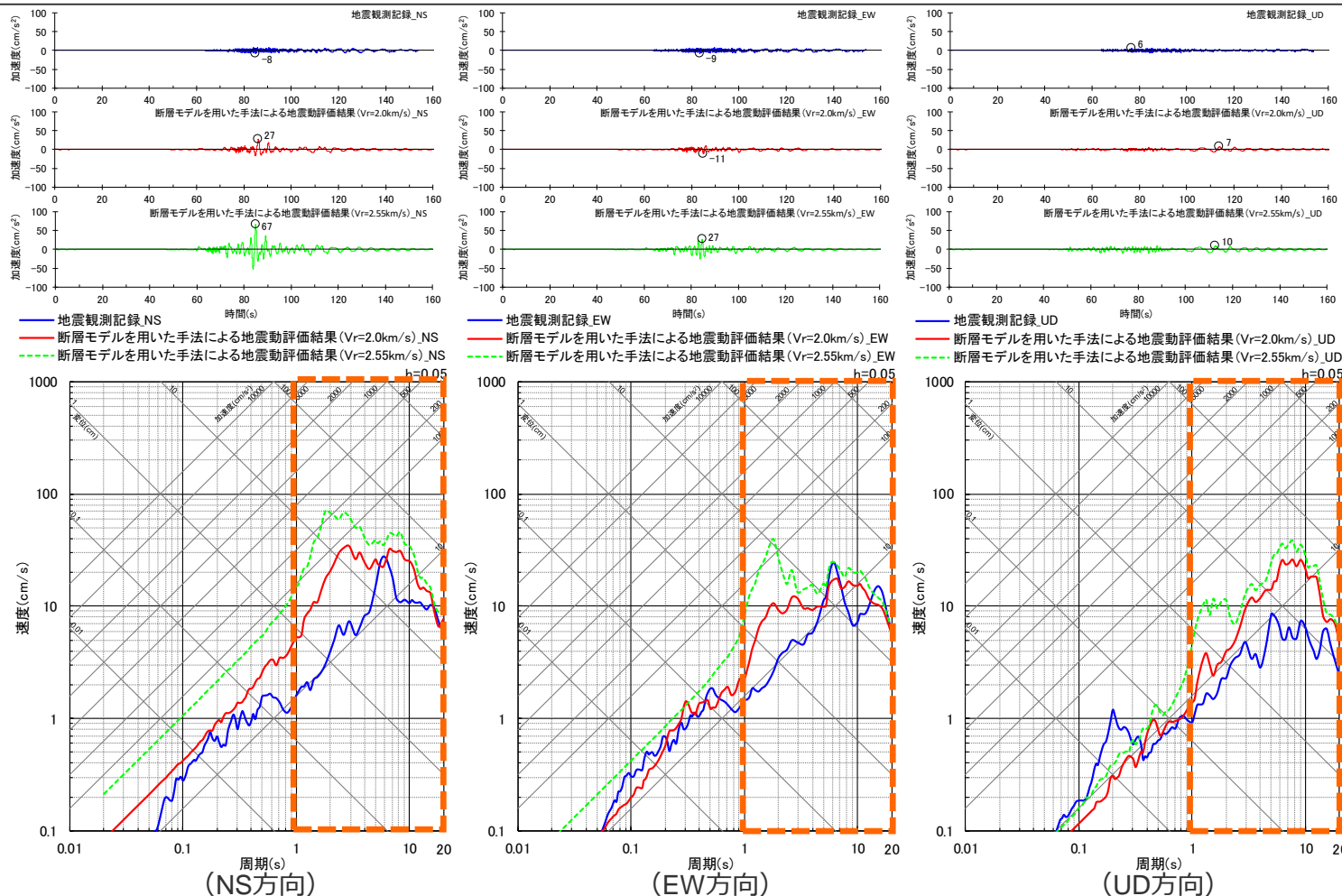
<2004年紀伊半島南東沖の地震（本震）の観測記録と断層モデルを用いた手法による地震動評価結果との比較

(上図：加速度時刻歴波形、下図：応答スペクトル) >

沈み込む海洋プレート内地震の代表的な地震

（2004年紀伊半島南東沖の地震（本震）の敷地における観測記録の再現シミュレーション）

○ 第992回審査会合で示したシミュレーションでは、破壊伝播速度 V_r をGeller(1976)に基づく $V_r=0.72\beta$ （2.55km/s）で設定していたが、今回、Park and Mori(2005)の波形インバージョンに基づき破壊伝播速度 $V_r=2.0$ km/sに変更した。2004年紀伊半島南東沖の地震（本震）の敷地における観測記録の再現シミュレーションについて、 $V_r=2.0$ km/sとした場合と $V_r=2.55$ km/sとした場合の地震動評価結果の比較は以下のとおり。

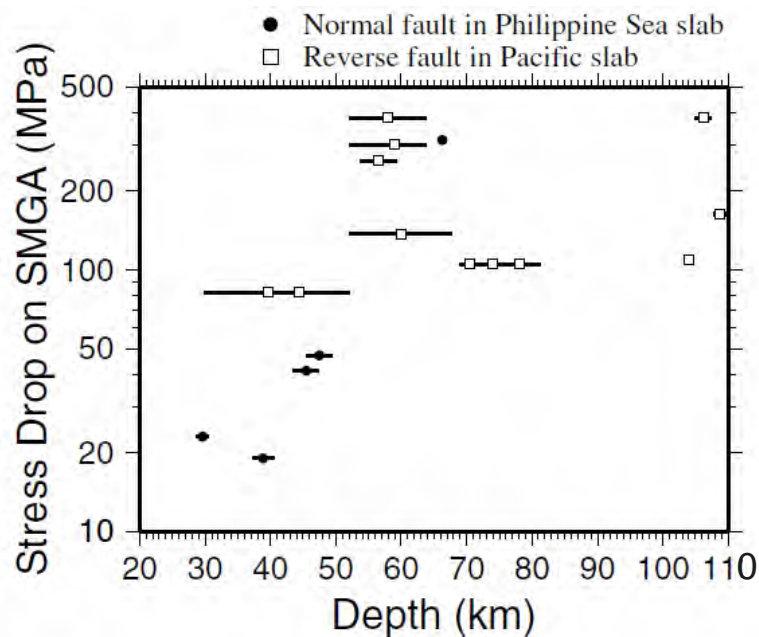


< $V_r=2.0$ km/sとした場合と $V_r=2.55$ km/sとした場合の比較（上図：加速度時刻歴波形、下図：応答スペクトル）>

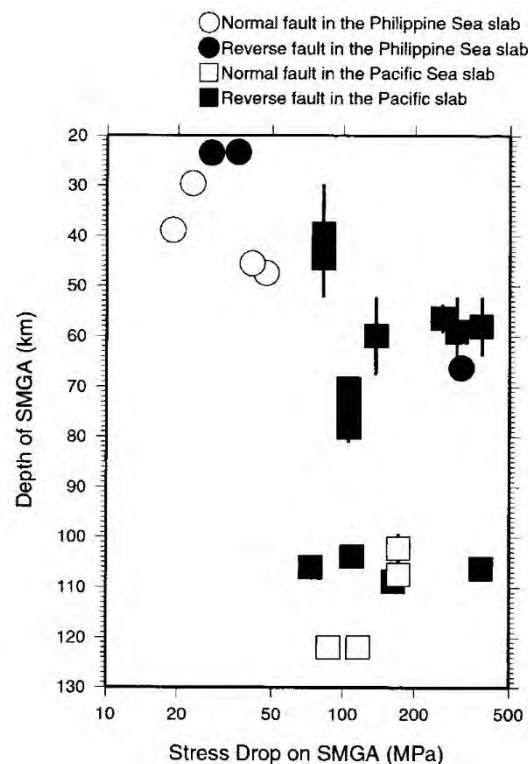
補足説明資料③-25
スラブ内地震の短周期地震波の励起特性

Asano et al.(2004)等

- スラブ内地震は内陸地殻内地震やプレート間地震に比べ、応力降下量及び短周期レベルが大きいいため、短周期地震波の励起特性も大きい。
- Asano et al.(2004)、浅野・岩田(2010)では、フィリピン海プレート及び太平洋プレートで発生したスラブ内地震を対象として、複数の特性化震源モデル等に基づく強震動生成域の応力降下量と震源深さとの関係を検討している。
- その結果によると、震源深さが深くなるにつれて、応力降下量が大きくなる深さ依存性が見られる。



(Asano et al.(2004)による)

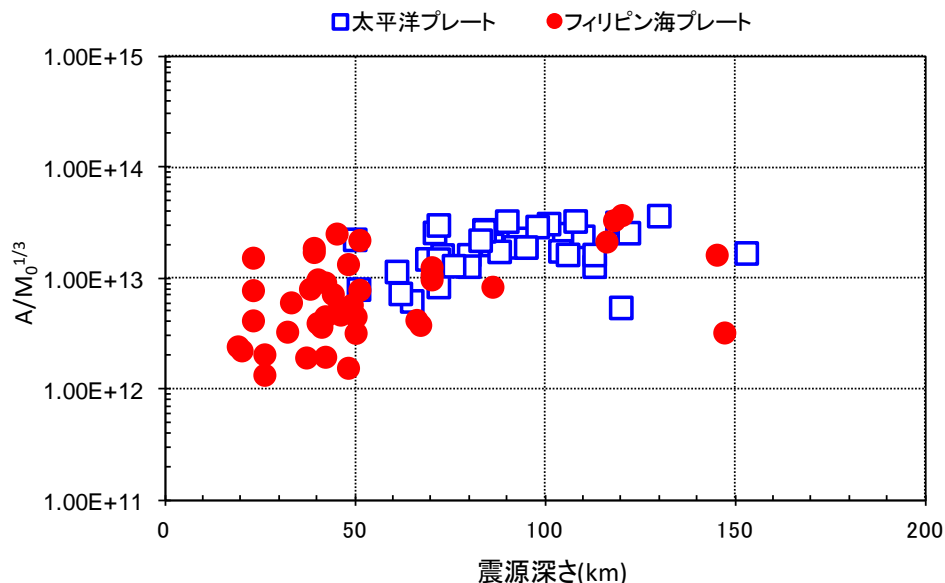


(浅野・岩田(2010)による)

<スラブ内地震における強震動生成域の応力降下量と震源深さとの関係>

池田(2010a)等

- 池田(2010a)等では、フィリピン海プレート及び太平洋プレートで発生した複数のスラブ内地震を対象として、地震観測記録に基づき短周期レベルを推定している。
- この池田(2010a)等による検討結果に対し、同様の方法を用いて敷地周辺で発生した地震を検討した結果を加えて、短周期レベルと震源深さとの関係を検討した。
- その結果によると、太平洋プレートで発生したスラブ内地震については、深さ50km以深しかデータはないが、フィリピン海プレートで発生したスラブ内地震については、震源深さが深くなるにつれて、短周期レベルが大きくなる深さ依存性が見られる。



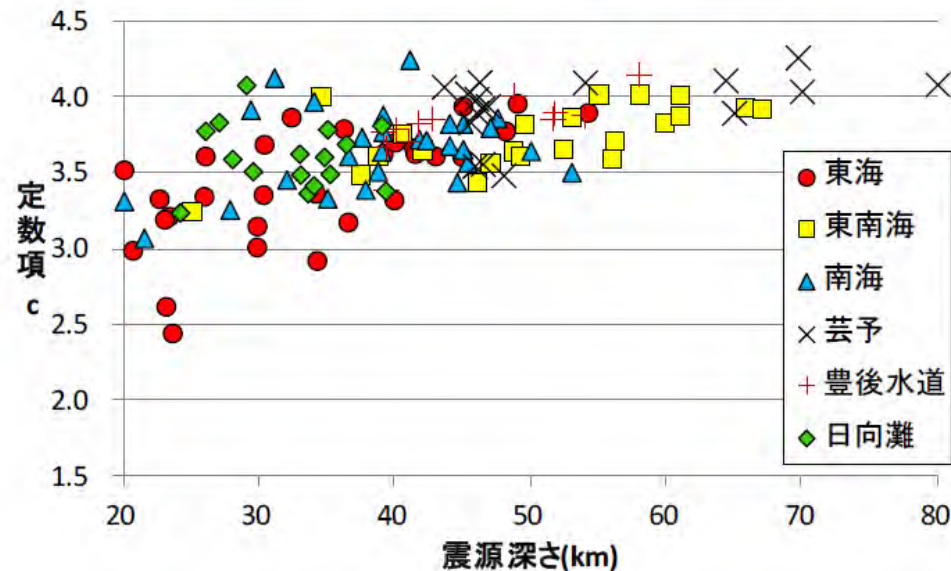
<スラブ内地震における短周期レベルと震源深さとの関係>
(池田(2010a)等及び同様の方法を用いて敷地周辺で発生した地震を検討した結果による)

神田・武村(2013)

- 神田・武村(2013)では、フィリピン海プレートで発生した複数のスラブ内地震を対象として、震度の距離減衰式の定数項 c を算出しており、これは震源距離や地震規模の影響を除いた短周期地震波の励起特性を示すとしている。
 - この定数項 c と震源深さとの関係によると、震源深さが深くなるにつれて、短周期地震波の励起特性を示す定数項 c が大きくなる深さ依存性が見られる。
- ⇒以上の知見によると、短周期地震波の励起特性は震源深さに依存し、深さとともに大きくなると考えられる。

$$I = \underbrace{-a \log X}_{\text{震度}} + \underbrace{bM_J}_{\substack{\text{マグニ} \\ \text{チュード}}} + \underbrace{c}_{\text{相対震度}} + Ir$$

震源距離やマグニチュードの影響を除いた残差
= 短周期地震波の励起の大小を示す



<スラブ内地震における定数項 c と震源深さとの関係>
(神田・武村(2013)による)

補足説明資料③-26

沈み込んだ海洋プレート内地震の地震規模に関する検討

- (1) 沈み込み帯に沈み込む海洋プレートの特徴
- (2) 海洋プレート内地震の地震発生層の地域性を考慮した地震規模の検討
- (3) 1769年日向・豊後の地震及び1911年奄美大島近海の地震に関する検討

検討概要

沈み込み帯に沈み込む海洋プレートの特徴

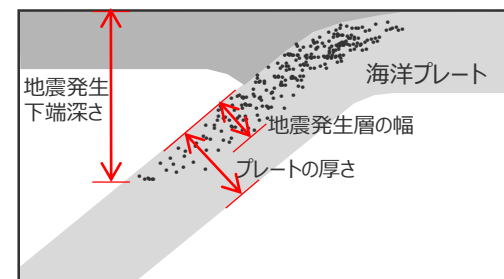
- 日本周辺の沈み込む海洋プレート及び世界の沈み込む海洋プレートの特徴をそれぞれ整理し、浜岡原子力発電所が位置するフィリピン海プレート（東海域）との類似性について検討する。
- フィリピン海プレート（東海域）と類似した沈み込む海洋プレートで発生した地震について検討する。

【日本周辺の沈み込む海洋プレートの検討で整理する項目】

- ①プレートの年代、②プレートの沈み込み速度、③プレートの形状、
- ④プレートの沈み込み角度、⑤プレートの厚さ、⑥地震活動、
- ⑦地震発生下端深さ、⑧地震発生層の幅*

【世界の沈み込む海洋プレートの検討で整理する項目】

- ①プレートの年代、②プレートの沈み込み速度、③プレートの沈み込み角度
- ④地震発生下端深さ、⑤地震発生層の幅*



※地震発生層の幅の検討では、当該プレートで発生した海洋プレート内地震の規模についても示すこととし、その際には、敷地への影響が大きい沈み込んだ海洋プレート内地震（スラブ内地震）を対象とする。

補足説明資料③-26（2）

地震発生層の地域性を考慮した地震規模の想定

- 地震規模と相関があると考えられる地震発生層の幅に着目して、地震規模と地震発生層の幅に関するスケーリング則や既往最大地震に対する適用性を検討し、フィリピン海プレート（東海域）における最大規模を想定する。

日本周辺の沈み込む海洋プレートの特徴

(概要)

フィリピン海プレート及び太平洋プレート

- 日本列島では、東北日本において太平洋プレートが、西南日本及び南西諸島においてフィリピン海プレートが沈み込んでいる。
- 浜岡原子力発電所は、フィリピン海プレートの沈み込む西南日本の内、東海域に位置している。

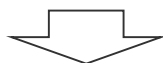
フィリピン海プレート

高橋(2000)

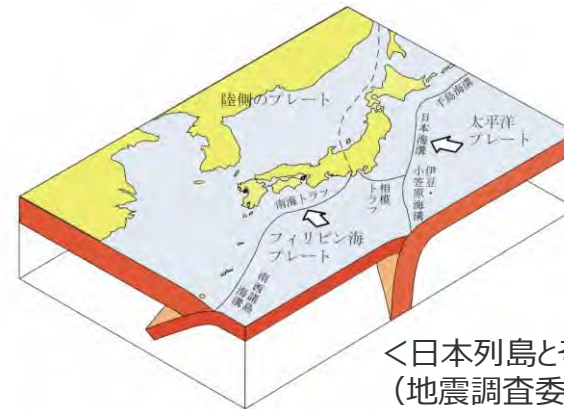
- 西南日本弧では、前・中期中新世に拡大形成された若い縁海でありフィリピン海プレートの一部でもある四国海盆リソスフェアが沈み込んでいる。
- 九州から琉球列島、台湾にかけては、古第三紀の形成年代を有する縁海であるフィリピン海盆が沈み込んでいる。

地震調査研究推進本部HP

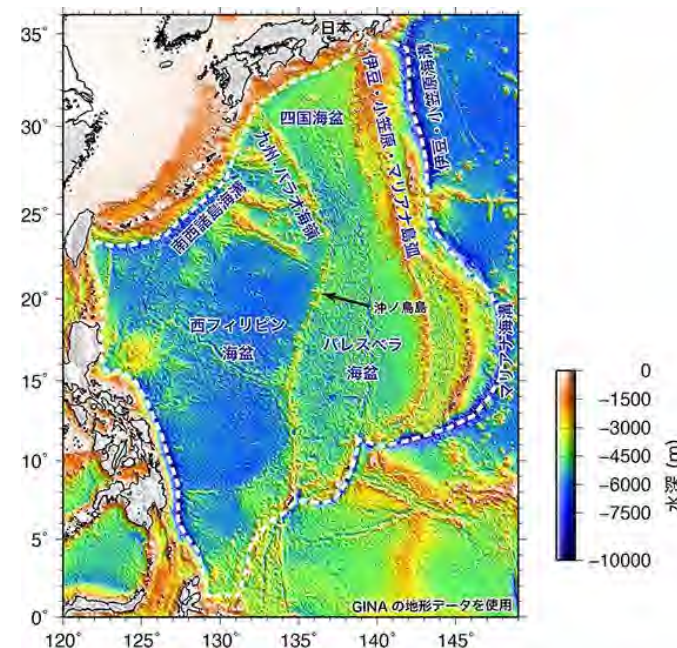
- 約1500万年前に四国海盆の拡大は止まり、西端部に九州・パラオ海嶺が地震や火山活動がほとんどない古島弧として残った。
- 一方、九州・パラオ海嶺より西の、西フィリピン海盆はもっと古い岩石（3000～5000万年前）からできており、海嶺の両側で海底のできた年代が大きく違っている。
- このため、プレート内の構造も大きく異なっている。



太平洋プレート及びフィリピン海プレートの各地域（東海、紀伊、四国、九州、南西諸島）の特徴について整理する。



＜日本列島とその周辺のプレート＞
(地震調査委員会(2021)による)



＜フィリピン海プレートの海底地形＞
(地震調査研究推進本部HPによる)

日本周辺の沈み込む海洋プレートの特徴

(年代)

フィリピン海プレート

○フィリピン海プレートの年代は領域により異なり、伊豆・小笠原弧では約40Ma以前、四国海盆では約27～15Ma、九州パラオ海嶺から西側では約50Ma以前となる。

地震調査委員会(2013b)

○日向灘（九州・パラオ海嶺以東）から東海道（銭洲海嶺）周辺下のフィリピン海プレートは、現在の紀南海山列を拡大軸（海嶺）として15Maよりも拡大を続けていたと考えられており（例えば、Okino et al.(1999)）、周辺部と比べて若いプレートが沈み込んでいる。

○南海トラフから沈み込むフィリピン海プレートの年代に関する検討によると、東海域は27～9Ma、紀伊地域は19～15Ma、四国地域は27～15Maである（後述参照）。

太平洋プレート

○太平洋プレートの年代は約130Maである。



<日本列島に沈み込むプレートの配置、構造と年代>
(笠原・他(2003)による)

日本周辺の沈み込む海洋プレートの特徴

(沈み込み速度)

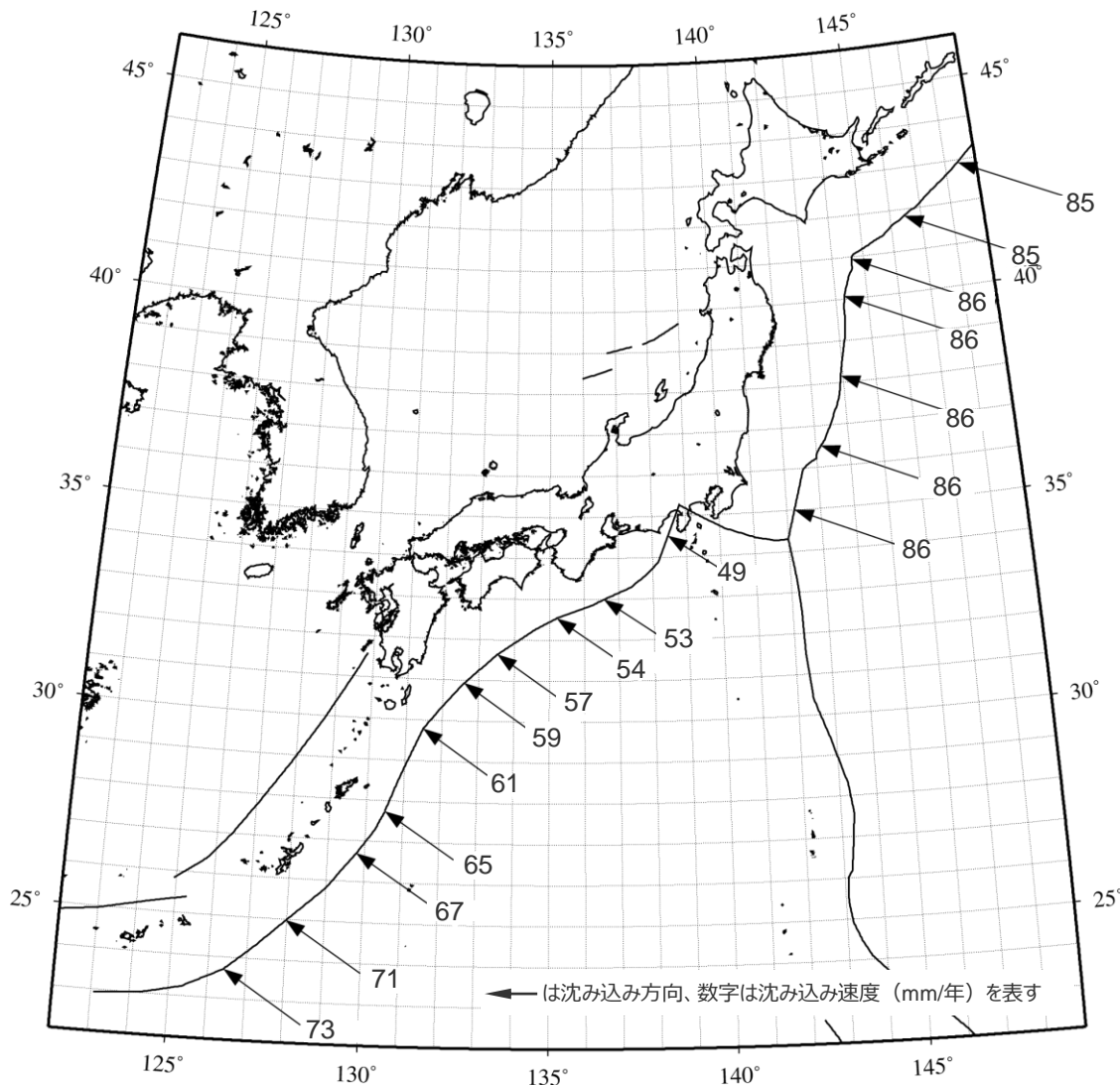
フィリピン海プレート

○フィリピン海プレートの沈み込み速度※は、東海域で49mm/年、紀伊半島付近で53mm/年、四国付近で54mm/年、九州付近で59 mm/年、南西諸島で61～73mm/年であり、南にいくほど沈み込み速度は速くなっている。

太平洋プレート

○太平洋プレートの沈み込み速度※は、カムチャッカ半島から関東まで概ね一定の速度であり、86mm/年程度である。

※海洋プレートの沈み込み速度は、GPS等の宇宙測地観測結果を使用して作成されたGEODVELモデル (Argus et al.(2010)) およびMORVELモデル (DeMets et al.(2010)) に基づき、UNAVCOのPlate Motion Calculatorプログラムを用いて算出。



＜日本列島に沈み込むプレートの沈み込み速度※＞

日本周辺の沈み込む海洋プレートの特徴

(形状)

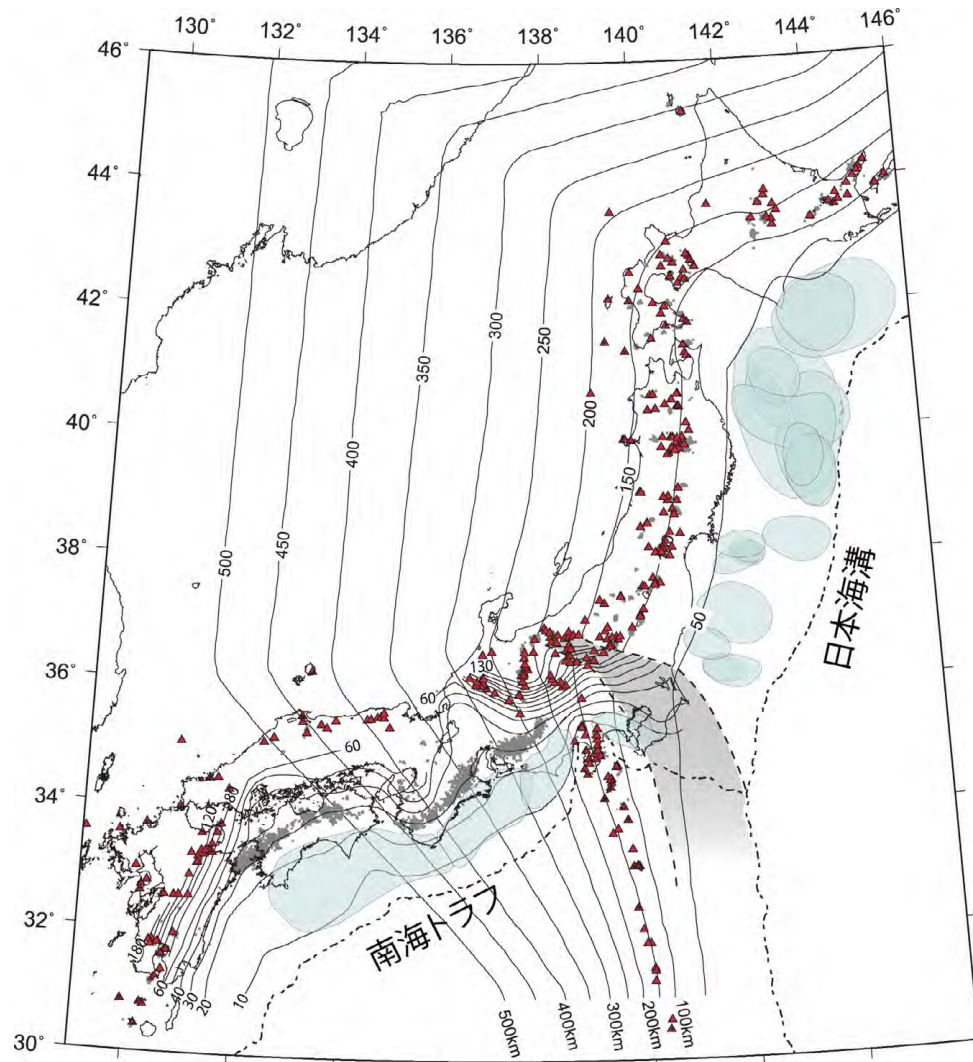
フィリピン海プレート

長谷川・他(2010)

○フィリピン海プレートは関東から九州に至る全域で裂けることなく連続して分布するが、その形状は単純ではなく、波板のように大きく変形をしている。

太平洋プレート

○太平洋プレートは北海道から東北・関東にかけて、大きく変形することなく、滑らかな形状を示しながら日本列島の下方に沈み込んでいる。



<日本列島に沈み込むプレートの形状>
(長谷川・他(2010)による)

<補足説明資料③-26 沈み込んだ海洋プレート内地震の地震規模に関する検討(1) 沈み込み帯に沈み込む海洋プレートの特徴>

日本周辺の沈み込む海洋プレートの特徴

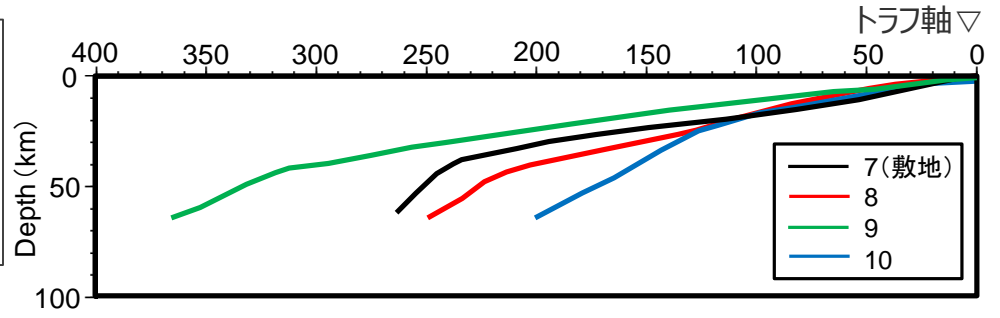
(沈み込み角度)

フィリピン海プレート

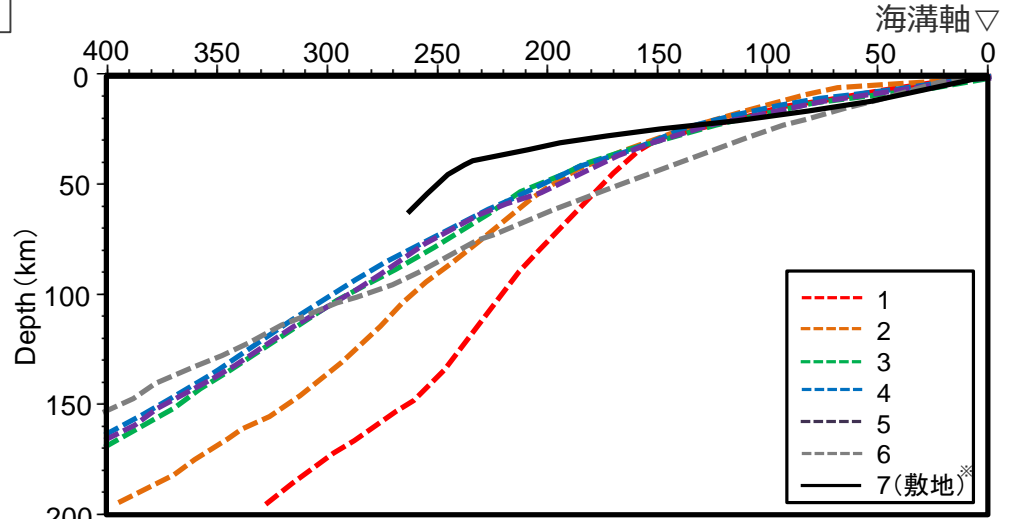
○トラフ軸から水平距離200km程度において、フィリピン海プレートは、東海～四国 (No.7～9) ではほぼ一定の角度で緩やかに沈み込み、九州 (No.10) では水平距離100～150km程度で沈み込み角度が変化(増加)する傾向が見られる。

太平洋プレート

○太平洋プレート (No.1～6) は、沈み込みに伴い、沈み込み角度が徐々に増加する傾向が見られる。

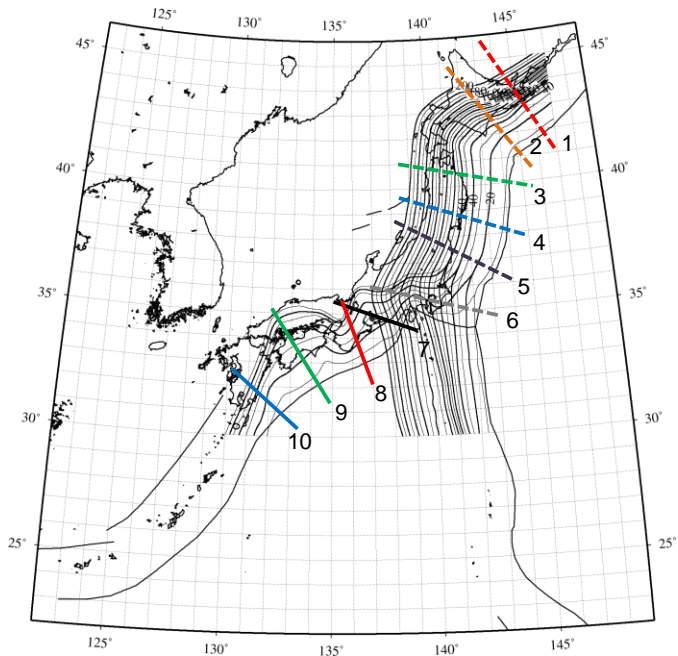


(フィリピン海プレートの比較)



※敷地はフィリピン海プレート

(太平洋プレートの比較)



(断面図の位置)

<海洋プレートの沈み込み断面図>

・プレート境界面のデータは弘瀬冬樹HP (気象庁気象研究所地震火山研究部) による。

<補足説明資料③-26 沈み込んだ海洋プレート内地震の地震規模に関する検討(1) 沈み込み帯に沈み込む海洋プレートの特徴>
日本周辺の沈み込む海洋プレートの特徴

(厚さ)

フィリピン海プレート

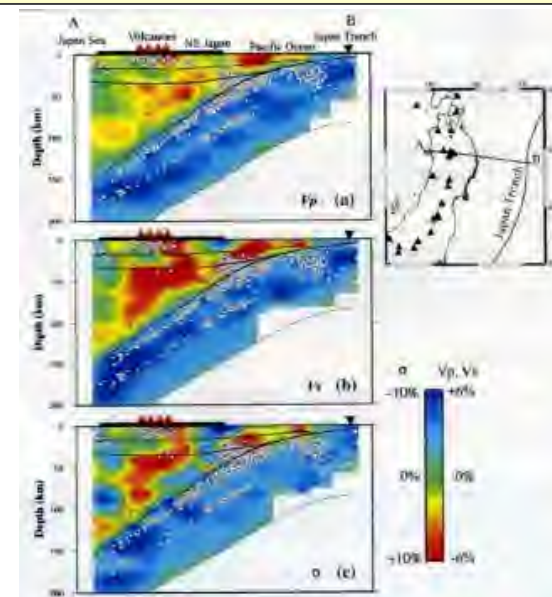
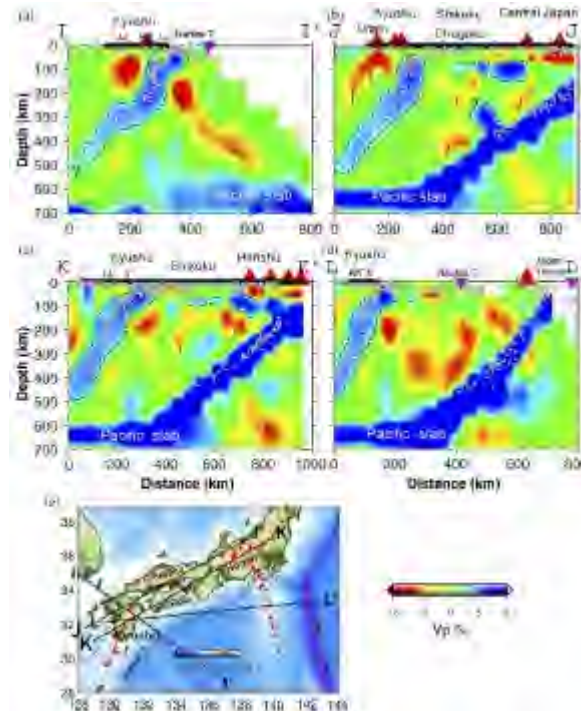
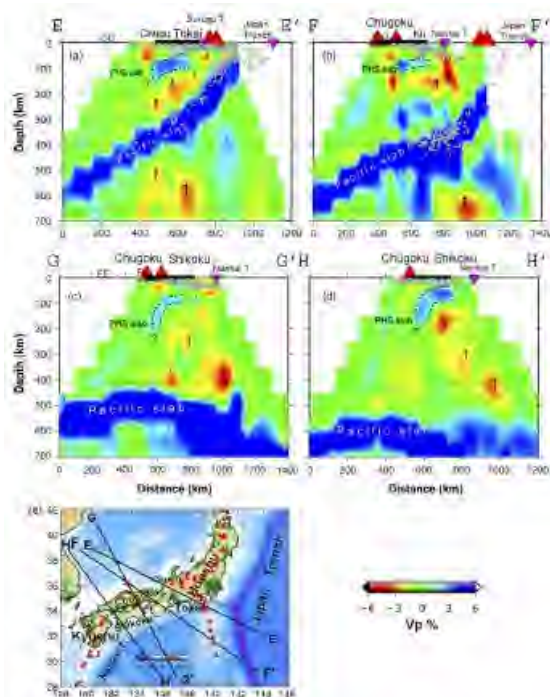
Adbelwahed and Zhao(2007)

○フィリピン海プレートの厚さは、中部、東海、紀伊半島下で40km以下、四国で30~50km、九州で60km以下である。

太平洋プレート

Zhao(2009)

○スラブの厚さは年代によると考えられ、東北日本やトンガは90~100kmである。



<日本列島に沈み込むプレートの厚さ>
(Adbelwahed and Zhao(2007)、Zhao(2009)による)

日本周辺の沈み込む海洋プレートの特徴

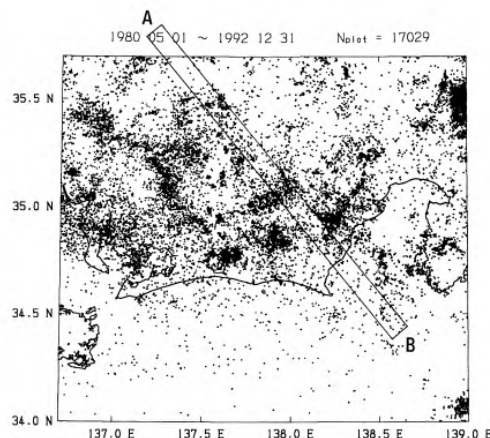
(地震活動)

フィリピン海プレート：東海域

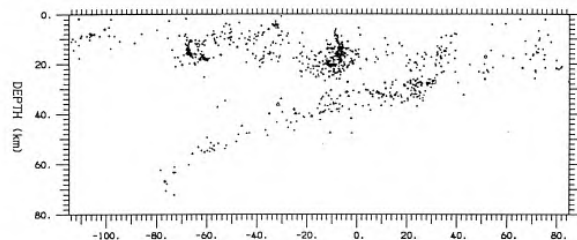
Seno et al.(1999)

○西方に傾いた深さ60kmより浅い地震活動は、二重面として続いている。

(a)



(b)



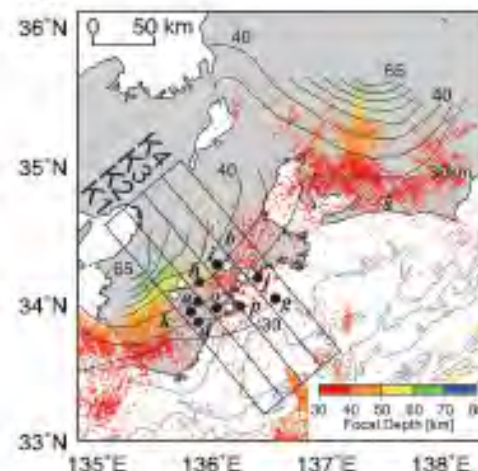
<東海域の震源分布>
(Seno et al.(2001)による)

フィリピン海プレート：紀伊半島

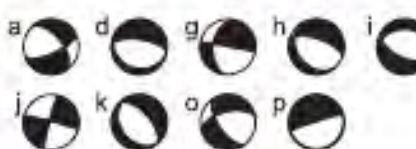
Miyoshi et al.(2012)

○紀伊半島下には、はっきりとした二重地震面が見られる。

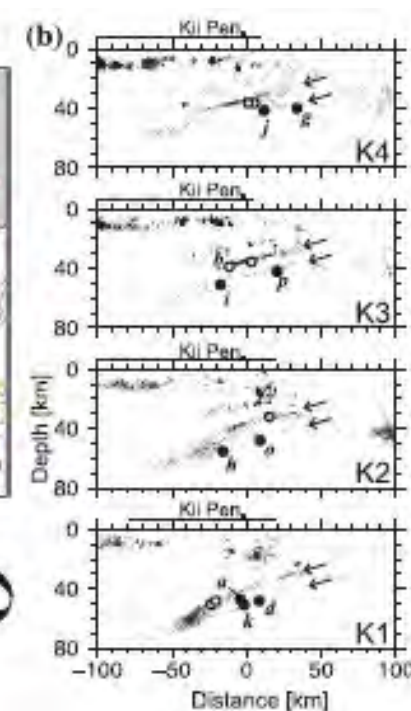
(a)



(c)



(b)



<紀伊半島の震源分布>
(Miyoshi et al.(2012)による)

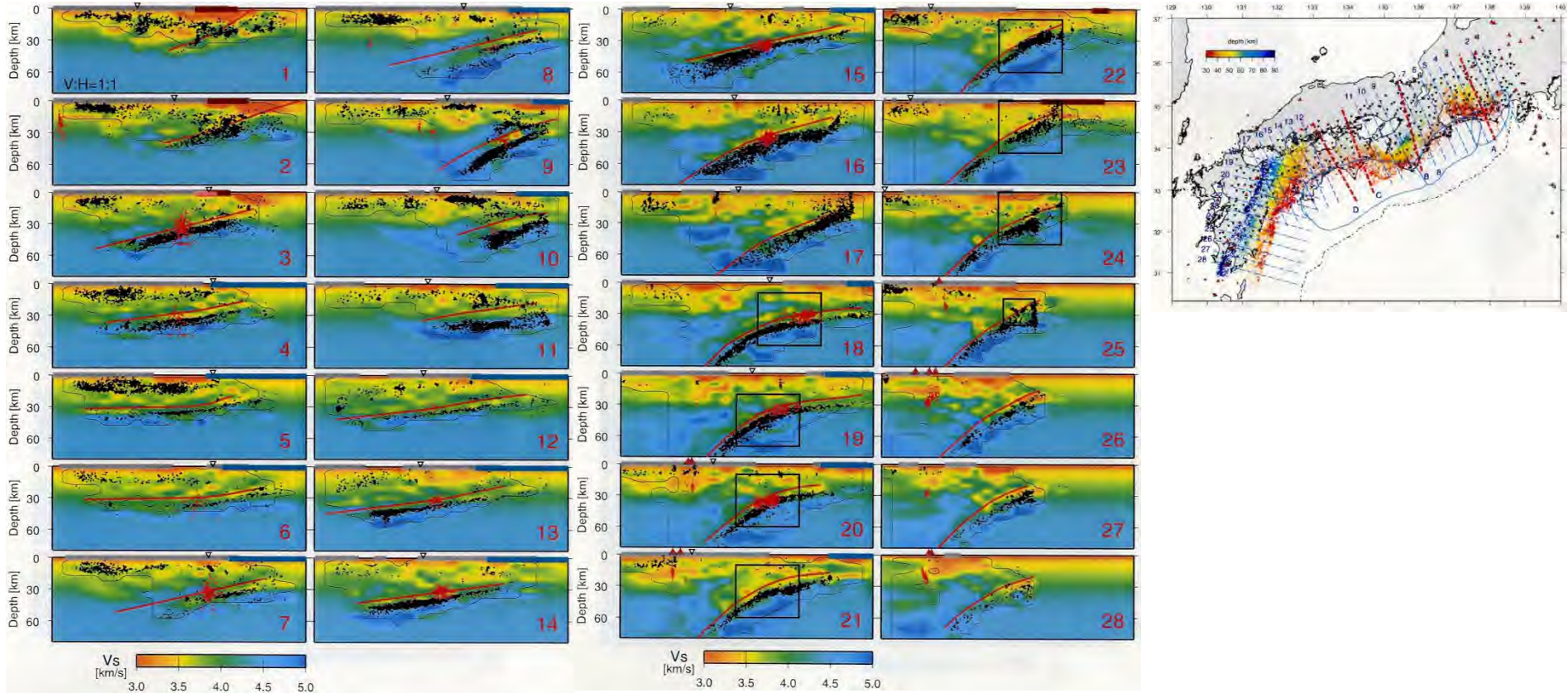
日本周辺の沈み込む海洋プレートの特徴

(地震活動)

フィリピン海プレート：東海域～九州

弘瀬・他(2007)

○二重地震面の下面は、地域によって地震活動度の違いはあるものの、伊勢湾から九州南部まで存在が読み取れる。



<東海域から九州までの震源鉛直分布>
(弘瀬・他(2007)による)

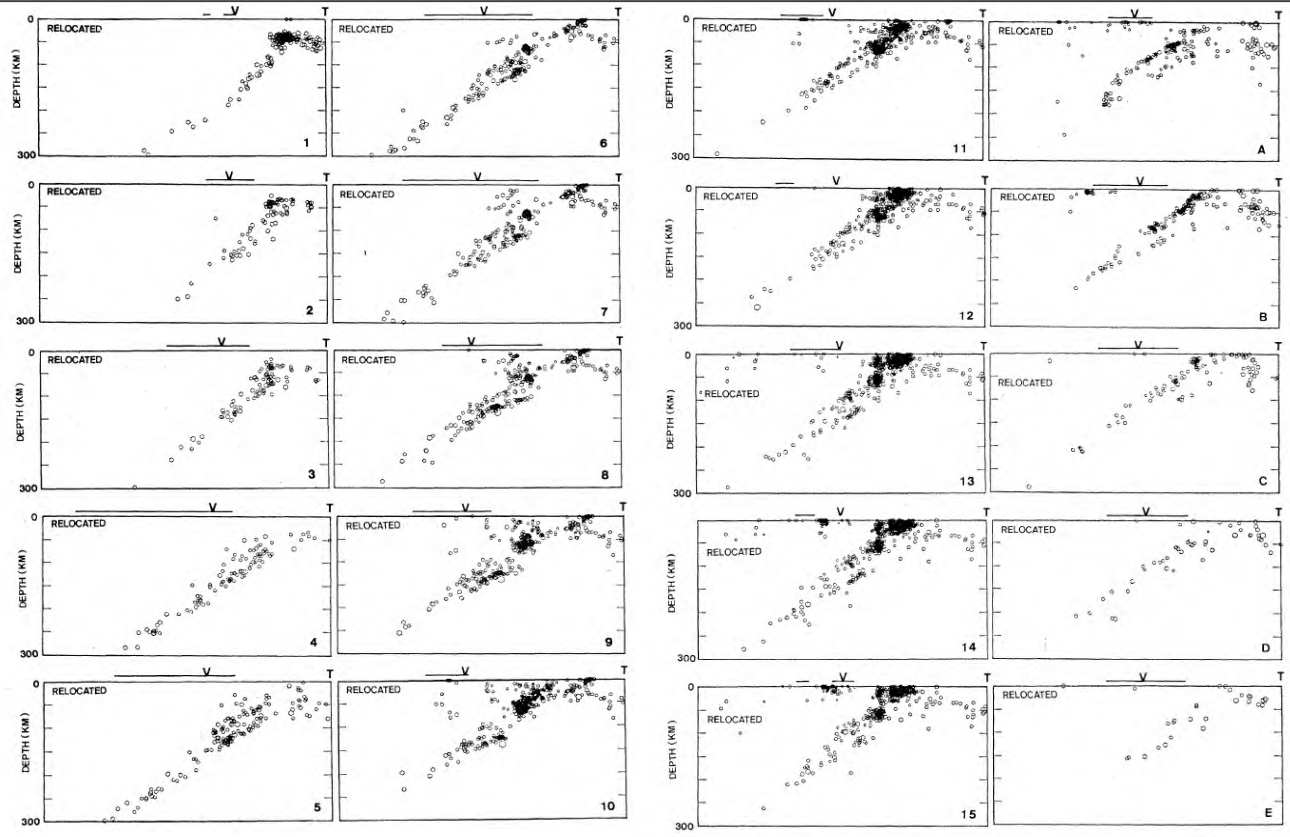
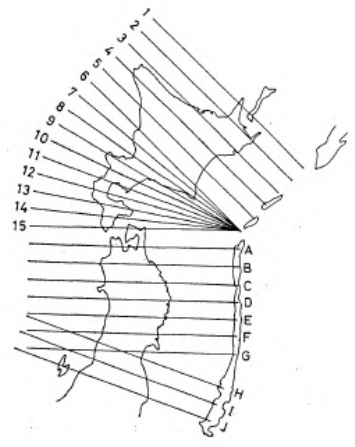
日本周辺の沈み込む海洋プレートの特徴

(地震活動)

太平洋プレート

長谷川・他(1983)

○ 得られた高精度の震源分布より、北海道から東北地方に至るはほぼ全域にわたって、二重深発地震面が連続して存在することが確かめられた。これと海野・長谷川(1982)の結果と合わせると、東北日本弧全域、千島弧との会合部、千島弧南西部(北海道)を含む海溝軸に平行に長さ1,000km以上の広い領域にわたって、二重深発地震面が連続して分布していることになる。



<北海道・東北地域の震源鉛直分布>
(長谷川・他(1983)による)

日本周辺の沈み込む海洋プレートの特徴

(地震発生下端深さ)

フィリピン海プレート

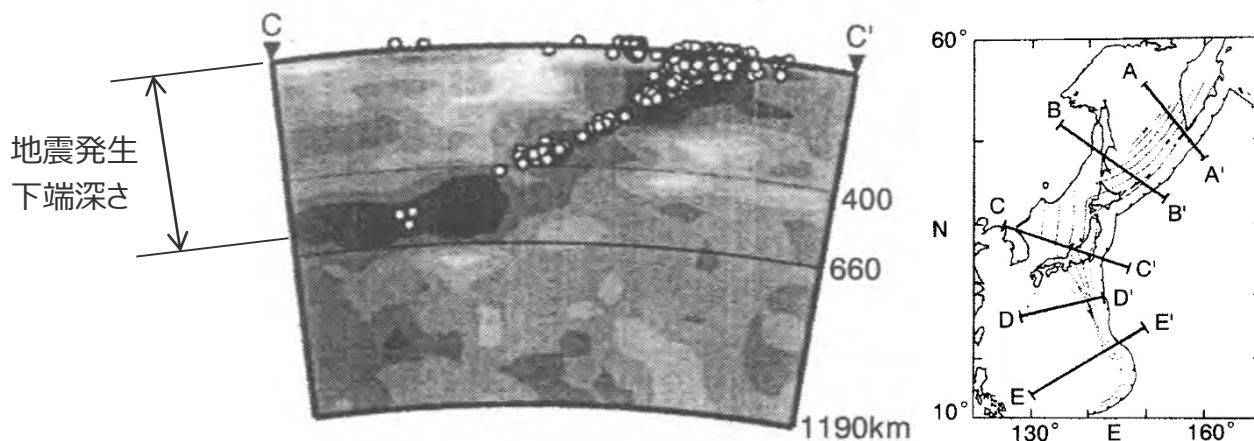
高橋(2000)

- 西南日本弧では、深発地震面は、関東、中部、近畿、四国の各領域にほぼ相当する4つの大きなセグメントに分かれているが、その傾斜角はいずれも20-30度程度とゆるやかであり、またその到達深度は、中部で約60km、近畿で約70km、四国で40kmである。
- 深発地震面は、中部九州では70度あまりの高角度で深さ約160km程度まで到達している。
- 南九州から琉球列島北部の29°Nのトカラ海峡以北の地域では、深発地震は約70度の高角度で深度約200km付近まで達している。
- トカラ海峡以南では、沈み込み角度40-50kmとゆるやかになるが、海洋リソスフェアは深度250~300km付近まで沈み込んでいる。

太平洋プレート

高橋(2000)

- 東北日本弧は、北海道中部でカムチャツカ・千島弧と、本州中部で伊豆・小笠原弧とそれぞれ会合している。東北日本弧では、深発地震面は深さ600km余りまで達している。



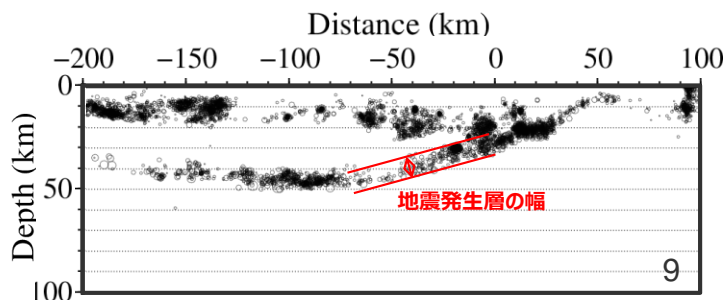
<地震発生下端深さ>
(高橋(2000)に地震発生下端深さの位置を加筆)

日本周辺の沈み込む海洋プレートの特徴

(地震発生層の幅)

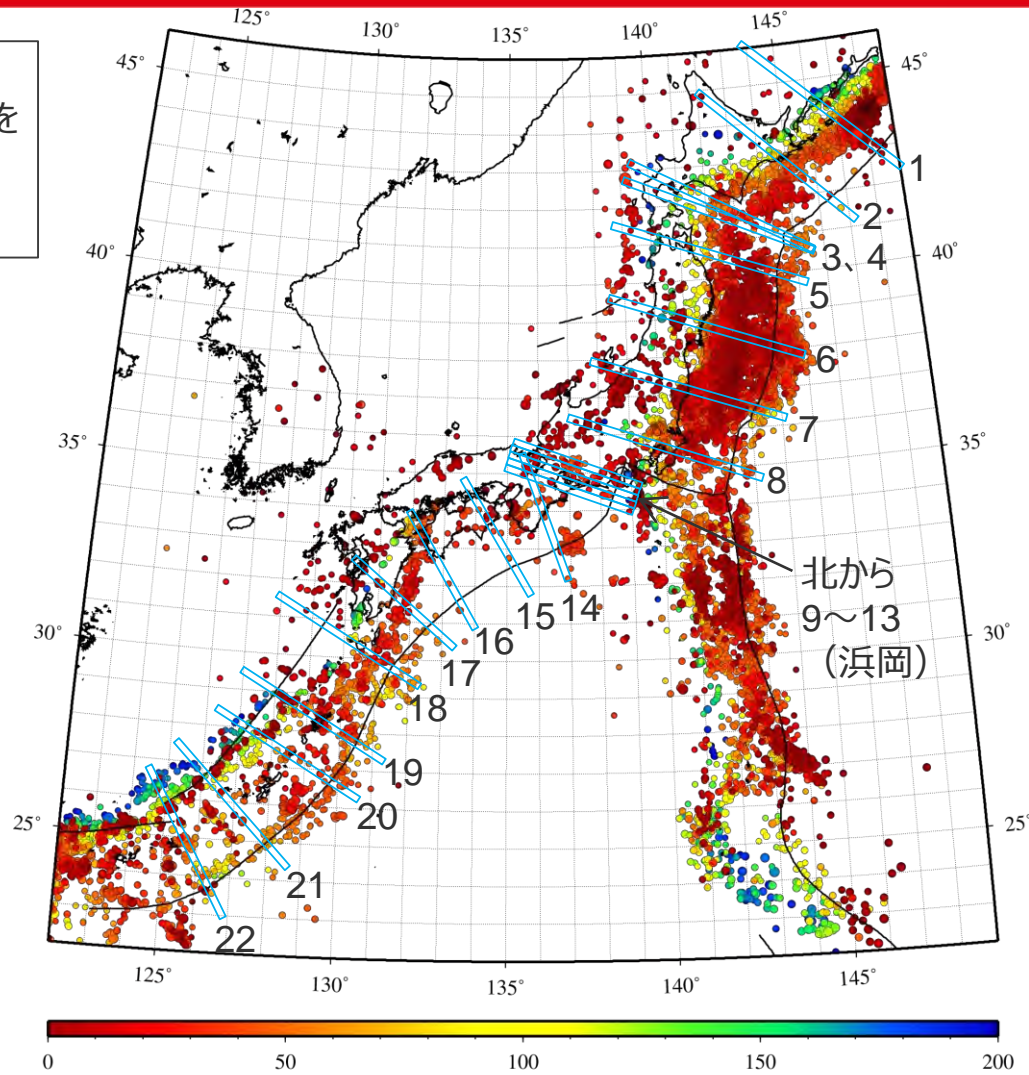
○北海道から南西諸島までを対象として、海溝（トラフ）軸に直交する方向の震源鉛直分布（No.1～22）を作成し、地震発生層の幅を測定。

⇒日本周辺の地震発生層の幅について検討。



<地震発生層の幅の測定例>
(震源鉛直分布: $M_{JMA} \geq 1$ 、深さ200km以浅)

- ・気象庁による「地震・火山月報（カタログ編）平成25年3月」の一元化カタログを使用。期間は1997年10月～2013年3月。
- ・地震発生層の幅の測定の詳細は、第253回審査会合資料2-2参照。



<地震発生層の幅の測定位置>
(震源平面分布: $M_{JMA} \geq 4$ 、深さ200km以浅)

日本周辺の沈み込む海洋プレートの特徴

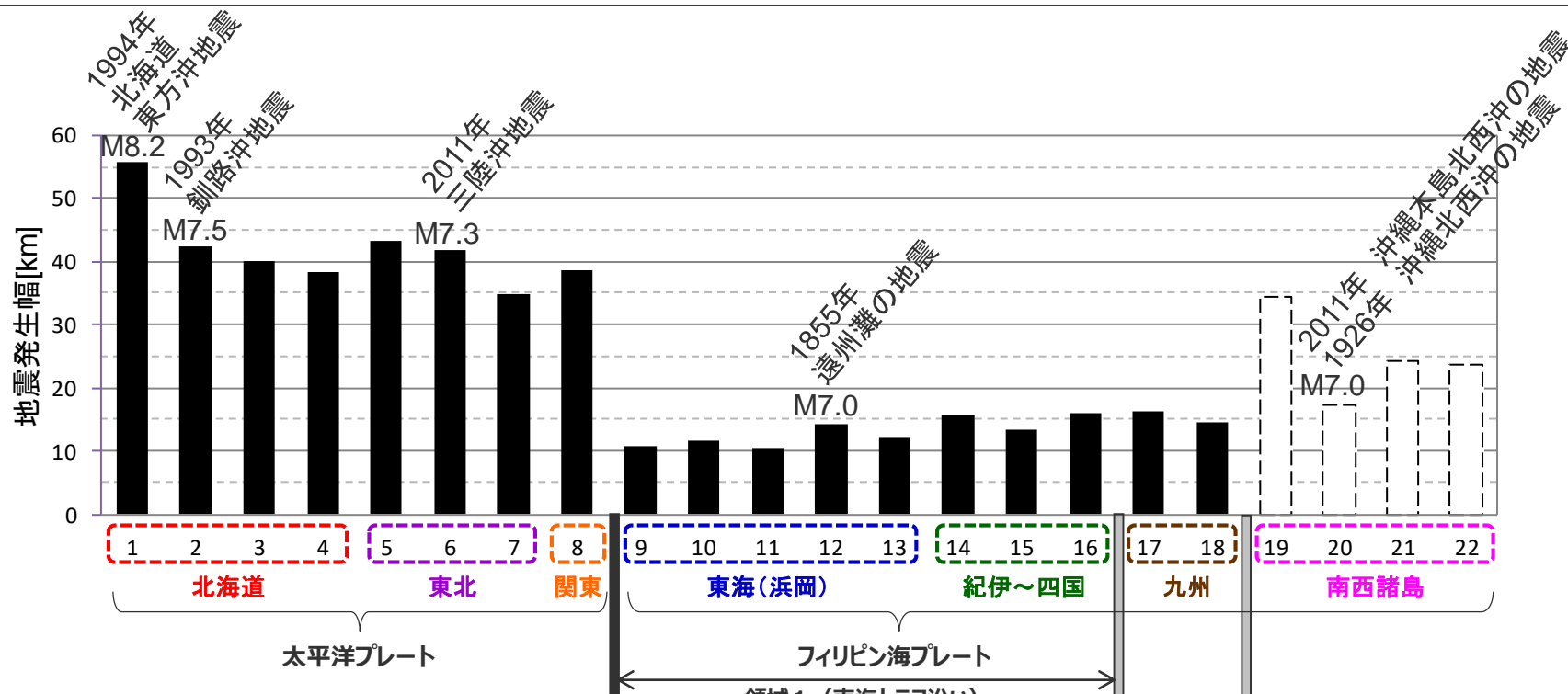
(地震発生層の幅)

フィリピン海プレート

○浜岡原子力発電所が位置する東海 (No.9~13) から紀伊~四国~九州 (No.14~18) にかけて、地震発生層の幅は10km程度であり、南西諸島 (No.19~22) の地震発生層の幅は20~30km程度である。

太平洋プレート

○北海道 (No.1~4) から東北 (No.5~7) 、関東 (No.8) にかけて、地震発生層の幅は40~50km程度と厚く、規模の大きい地震が発生している。



・浜岡が位置するフィリピン海プレート(領域1(南海トラフ沿い))については、歴史地震及び近年発生したスラブ内地震のうち、最大規模の地震を示し、これ以外の地域については、近年発生したスラブ内地震(1923~2012年)のうち、主な最大規模の地震(M7.0以上)を示す。

・南西諸島の地震発生層の幅については、震源鉛直分布の精度を踏まえて参考扱いとする。また、No.19で発生した1911年喜界島の地震(M8.0)については、後藤(2013)により震源再決定が行われ、プレート境界地震の可能性が高いとされている。

<日本周辺の地震発生層の幅>

日本周辺の沈み込む海洋プレートの特徴

(まとめ)

○浜岡原子力発電所が位置する東海域に沈み込むフィリピン海プレートの特徴は、東北地方に沈み込む太平洋プレートと大きく異なる。また、地震発生層が厚い太平洋プレートでは、規模の大きい地震が発生している。

フィリピン海プレートと太平洋プレートの特徴

No.	諸元	フィリピン海プレート（東海域）	太平洋プレート
1	プレート年代	27～9Ma	130Ma程度
2	沈み込み速度	49mm/年	86mm/年
3	沈み込み形状	湾曲	直線的
4	沈み込み角度	緩やかでほぼ一定	沈み込みに伴い増加
5	スラブ厚さ	40km以下	90～100km
6	地震活動	一重	二重
7	地震発生下端深さ	60km程度	600km程度
8	地震発生層の幅	10km程度	40～50km程度

日本周辺の沈み込む海洋プレートの特徴

(まとめ)

○フィリピン海プレートの各地域の特徴について、東海～紀伊～四国にかけては類似しているが、九州・パラオ海嶺を境として変化しており、同じフィリピン海プレートにおいても、その特徴は沈み込む地域によって異なる。

フィリピン海プレートの各地域の特徴

No.	諸元	東海	紀伊	四国	九州	南西諸島
1	プレート年代	27～9Ma	19～15Ma	27～15Ma	50Ma以前	
2	沈み込み速度	49mm/年	53mm/年	54mm/年	59mm/年	61～73mm/年
3	沈み込み形状	湾曲	湾曲	湾曲・直線的	直線的	直線的
4	沈み込み角度	緩やかでほぼ一定			途中で高角に変化	緩やかに変化
5	スラブ厚さ	40km以下	40km以下	30～50km	60km以下	—
6	地震活動	一重	二重	二重	二重	—
7	地震発生の下端深さ	60km程度	70km程度	40km程度	160～200km程度	250～300km程度
8	地震発生層の幅	10km程度	10km程度	10km程度	10km程度	20-30km程度

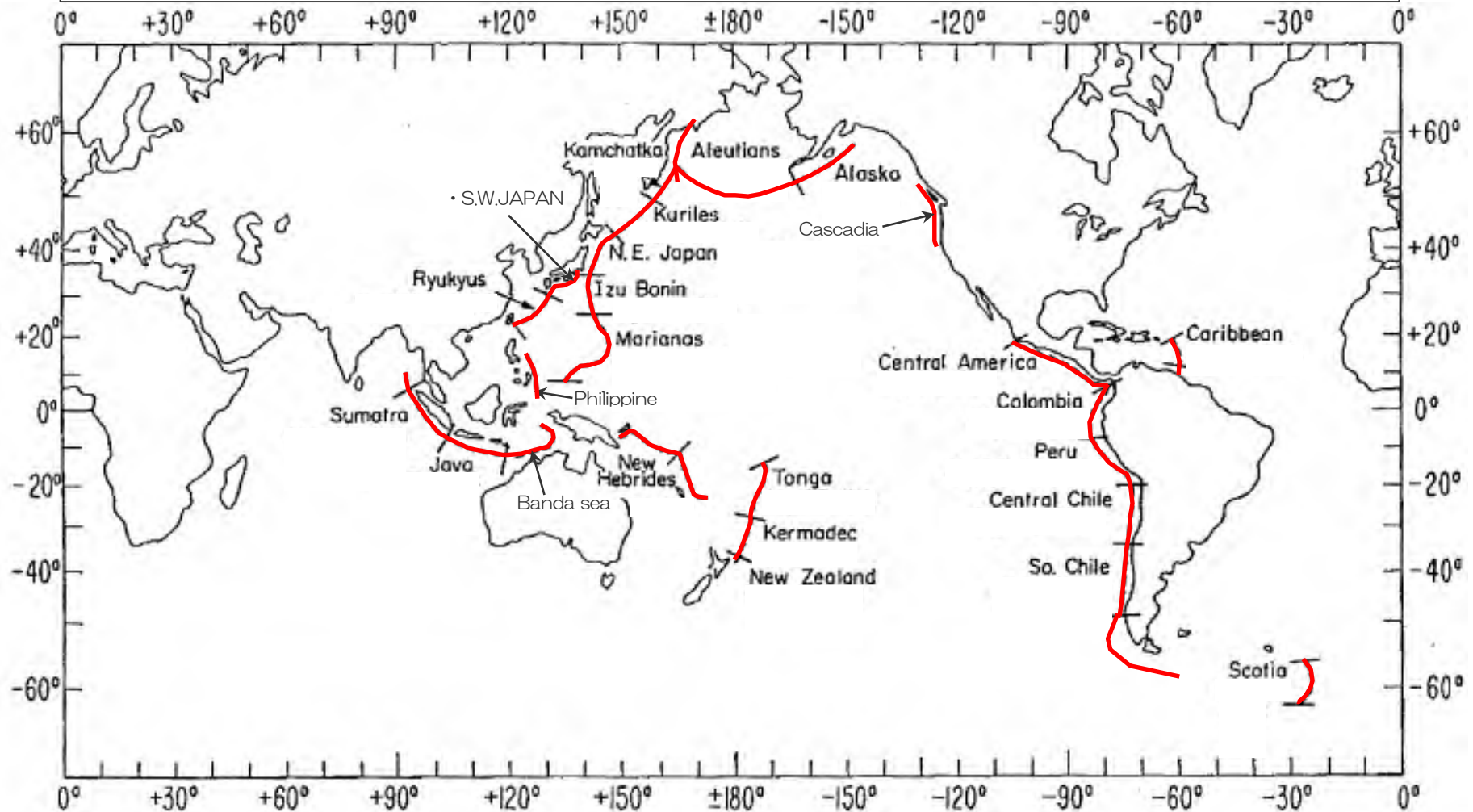
九州・パラオ海嶺

トカラ海峡

世界の沈み込む海洋プレートの特徴

(概要)

○世界の沈み込み帯毎に海洋プレートの特徴を整理して、浜岡原子力発電所が位置するS.W.Japanと類似する沈み込み帯について検討する。



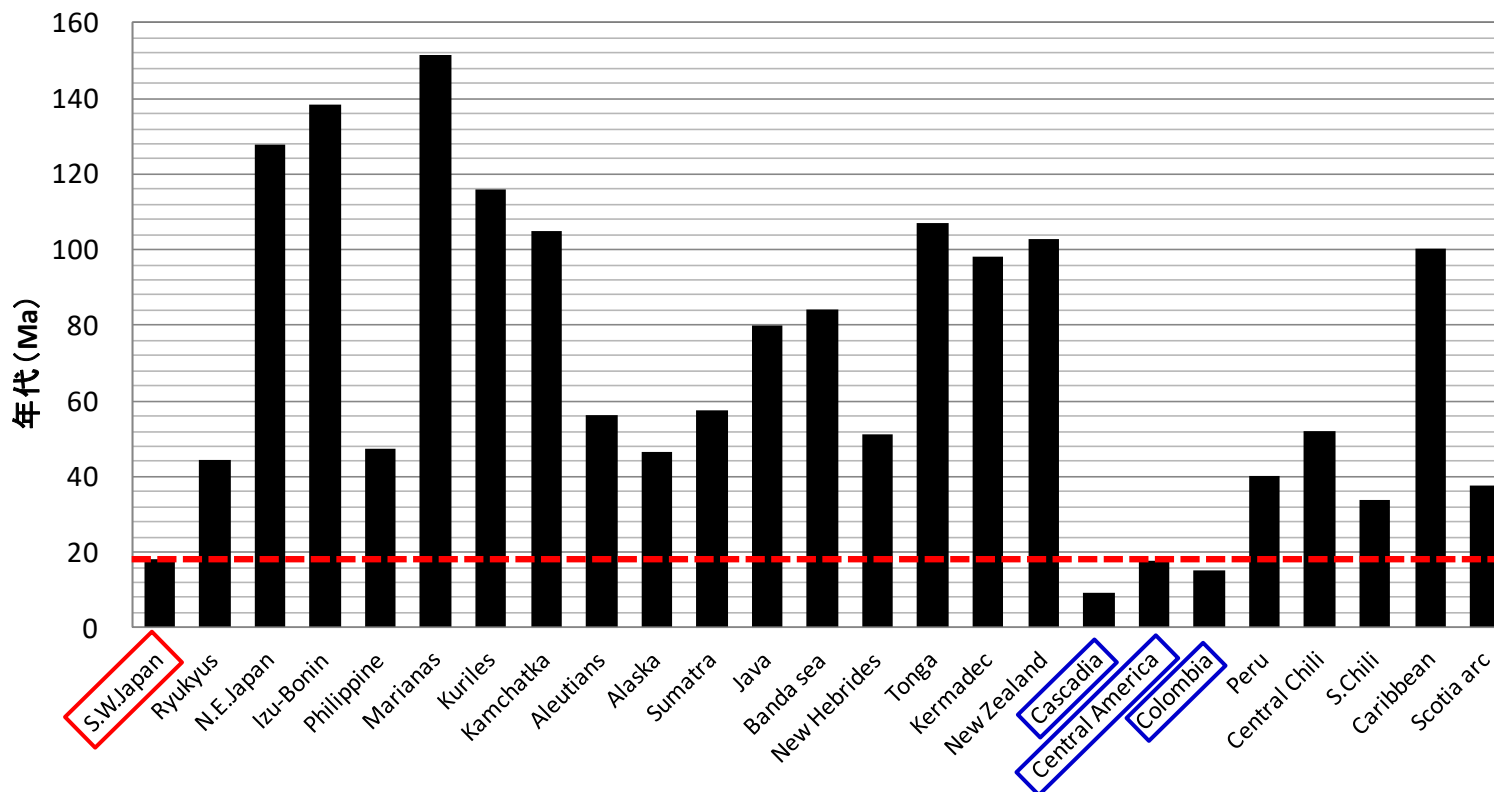
<世界の海洋プレートの沈み込み帯>

(Ruff and Kanamori(1980)に沈み込み帯を表す赤線・地域名を加筆)

世界の沈み込む海洋プレートの特徴

(年代)

- 海洋プレートの年代は、沈み込み帯により異なり多様である。
- S.W.Japanのプレート年代は約20Maであり、これと類似する沈み込み帯はCascadia、Central America、Colombiaである。



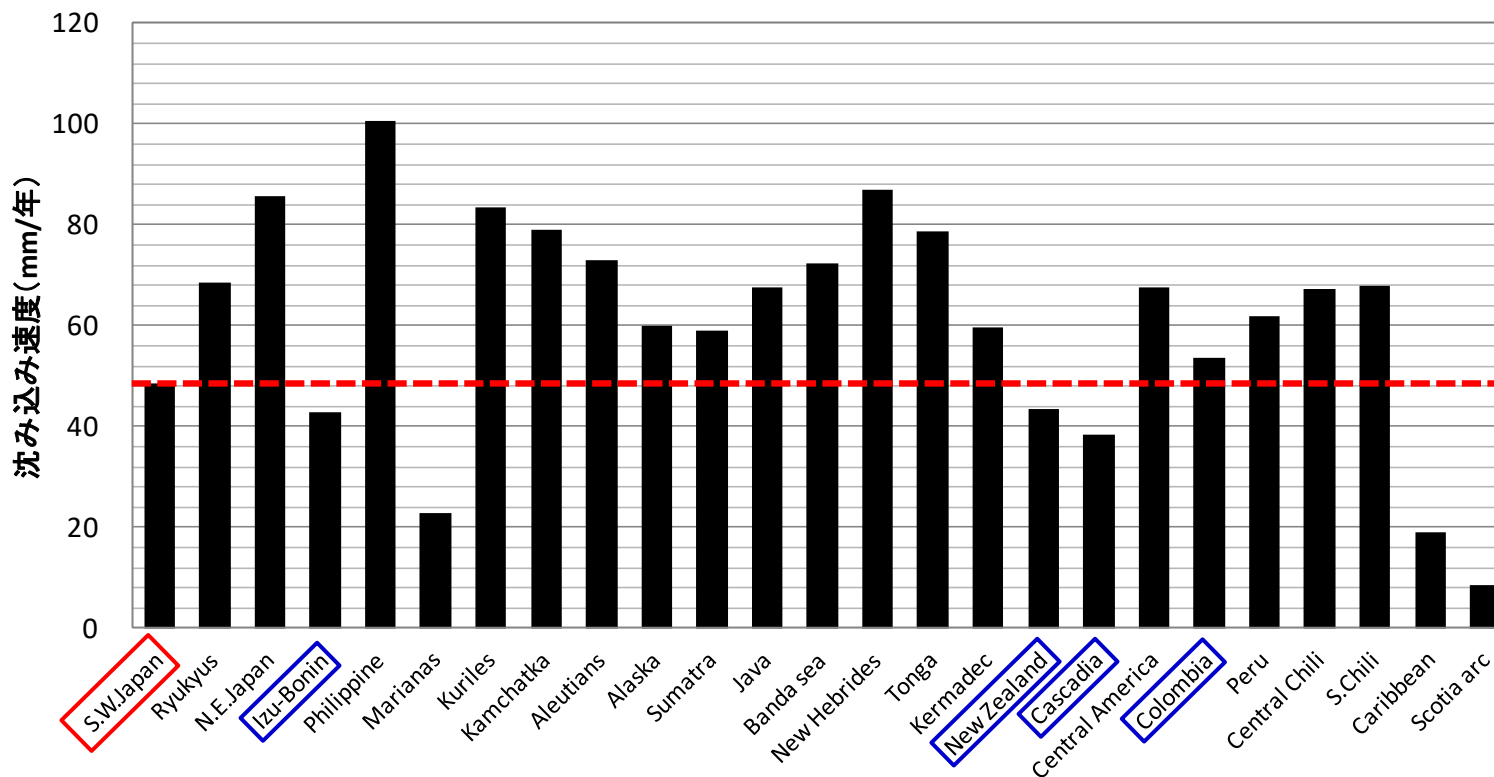
<世界の沈み込み帯におけるプレートの年代>

•Muller et al.(1997)に基づき作成。

世界の沈み込む海洋プレートの特徴

(沈み込み速度)

- 海洋プレートの沈み込み速度は、沈み込み帯により異なり多様である。
- S.W.Japanの沈み込み速度は約50mm/年であり、これと類似する沈み込み帯はIzu-Bonin、New Zealand、Cascadia、Colombiaである。



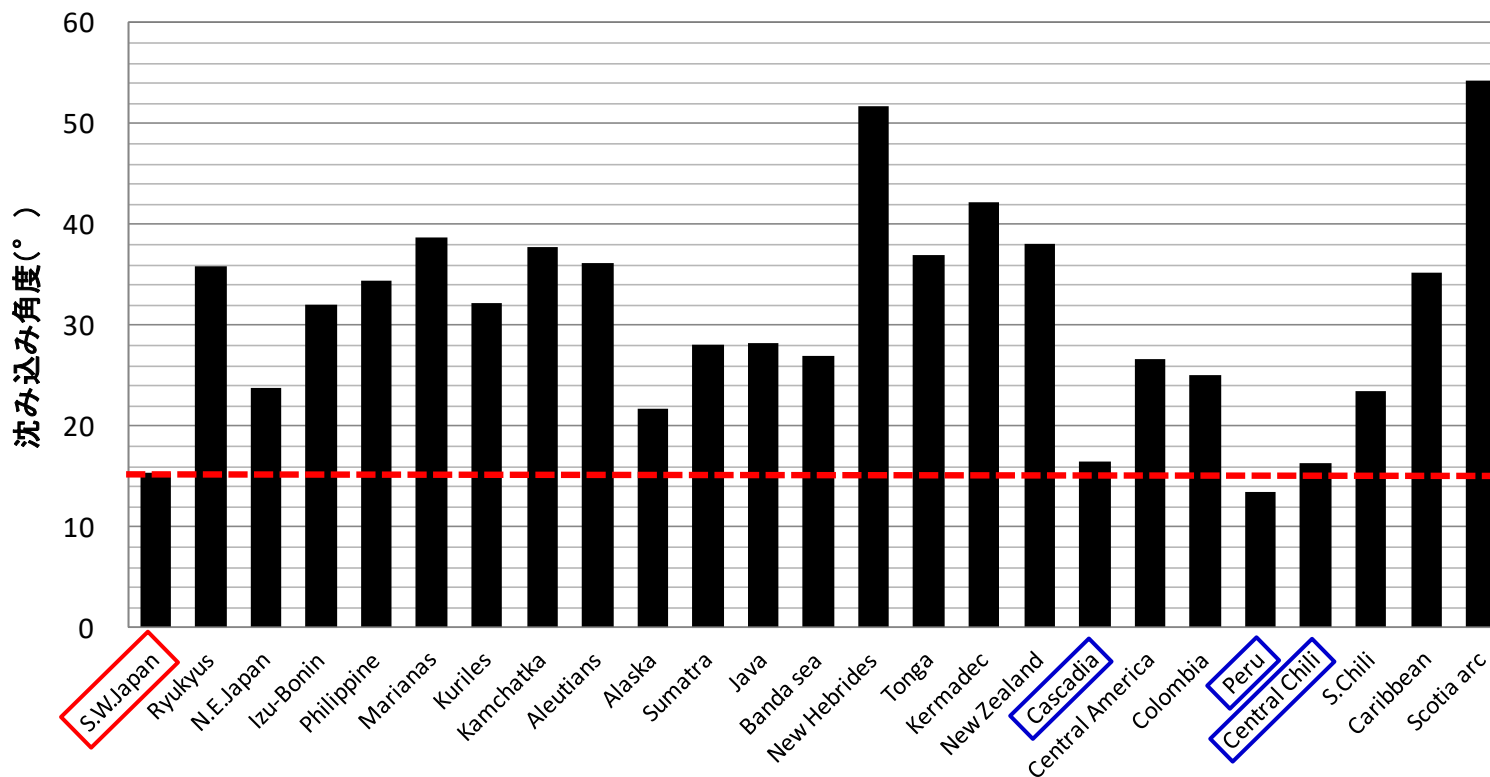
<世界の沈み込み帯におけるプレートの沈み込み速度>

・海洋プレートの沈み込み速度は、GPS等の宇宙測地観測結果を使用して作成されたGEODVELモデル (Argus et al.(2010)) およびMORVELモデル (DeMets et al.(2010)) に基づき、UNAVCOのPlate Motion Calculatorプログラムを用いて算出。

世界の沈み込む海洋プレートの特徴

(沈み込み角度)

- 海洋プレートの沈み込み角度は、沈み込み帯により異なり多様である。
- S.W.Japanの沈み込み角度は約15°であり、これと類似する沈み込み帯はCascadia、Peru、Central Chiliである。



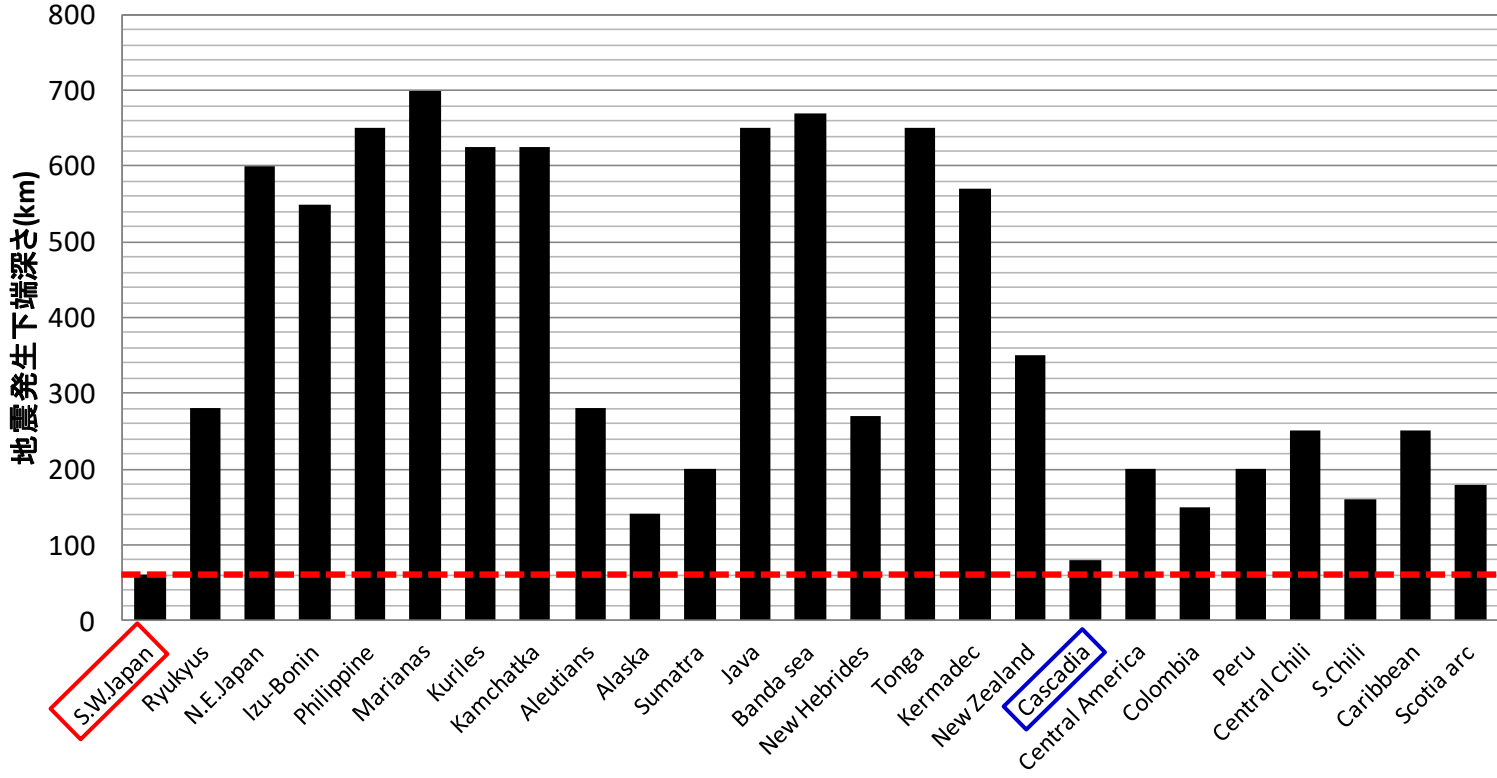
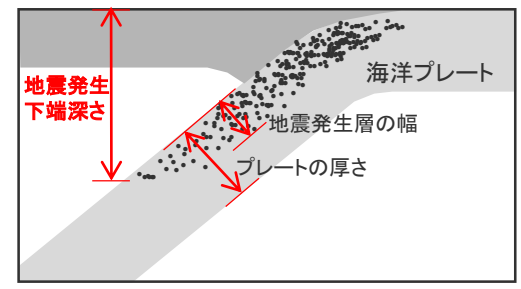
<世界の沈み込み帯におけるプレートの沈み込み角度>

•Lallemand et al.(2005)に基づき作成。

世界の沈み込む海洋プレートの特徴

(地震発生下端深さ)

- 地震発生下端深さは、沈み込み帯により異なり多様である。
- S.W.Japanの地震発生下端深さは約60kmであり、これと類似する沈み込み帯はCascadiaである。



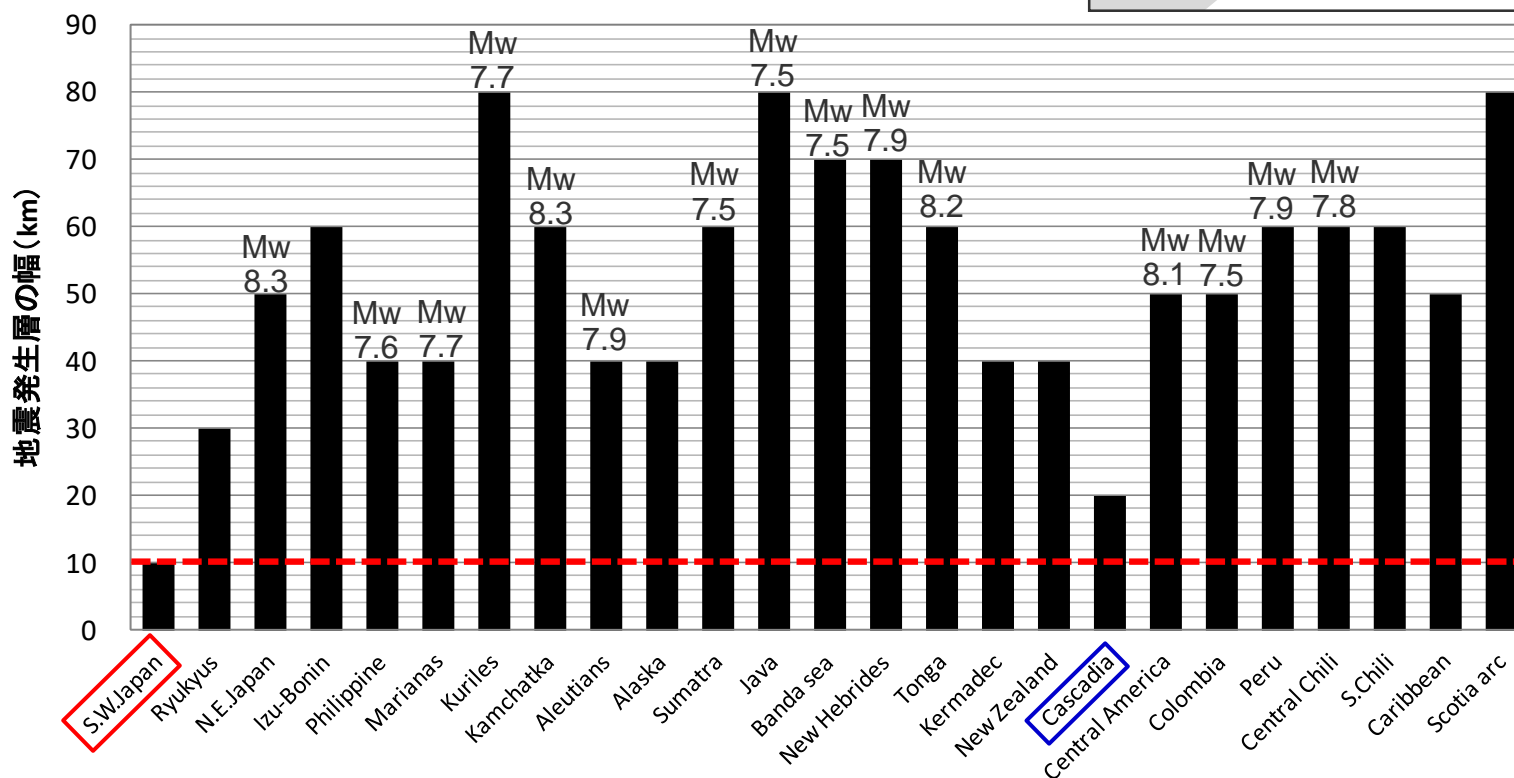
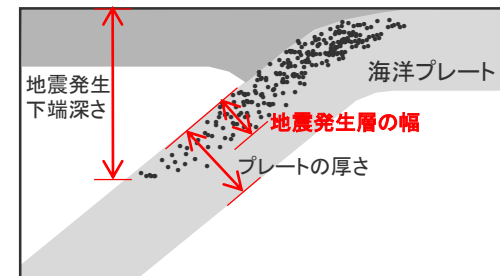
<世界の沈み込み帯における地震発生下端深さ>

• Ruff and Kanamori(1980)に基づき作成。
• S.W.Japanは高橋(2000)、Philippine、Banda SeaはUSGS(2012)等、CascadiaはWada et al.(2010)に基づき作成。

世界の沈み込む海洋プレートの特徴

(地震発生層の幅)

- 地震発生層の幅は、沈み込み帯により異なり多様である。
- S.W.Japanの地震発生層の幅は約10kmであり、これに比較的近い沈み込み帯はCascadiaで約20kmである。
- Mw7.5以上の巨大地震は、地震発生層の幅が厚い沈み込み帯で発生している傾向がある。

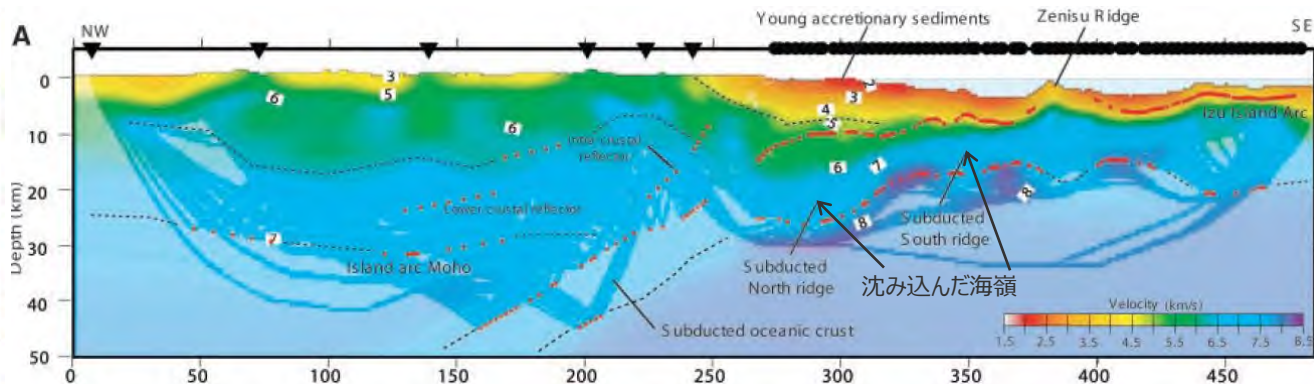
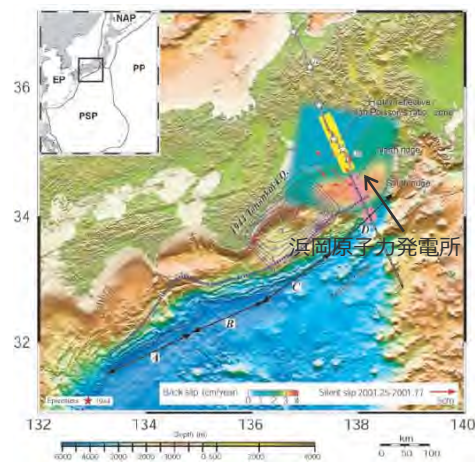


＜世界の各沈み込み帯における地震発生層の幅＞

- 地震発生層の幅は気象庁地震・火山月報、USGS等の震源鉛直分布に基づき測定。
- Mwの値は、気象庁地震・火山月報（防災編）（2021年3月まで）またはSeno and Yoshida(2004)に記載されたスラブ内地震のMwのうち最大の値を示す（Mw7.5以上）。
- 地震発生層の幅の測定の詳細は、第253回審査会合資料2-2参照。

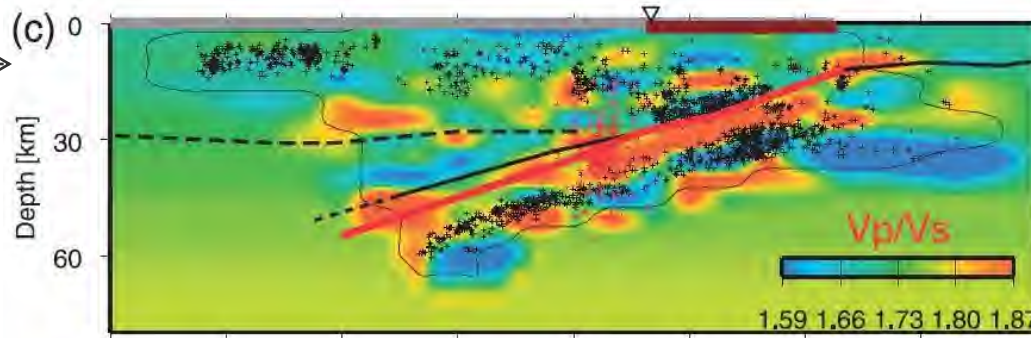
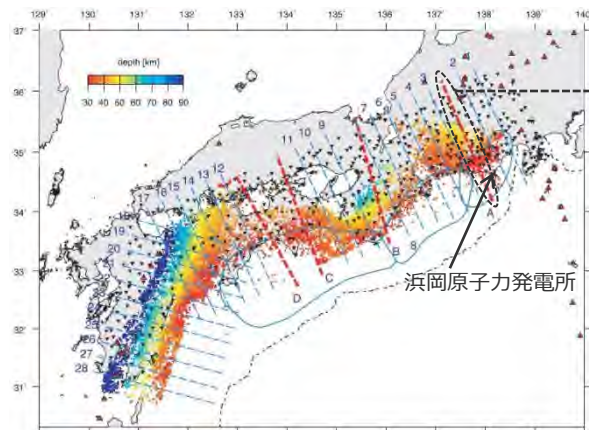
<補足説明資料③-26 沈み込んだ海洋プレート内地震の地震規模に関する検討(1) 沈み込み帯に沈み込む海洋プレートの特徴>
世界の沈み込む海洋プレートの特徴 (台湾周辺の沈み込み帯に関する検討)
 (浜岡原子力発電所周辺に沈み込むフィリピン海プレート)

- 高橋(1997)、Kodaira et al.(2008)他により、伊豆・小笠原島弧で大陸性的特徴を有する中部地殻の存在が示され、伊豆弧の西側に北東-南西の走向を持って存在する海嶺(背弧雁行海山群)でも、同様に中部地殻の存在が示されている。
- Kodaira et al.(2004)他によれば、敷地が位置する遠州灘周辺において沈み込んだ海嶺が示されており、遠州灘周辺における沈み込むフィリピン海プレートの構造としては、大陸性的特徴を有する中部地殻が沈み込んでいると考えられる。



<遠州灘のP波速度構造 (Kodaira et al(2004)に敷地位置、沈み込んだ海嶺の位置を加筆)>

- 海洋プレート内地震の地震動評価において、上記に示す構造の特徴は敷地周辺の地震活動に含まれており、この地震活動(震源鉛直分布等)を踏まえて、前述のとおり、地震発生層の幅等の海洋プレートの特徴を整理している。

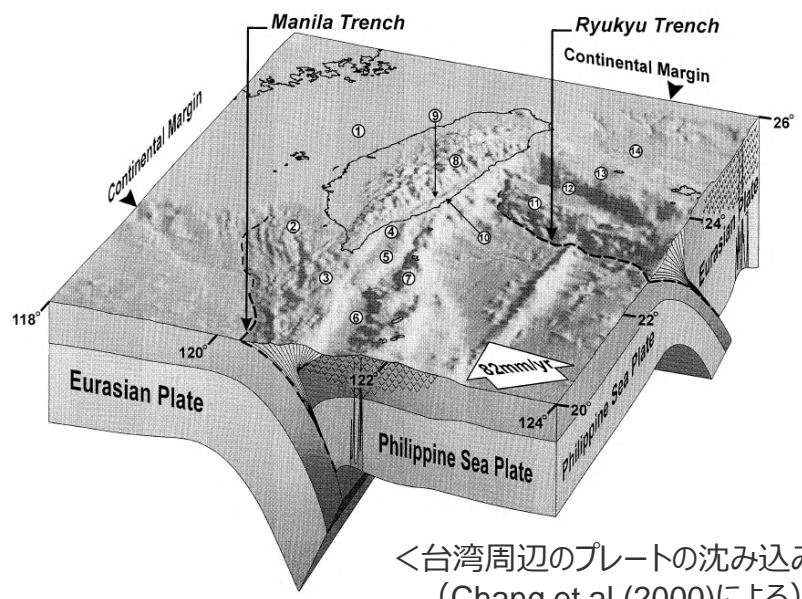


<遠州灘の震源鉛直分布 (弘瀬・他(2007)に敷地位置、矢印を加筆)>

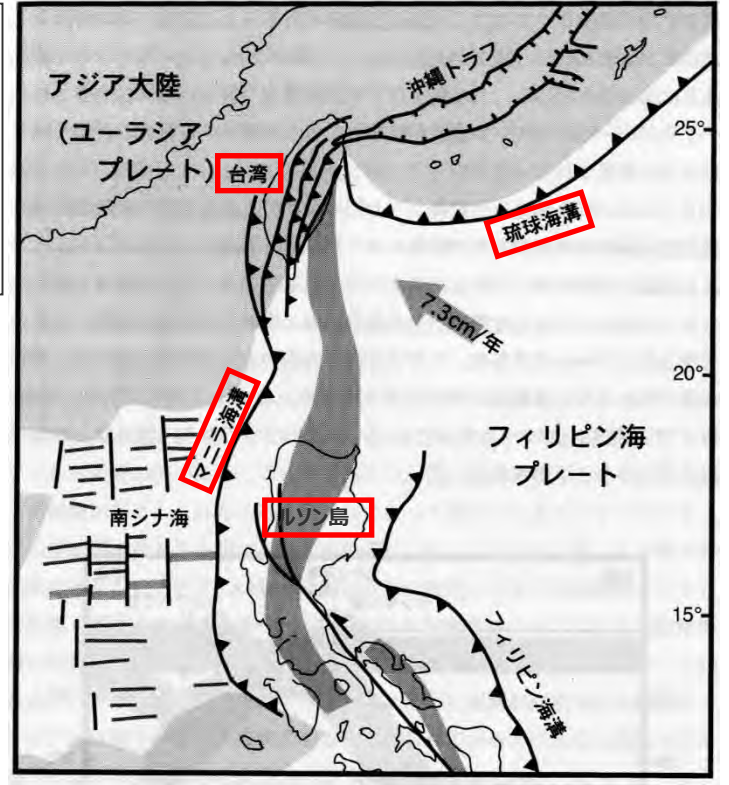
＜補足説明資料③-26 沈み込んだ海洋プレート内地震の地震規模に関する検討（1）沈み込み帯に沈み込む海洋プレートの特徴＞
世界の沈み込む海洋プレートの特徴（台湾周辺の沈み込み帯に関する検討）
 （台湾～ルソン島周辺に沈み込むユーラシアプレート）

台湾～ルソン島周辺に沈み込むユーラシアプレートの特徴を整理し、
 浜岡原子力発電所周辺に沈み込むフィリピン海プレートの特徴と比較する。

- 台湾周辺では、フィリピン海プレートとユーラシアプレートの沈み込む関係が複雑である。
- 台湾の東側では、琉球海溝からユーラシアプレートの下にフィリピン海プレートが沈み込んでいるのに対し、台湾の南側では、マニラ海溝からフィリピン海プレートの下にユーラシアプレートが沈み込んでおり、台湾周辺で両プレートの衝突境界が形成されている。



＜台湾周辺のプレートの沈み込み＞
 (Chang et al.(2000)による)



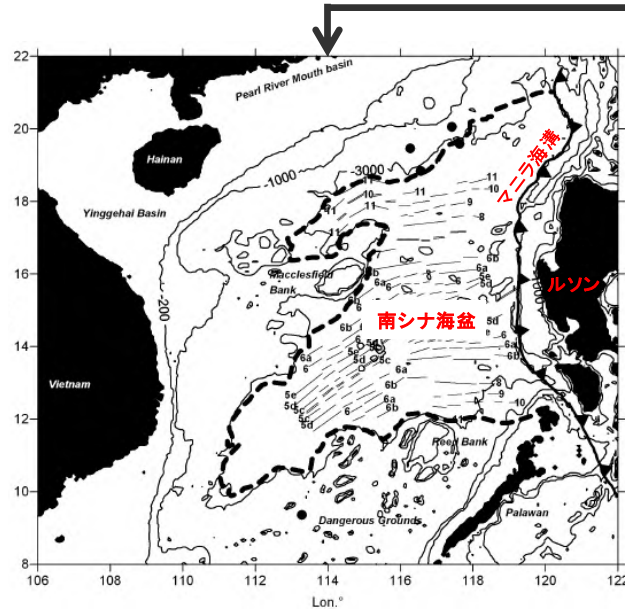
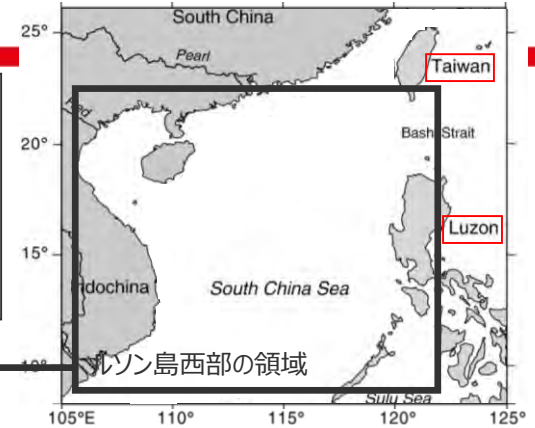
＜台湾周辺のプレートの沈み込み＞
 (木村(2002)に赤い四角を加筆)

＜補足説明資料③-26 沈み込んだ海洋プレート内地震の地震規模に関する検討（1）沈み込み帯に沈み込む海洋プレートの特徴＞

世界の沈み込む海洋プレートの特徴（台湾の沈み込み帯に関する検討）

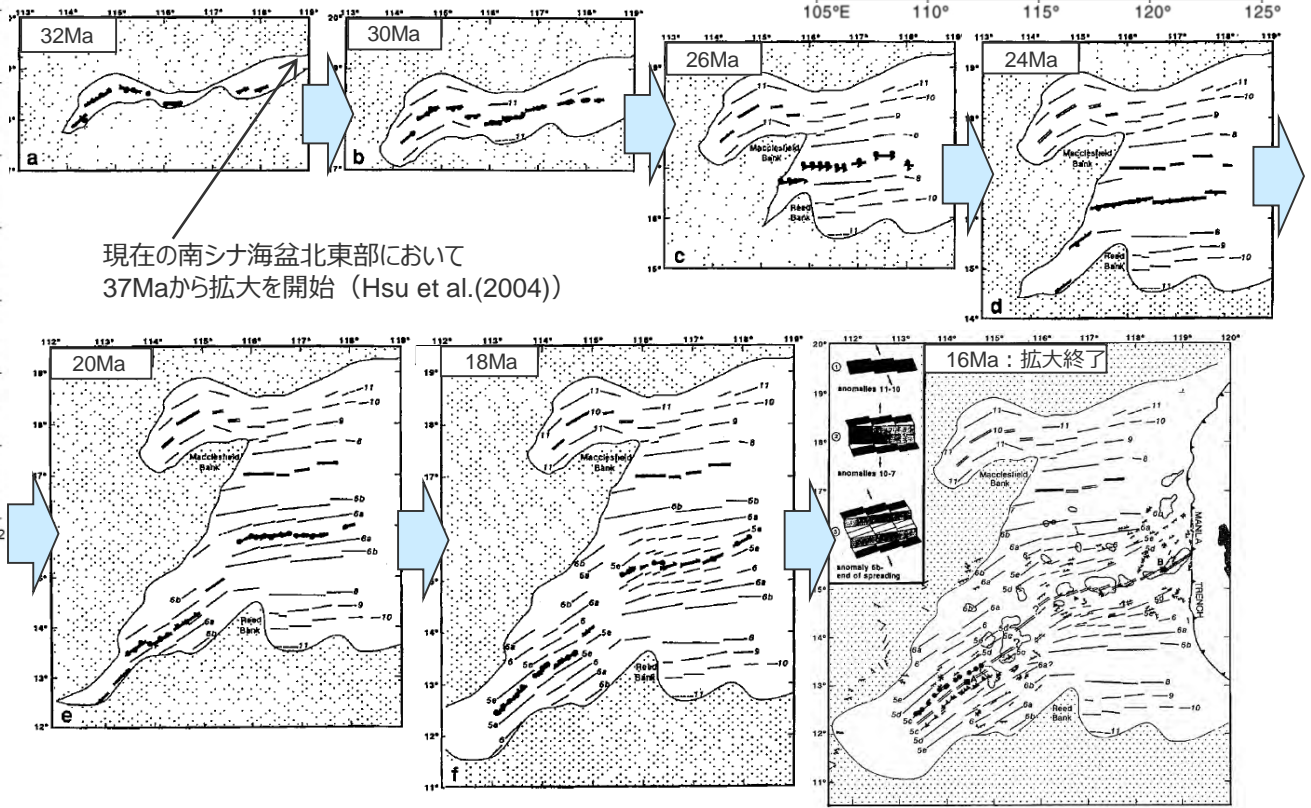
（台湾～ルソン島周辺に沈み込むユーラシアプレート）

- マニラ海溝は、台湾南西部からルソン島西部にかけて位置し、ルソン島西部においては、ユーラシアプレートの南シナ海盆が沈み込んでいる。
- Brais et al.(1993)、Hsu et al.(2004)によれば、南シナ海盆は現在の海盆北東部から37Maに拡大を開始し、拡大軸の位置を南に変えながら拡大を続け、16Maに拡大が終了している。



＜南シナ海盆の沈み込み＞

(Braitenberg et al.(2006)に地形名称を加筆)

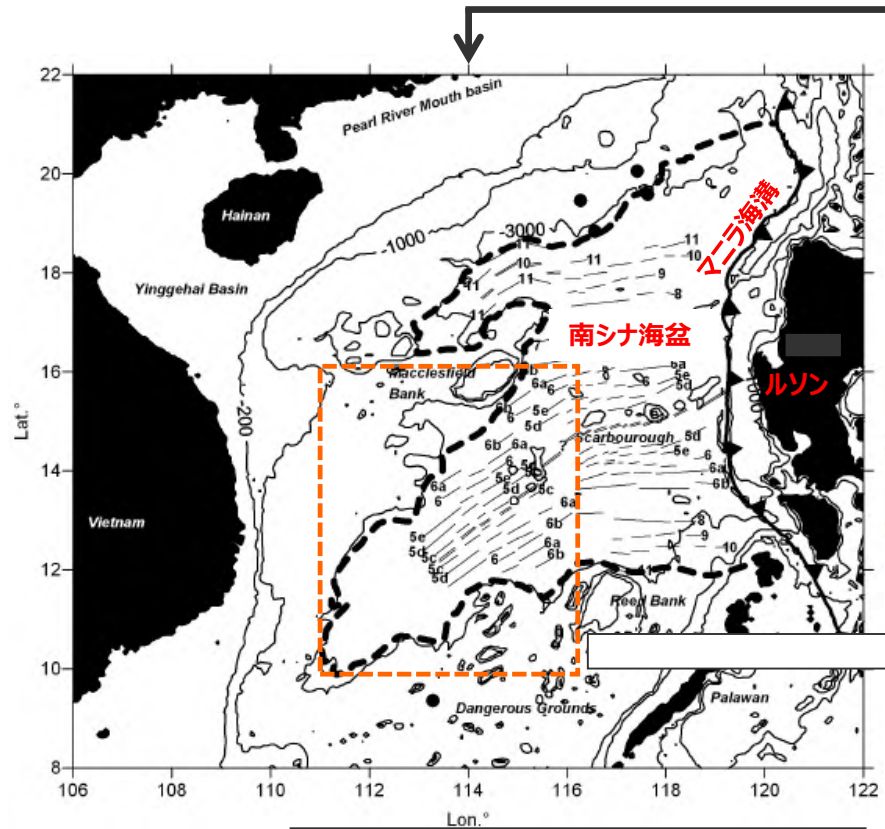
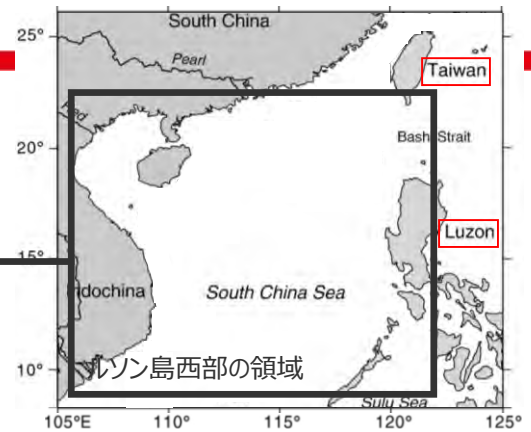


現在の南シナ海盆北東部において
37Maから拡大を開始 (Hsu et al.(2004))

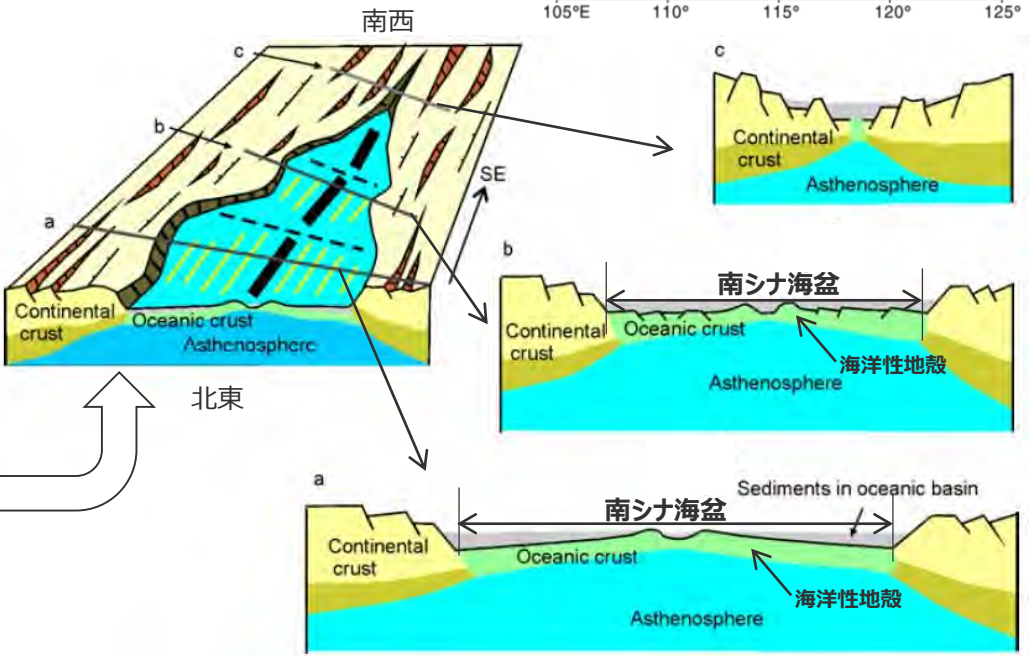
＜南シナ海盆の形成＞ (Brais et al.(1993)に年代を加筆)

＜補足説明資料③-26 沈み込んだ海洋プレート内地震の地震規模に関する検討（1）沈み込み帯に沈み込む海洋プレートの特徴＞
世界の沈み込む海洋プレートの特徴（台湾周辺の沈み込み帯に関する検討）
（台湾～ルソン島周辺に沈み込むユーラシアプレート）

○ユーラシアプレートの大部分は大陸性地殻を有する大陸プレートであるが、Li et al.(2012)によると、南シナ海盆は海洋性地殻を有している。



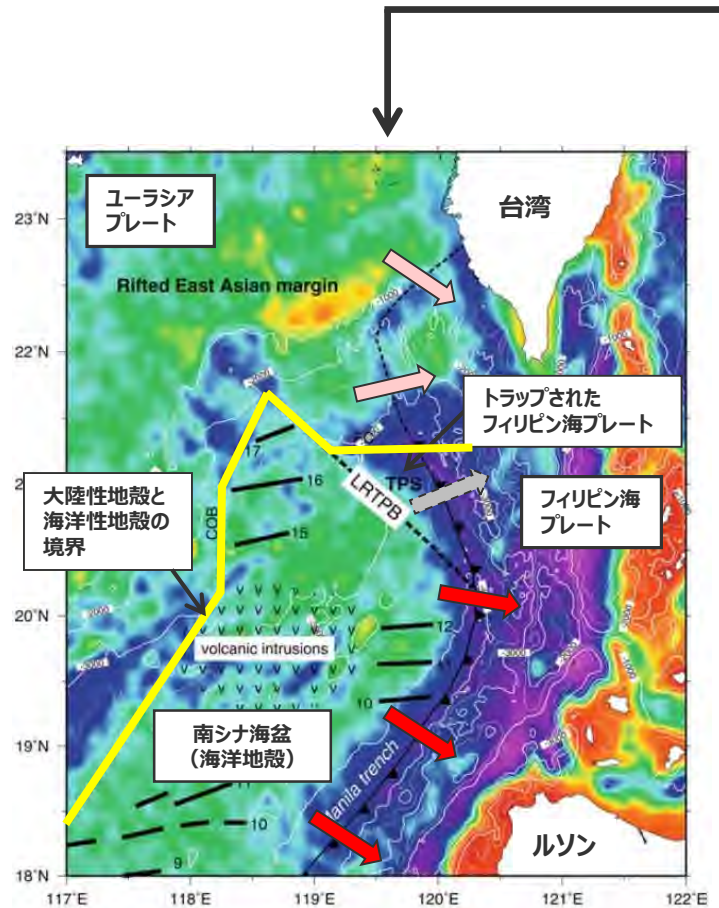
----- : 大陸性地殻と海洋性地殻の境界



＜南シナ海における地殻構造＞
(Li et al.(2012)に海盆名称、矢印、方位を加筆)

＜南シナ海における大陸性地殻と海洋性地殻の境界＞
(Braitenberg et al.(2006)に地形名称、範囲を示す四角を加筆)

<補足説明資料③-26 沈み込んだ海洋プレート内地震の地震規模に関する検討(1) 沈み込み帯に沈み込む海洋プレートの特徴>
世界の沈み込む海洋プレートの特徴 (台湾周辺の沈み込み帯に関する検討)
(台湾～ルソン島周辺に沈み込むユーラシアプレート)



→ : ユーラシアプレート (大陸性地殻) の沈み込み
→ : ユーラシアプレートの南シナ海盆 (海洋性地殻) の沈み込み
→ : トラップされたフィリピン海プレートの沈み込み

<南シナ海におけるプレートの沈み込み>
(Hsu et al.(2004)に地域名称、地形名称、矢印を加筆)

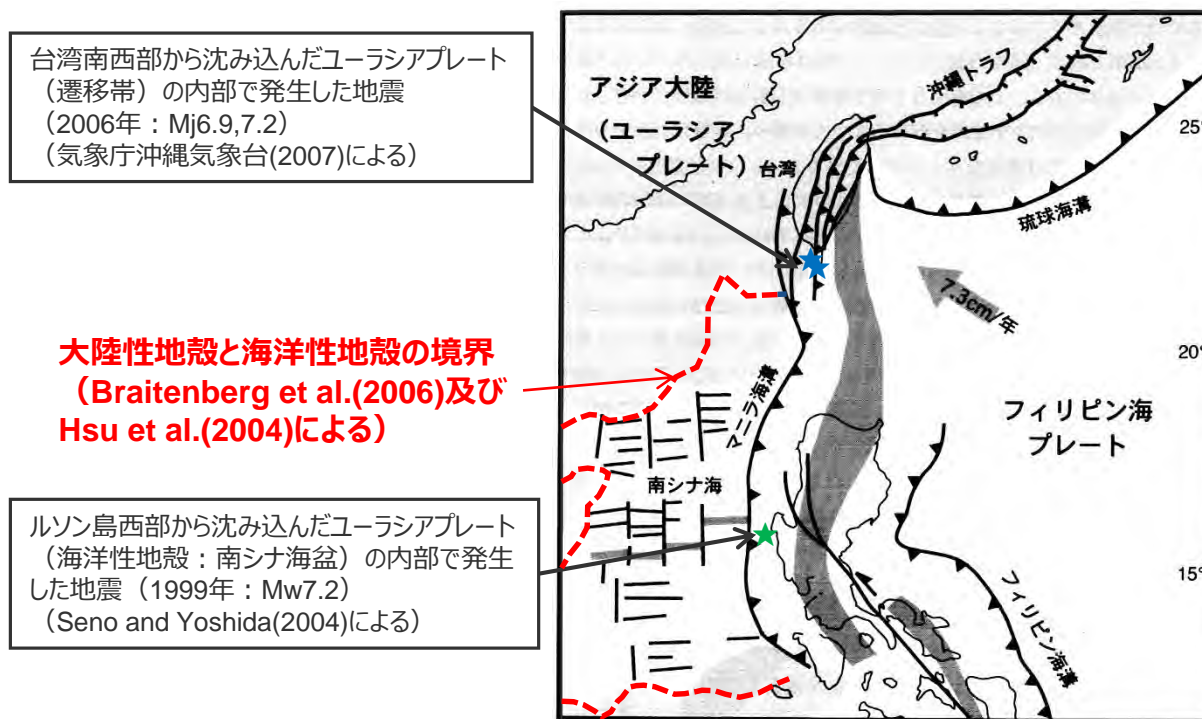


- 前述のとおり、海洋性地殻を有する南シナ海盆は、ルソン島西部のマニラ海溝からフィリピン海プレートの下に沈み込んでいる。
 - Hsu et al.(2004)によれば、南シナ海盆の北端付近に、ルソンー琉球トランスフォーム境界 (L RTPB) が存在する。これより北部では、トラップされたフィリピン海プレート、さらに北部では、大陸性地殻を有するユーラシアプレートがマニラ海溝からフィリピン海プレートの下に沈み込んでおり、大陸性地殻と海洋性地殻の境界 (COB) が存在する。
- ⇒ルソン島西部では、海洋性地殻を有する南シナ海盆が、マニラ海溝からフィリピン海プレートの下に沈み込み、台湾南西部では、大陸性地殻と海洋性地殻との遷移帯が、マニラ海溝からフィリピン海プレートの下に沈み込んでいる。

○以降では、台湾南西部に沈み込むユーラシアプレート (遷移帯) 及びルソン島西部に沈み込むユーラシアプレート (海洋性地殻 : 南シナ海盆) の特徴やそこで発生した地震を整理し、浜岡原子力発電所周辺に沈み込むフィリピン海プレートの特徴と比較する。

<補足説明資料③-26 沈み込んだ海洋プレート内地震の地震規模に関する検討(1) 沈み込み帯に沈み込む海洋プレートの特徴>
世界の沈み込む海洋プレートの特徴 (台湾周辺の沈み込み帯に関する検討)
(ユーラシアプレートで発生した沈み込んだプレート内地震)

- 気象庁沖縄気象台(2007)によれば、台湾南西部から沈み込んだユーラシアプレート (遷移帯) の内部において、2006年12月26日21時26分にMj6.9の地震、この地震の8分後に、21時26分の地震とほぼ同じ場所でMj7.2の地震が発生している。
- Seno and Yoshida(2004)によれば、ルソン島西部から沈み込んだユーラシアプレート (海洋性地殻：南シナ海盆) の内部において、1999年にMw7.2の地震が発生している。



<マニラ海溝から沈み込んだユーラシアプレートで発生した沈み込んだプレート内地震>
(木村(2000)に地震の諸元、震央位置、海盆の範囲を加筆)

<補足説明資料③-26 沈み込んだ海洋プレート内地震の地震規模に関する検討(1) 沈み込み帯に沈み込む海洋プレートの特徴> 世界の沈み込む海洋プレートの特徴 (台湾周辺の沈み込み帯に関する検討) (フィリピン海プレートとユーラシアプレートの特徴の比較 (年代))

フィリピン海プレート (東海)

Okino et al.(1994)他

○東海地域に沈み込むフィリピン海プレートの年代は27~9Maである。

ユーラシアプレート

(台湾南西部・ルソン島西部)

Brais et al.(1993)、Hsu et al.(2004)

<ルソン島西部>

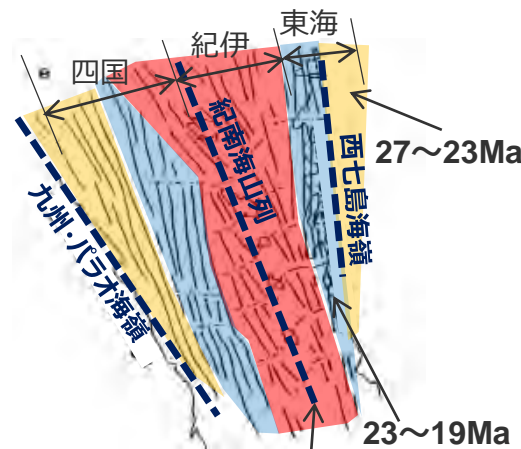
○ルソン島西部に沈み込むユーラシアプレート (海洋性地殻：南シナ海盆) の年代は37~16Maである。

<台湾南西部>

○台湾南西部では、大陸性地殻と海洋性地殻との遷移帯を有するユーラシアプレートが沈み込んでいる。

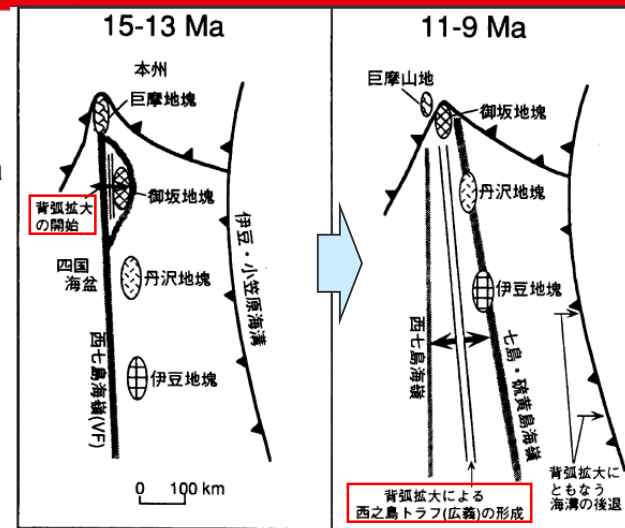
○Hsu et al.(2004)等によれば、南シナ海盆 (海洋性地殻) の北端付近の年代は37~32Maであり、これより北側の大陸性地殻は、南シナ海盆拡大以前から存在し、その年代は37Ma以前である。

⇒台湾南西部に沈み込むユーラシアプレート (遷移帯) の年代は32Ma以前である。

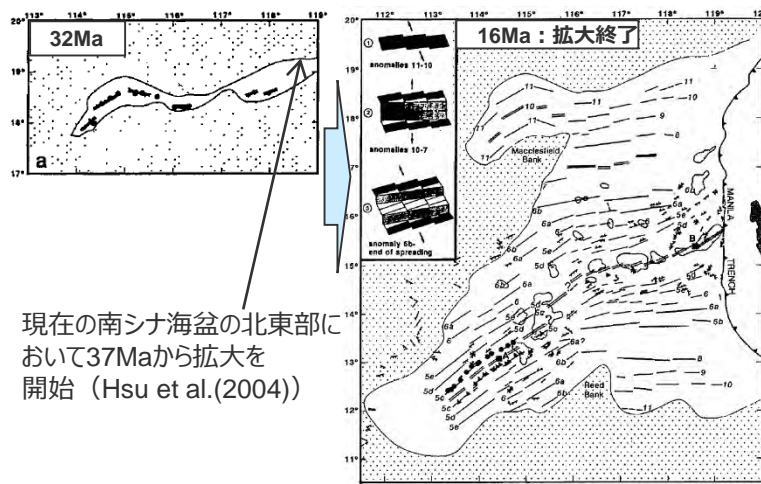


19~15Ma <四国海盆の形成>

(Okino et al.(1994)に地形名称、年代を加筆、ハッチングを重ね描き)



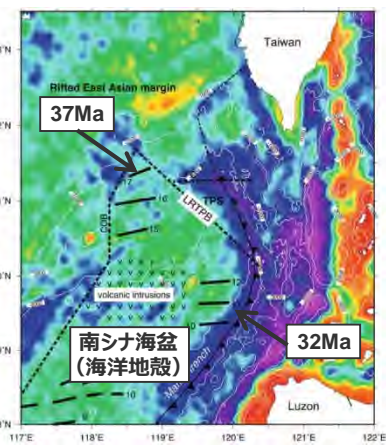
<北部伊豆小笠原島弧の形成> (高木・他(1993)に矢印、赤い四角を加筆)



現在の南シナ海盆の北東部において37Maから拡大を開始 (Hsu et al.(2004))

<南シナ海盆の形成>

(Brais et al.(1993)に年代、Hsu et al.(2004)の説明を加筆)



<南シナ海盆北端部の年代>

(Hsu et al.(2004)に年代、海盆を加筆)

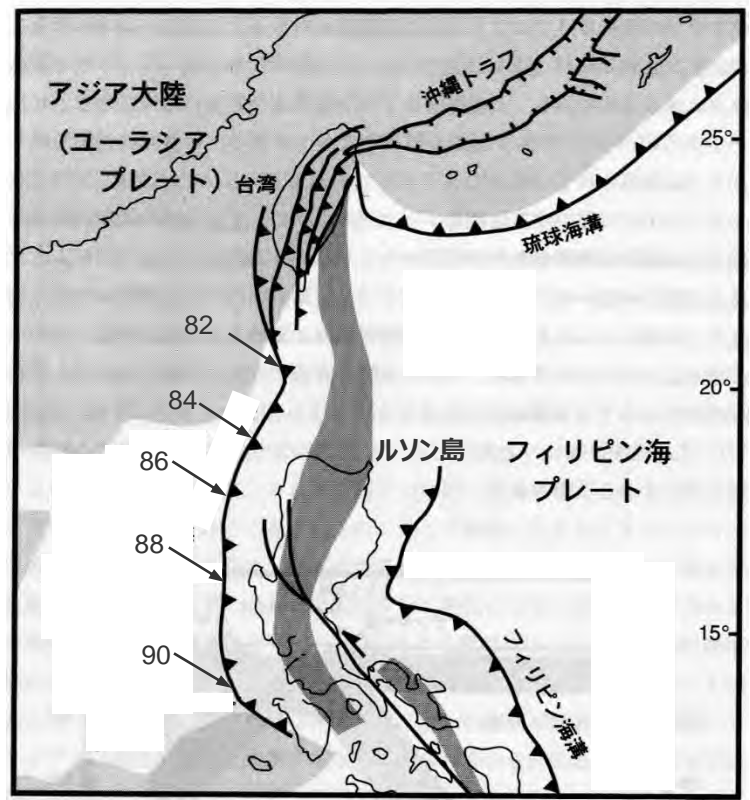
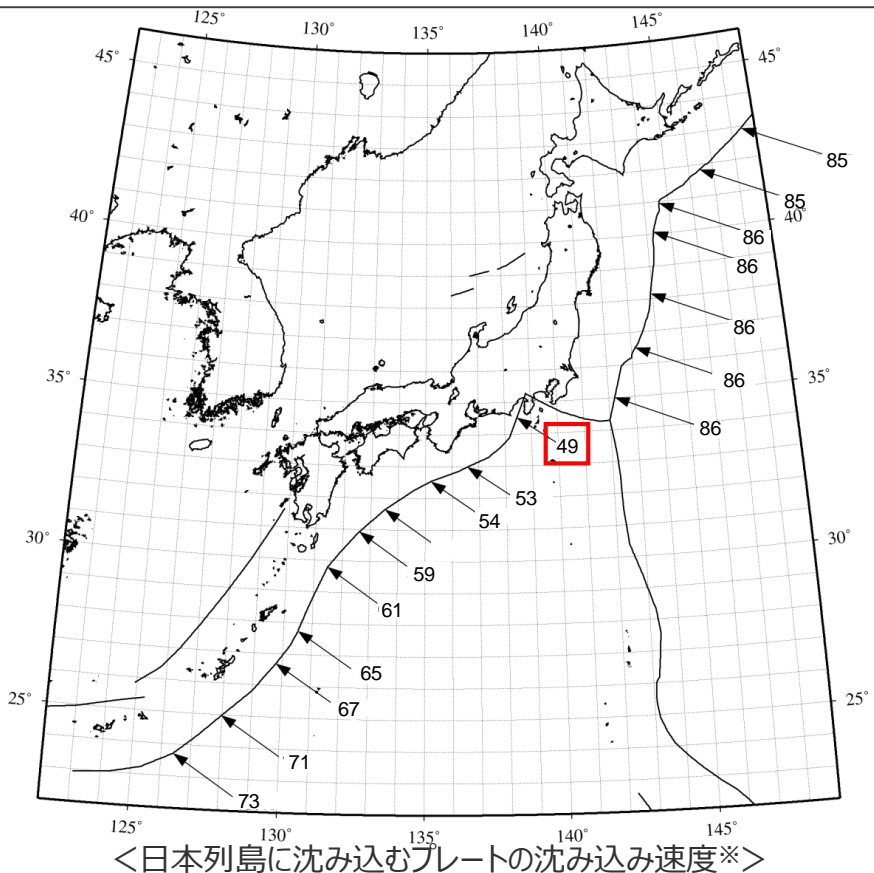
<補足説明資料③-26 沈み込んだ海洋プレート内地震の地震規模に関する検討(1) 沈み込み帯に沈み込む海洋プレートの特徴>
世界の沈み込む海洋プレートの特徴 (台湾周辺の沈み込み帯に関する検討)
 (フィリピン海プレートとユーラシアプレートの特徴の比較 (沈み込み速度))

フィリピン海プレート(東海)

○東海域におけるフィリピン海プレートの沈み込み速度※は、東海域で49mm/年である。

ユーラシアプレートプレート (台湾南西部・ルソン島西部)

○台湾南西部におけるユーラシアプレート (遷移帯) の沈み込み速度※は、82mm/年である。
 ○ルソン島西部におけるユーラシアプレート (海洋性地殻：南シナ海盆) の沈み込み速度※は、84~90mm/年である。



<台湾～ルソン島周辺に沈み込むプレートの沈み込み速度※>
 (木村(2002)に「ルソン島」、沈み込み速度を加筆)

※海洋プレートの沈み込み速度は、GPS等の宇宙測地観測結果を使用して作成されたGEODVELモデル (Argus et al.(2010)) 及びMORVELモデル (DeMets et al.(2010)) に基づき、UNAVCOのPlate Motion Calculatorプログラムを用いて算出。

← は沈み込み方向、数字は沈み込み速度 (mm/年) を表す。

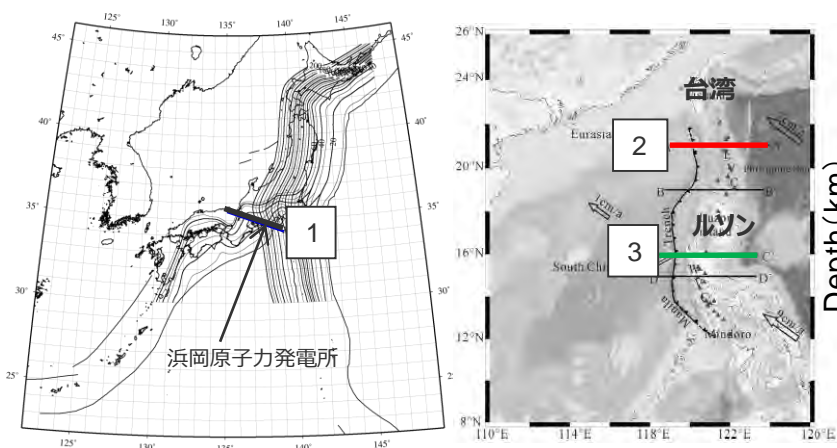
<補足説明資料③-26 沈み込んだ海洋プレート内地震の地震規模に関する検討(1) 沈み込み帯に沈み込む海洋プレートの特徴>
世界の沈み込む海洋プレートの特徴 (台湾周辺の沈み込み帯に関する検討)
(フィリピン海プレートとユーラシアプレートの特徴の比較 (沈み込み角度))

フィリピン海プレート (東海)

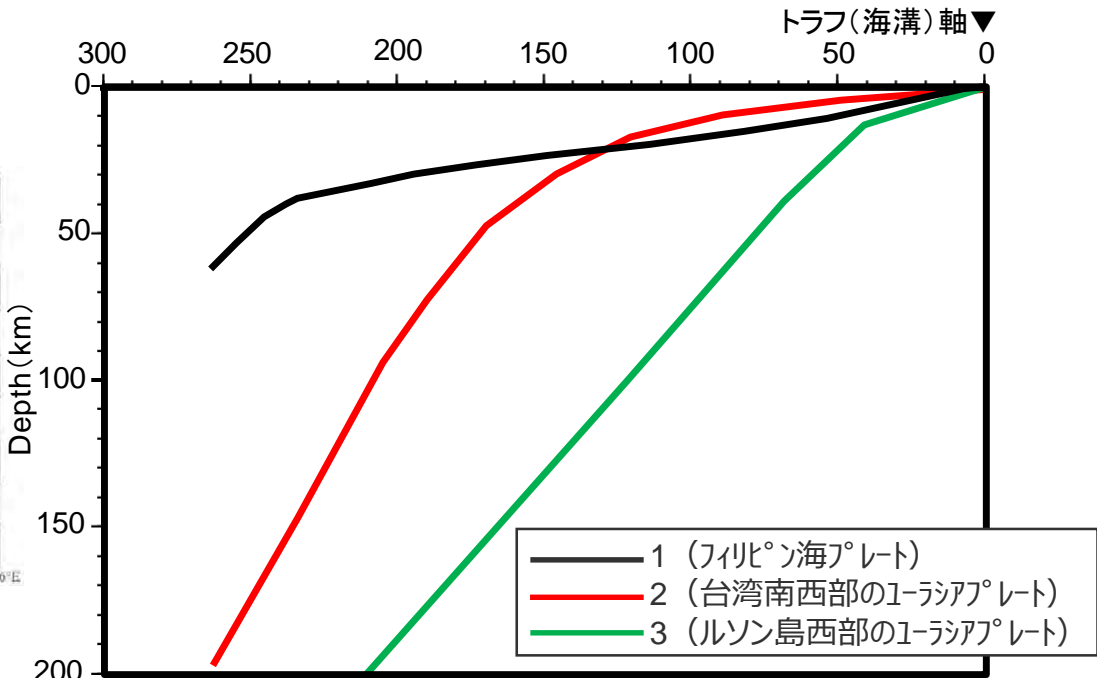
○東海域に沈み込むフィリピン海プレートは、トラフ軸から水平距離200km程度において、ほぼ一定の角度で緩やかに沈み込んでいる。

ユーラシアプレート (台湾南西部・ルソン島西部)

○台湾南西部に沈み込むユーラシアプレート (遷移帯) は、沈み込みに伴い沈み込み角度が徐々に増加する傾向が見られる。
○ルソン島西部に沈み込むユーラシアプレート (海洋性地殻：南シナ海盆) は、海溝軸から40km程度で沈み込み角度を急激に変え、以降ほぼ一定の高角度で沈み込んでいる。



(描画位置)



<海洋プレートの沈み込み断面図>

・フィリピン海プレート境界面のデータは弘瀬冬樹HP (気象庁気象研究所地震火山研究部) による。
・ユーラシアプレートは、Gao et al.(2012)による。

＜補足説明資料③-26 沈み込んだ海洋プレート内地震の地震規模に関する検討（1）沈み込み帯に沈み込む海洋プレートの特徴＞
世界の沈み込む海洋プレートの特徴（台湾周辺の沈み込み帯に関する検討）
（フィリピン海プレートとユーラシアプレートの特徴の比較（地震発生下端深さ））

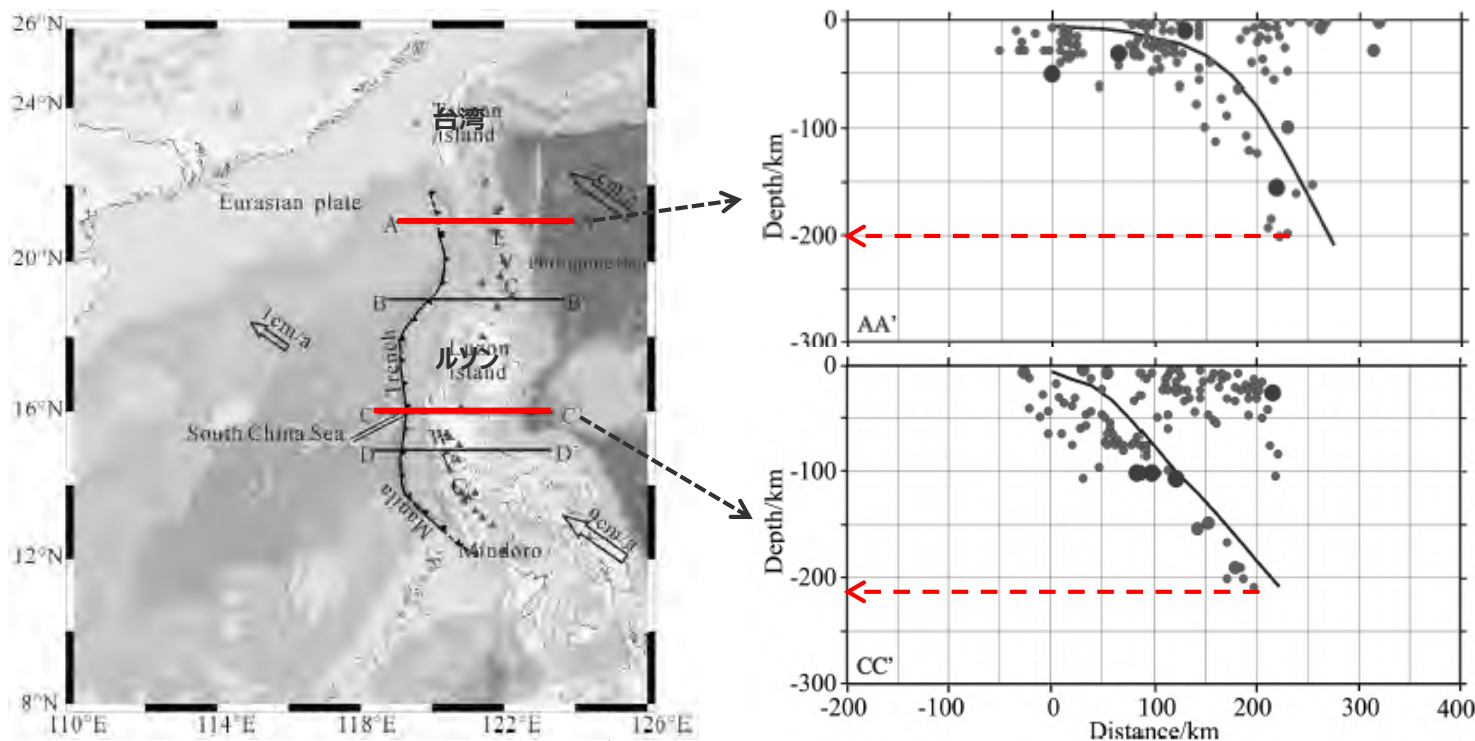
フィリピン海プレート（東海）

高橋(2000)

○西南日本弧では、深発地震面は、関東、中部、近畿、四国の各領域にほぼ相当する4つの大きなセグメントに分かれているが、その傾斜角はいずれも20-30度程度とゆるやかであり、またその到達深度は、中部で約60km、近畿で約70km、四国で40kmである。

ユーラシアプレート（台湾南西部・ルソン島西部）

○台湾南西部およびルソン島西部に沈み込むユーラシアプレート内部では、深さ約200~210kmまで地震が発生している。

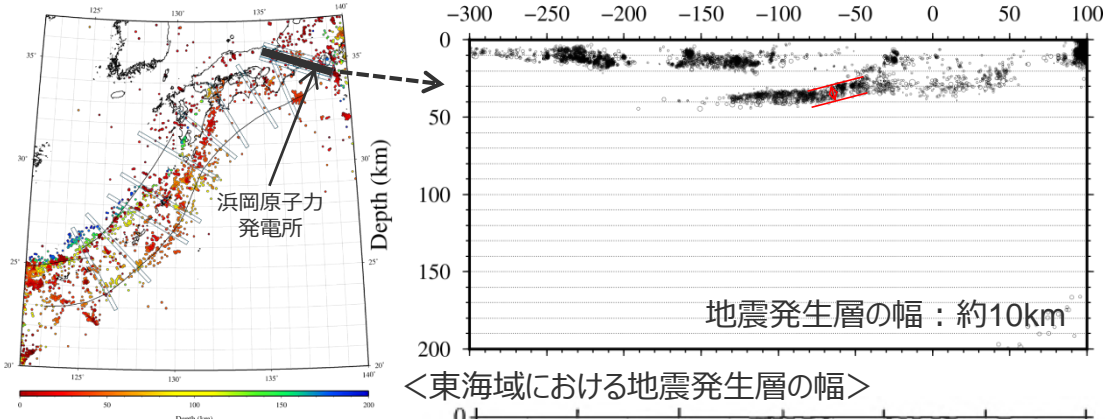


＜台湾南西部及びルソン島西部における震源鉛直分布＞
（Gao et al.(2012)に地域名称、測線位置、矢印を加筆）

＜補足説明資料③-26 沈み込んだ海洋プレート内地震の地震規模に関する検討（1）沈み込み帯に沈み込む海洋プレートの特徴＞
世界の沈み込む海洋プレートの特徴（台湾周辺の沈み込み帯に関する検討）
（フィリピン海プレートとユーラシアプレートの特徴の比較（地震発生層の幅））

フィリピン海プレート（東海）

○東海域に沈み込むフィリピン海プレートの地震発生層の幅は約10kmである。

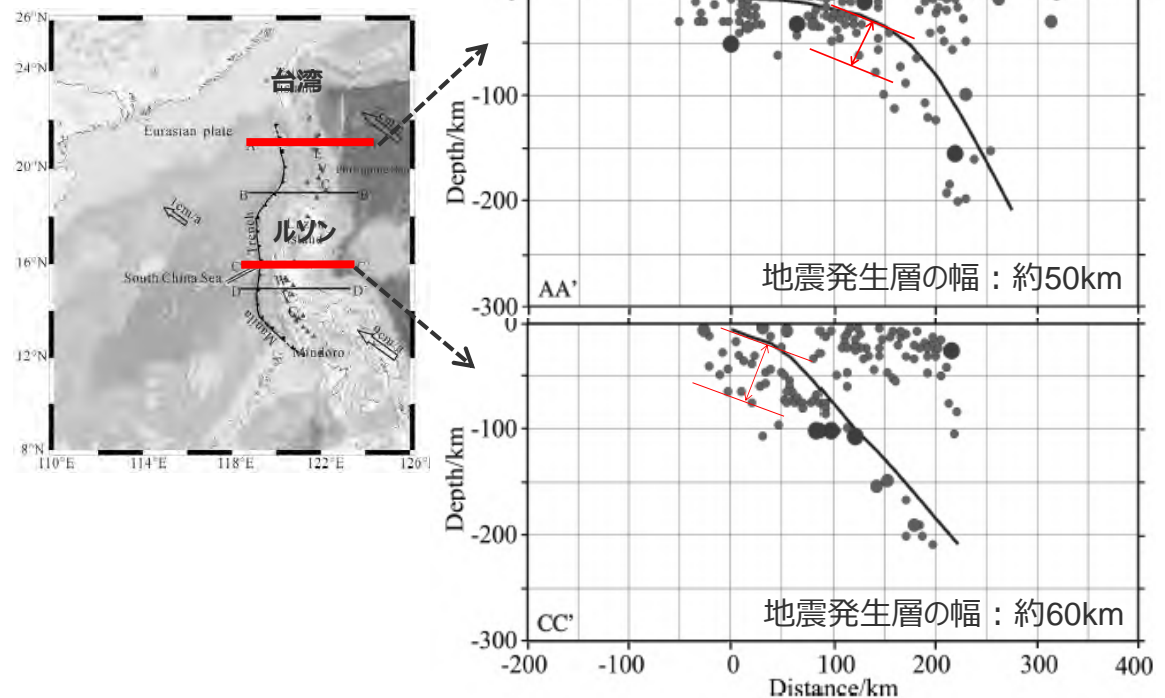


＜東海域における地震発生層の幅＞

ユーラシアプレート

（台湾南西部・ルソン島西部）

- 台湾南西部に沈み込むユーラシアプレート（遷移帯）の地震発生層の幅は約50kmである。
- ルソン島西部に沈み込むユーラシアプレート（海洋性地殻：南シナ海盆）の地震発生層の幅は約60kmである。



＜台湾南西部及びルソン島西部における地震発生層の幅＞

（Gao et al.(2012)に地域名称、測線位置、地震発生層の幅の位置を加筆）

世界の沈み込む海洋プレートの特徴（台湾周辺の沈み込み帯に関する検討）

（フィリピン海プレートとユーラシアプレートの特徴の比較（まとめ））

○浜岡原子力発電所が位置する東海域に沈み込むフィリピン海プレートの特徴は、台湾南西部に沈み込むユーラシアプレート（遷移帯）及びルソン島西部に沈み込むユーラシアプレート（海洋性地殻）の特徴と大きく異なる。

フィリピン海プレート（東海域）とユーラシアプレート（台湾南西部・ルソン島西部）の特徴

No.	諸元	フィリピン海プレート (東海域)	ユーラシアプレート	
			台湾南西部 (遷移帯)	ルソン島西部 (海洋性地殻)
1	プレート年代	27～9Ma	> 32Ma	37～16Ma
2	沈み込み速度	49mm/年	82mm/年	84～90mm/年
3	沈み込み角度	緩やかでほぼ一定	沈み込みに伴い増加	高角でほぼ一定
4	地震発生下端深さ	60km程度	200km程度	210km程度
5	地震発生層の幅	10km程度	50km程度	60km程度

世界の沈み込む海洋プレートの特徴

(まとめ)

○総合的な特徴として、浜岡原子力発電所が位置するS.W.Japanと類似する沈み込み帯はCascadiaである。

No.	沈み込み帯	プレート年代	沈み込み速度	沈み込み角度	地震発生下端深さ	地震発生層の幅
		(Ma)	(mm/年)	(°)	(km)	(km)
1	S.W.Japan	27~9	49	15	60	10
2	Ryukyu	44	69	36	280	30
3	N.E.Japan	128	86	24	600	50
4	Izu-Bonin	138	43	32	550	60
5	Philippine	48	101	35	650	40
6	Marianas	152	23	39	700	40
7	Kuriles	116	83	32	625	80
8	Kamchatka	105	79	38	625	60
9	Aleutians	56	73	36	280	40
10	Alaska	47	60	22	140	40
11	Sumatra	58	59	28	200	60
12	Java	80	68	28	650	80
13	Banda sea	84	72	27	670	70
14	New Hebrides	51	87	52	270	70
15	Tonga	107	79	37	650	60
16	Kermadec	98	60	42	570	40
17	New Zealand	103	44	38	350	40
18	Cascadia	9	39	17	80	20
19	Central America	18	68	27	200	50
20	Colombia	15	54	25	150	50
21	Peru	40	62	14	200	60
22	Central Chili	52	67	16	250	60
23	S.Chili	34	68	23	160	60
24	Caribbean	100	19	35	250	50
25	Scotia arc	38	8	54	180	80
26	Taiwan	>32	82	41	200	50
27	Luzon	37~16	84~90	35	210	60

類似する沈み込み帯で発生したスラブ内地震

(沈み込み帯Cascadiaで発生したスラブ内地震)

○S.W.Japanと類似する沈み込み帯Cascadiaで過去に発生したスラブ内地震の最大規模は、1949年にOlympiaで発生した地震と2001年にNisquallyで発生した地震のMw6.8である。

<CascadiaとS.W.Japanの諸元の比較>

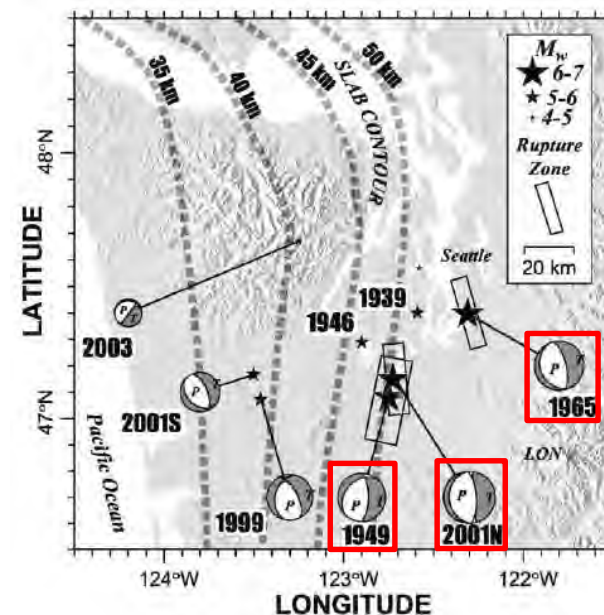
諸元	Cascadia	S.W.Japan
海洋プレート	ファンデフカ	フィリピン海
プレート年代	9Ma	27~9Ma
沈み込み速度	39mm/年	49mm/年
沈み込み角度	17°	15°
地震発生下端深さ	80km程度	60km程度
地震発生層の幅	20km程度	10km程度

○ファンデフカプレート（沈み込み帯Cascadia）で発生した地震について、敷地で考慮する地震規模の想定に反映する。

<Cascadia沈み込み帯で発生した海洋プレート内地震の諸元*1>

発生日	発生場所	Mw	震源深さ (km)
1949.4.13	Olympia	6.8	60
1965.4.29	Seattle	6.6	60
2001.2.28	Nisqually	6.8	56

*1：CREW（Cascadia Region Earthquake Workgroup）（2008）により、当該地域において過去150年に起きた被害の大きい深発地震を示す。その諸元について、発生日、発生場所はCREW(2008)、Mw、震源深さはIchinose(2004)、Ichinose(2006)による。



<Cascadia沈み込み帯で発生した海洋プレート内地震のメカニズム>
(Ichinose et al.(2006)に赤い四角を加筆)

まとめ

日本周辺の沈み込む海洋プレートの特徴

- 浜岡原子力発電所が位置する東海域に沈み込むフィリピン海プレートの特徴は太平洋プレートと異なり、同じフィリピン海プレートにおいても、九州・パラオ海嶺を境としてその特徴は異なる。
- 地震発生層の幅が厚い太平洋プレートでは規模の大きい地震が発生している。

世界の沈み込む海洋プレートの特徴

- 海洋プレートの特徴は、沈み込み帯により異なり多様である。
- フィリピン海プレート（東海域）と類似する海洋プレートはCascadia沈み込み帯に沈み込むファンデフカプレートであり、そこで発生した地震の最大規模はMw6.8である。
- 地震発生層の幅が厚い沈み込み帯の海洋プレートでは規模の大きい地震が発生している。

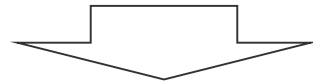
南海トラフから沈み込むフィリピン海プレートの年代

(検討概要)

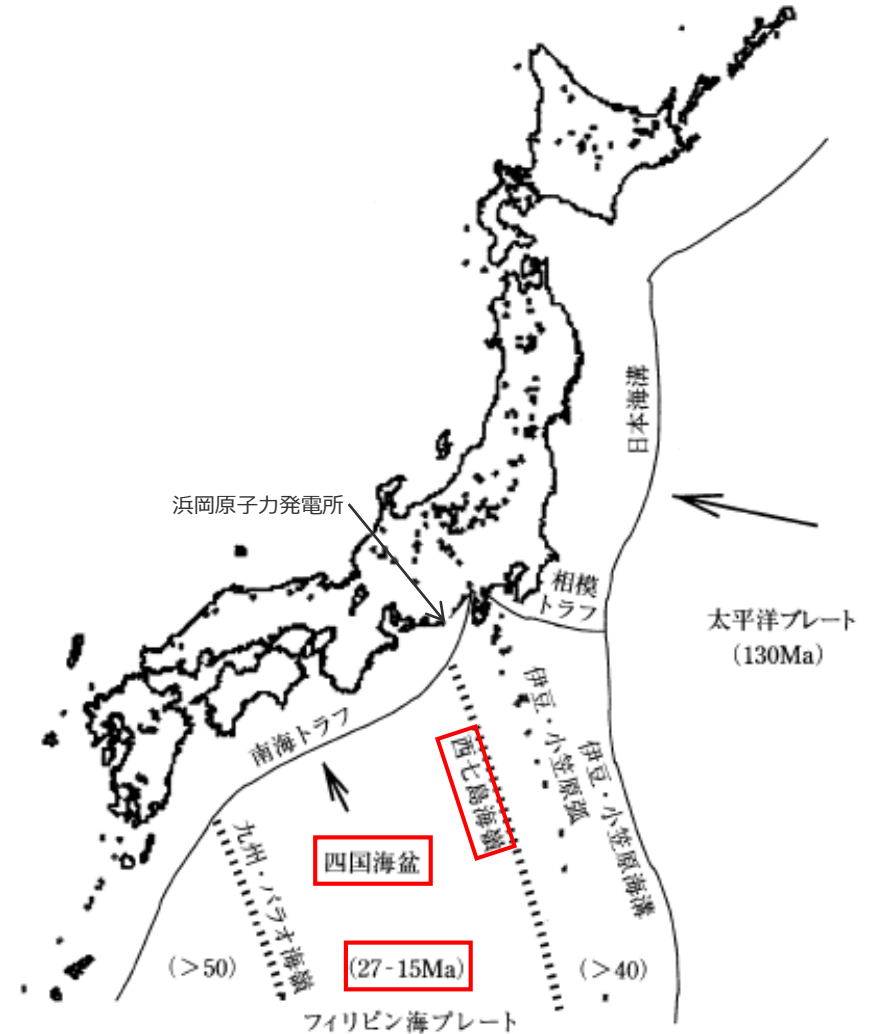
○第253回審査会合で報告した日本周辺に沈み込む海洋プレートの年代(笠原・他(2003))のうち、フィリピン海プレート(四国海盆)の年代は、Okino et al.(1994)に基づいている。

フィリピン海プレートの年代

○フィリピン海プレートの年代は領域により異なり、伊豆・小笠原弧では約40Ma以前、四国海盆では約27～15Ma、九州パラオ海嶺から西側では約50Ma以前となる。



○以降では、コメントを踏まえて、西七島海嶺以西の四国海盆の形成(Okino et al.(1994)等)や西七島海嶺以東の北部伊豆小笠原島弧の形成(高木・他(1993))に基づき、各領域(東海、紀伊、四国)に沈み込むフィリピン海プレートの年代を整理する。

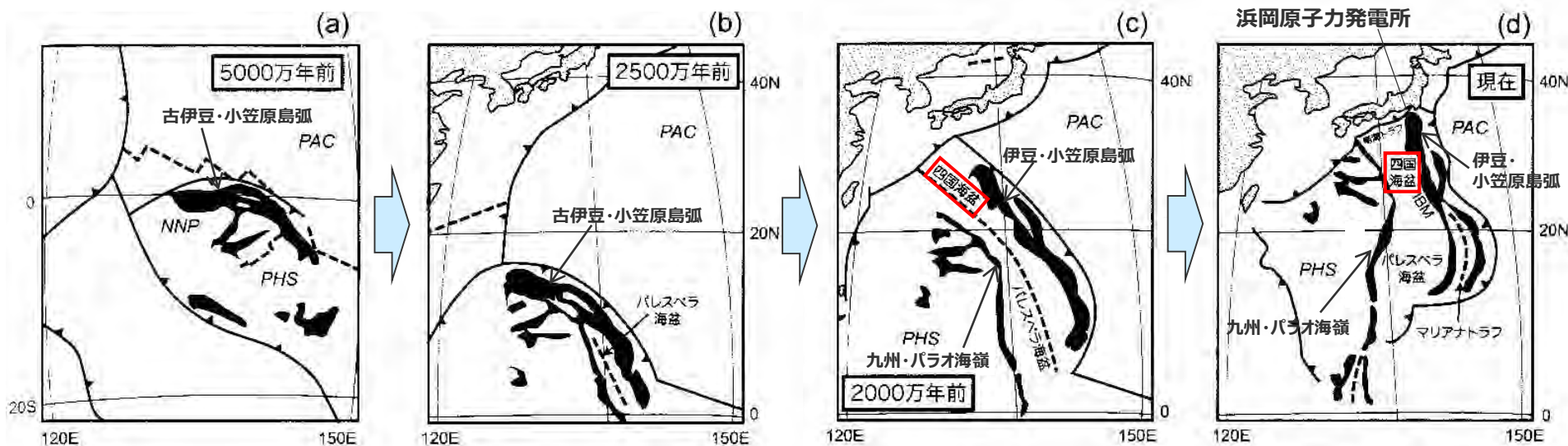


＜日本列島に沈み込むプレートの配置、構造と年代＞
(笠原・他(2003)に赤い四角を加筆)

南海トラフから沈み込むフィリピン海プレートの年代

(四国海盆の形成)

○南海トラフ沿いの東海域から四国域に沈み込んでいる四国海盆は、約5000万年前に赤道付近で誕生した古伊豆・小笠原島弧が、約2500万年前から九州・パラオ海嶺と伊豆・小笠原島弧に分裂し、拡大して形成された海盆である。



・赤道付近において、古伊豆・小笠原島弧が誕生

・古伊豆・小笠原島弧の南部で島弧が分裂を開始

・分裂が北部にも及び、九州・パラオ海嶺を置き去りにして伊豆・小笠原島弧が東へ移動し、四国海盆が拡大
・1500万年前に拡大終了

・フィリピン海プレートの南海トラフでの沈み込み
・伊豆・小笠原島弧の北進と本州弧への衝突

<四国海盆の形成>

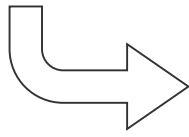
(巽(2011)に敷地位置、島弧・海嶺の位置、赤い四角を加筆)

<補足説明資料③-26 沈み込んだ海洋プレート内地震の地震規模に関する検討(1) 沈み込み帯に沈み込む海洋プレートの特徴>

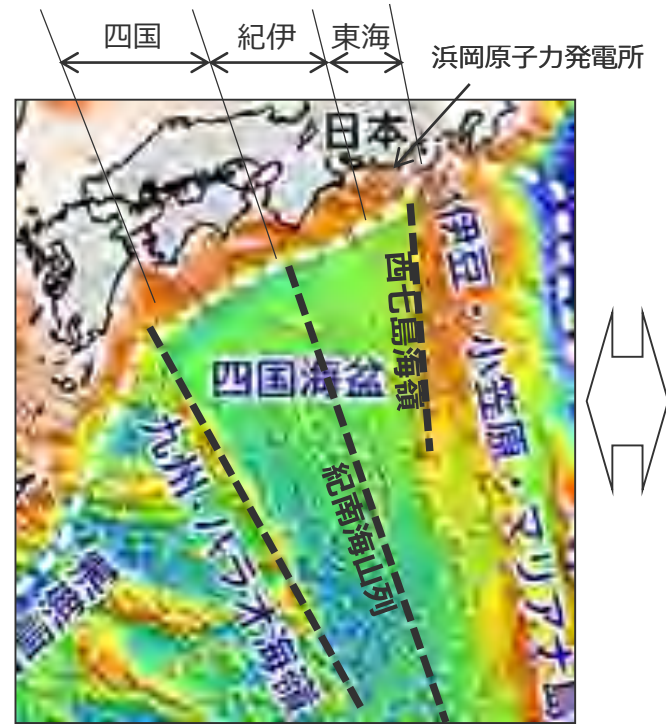
南海トラフから沈み込むフィリピン海プレートの年代

(四国海盆の形成)

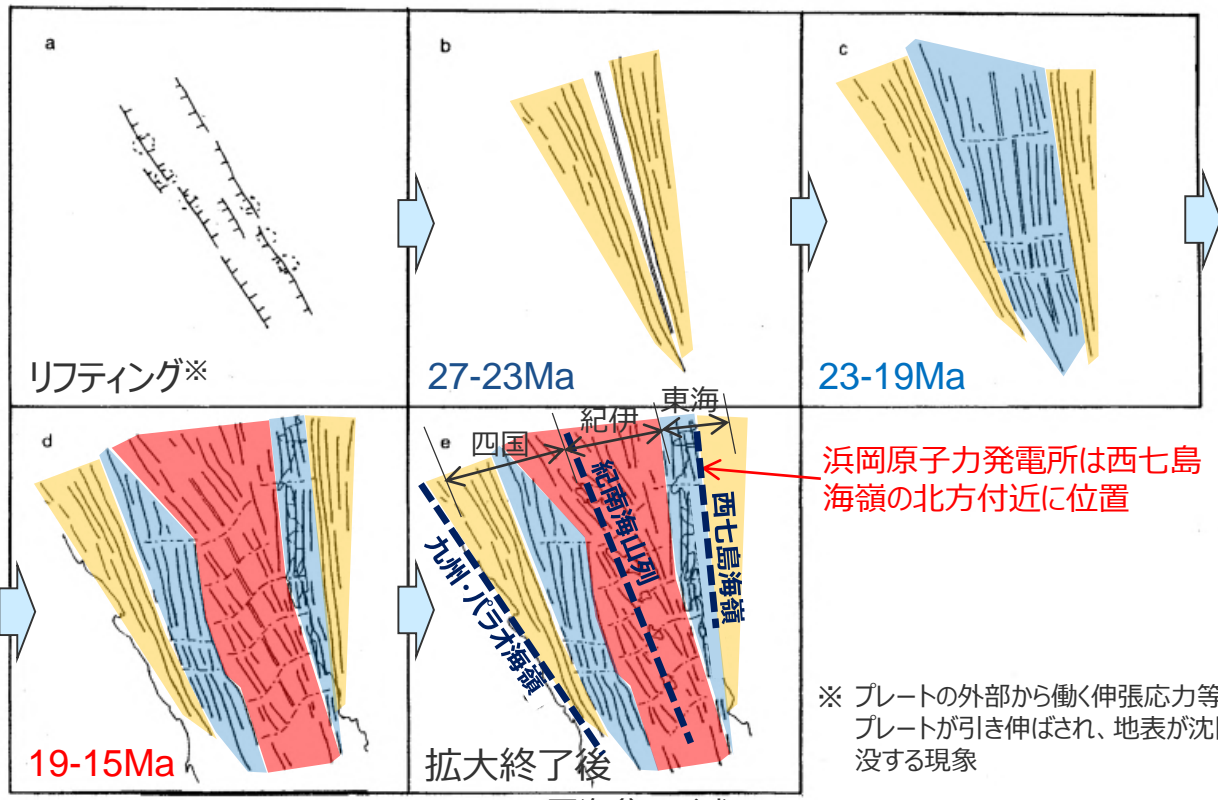
- 四国海盆について、西側には九州パラオ海嶺、中央には紀南海山列、東側には西七島海嶺が存在し、浜岡原子力発電所は西七島海嶺の北方付近に位置する。
- 各領域（東海、紀伊、四国）に沈み込むフィリピン海プレートの年代について、フィリピン海プレートの地形と四国海盆の形成（Okino et al.(1994)、沖野(1999)）との対比によると、東海域では27～19Ma、紀伊では19～15Ma、四国では27～15Maである。



○東海域に沈み込むフィリピン海プレートについては、上記に示す西七島海嶺以西の四国海盆の形成の他、フィリピン海プレートの沈み込み方向を考慮すると、西七島海嶺以東の北部伊豆小笠原島弧の形成も関連することから、以降では、北部伊豆小笠原島弧の形成も踏まえて、年代を整理する。



<フィリピン海プレートの地形>
(地震調査研究推進本部HPに敷地位置、地域名称、地形名称を加筆)



浜岡原子力発電所は西七島海嶺の北方付近に位置

※ プレートの外部から働く伸張応力等によりプレートが引き伸ばされ、地表が沈降・陥没する現象

<四国海盆の形成>

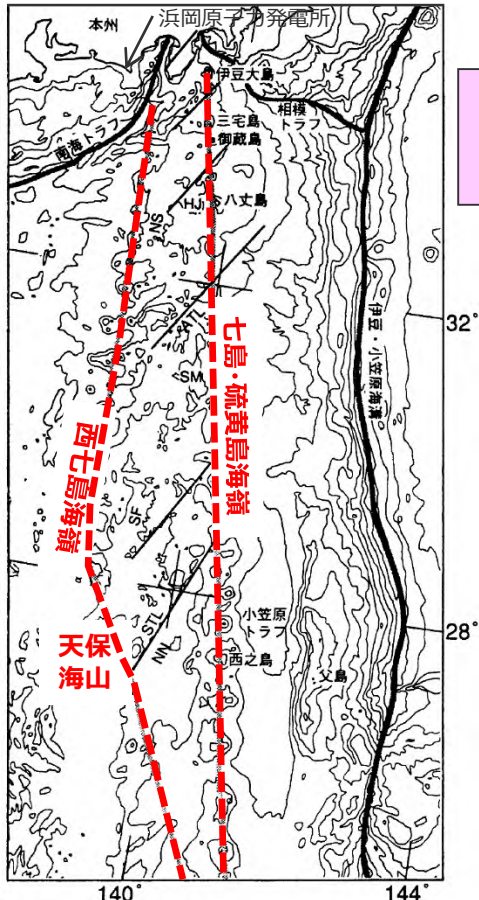
(Okino et al.(1994)に年代、ハッチング、矢印、地域名称、地形名称、敷地位置に関する記載を加筆)

<補足説明資料③-26 沈み込んだ海洋プレート内地震の地震規模に関する検討(1) 沈み込み帯に沈み込む海洋プレートの特徴>

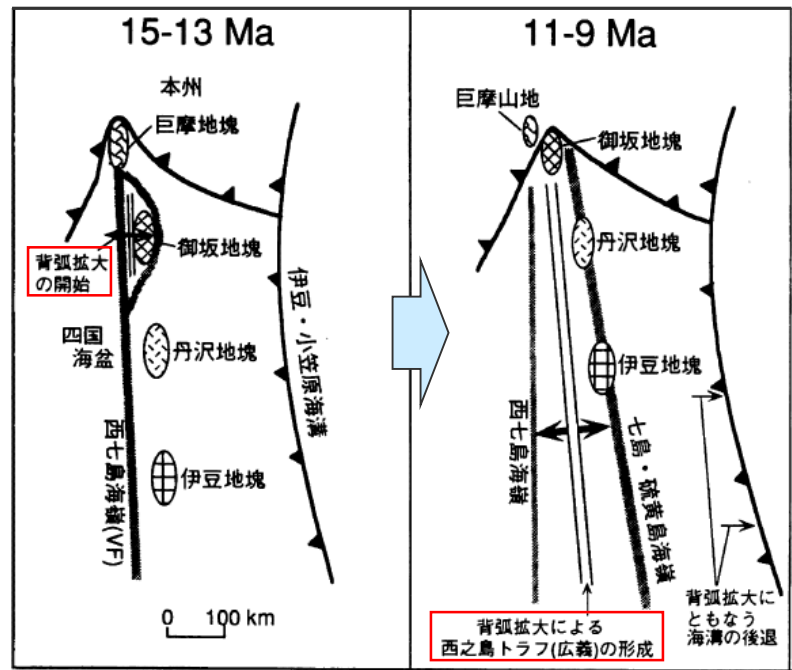
南海トラフから沈み込むフィリピン海プレートの年代

(北部伊豆小笠原島弧の形成)

- 北部伊豆小笠原島弧の形成に関して、西七島海嶺は浜岡原子力発電所の南方付近に存在し、その東側には、現在の火山フロントである七島・硫黄島海嶺が存在する。高木・他(1993)によると、七島・硫黄島海嶺は背弧拡大により西七島海嶺を残留島弧として分離・移動した海嶺であり、背弧拡大は15～9Maの間に起こったとしている。
- なお、碓(1991)によると、西七島海嶺のうち天保海山以北の海山は、堆積物の年代と磁気異常データから、四国海盆拡大後から鮮新世までの間に形成された島弧火山であると推定している。



- 東海域に沈み込むフィリピン海プレートの年代について、西七島海嶺以西（四国海盆の形成）では27～19Ma、西七島海嶺以東（北伊豆小笠原島弧の形成）では15～9Maであり、総じて27～9Maであると考えられる。



<北部伊豆小笠原島弧の地形>
(高木・他(1993)に敷地位置、地形名称を加筆)

<北部伊豆小笠原島弧の形成> (高木・他(1993)に赤い四角、矢印を加筆)

補足説明資料③-26

沈み込んだ海洋プレート内地震の地震規模に関する検討

- (1) 沈み込み帯に沈み込む海洋プレートの特徴
- (2) 海洋プレート内地震の地震発生層の地域性を考慮した地震規模の検討
- (3) 1769年日向・豊後の地震及び1911年奄美大島近海の地震に関する検討

検討概要

沈み込み帯に沈み込む海洋プレートの特徴（補足説明資料③-26（1）参照）

【日本周辺の沈み込む海洋プレート】

- 浜岡原子力発電所が位置する東海域に沈み込むフィリピン海プレートの特徴は太平洋プレートと異なり、同じフィリピン海プレートにおいても、九州・パラオ海嶺を境としてその特徴は異なる。
- 地震発生層の幅が厚い太平洋プレートでは規模の大きい地震が発生している。

【世界の沈み込む海洋プレート】

- 海洋プレートの特徴は、沈み込み帯により異なり多様であり、その中で、フィリピン海プレート（東海域）と類似する海洋プレートはCascadia沈み込み帯に沈み込むファンデフカプレートであり、そこで発生した地震の最大規模はMw6.8である。
- 地震発生層の幅が厚い沈み込み帯の海洋プレートでは規模の大きい地震が発生している。



地震発生層の地域性を考慮した地震規模の想定

- 地震発生層の幅は地震規模と相関があると考えられることから、地震規模（地震モーメント）と地震発生層の幅（断層幅）に関するスケーリング則（ $M_0 - W$ 関係）を検討する。
- このスケーリング則について、フィリピン海プレート（東海域）と太平洋プレート（北海道）で発生した既往最大地震に対する適用を検討し、フィリピン海プレート（東海域）における最大規模を想定する。

<太平洋プレート（北海道）>

- ・地震発生層の幅：40km程度
- ・地震規模：日本周辺の太平洋プレートで発生した地震の最大規模M8.2（1994年北海道東方沖地震）

<フィリピン海プレート（東海域）>

- ・地震発生層の幅：10km程度
- ・地震規模：フィリピン海プレート（領域1（南海トラフ沿い））で発生した地震の最大規模M7.0（1855年遠州灘の地震）

検討結果

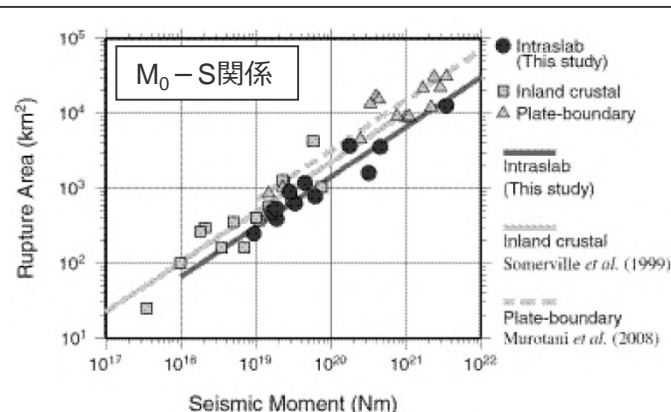
地震モーメント M_0 - 断層面積 S の関係

○ 岩田・浅野(2010)では、国内外11個のスラブ内地震 (Mw6.6-8.3、深さ120km程度) の震源モデルに基づき、以下の M_0 - S 関係が示されている。

$$S = 6.57 \times 10^{-11} M_0^{2/3}$$

(S : 断層面積(km²)、 M_0 : 地震モーメント(Nm))

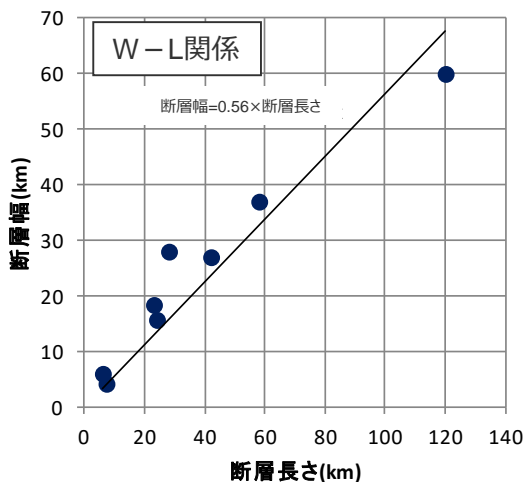
$$S \propto M_0^{2/3} \quad (M_0 \propto S^{3/2})$$



断層幅 W - 断層長さ L の関係

○ 国内で発生したスラブ内地震の断層幅 W (km) と断層長さ L (km) との関係を検討した結果、両者は比例関係にある。

$$W \propto L$$



地震	断層長さ (km)	断層幅 (km)	地震規模M	出典
1993年釧路沖地震	58	37	7.5	Takeo et al. (1993)
1994年北海道東方沖地震	120	60	8.2	Morikawa and Sasatani (2004)
2003年宮城県沖	28	28	7.1	浅野・他 (2004)
2011年宮城県沖	42	27	7.2	芝・野口 (2012)
2001年静岡県中部	7.2	4.2	5.3	森川・他 (2002)
2009年駿河湾	24	15.7	6.5	佐藤 (2010)
2011年駿河湾	6	6	6.2	国土地理院 (2012)
2001年芸予地震	23	18.4	6.7	森川・他 (2002)

地震モーメント M_0 - 断層幅 W の関係

○ スラブ内地震の地震モーメント M_0 は断層幅 W の3乗と比例関係にある。

$$M_0 - S \text{ 関係} \Rightarrow M_0 \propto S^{3/2}$$

$$W - L \text{ 関係} \Rightarrow W \propto L$$

$$M_0 - W \text{ 関係} \Rightarrow M_0 \propto W^3$$

次ページに続く

検討結果

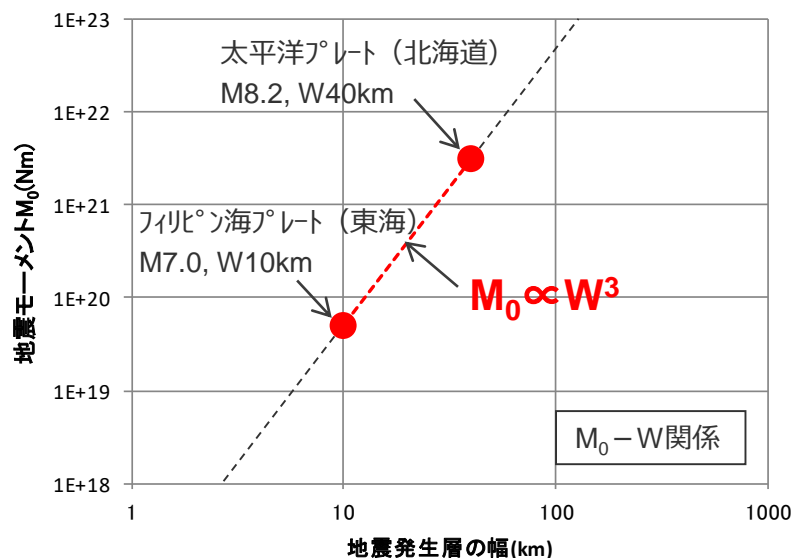
前ページからの続き

各地域の既往最大地震に対する $M_0 - W$ 関係の適用

○「太平洋プレート（北海道）における地震発生層の幅及び最大規模」と「フィリピン海プレート（東海域）における地震発生層の幅及び最大規模」で表される2点を通る直線は、地震モーメント M_0 と断層幅 W のスケーリング則（ $M_0 \propto W^3$ ）で説明される。



地震発生層の地域性を考慮すると、太平洋プレート（北海道）でM8クラスの地震が発生することとフィリピン海プレート（東海域）でM7クラスの地震が発生することは等価であると考えられる。



<太平洋プレート（北海道）>

- ・地震発生層の幅：40km程度
- ・地震規模：日本周辺の太平洋プレートで発生した地震の最大規模M8.2（1994年北海道東方沖地震）

<フィリピン海プレート（東海域）>

- ・地震発生層の幅：10km程度
- ・地震規模：フィリピン海プレート（領域1（南海トラフ沿い））で発生した地震の最大規模M7.0（1855年遠州灘の地震）

・地震規模Mから地震モーメント M_0 を求める際には佐藤(1989)の $M_0 - M$ 関係式を用いる。
 $\log M_0(\text{dyne-cm}) = 1.5M + 16.2$

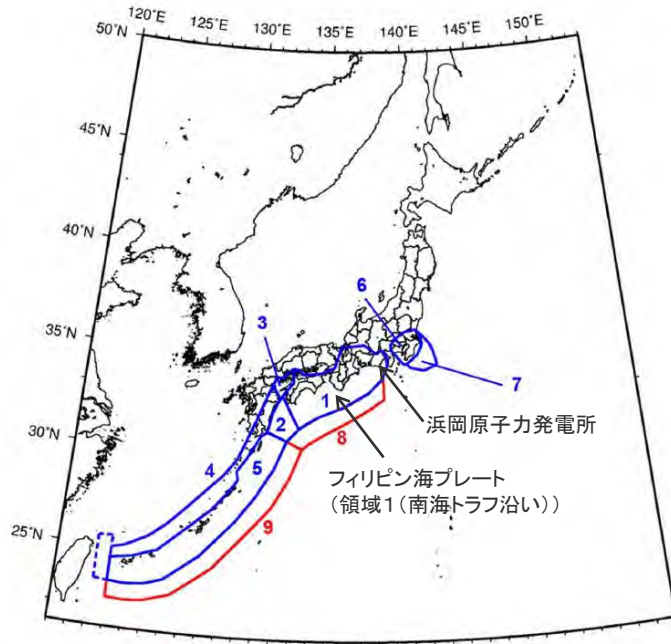
補足説明資料③-26

沈み込んだ海洋プレート内地震の地震規模に関する検討

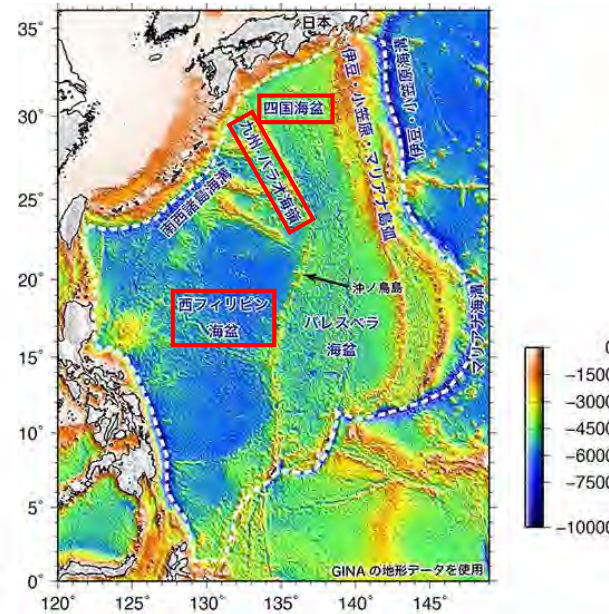
- (1) 沈み込み帯に沈み込む海洋プレートの特徴
- (2) 海洋プレート内地震の地震発生層の地域性を考慮した地震規模の検討
- (3) 1769年日向・豊後の地震及び1911年奄美大島近海の地震に関する検討

浜岡原子力発電所周辺に沈み込むフィリピン海プレート

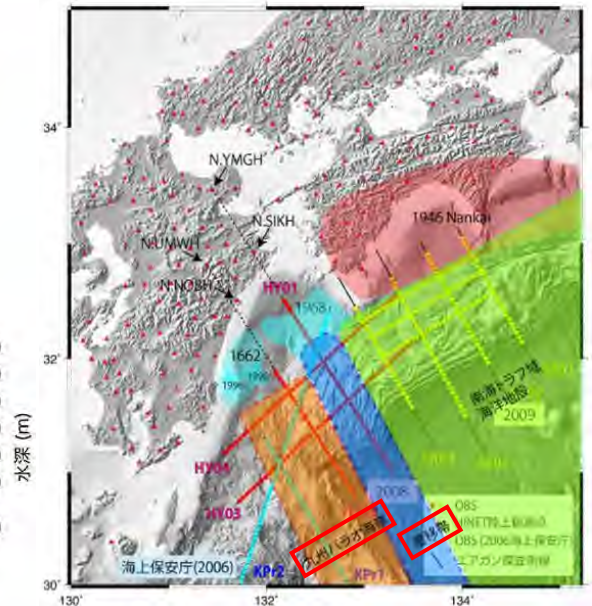
- 浜岡原子力発電所は、フィリピン海プレートが沈み込む領域のうち、地震調査委員会(2021)による領域1（南海トラフ沿い）の東端に位置する。
- フィリピン海プレートでは、九州・パラオ海嶺を境として形成年代の異なる海盆が沈み込み、この海嶺より東側には若い四国海盆が、西側には古い西フィリピン海盆が沈み込んでいる。
- 領域1（南海トラフ沿い）は四国海盆が沈み込む領域（東海～紀伊～四国）に位置し、プレートの特徴が類似している。また、領域1（南海トラフ沿い）の西端は、四国海盆と九州・パラオ海嶺の間に位置する遷移帯と概ね一致し、その以西ではプレートの特徴が変化している。



<震源を予め特定しにくい地震の地域区分>
(地震調査委員会(2021)に敷地位置、
領域の説明を加筆)



<フィリピン海プレートの海底地形>
(地震調査研究推進本部HPに赤い四角を加筆)

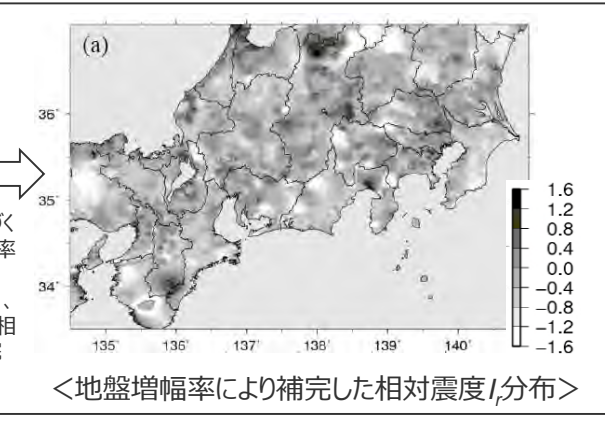
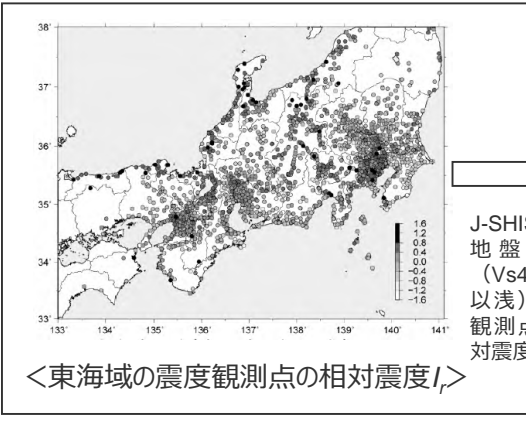
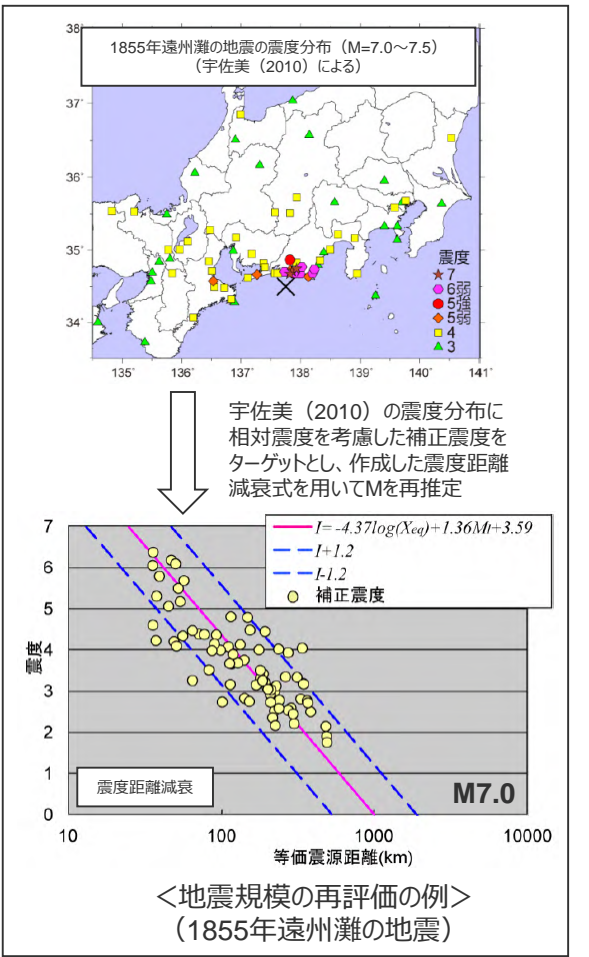
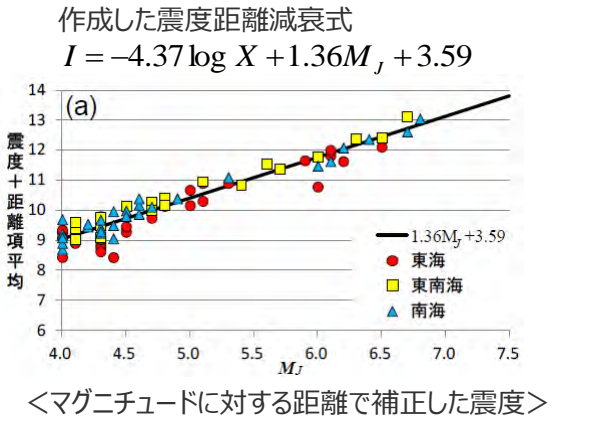
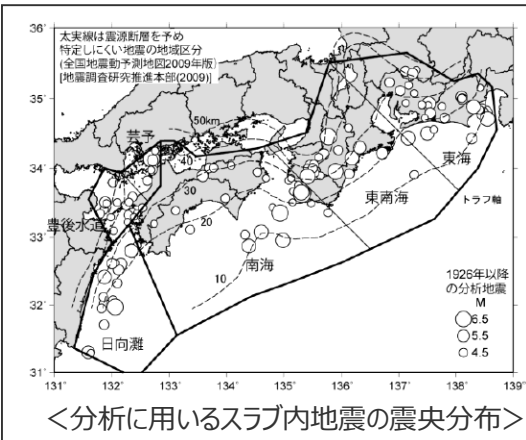


<フィリピン海プレートの構造変化>
(地震調査委員会(2013b)に赤い四角を加筆)

＜補足説明資料③-26 沈み込んだ海洋プレート内地震の地震規模に関する検討（3）1769年日向・豊後の地震及び1911年奄美大島近海の地震に関する検討＞
フィリピン海プレートで発生した地震の地震規模（領域1（南海トラフ沿い））

- 地震規模の検討に際して、海洋プレート内地震は内陸地殻内地震やプレート間地震に比べ短周期地震波の励起が大きいいため、主に内陸地殻内地震の地震規模を推定するために用いられてきた従来の手法を海洋プレート内地震の歴史地震に適用すると、地震規模は過大に評価される可能性がある。
- そこで、神田・武村(2013)等では、地域的な距離減衰特性や観測地点の揺れ易さを考慮した海洋プレート内地震の特性を検討し、フィリピン海プレートで発生した海洋プレート内地震の歴史地震について地震規模を再評価している。

地震規模の再評価の概要（神田・武村(2013)による）



＜補足説明資料③-26 沈み込んだ海洋プレート内地震の地震規模に関する検討（3）1769年日向・豊後の地震及び1911年奄美大島近海の地震に関する検討＞
フィリピン海プレートで発生した地震の地震規模（領域1（南海トラフ沿い））

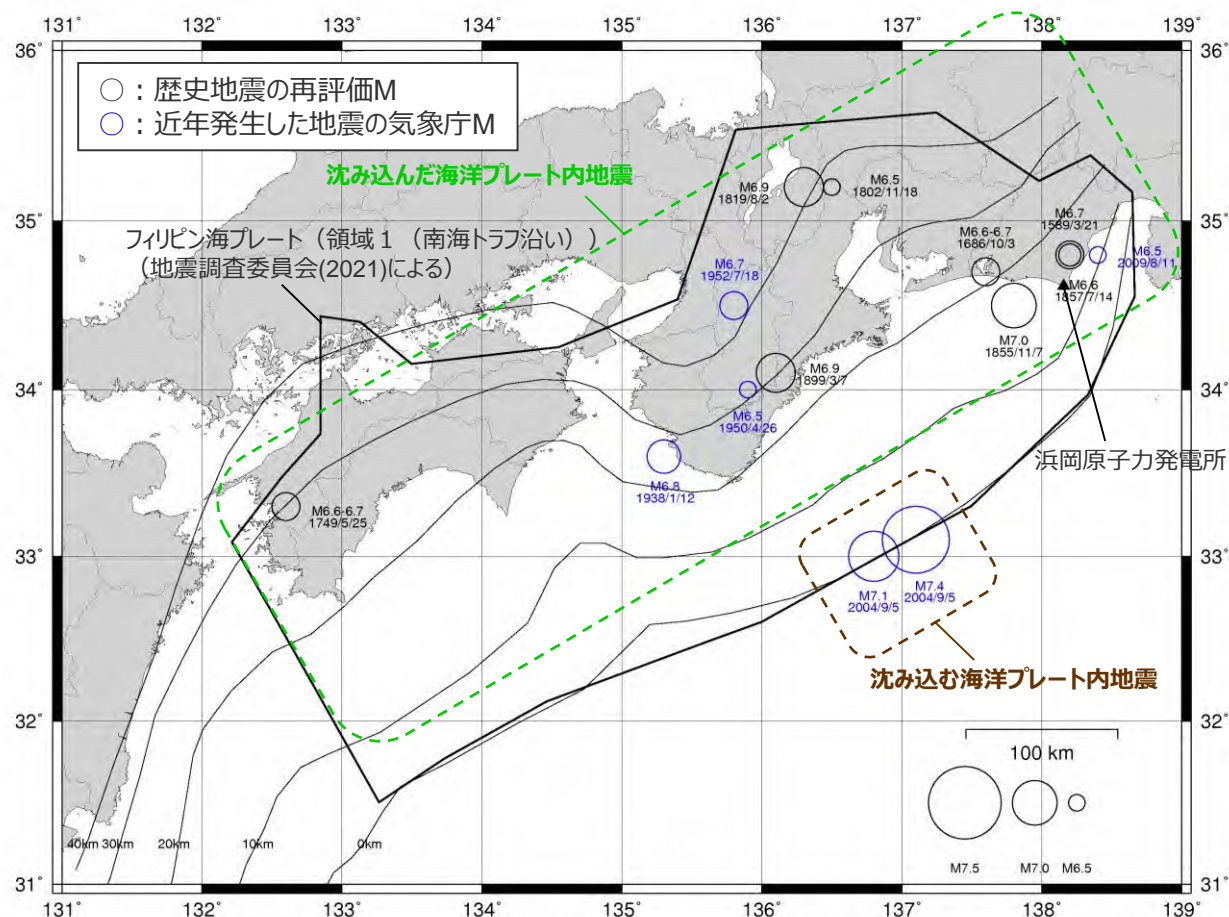
○フィリピン海プレート（領域1（南海トラフ沿い））で発生した地震（歴史地震（神田・武村(2013)等による歴史地震の地震規模の再評価結果による）、気象庁による近年発生した主な地震）は以下のとおり。

【沈み込んだ海洋プレート内地震】

○敷地に近い地震として、1589年駿河・遠江の地震及び1686年遠江・三河の地震及び2009年駿河湾の地震（本震）の規模はM6.5～6.7となっており、敷地から200km程度離れているが、1819年伊勢・美濃・近江の地震及び1899年紀伊半島南東部の地震の規模はM6.9となっている。
 また、1854年安政東海地震の最大余震である1855年遠州灘の地震の規模はM7.0となっている。

【沈み込む海洋プレート内地震】

○敷地に比較的近い地震はこれまで知られておらず、敷地から200km程度離れているが、トラフ軸付近で発生した2004年紀伊半島南東沖の地震（本震）の規模はM7.4となっている。



＜フィリピン海プレート（領域1（南海トラフ沿い））で発生した主な海洋プレート内地震の地震規模＞

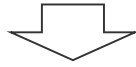
・1855年遠州灘の地震は、1854年安政東海地震の最大余震であり、プレート間地震と考えられるが、有感範囲が広く、震源近傍の地点では震度Ⅶとなっており、震源が敷地に比較的近いことを踏まえ、神田・武村(2013)において海洋プレート内地震として再評価された地震規模を示す。

検討概要

(全体)

検討①：1769年日向・豊後の地震

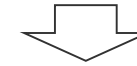
○1769年日向・豊後の地震に関する検討及び当該地震が発生したプレートの特徴を整理する。



○1769年日向・豊後の地震が発生したプレートの特徴は、浜岡原子力発電所が位置する東海域におけるプレートの特徴と大きく異なることを確認した。

検討②：1911年奄美大島近海の地震

○地震調査委員会(2014a)に示された1911年奄美大島近海の地震に関する検討及び当該地震が発生したプレートの特徴を整理する。



○1911年奄美大島近海の地震はプレート間地震の可能性が高いこと、当該地震が発生したプレートの特徴は、浜岡原子力発電所が位置する東海域におけるプレートの特徴と大きく異なることを確認した。

フィリピン海プレート（南海トラフ沿い）で発生した沈み込んだ海洋プレート内地震（補足説明資料③-22参照）

国内外でフィリピン海プレート（南海トラフ沿い）と類似したプレートで発生した地震（補足説明資料③-26（1）参照）

地震発生層の地域性を考慮した地震規模の想定（補足説明資料③-26（2）参照）

台湾南西部（遷移帯）で発生した地震（補足説明資料③-26（1）参照）

検討用地震（地震動の顕著な増幅をしない）の選定における沈み込む海洋プレート内地震に係る検討（補足説明資料③-28参照）

敷地で考慮する検討用地震の地震規模を設定する。

- ・基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）：M7.0
- ・地震規模の不確かさ：M7.4

検討概要

(1769年日向・豊後の地震)

1769年日向・豊後の地震に関する検討及び当該地震が発生したプレートの特徴を整理する。

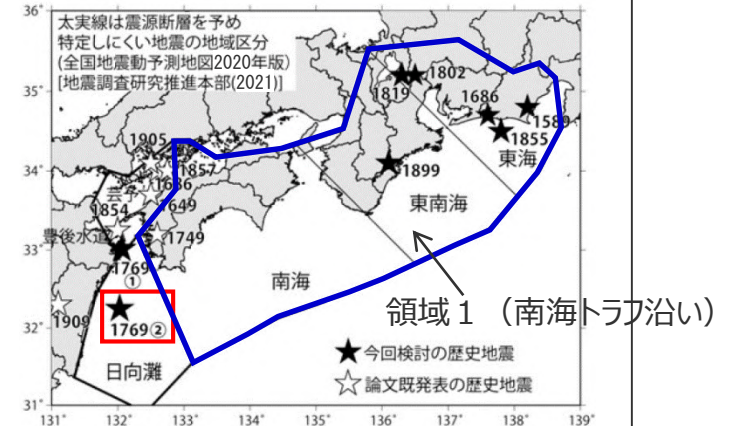
1769年日向・豊後の地震に関する検討

<地震規模の再評価に係る文献調査>

- 神田・武村(2013)では、1769年日向・豊後の地震の地震規模について、松浦・他(2003)による震度分布に基づき、Mj7.4として再評価している。
- 松浦・他(2003)による震度分布について、同論文では広範囲の大規模風水害の影響が加わっていること等を指摘している。

<プレート間地震の可能性に係る検討>

- 神田・武村(2013)による指摘や当該地震の震央周辺で近年発生した地震を踏まえると、1769年日向・豊後の地震はプレート間地震の可能性はある。



<1769年日向・豊後の地震>
(神田・武村(2013)に領域名、赤い四角を加筆、領域を青線で重ね描き)

1769年日向・豊後の地震が発生したプレートの特徴

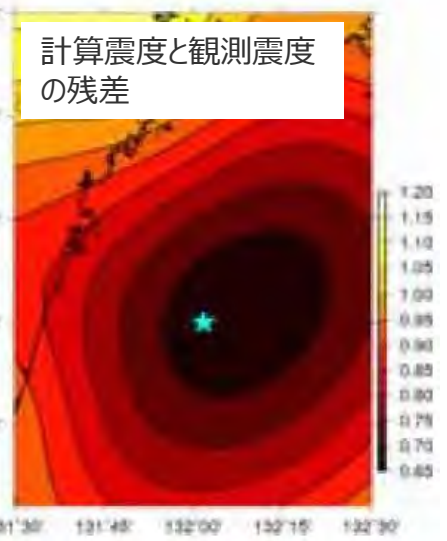
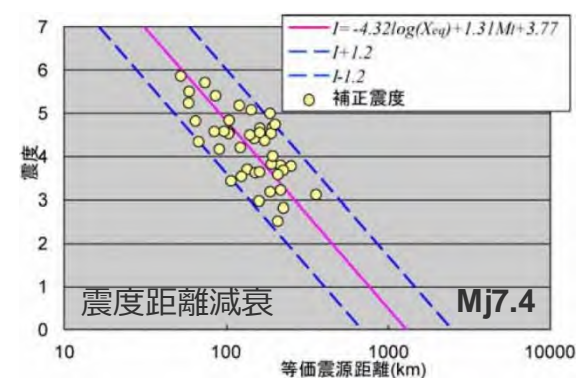
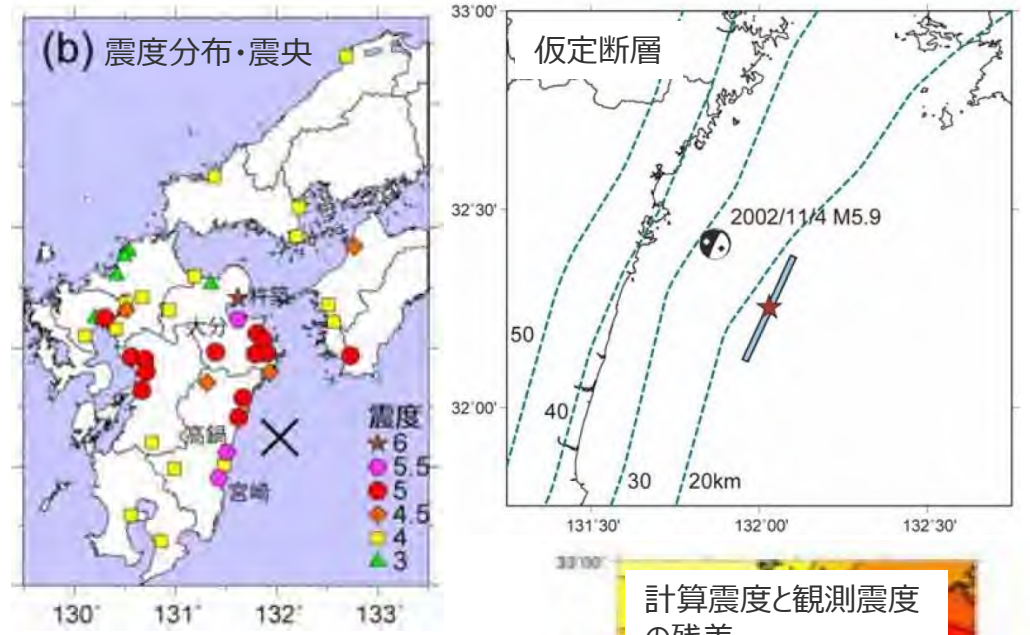
- 1769年日向・豊後の地震の震央位置は九州・パラオ海嶺や曲げフロントの延長線上に位置する。
 - ・九州・パラオ海嶺はフィリピン海プレートの特徴が変化する分岐線であり、地殻が厚く、年代が古いといった特徴を有する。
 - ・曲げフロントはプレートの傾斜が急になる変曲点であり、他の領域に比べて曲げによる大きな力がプレートにかかり、プレートの応力状態も変化している。

1769年日向・豊後の地震が発生したプレートの特徴は、浜岡原子力発電所が位置する東海域におけるプレートの特徴と大きく異なることを確認した。

1769年日向・豊後の地震に関する検討

(地震規模の再評価に係る文献調査)

- 神田・武村(2013)では、1769年日向・豊後の地震の地震規模について、松浦・他(2003)による震度分布に基づき、スラブ内地震としてMj7.4と再評価している。
- また、断層位置を変えたグリッドリサーチから観測震度と計算震度の残差を求め、残差の最も小さくなる領域が松浦・他(2003)による震央位置(日向灘)と重なることから、1769年日向・豊後の地震は日向灘で発生した可能性が高いとしている。

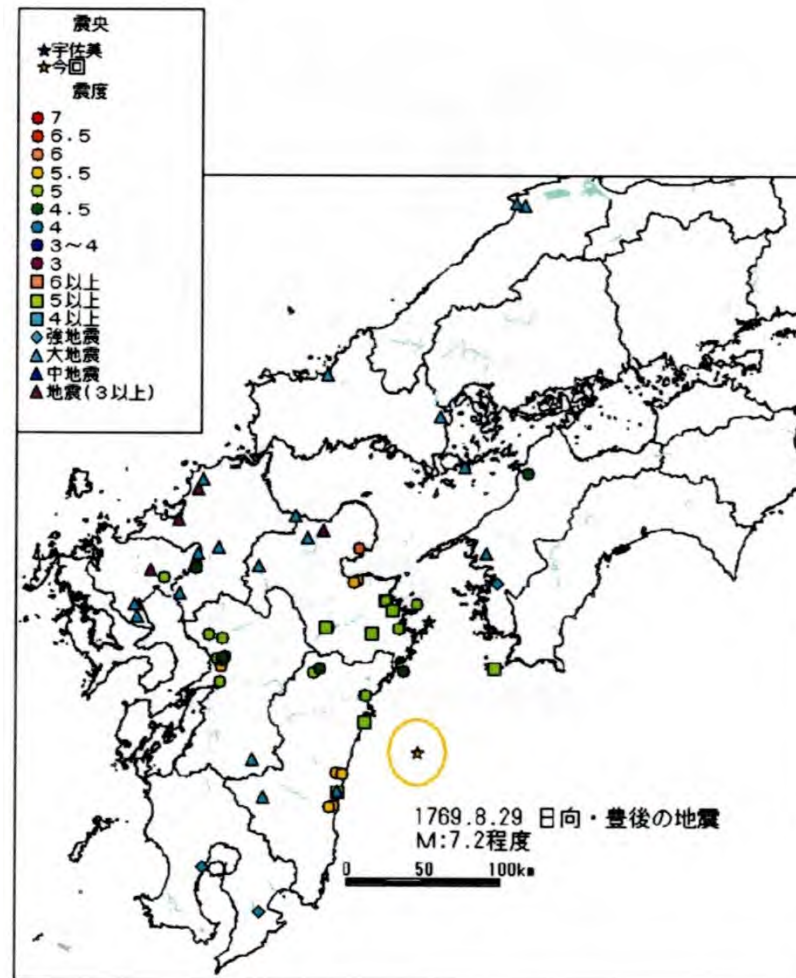


<1769年日向・豊後の地震の再評価>
(神田・武村(2013)に図名称を加筆)

1769年日向・豊後の地震に関する検討

(地震規模の再評価に係る文献調査)

- 前述のとおり、神田・武村(2013)では、1769年日向・豊後の地震について、松浦・他(2003)による震度分布に基づき、地震規模を再評価している。
- 松浦・他(2003)による震度分布に関して、同論文では「地震発生前の多量の降雨、地震発生後の低気圧の通過による広範囲の大規模風水害の影響が加わっていること」、「原文書不明で信憑性が低い情報が含まれていること」が指摘されている。
- また、宮崎県側の被害や風雨により増幅された被害の割引等を考慮して、この地震の規模をM7.2程度と再評価している。

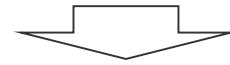


<1769年日向・豊後の地震の震度分布>
(松浦・他(2003)による)

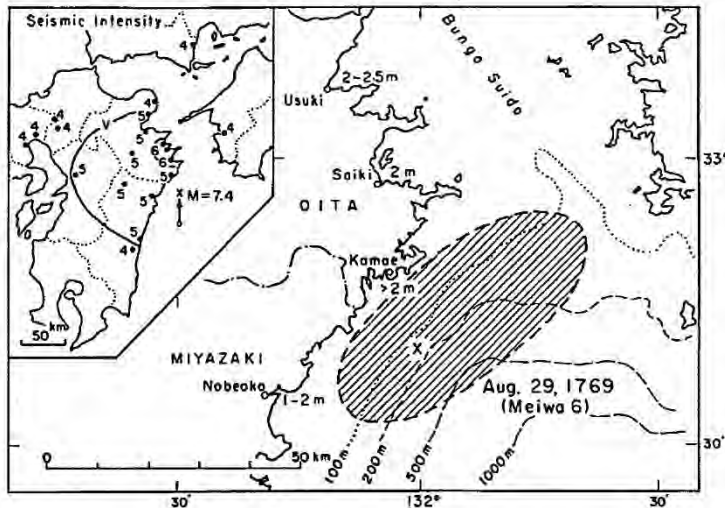
1769年日向・豊後の地震に関する検討

(プレート間地震の可能性に係る検討)

- 神田・武村(2013)では、スラブ内地震として1769年日向・豊後の地震の地震規模 (Mj7.4) を再評価しているが、以下の観点から、当該地震がプレート間地震の可能性もあると指摘している。
 - ・羽鳥(1985)は、当該地震の津波の波源域を特定している。
 - ・LT型 (プレート間地震) である1941年の地震 (M7.2) における震度5の分布の広がりが当該地震と類似している。
- その他、1769年日向・豊後の地震が発生した日向灘において、1926年から1996年に発生した地震 (Mj \geq 6.5、体感震度3以上) のほぼ全てがプレート間地震であることが、神田・武村(2013)に示されている。



1769年日向・豊後の地震は、プレート間地震の可能性があると考えられる。



<1769年日向・豊後の地震の津波波源>
(羽鳥(1985)による)

<近年日向灘沖で発生した地震 (Mj \geq 6.5、体感震度3以上) >
(神田・武村(2013)にプレート間地震を示す赤い四角を加筆)

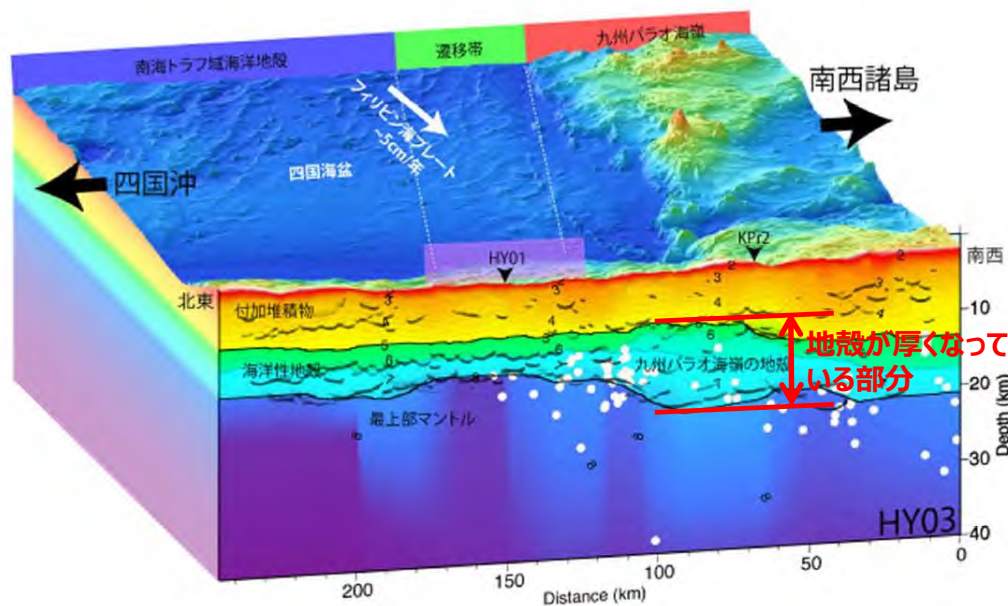
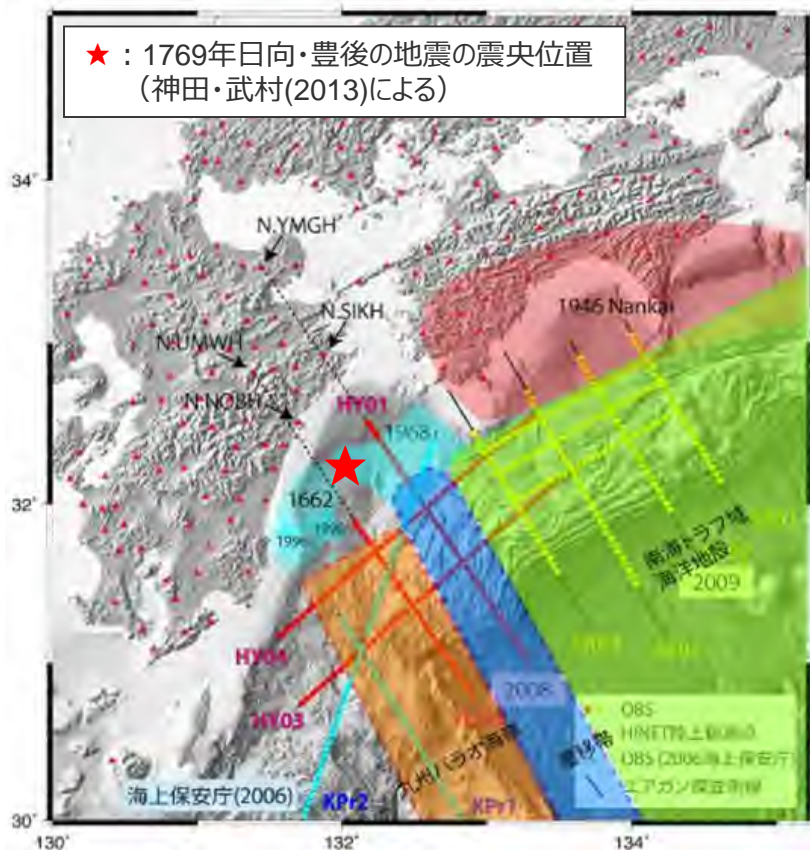
番号	年	月日	時刻	経度	緯度	Mj	深さ (km)	震源 ^{*)}
①	1929	522	1:35	131.888	31.748	6.9	59	—
②	1931	1102	19:02	132.002	31.790	7.1	28	—
③	1939	320	12:22	131.747	32.083	6.5	57	LT型
④	1941	1119	1:46	132.133	32.118	7.2	33	LT型
⑤	1961	227	3:10	131.887	31.645	7.0	37	LT型
⑥	1968	401	9:42	132.533	32.283	7.5	30	LT型
⑦	1969	421	16:19	132.117	32.150	6.5	10	LT型
⑧	1970	726	7:41	132.033	32.067	6.7	10	LT型
⑨	1984	807	4:06	132.153	32.383	7.1	33	LT型
⑩	1987	318	12:36	132.062	31.973	6.6	48	スラブ内
⑪	1996	1019	23:44	132.008	31.798	6.9	34	LT型
⑫	1996	1203	7:17	131.680	31.768	6.7	38	LT型

プレート間地震

1769年日向・豊後の地震が発生したプレートの特徴

（九州・パラオ海嶺）

- 1769年日向・豊後の地震の震央位置とフィリピン海プレートの構造との関係によると、1769年日向・豊後の地震の震央は九州・パラオ海嶺の延長線上に位置する。
- 九州・パラオ海嶺は、フィリピン海プレートの特徴が変化する分岐線であり、この海嶺の特徴の一つとして、他の領域に比べ地殻が厚くなっている。



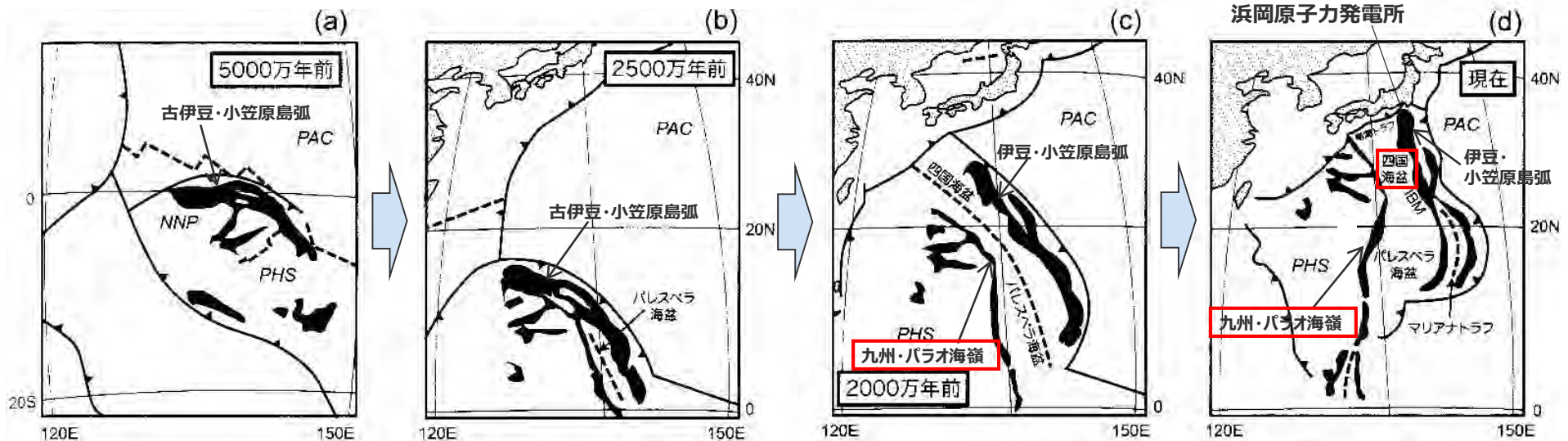
＜九州周辺に沈み込むフィリピン海プレートの断面＞
(地震調査研究推進本部(2013)に九州パラオ海嶺の地殻の説明を加筆)

＜1769年日向・豊後の地震の震央位置とフィリピン海プレートの構造との関係＞
(地震調査研究推進本部(2013)に1769年日向・豊後の地震の震央位置を加筆)

1769年日向・豊後の地震が発生したプレートの特徴

(九州・パラオ海嶺)

○九州パラオ海嶺は、約5000万年前に赤道付近で誕生した古伊豆・小笠原島弧が、約2500万年前に九州・パラオ海嶺と伊豆・小笠原島弧に分裂した際の残留島弧であり、その年代は、浜岡原子力発電所が位置する東海域の下に沈み込む四国海盆 (27~9Ma) に比べ古い。



・赤道付近において、古伊豆・小笠原島弧が誕生

・古伊豆・小笠原島弧の南部で島弧が分裂を開始

・分裂が北部にも及び、九州・パラオ海嶺を置き去りにして伊豆・小笠原島弧が東へ移動し、四国海盆が拡大
・1500万年前に拡大終了

・フィリピン海プレートの南海トラフでの沈み込み
・伊豆・小笠原島弧の北進と本州弧への衝突

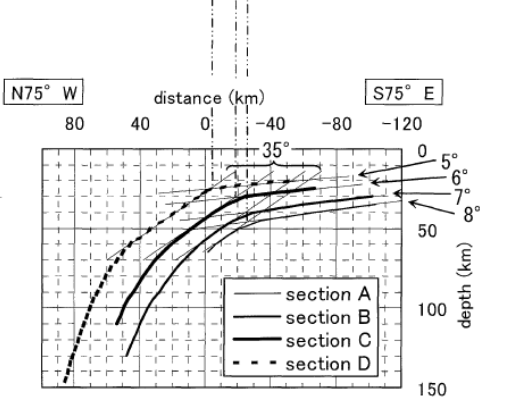
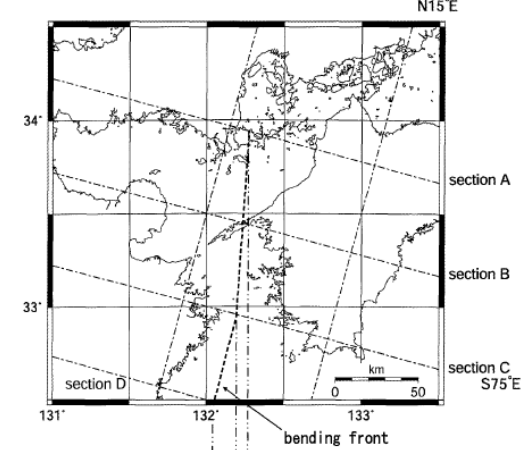
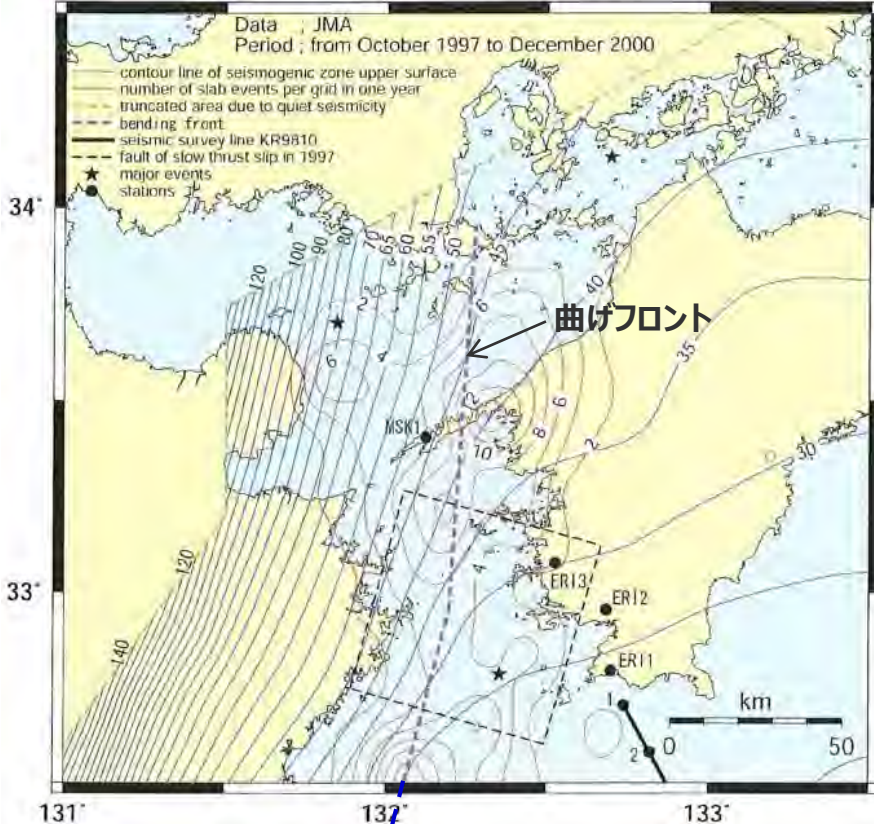
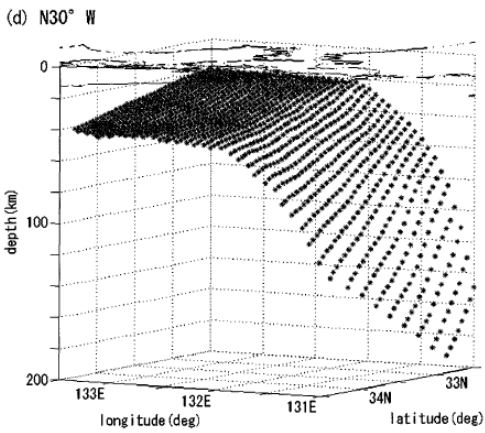
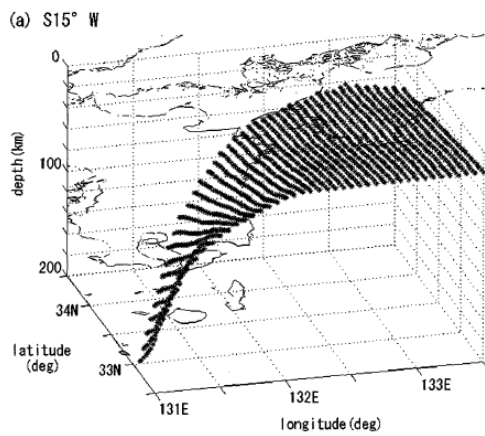
<四国海盆の形成>

(巽(2011)に敷地位置、島弧・海嶺の位置、赤い四角を加筆)

1769年日向・豊後の地震が発生したプレートの特徴

(曲げフロント)

- 松崎・他(2003)では、九州と四国の間に、プレートの傾斜が急になる変曲点として、曲げフロントを求めている。
- 1769年日向・豊後の地震の震央は、この曲げフロントの延長線上に位置しており、他の領域に比べて、曲げによる大きな力がプレートに働いていると考えられる。



<九州周辺に沈み込むフィリピン海プレートで発生したスラブ内地震の上面コンター>
(松崎・他(2003)による)

松崎・他(2003)による
曲げフロントの延長線



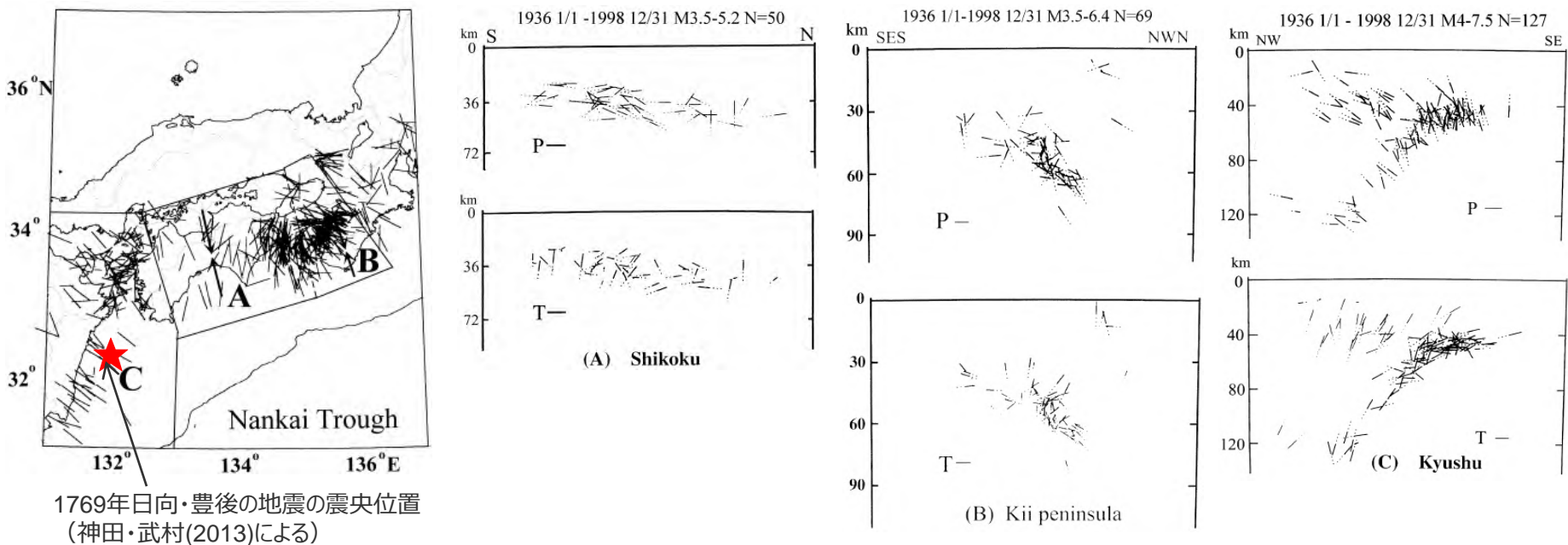
1769年日向・豊後の地震の
震央位置 (神田・武村(2013)による)

<九州周辺に沈み込むフィリピン海プレートで発生したスラブ内地震の傾斜及び曲げフロント>
(松崎・他(2003)に曲げフロント、1769年日向・豊後の地震の震央位置を加筆)

1769年日向・豊後の地震が発生したプレートの特徴

（プレートの応力状態）

- Xu and Kono(2002)によると、南海トラフのスラブ内地震には2つの応力場があり、西四国から紀伊半島にかけてのダウンディップコンプレッション型（DDC型）（下図の(A), (B)）と西四国から九州にかけてのダウンディップエクステンション型（DDE）（下図の(C)）に分けられるとしている。
- これらの違いは、スラブの年代、深さ、傾斜、プレートのカップリングに起因するとして、西四国から紀伊では、若いスラブが低角で沈み込み、スラブの先端では大きな抵抗力が働いているためDDC型となっているに対し、西四国から九州では、古いスラブが160kmの深さまで沈み込んでいるため、DDE型となっているとしている。
- 1769年日向・豊後の地震の震央は下図の(C)に相当する。



＜南海トラフから沈み込むフィリピン海プレート内で発生したスラブ内地震のP,T軸分布＞
(Xu and Kono(2002)に1769年日向・豊後の地震の震央位置を加筆)

小括

(1769年日向・豊後の地震)

1769年日向・豊後の地震に関する検討及び当該地震が発生したプレートの特徴を整理する。

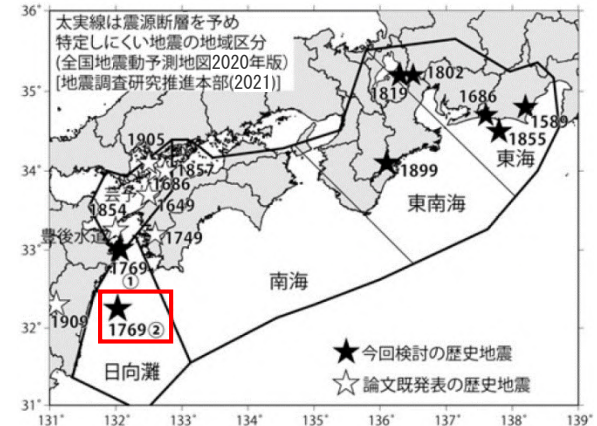
1769年日向・豊後の地震に関する検討

<地震規模の再評価に係る文献調査>

- 神田・武村(2013)では、1769年日向・豊後の地震の地震規模について、松浦・他(2003)による震度分布に基づき、Mj7.4として再評価している。
- 松浦・他(2003)による震度分布について、同論文では広範囲の大規模風水害の影響が加わっていること等を指摘している。

<プレート間地震の可能性に係る検討>

- 神田・武村(2013)による指摘や当該地震の震央周辺で近年発生した地震を踏まえると、1769年日向・豊後の地震はプレート間地震の可能性はある。



<1769年日向・豊後の地震>
(神田・武村(2013)に赤い四角を加筆)

1769年日向・豊後の地震が発生したプレートの特徴

- 1769年日向・豊後の地震の震央位置は九州・パラオ海嶺や曲げフロントの延長線上に位置する。
 - ・九州・パラオ海嶺はフィリピン海プレートの特徴が変化する分岐線であり、地殻が厚く、年代が古いといった特徴を有する。
 - ・曲げフロントはプレートの傾斜が急になる変曲点であり、他の領域に比べて曲げによる大きな力がプレートにかかり、プレートの応力状態も変化している。



1769年日向・豊後の地震が発生したプレートの特徴は、浜岡原子力発電所が位置する東海域におけるプレートの特徴と大きく異なることを確認した。

検討概要

（1911年奄美大島近海の地震）

地震調査委員会(2014a)に示された1911年奄美大島近海の地震に関する検討及び当該地震が発生したプレートの特徴を整理する。

1911年奄美大島近海の地震に関する検討

○地震調査委員会による全国地震動予測地図では、地震調査委員会(2014a)において、地震活動モデルの不確実性を大きくとった検討用モデルを基本に、地震動予測地図を作成しており、敷地が位置する領域1（南海トラフ沿い）のプレート内地震の最大規模について、1911年奄美大島近海の地震と同程度の地震が発生し得ると仮定し、M8.0と設定している。以降、2020年度版まで、領域1（南海トラフ沿い）のプレート内地震の最大規模としてM8.0が設定されている。

○1911年奄美大島近海の地震の震源要素について、理科年表や新編日本地震総覧等に記載された値（深さ100km、M8.0）が通説となっており、この震源要素は宇津(1979)に示されたものである。

○後藤(2013)によると、通説となっている震源要素について、この震央付近でのプレート境界の深さは10km程度であり、深さ100kmで地震が発生することは現在の地震学の常識では考えにくいこと等を指摘している。
○また、最新の知見に基づき震源を再決定した結果、1911年奄美大島近海の地震は、深さ10km程度で発生したプレート間地震の可能性が大きいとしている。

○通説のとおり、1911年奄美大島近海の地震が深さ100km程度で発生した深いスラブ内地震であると仮定しても、敷地周辺は浅いスラブ内地震が発生する地震発生環境（深さ20～30km程度）にあるため、このような深いスラブ内地震は発生しない。

1911年奄美大島近海の地震が発生したプレートの特徴

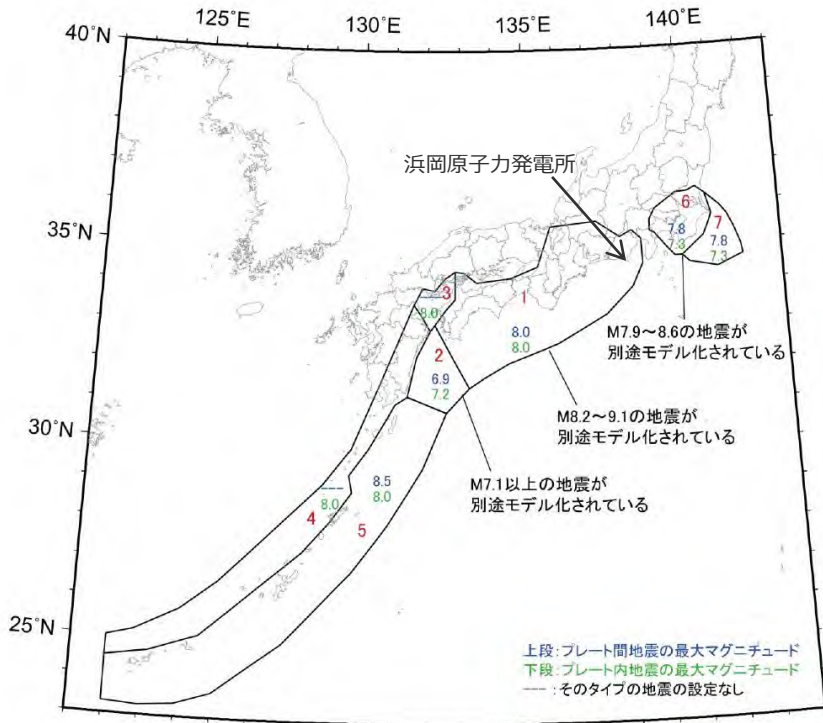
○フィリピン海プレートの特徴は、九州パラオ海嶺やトカラ海峡を境として変化しており、1911年奄美大島近海の地震が発生した南西諸島領域のプレートの特徴は浜岡原子力発電所が位置する東海域と大きく異なる。

○1911年奄美大島近海の地震はプレート間地震の可能性が高いこと、当該地震が発生したプレートの特徴は、浜岡原子力発電所が位置する東海域におけるプレートの特徴と大きく異なることを確認した。

1911年奄美大島近海の地震に関する検討

(地震調査委員会(2014a))

- 地震調査委員会による全国地震動予測地図では、地震調査委員会(2014a)において、地震活動モデルの不確実性を大きくとった検討用モデルを基本に、地震動予測地図を作成しており、敷地が位置する領域1（南海トラフ沿い）のプレート内地震の最大規模について、1911年奄美大島近海の地震と同程度の地震が発生し得ると仮定し、M8.0と設定している。
- 以降、2020年度版まで、領域1（南海トラフ沿い）のプレート内地震の最大規模としてM8.0が設定されている。



＜地域区分毎の最大マグニチュードと設定根拠＞
(地震調査委員会(2014a)に赤い四角を加筆)

No.		最大 M	設定根拠
1	プレート間	8.0	長期評価の改訂に伴い変更
	プレート内	8.0	奄美大島近海と同程度の地震が発生し得ると仮定
2	プレート間	6.9	$M7.0$ 以上は別途モデル化（日向灘のプレート間地震）。
	プレート内	7.2	長期評価の記載に基づき設定
3	プレート内	8.0	長期評価（安芸灘～伊予灘～豊後水道）
4	プレート内	8.0	1911.06.15 奄美大島近海
5	プレート間	8.5	1938.6.10 宮古島北北西沖
	プレート内	8.0	奄美大島近海と同程度の地震が発生し得ると仮定
6	プレート間	7.8	$M7.9$ 以上は別途モデル化（相模トラフ沿いの $M8$ クラス）
	プレート内	7.3	長期評価の記載に基づき設定
7	プレート間	7.8	$M7.9$ 以上は別途モデル化（相模トラフ沿いの $M8$ クラス）
	プレート内	7.3	長期評価の記載に基づき設定

＜フィリピン海プレートの震源断層を予め特定しにくい地震の地域区分＞
(地震調査委員会(2014a)に敷地位置を加筆)

1911年奄美大島近海の地震に関する検討

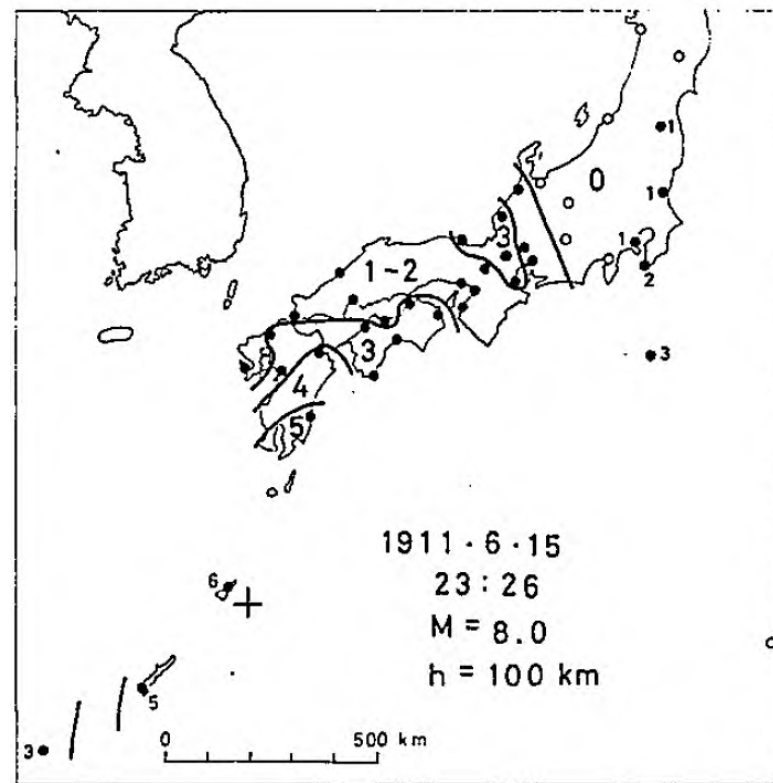
(宇津(1979))

- 後藤(2013)によると、1911年奄美大島近海の地震の震源要素は、理科年表や新編日本被害地震総覧等に記載された北緯28.0度、東経130.0度、深さ100km、M8.0が通説となっており、この震源要素は、先行研究である宇津(1979)の値が引用されている。



宇津(1979)

- S-P時間からは震央は決まらないが、喜界島での被害が最も大きかったことからその付近とみるのが自然である。
- 津波があったことや、被害が大きかったことから深さ160kmではやや深すぎるが、震度5の範囲が遠くまで及んでいる割に震央付近の被害が甚だしくないこと、地震記録(今村(1913))を見るとごく浅い地震ではないようにみえること、余震が多数観測されたことなどから、深さを100km程度と考えた。
- 27か所の最大振幅を用いてMを求めると7.8となる。
- 震度4の区域の半径を450kmとみて、浅発地震用の式をそのまま用いるとM8.3となり、また最大有感距離は1200kmに及ぶので、浅い地震ならば優にM8は超えていることになる。ここではM8.0としておく。



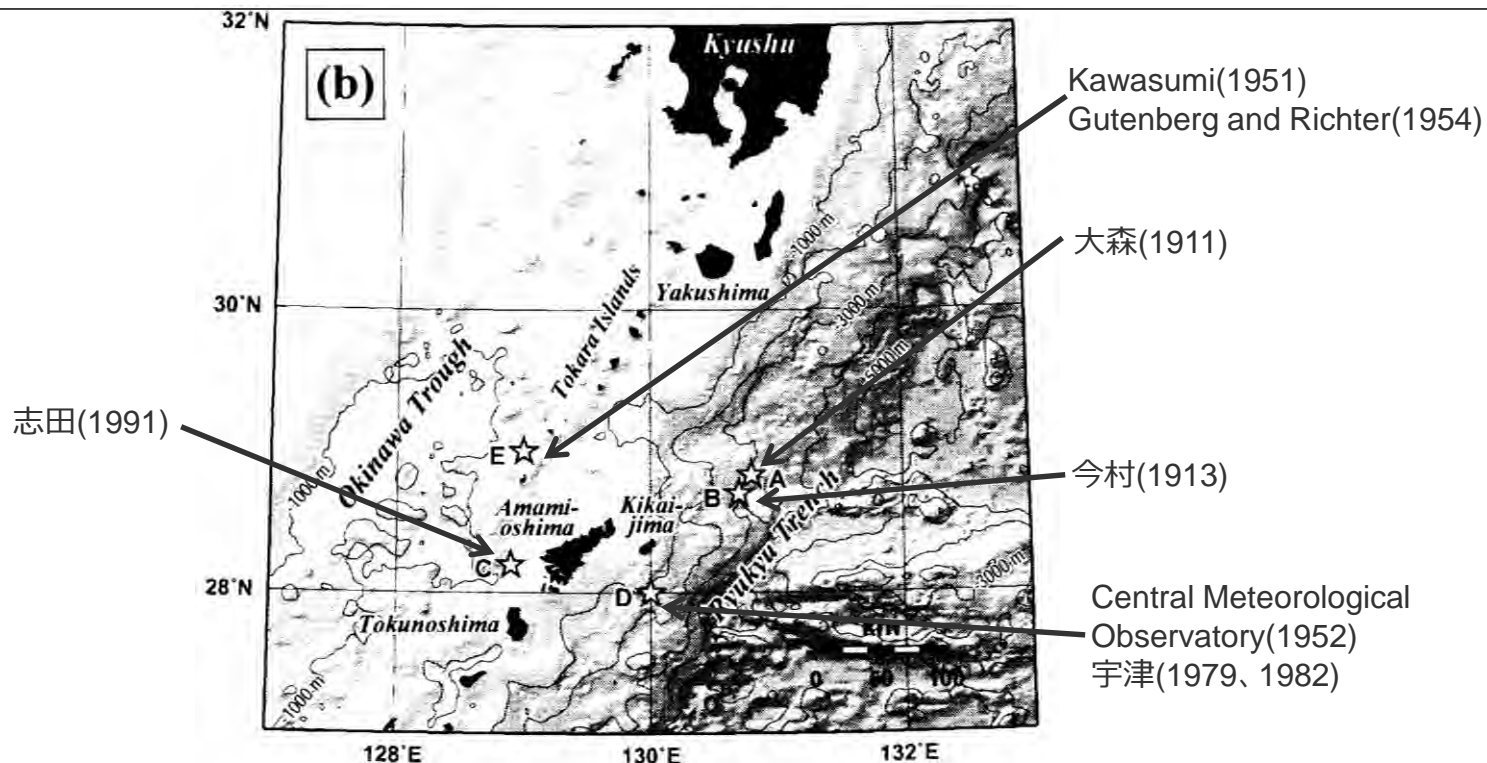
<1911年奄美大島近海の地震の震源要素及び震度分布>
(宇津(1979)による)

1911年奄美大島近海の地震に関する検討

(後藤(2013))

○通説となっている1911年奄美大島近海の地震の震源要素について、後藤(2013)は以下のとおり指摘している。

- 喜界島の南方沖およそ30kmに位置する震央付近でのプレート境界の深さは10km程度であり、深さ100kmで地震が発生することは現在の地震学の常識では考えにくい。
- 震源の深さは、宇津(1979)によって新規に導入された定性的な推測値にすぎない。
- 1911年奄美大島近海の地震については、Kawasumi(1951)、Central Meteorological Observatory(1952)、Gutenberg and Richter(1954)などの報告があるが、震央のばらつきが大きい。
- 宇津(1979)が震源の深さを100kmとした理由のひとつに、明文化はされていないが、津波が小さかった（と思われていた）ことがあると推測される。

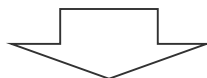


<各研究者による1911年奄美大島近海の地震の震央位置>（後藤(2013)に各震央位置の根拠となる文献を加筆）

1911年奄美大島近海の地震に関する検討

(後藤(2013))

○後藤(2013)では、前述のとおり、宇津(1979)が震源の深さを100kmとした理由のひとつに、明文化はされていないが、津波が小さかった（と思われていた）ことがあると推測している。



○同論文では、1911年奄美大島近海の地震のマグニチュードが宇津(1979)やKawasumi(1951)、Gutenberg and Richter(1954)が示したM8.0～8.2から大きく変わらないとすると、都司(1997)や筆者が口頭伝承から明らかにした津波の高さ（下記参照）は地震の規模と比べて標準的な値であり、すなわち、口承されている津波の高さは、1911年奄美大島近海の地震は稍深発地震ではなく、津波を伴う通常の（浅い）地震と考えてよいことを示している。

<都司(1997)>

- ・口頭伝承であるが、喜界島赤連の市街に浸水した津波は、中心街を超えて「丘のふもとまで」達した、と伝えられている。この伝承の通りだとすれば、津波は赤連で標高8mほどのところまで達したことになる。
- ・荒木では、海岸道路から約200mはいった市街地内T字路に海水が達したと伝承されており、このT字路の山側にお住まいの久保氏宅の敷地に浸水した。この標高は5.5mであって、明治奄美大島近海地震津波の大きさの一端を知ることができる。

<岩本・後藤(2013)>

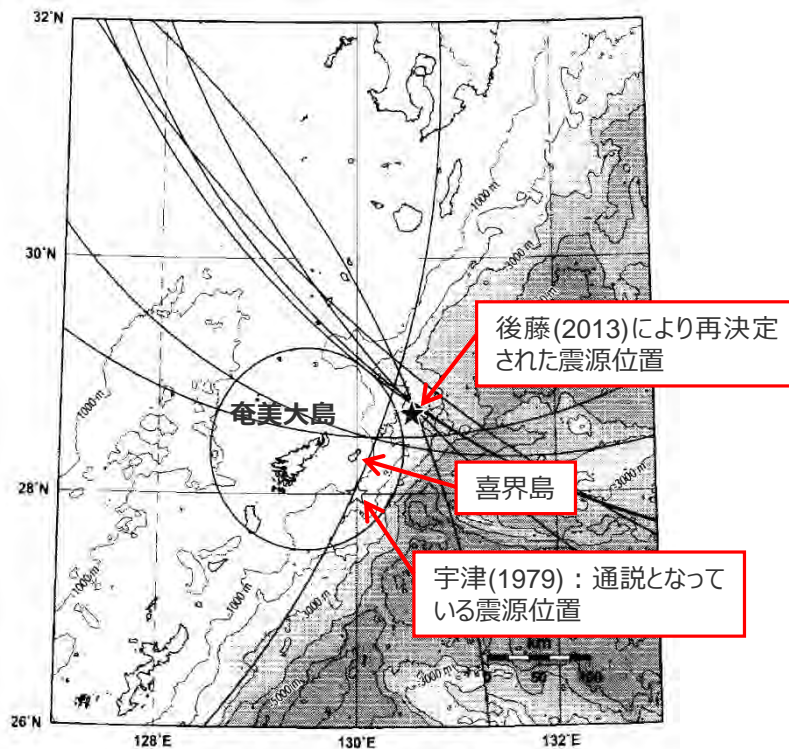
- ・著者のひとは奄美大島の龍郷で標高5m程度まで浸水したとの話を聞いた。
- ・明治喜界島近海地震によって励起された津波については、喜界島で34、奄美大島で19、加計呂間島で2つの情報が得られた。
- ・喜界島の西海岸では5m以上の津波が到来している。
- ・奄美大島では5m以上の津波が到来しており、概して東海岸の方が西海岸より大きかった。
- ・なお、聞き取り調査から推定された津波高の最高値は喜界島中里で10mである。

1911年奄美大島近海の地震に関する検討

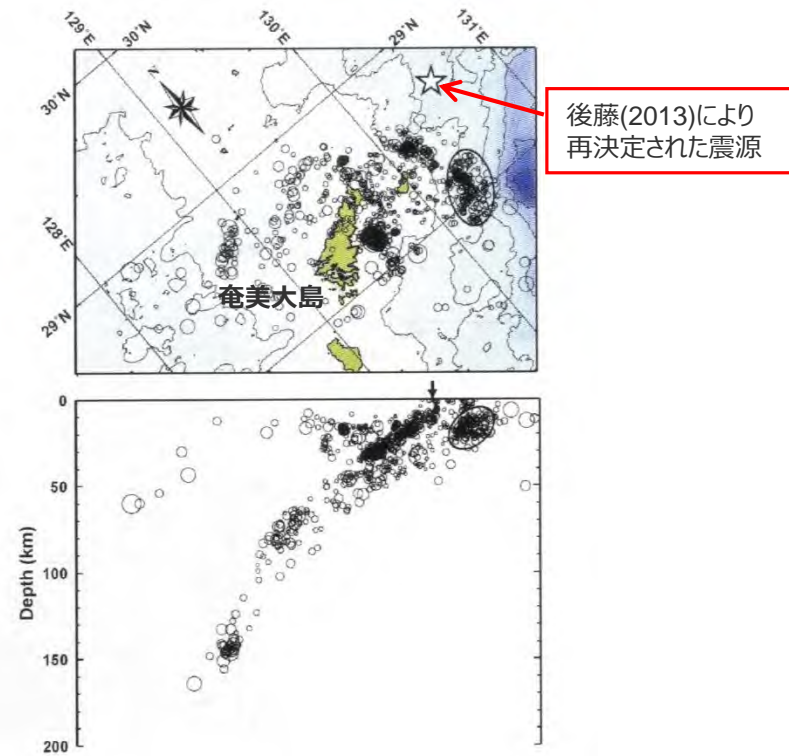
(後藤(2013))

- 後藤(2013)では、前述の指摘を踏まえ、観測記録を収集し、再検出したS-P時間を用いて、以下のとおり、1911年奄美大島近海の地震の震源決定を行っている。
 - ・ 推定された震源は北緯28.7度、東経130.6度であり、通説となっていた北緯28.0度、東経130.0度とは喜界島を挟んで逆方向におよそ100km離れた結果となっている。
 - ・ 震源深さについては、震源決定からは60kmと求まったものの、後藤・他(2008)によるこの領域の最新の震源分布を参考にすると、実際には深さ10km程度であったと考えた方がよいとし、それによるS-P時間のrmsも大差がない。

⇒1911年奄美大島近海の地震は、喜界島の北東60km付近の深さ10km程度で発生したプレート間地震の可能性が大きいとしている。



<1911年奄美大島近海の地震の震央位置>
(後藤(2013)に各島名称、各震源位置の情報を加筆)



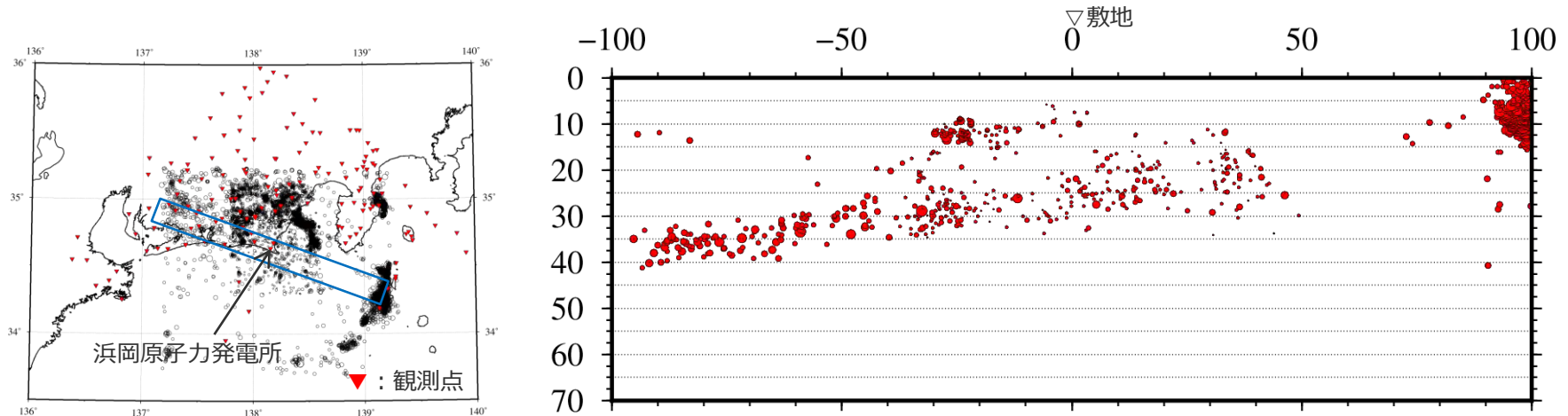
<奄美大島近海の最新の震源分布>
(後藤(2013)に島名称、震源位置の情報を加筆)

1911年奄美大島近海の地震に関する検討

（敷地周辺の地震発生環境）

○通説のとおり、1911年奄美大島近海の地震が深さ100km程度で発生した深いスラブ内地震（M8.0）であると仮定しても、敷地周辺は浅いスラブ内地震が発生する地震発生環境（深さ20～30km程度）であるため、このような深いスラブ内地震は発生しない。

• Double-difference tomography法（Zhang and Thurber(2003)）に基づき震源位置を再決定。
→ 陸域では観測点が多いため、震源再決定精度が高く、地震発生層の幅は10km程度。
→ 敷地から海域にかけては観測点が少ないため、震源再決定精度は陸域より劣り、再決定した震源位置の分布にはばらつきが見られ、敷地周辺の地震発生層の幅は13km程度。

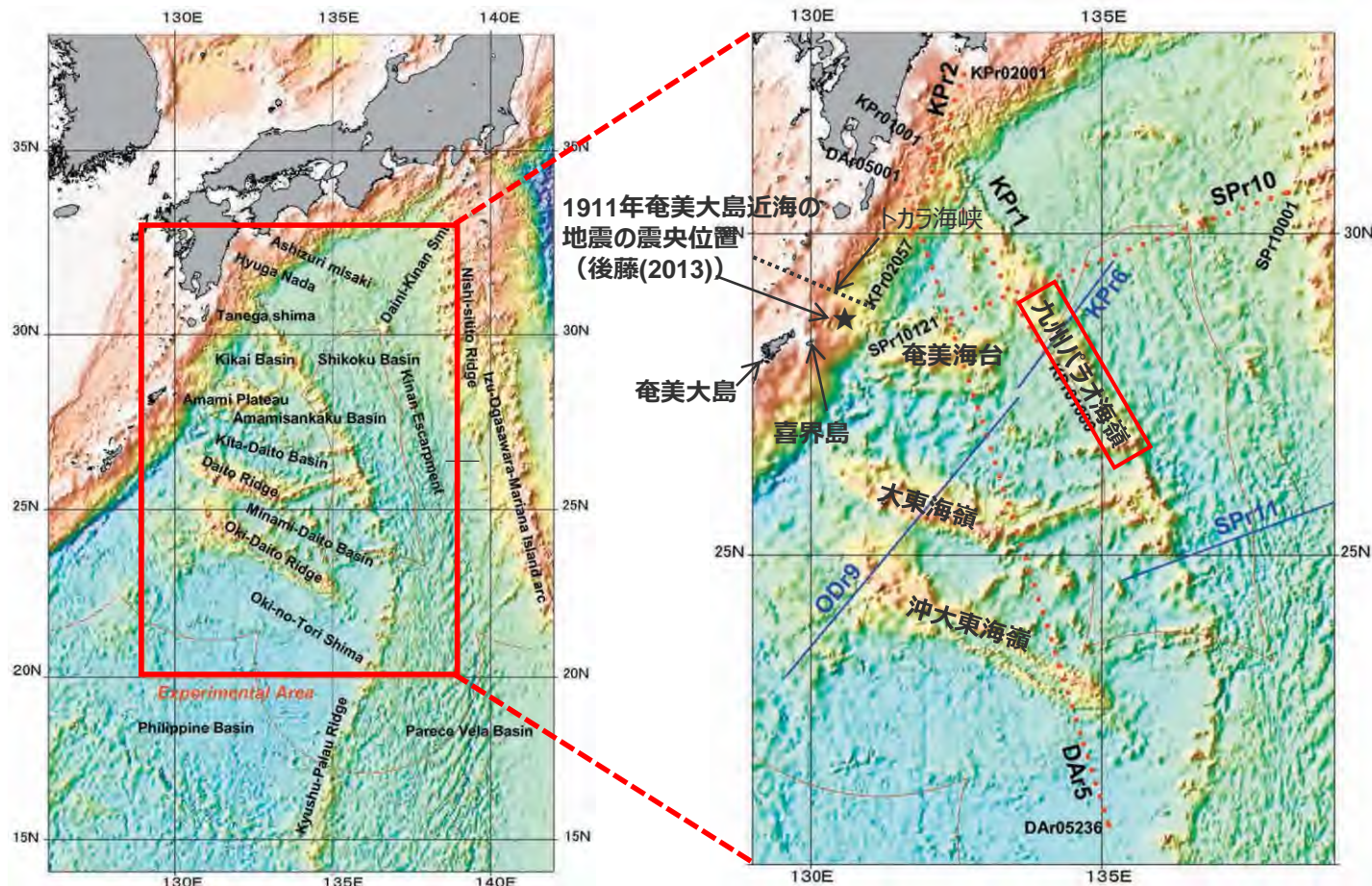


<敷地周辺の震源鉛直分布（震源再決定）>
（観測分析期間：1997年10月～2013年7月）

1911年奄美大島近海の地震が発生したプレートの特徴

(概要)

- 1911年奄美大島近海の地震の震央（後藤(2013)による）は、九州パラオ海嶺より南西側の琉球海溝からユーラシアプレートの下にフィリピン海プレートが沈み込んでいる南西諸島領域に位置している。
- 琉球海溝から沈み込むフィリピン海プレートには、九州パラオ海嶺と同じ古島弧である奄美海台、大東海嶺、沖大東海嶺が存在しており、年代は50Ma以前である。



1911年奄美大島近海の地震の震央位置 (後藤(2013))

奄美大島

喜界島

奄美海台

大東海嶺

沖大東海嶺

九州パラオ海嶺

カラ海峽

SPPr10

SP-10001

KPr02001

KPr02001

DA05001

KPr02057

SPPr10721

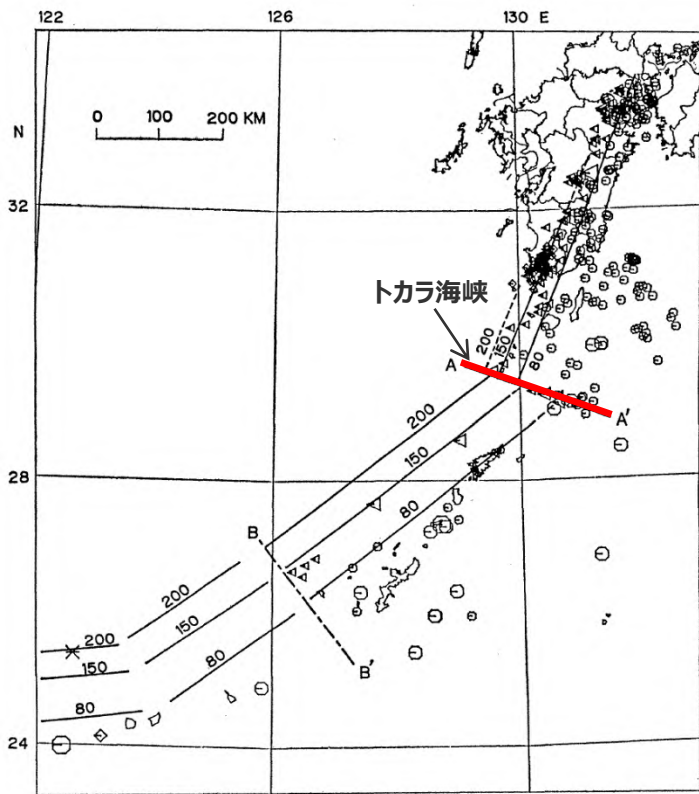
DA05236

<1911年奄美大島近海の地震が発生した領域> (田中・他(2008)に拡大範囲を示す赤い四角・線、島名称、地形名称、震源位置の情報を加筆)

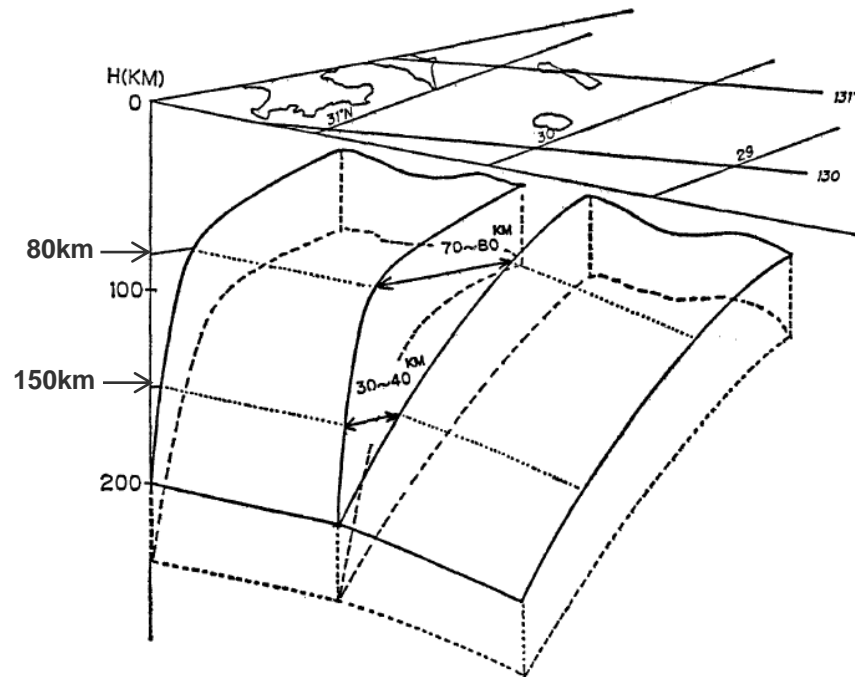
1911年奄美大島近海の地震が発生したプレートの特徴

（トカラ海峡を境としたプレートの特徴の変化）

○長宗(1987)によると、トカラ海峡付近を境にして、その北と南とでは等深線の間隔及び走向が大きく違っており、プレートの沈み込みについて、トカラ海峡の北では途中で高角に変化しているのに対し、トカラ海峡の南では緩やかに変化している。



＜沈み込んだフィリピン海プレートの等深線＞
（長宗(1987)にトカラ海峡の位置を加筆）

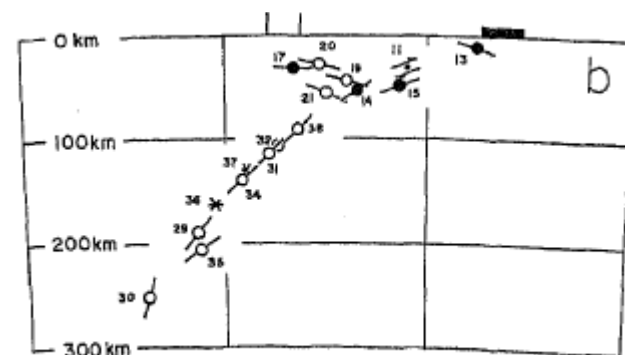
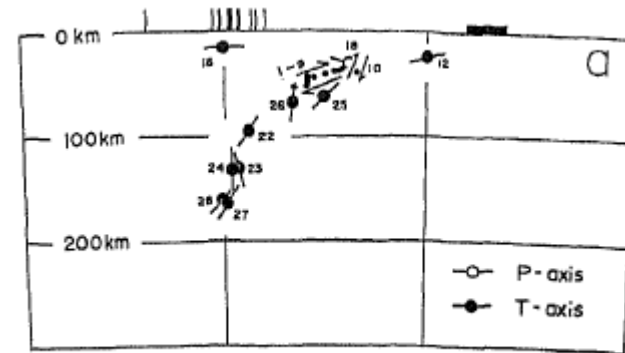
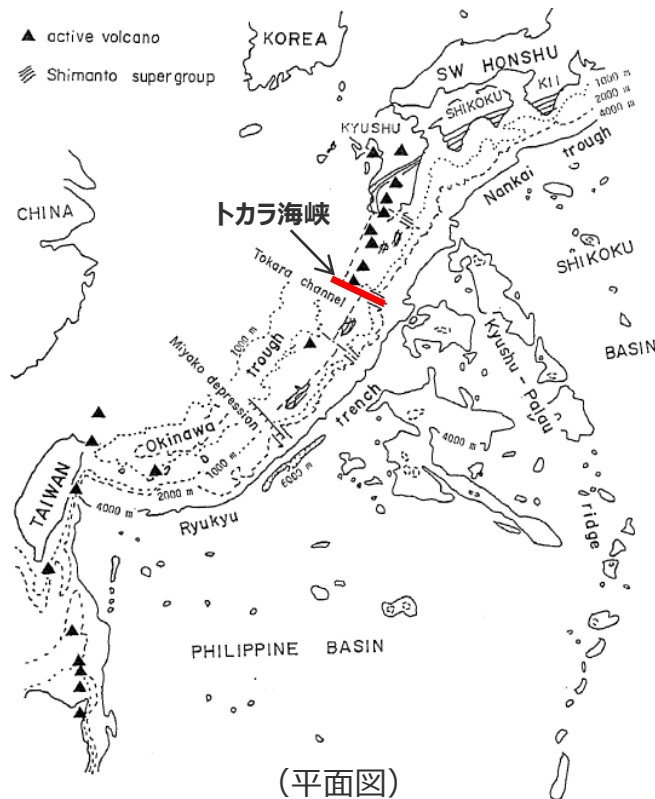


＜琉球海溝から沈み込んだフィリピン海プレートの形状＞
（長宗(1987)に深さを加筆）

1911年奄美大島近海の地震が発生したプレートの特徴

(トカラ海峡を境としたプレートの特徴の変化)

○Shiono et al.(1980)によると、トカラ海峡を境として、やや深発地震の発震機構が異なっており、プレートの応力状態は、トカラ海峡より北ではダウンディップテンション型、トカラ海峡より南ではダウンディップコンプレッション型となっている。



<九州から南西諸島領域におけるプレートの応力状態>
(Shiono et al.(1980)にトカラ海峡の位置を加筆)

1911年奄美大島近海の地震が発生したプレートの特徴

（フィリピン海プレートの各地域の特徴）

○フィリピン海プレートの特徴は、九州パラオ海嶺やトカラ海峡を境として変化しており、1911年奄美大島近海の地震が発生した南西諸島領域のプレートの特徴は、浜岡原子力発電所が位置する東海域と大きく異なる。

1911年奄美大島近海の地震が発生した領域

フィリピン海プレートの各地域の特徴

No.	諸元	東海	紀伊	四国	九州	南西諸島
1	プレート年代	27~9Ma	19~15Ma	27~15Ma	50Ma以前	
2	沈み込み速度	49mm/年	53mm/年	54mm/年	59mm/年	61~73mm/年
3	沈み込み形状	湾曲	湾曲	湾曲・直線的	直線的	直線的
4	沈み込み角度	緩やかでほぼ一定			途中で高角に変化	緩やかに変化
5	スラブ厚さ	40km以下	40km以下	30~50km	60km以下	—
6	地震活動	一重	二重	二重	二重	—
7	地震発生の下端深さ	60km程度	70km程度	40km程度	160~200km程度	250~300km程度
8	地震発生層の幅	10km程度	10km程度	10km程度	10km程度	20-30km程度

浜岡原子力発電所が位置する領域

九州・パラオ海嶺

トカラ海峡

小括

（1911年奄美大島近海の地震）

地震調査委員会(2014a)に示された1911年奄美大島近海の地震に関する検討及び当該地震が発生したプレートの特徴を整理する。

1911年奄美大島近海の地震に関する検討

○地震調査委員会による全国地震動予測地図では、地震調査委員会(2014a)において、地震活動モデルの不確実性を大きくとった検討用モデルを基本に、地震動予測地図を作成しており、敷地が位置する領域1（南海トラフ沿い）のプレート内地震の最大規模について、1911年奄美大島近海の地震と同程度の地震が発生し得ると仮定し、M8.0と設定している。以降、2020年度版まで、領域1（南海トラフ沿い）のプレート内地震の最大規模としてM8.0が設定されている。

○1911年奄美大島近海の地震の震源要素について、理科年表や新編日本地震総覧等に記載された値（深さ100km、M8.0）が通説となっており、この震源要素は宇津(1979)に示されたものである。

○後藤(2013)によると、通説となっている震源要素について、この震央付近でのプレート境界の深さは10km程度であり、深さ100kmで地震が発生することは現在の地震学の常識では考えにくいこと等を指摘している。
○また、最新の知見に基づき震源を再決定した結果、1911年奄美大島近海の地震は、深さ10km程度で発生したプレート間地震の可能性が大きいとしている。

○通説のとおり、1911年奄美大島近海の地震が深さ100km程度で発生した深いスラブ内地震であると仮定しても、敷地周辺は浅いスラブ内地震が発生する地震発生環境（深さ20～30km程度）にあるため、このような深いスラブ内地震は発生しない。

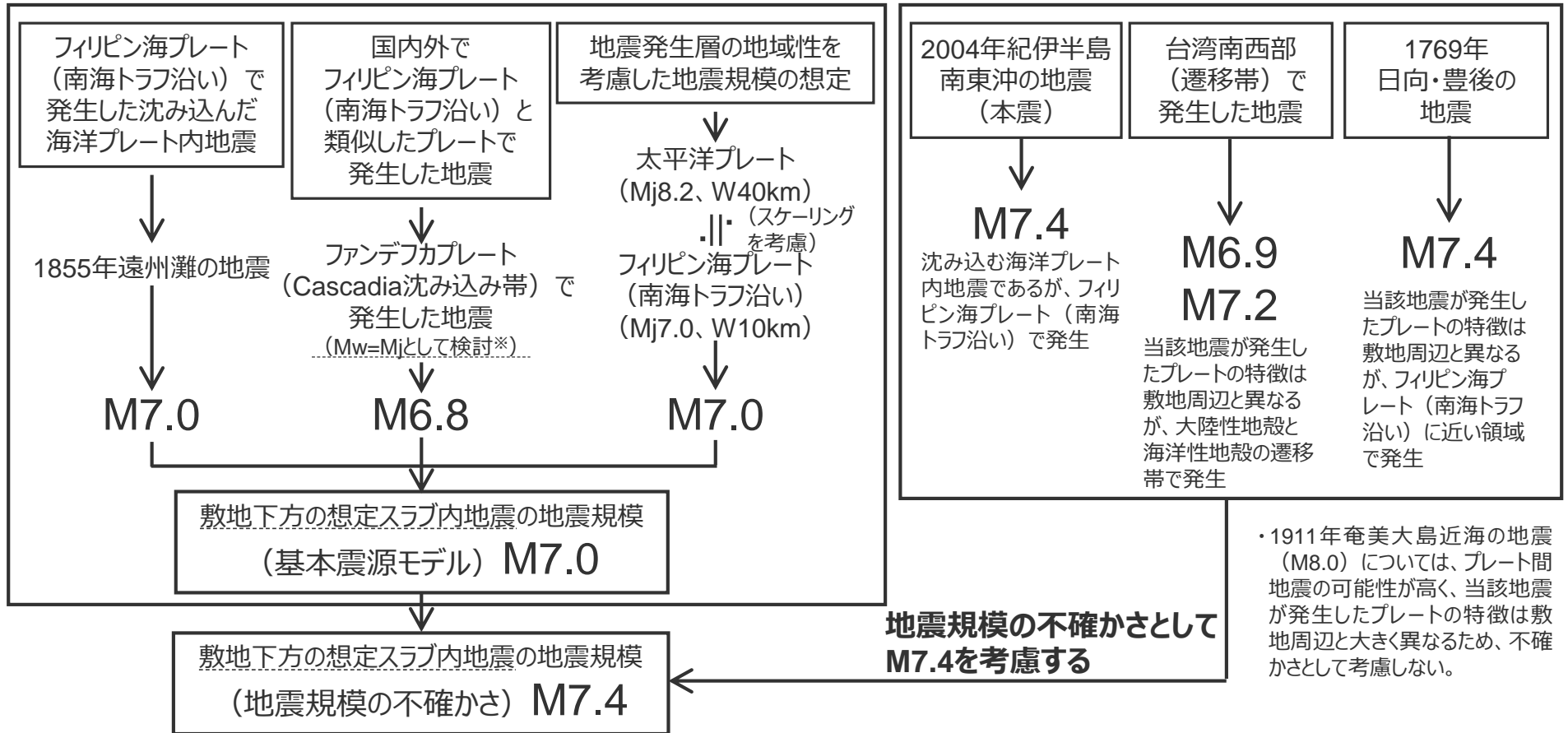
1911年奄美大島近海の地震が発生したプレートの特徴

○フィリピン海プレートの特徴は、九州パラオ海嶺やトカラ海峡を境として変化しており、1911年奄美大島近海の地震が発生した南西諸島領域のプレートの特徴は浜岡原子力発電所が位置する東海域と大きく異なる。

○1911年奄美大島近海の地震はプレート間地震の可能性が高いこと、当該地震が発生したプレートの特徴は、浜岡原子力発電所が位置する東海域におけるプレートの特徴と大きく異なることを確認した。

地震規模の想定

- フィリピン海プレート（南海トラフ沿い）で発生した沈み込んだ海洋プレート内地震の最大規模、当該プレートと特徴が類似した海洋プレートで発生した地震の最大規模、地震発生層の地域性を考慮した地震規模の想定を踏まえて、敷地下方の想定スラブ内地震の基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の地震規模M7.0を考慮する。地震規模の不確かさを考慮した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）以外の震源モデルも、同様にM7.0とする。
- 上記以外で発生した地震及びプレートの特徴を検討した結果、2004年紀伊半島南東沖の地震（本震M7.4）を踏まえるとともに、台湾南西部（遷移帯）で発生した地震（M6.9,M7.2）、1769年日向・豊後の地震（M7.4）等を確認し、地震規模の不確かさとして、M7.4を考慮する。



※中央防災会議(2004)に基づく。