



中部電力

浜岡原子力発電所 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動について (補足説明資料③)

(敷地ごとに震源を特定して策定する地震動に係るその他の補足説明)

2022年3月22日

目次（1 / 4）

1 地震動の顕著な増幅を考慮しない地震動評価

1.1 内陸地殻内地震の地震動評価（地震動の顕著な増幅を考慮しない）

補足説明資料③-01：地震発生層の設定	……p.5~
補足説明資料③-02：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）の選定における各震源モデル	……p.43~
補足説明資料③-03：分岐断層の選定	……p.53~
補足説明資料③-04：御前崎海脚西部の断層帯による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）の設定（補足）	……p.85~
補足説明資料③-05：A-17断層による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）の設定（補足）	……p.89~
補足説明資料③-06：A-17断層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）	……p.106~
補足説明資料③-07：内陸地殻内地震のNGA距離減衰式の2014年版による地震動評価結果と2008年版による地震動評価結果との比較	……p.112~
補足説明資料③-08：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の断層モデルを用いた手法による地震動評価（補足）	……p.117~

1.2 プレート間地震の地震動評価（地震動の顕著な増幅を考慮しない）

補足説明資料③-09：プレート間地震に関する知見	……p.124~
補足説明資料③-10：プレート間地震の検討用地震（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の選定（補足）	……p.183~
補足説明資料③-11：プレート間地震の強震動生成域の位置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）	……p.203~
補足説明資料③-12：分岐断層の地震時挙動に関する検討	……p.226~
補足説明資料③-13：プレート間地震の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）	……p.237~

目次（2 / 4）

1.2 プレート間地震の地震動評価（地震動の顕著な増幅を考慮しない）（つづき）

- 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）……………p.250~
- 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）……………p.259~
- 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……………p.268~
- 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……………p.277~
- 補足説明資料③-18：プレート間地震の f_{max} の影響検討……………p.294~
- 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……………p.304~
- 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……………p.308~
- 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……………p.316~

1.3 海洋プレート内地震の地震動評価（地震動の顕著な増幅を考慮しない）

- 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……………p.327~
- 補足説明資料③-23：2009年駿河湾の地震（本震）に関する検討……………p.336~
- 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……………p.352~
- 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……………p.362~
- 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……………p.366~
- 補足説明資料③-27：沈み込む海洋プレート内地震の地震規模に関する検討……………p.438~
- 補足説明資料③-28：海洋プレート内地震の検討用地震（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の選定に関する検討……………p.443~
- 補足説明資料③-29：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）の各震源断層パラメータの設定（補足）……………p.463~

目次 (3 / 4)

1.3 海洋プレート内地震の地震動評価（地震動の顕著な増幅を考慮しない）（つづき）

- 補足説明資料③-30：敷地下方の想定スラブ内地震の震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の強震動生成域から敷地に到達する地震波の重なるの確認 ……p.525~
- 補足説明資料③-31：敷地下方の想定スラブ内地震の破壊伝播速度の影響検討 ……p.529~
- 補足説明資料③-32：敷地下方の想定スラブ内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） ……p.534~
- 補足説明資料③-33：敷地下方の想定スラブ内地震の短周期レベル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）の応答スペクトルに基づく地震動評価で用いる距離減衰式 ……p.541~
- 補足説明資料③-34：敷地下方の想定スラブ内地震の統計的グリーン関数法と経験的グリーン関数法の地震動評価結果の比較 ……p.544~
- 補足説明資料③-35：御前崎沖の想定沈み込む海洋プレート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）の設定（補足） ……p.547~

2 地震動の顕著な増幅を考慮する地震動評価

- 補足説明資料③-36：御前崎海脚西部の断層帯による地震の基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮）のアスペリティの妥当性確認 ……p.559~
- 補足説明資料③-37：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）に関する検討 ……p.562~
- 補足説明資料③-38：プレート間地震の強震動生成域の位置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）の設定（補足） ……p.575~
- 補足説明資料③-39：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）の強震動生成域・アスペリティの寄与の分析 ……p.590~
- 補足説明資料③-40：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）の設定（補足） ……p.599~
- 補足説明資料③-41：地震動の顕著な増幅を考慮する地震動評価の結果の妥当性の確認 ……p.603~

目次（4 / 4）

2 地震動の顕著な増幅を考慮する地震動評価（つづき）

補足説明資料③-42：「増幅方向」に位置する背景領域の小断層にも増幅係数を乗じる海洋プレート内地震の
地震動評価 ……p.668~

・Mjについて、以降Mと省略して記載する箇所あり。

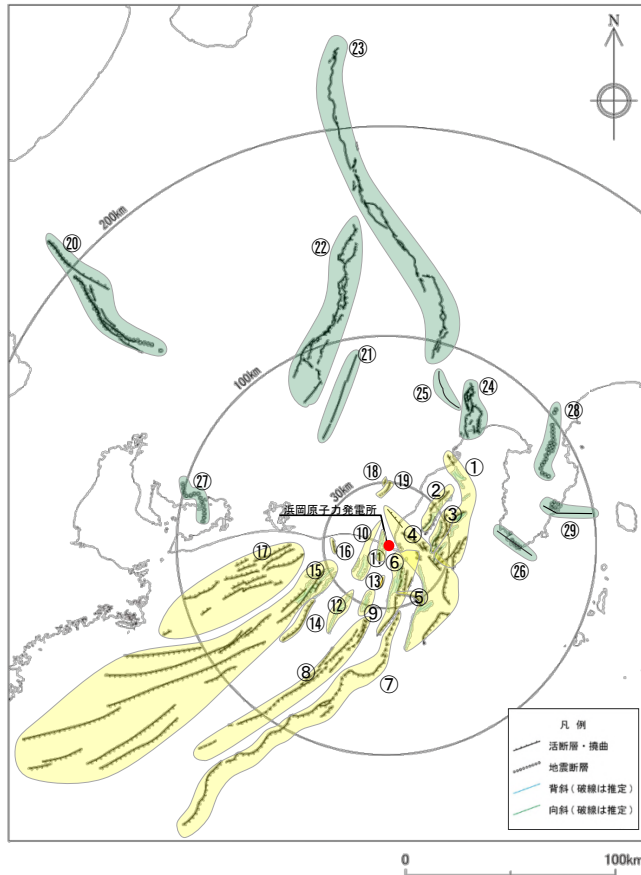
補足説明資料③-01
地震発生層の設定

地震発生層


(震源モデルの設定方針と地震発生層)


- 内陸地殻内地震の地震動評価にあたって、震源モデルを設定する。
- 敷地から概ね半径30km以内及び海域の活断層（敷地周辺の活断層）については、地震発生層に関する詳細なデータ（速度構造、微小地震、プレート境界面、コンラッド面及びキュリー点深度）による検討結果を踏まえて地震発生層を設定し、震源モデルを設定する。
- 敷地周辺以外の活断層については、地震調査委員会が長期評価を行っている主要活断層帯や過去に規模の大きな地震が発生した活断層等を対象とし、地震調査委員会等で検討がなされているため、それらの知見に基づき震源モデルを設定する。

⇒ 以降では、敷地周辺の活断層の震源モデルを設定するため、これらの活断層の分布範囲における地震発生層を検討する。



- ①根古屋海脚東縁・石花海堆東縁の断層帯、②石花海盆内西部の断層帯、③石花海盆内東部の断層帯、④御前崎海脚東部の断層帯・牧ノ原南稜の断層、⑤F-12断層、⑥御前崎海脚西部の断層帯、⑦東海断層系、⑧小台場断層系、⑨A-4断層、⑩A-5・A-18断層、⑪A-17断層、⑫A-6断層、⑬A-41断層、⑭天竜海底谷に沿う断層、⑮遠州断層系、⑯F-16断層、⑰渥美半島沖の断層、⑱杉沢付近のリニアメント・変位地形、⑲大島付近のリニアメント・変位地形、⑳濃尾断層帯、㉑中央構造線北端部、㉒伊那谷断層帯、㉓糸魚川－静岡構造線活断層帯、㉔富士川河口断層帯、㉕身延断層、㉖石廊崎断層、㉗深溝断層、㉘北伊豆断層帯、㉙稻取断層帯

 敷地から概ね半径30km以内及び海域の活断層（敷地周辺の活断層）

 地震調査委員会が長期評価を行っている主要活断層帯や過去に規模の大きな地震が発生した活断層等（敷地周辺以外の活断層）

<活断層の分布状況（活断層評価結果）>

地震発生層上端深さの設定

(検討概要)

①地震発生層上端深さの設定に関する知見

- 地震調査委員会(2020)の強震動予測レシピ（以下、「強震動予測レシピ(2020)」という。）、Ito(1999)、伊藤・中村(1998)によると、微小地震分布や微小地震分布から算出されるD10%は、地震発生層上端深さの目安になると考えられる。
- 入倉・三宅(2001)、伊藤(2008)、伊藤・他(2007)、廣瀬・伊藤(2006)から、地震発生層の速度構造は、Vp6km/s層（Vp=5.8～6.4km/s程度）が目安になると考えられる。

②速度構造と微小地震との関係に関する検討

- 西南日本は、地震地体構造区分として、島弧内帯、島弧外帯及び海溝陸側大陸斜面に分類され、敷地周辺の活断層は海溝陸側大陸斜面に分布する。
- 速度構造と微小地震分布との比較から、海溝陸側大陸斜面では、島弧内帯及び島弧外帯に比べて、厚い堆積層とプレート境界面の沈み込みによって、地震が発生するVp6km/s層（地震発生層の幅）が薄くなっている。また、大局的には、海溝陸側大陸斜面においても、島弧内帯及び島弧外帯と同様に、Vp6km/s層が地震発生層の目安になると考えられる。
- ただし、敷地周辺で実施した屈折法地震探査による速度構造と微小地震との比較から、この範囲において、地震は局所的に発生しているものの、信頼性が確認された速度構造の範囲が狭く、既往論文の検討のように、速度構造と微小地震分布との関係を検討することは困難である。

③敷地周辺の活断層の分布範囲における地震発生層上端深さの設定

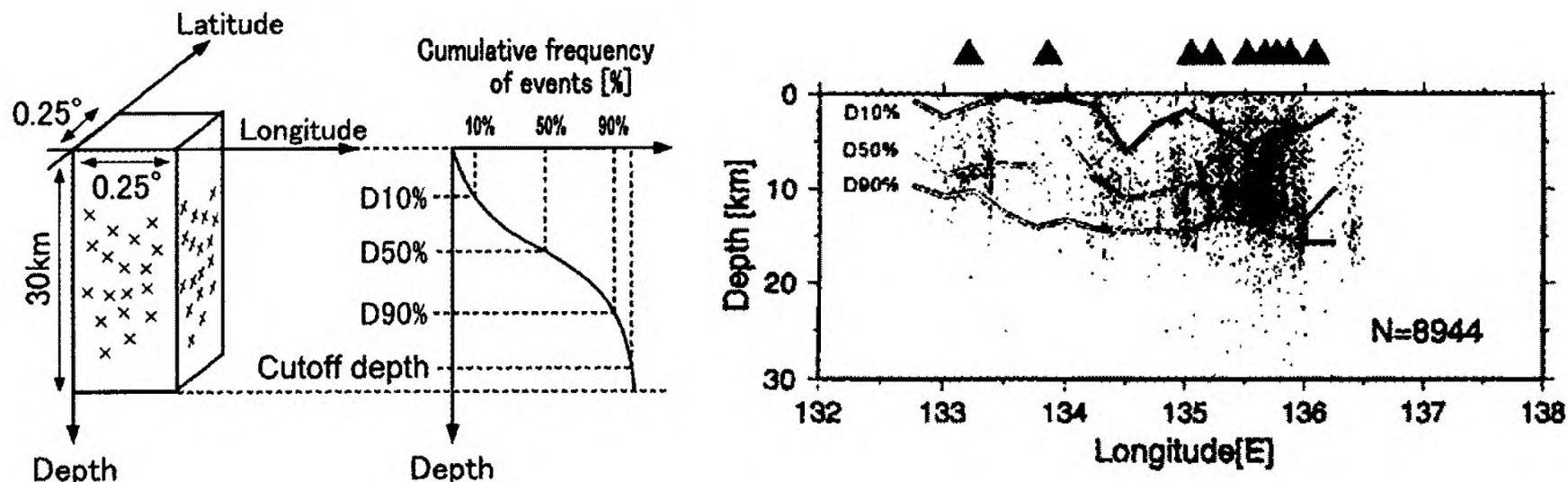
- 敷地周辺の活断層の分布範囲において、地震発生層上端深さは微小地震分布から検討することとし、Double Difference Tomography法（Zhang and Thurber(2003)、以下、「DD法」という。）により震源決定精度を向上した微小地震分布に基づき、気象庁一元化震源による微小地震分布も踏まえて設定する。
- 敷地周辺で発生した微小地震について、DD法による再決定震源の微小地震分布に基づき算出したD10%は10.3～10.5kmであり、気象庁一元化震源の微小地震分布に基づき算出したD10%は8.7～8.9kmである。
- 敷地の近傍（敷地を中心に20km四方）で発生した微小地震分布（想定震源断層面の分布を含む）において、DD法による再決定震源では、そのほとんどが深さ10km以深に位置し、ごく一部で深さ10km以浅に位置しており、気象庁一元化震源では、そのほとんどが深さ8km以深に位置し、ごく一部で深さ8km以浅に位置している。

⇒ 敷地周辺及び敷地の近傍（敷地を中心に20km四方）の微小地震分布において、微小地震のほとんどが深さ8km以深で発生しているが、敷地の近傍（敷地を中心に20km四方）のごく一部の微小地震が深さ8km以浅で発生していることから、これらの地震を包絡し、敷地直下における速度構造の層境界（地震基盤面に対応）がある深さ5kmを地震発生層上端深さとする。

地震発生層上端深さの設定

(①地震発生層上端深さの設定に関する知見 (微小地震))

- 強震動予測レシピ(2020)では、断層モデル上端深さについて、Ito(1999)を引用し、微小地震の深さ分布から求めることができるとしている。
- 伊藤・中村(1998)では、西南日本から中部日本の内帯で観測された地震データに基づき解析を行い、地震数を浅い方から積算しその数が10%になる深さであるD10%について、「地震の上限ともいうべきものである」としている。



<D10%>
(伊藤・中村(1998)による)

- 微小地震分布や微小地震分布から算出されるD10%が、地震発生層上端深さの目安になると考えられる。

地震発生層上端深さの設定

(①地震発生層上端深さの設定に関する知見 (速度構造))

<入倉・三宅(2001)>

: 微小地震の浅さ限界HsはP波速度5.8~5.9km/sの層の上限と良い相関がある。

<伊藤(2008)>

: 地殻内の上限については、Sholz(1998)の考えでは安定すべり領域として解釈できる。表層付近は堆積層など物性的に違った層があるのが一般的であり、温度の効果だけでなく、圧力の効果も大きい。したがって、物性との関連がより重要になる。いわゆるP波速度が約6.0km/sとなる6km/s層で地震が発生し始める。

<伊藤・他(2007)>

: 近畿地方北部の地震発生層の上下に速度境界層が存在し、地震波速度が5.8~6.3km/sの層に集中することが分かった。近畿地方北部で実施された他の測線でも、地震活動は6km/sの層に集中する。

<廣瀬・伊藤(2006)>

: 浅い地殻内で発生する微小地震は、P波速度が5.8~6.4km/sの層に集中しており、その上下には地震波速度境界が存在する。

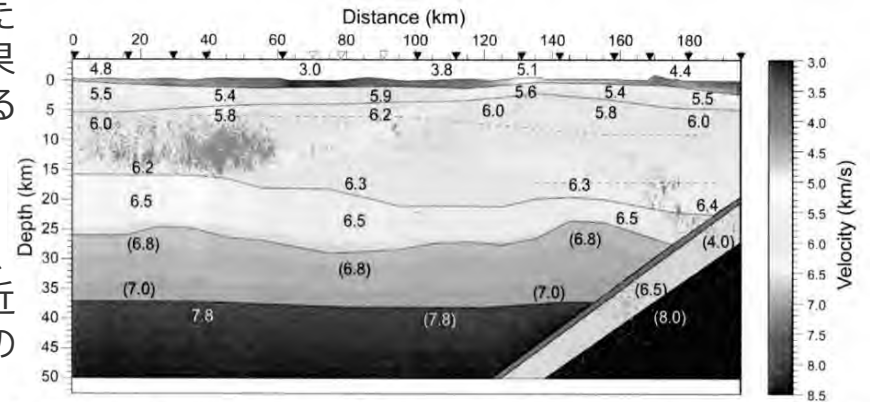


Fig. 9 P-wave velocity structure for the. Numerals show P-wave velocities in km/s. Parentheses show assumed velocity value. Small black and red dots (about 35-40km deep) show earthquakes and low-frequency earthquakes, respectively after Hirose and Ito (2007).

(伊藤・他(2007)による)

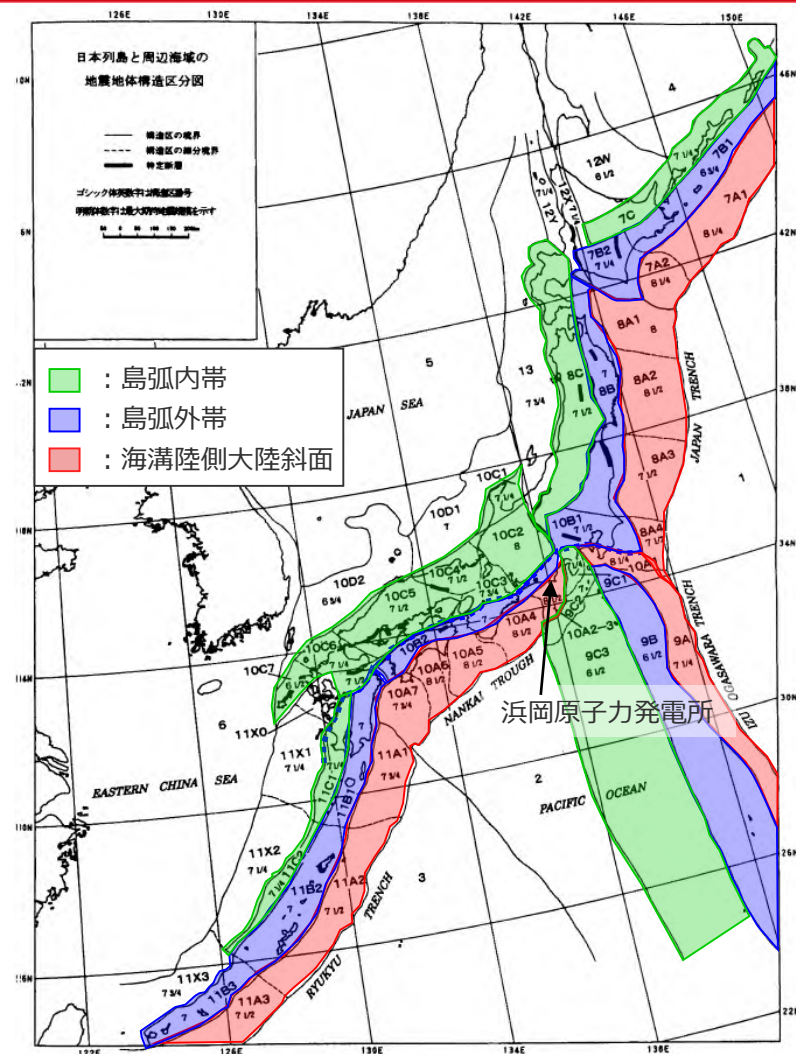
○上記の知見から、地震発生層の速度構造は、Vp6km/s層 (Vp=5.8~6.4km/s程度) が目安となると考えられる。

○以降では、日本海側から太平洋側にかけて、島弧内帯、島弧外帯、海溝陸側大陸斜面における速度構造 (Vp6km/s層) の特徴を整理し、敷地周辺を含めて、速度構造と微小地震分布との関係を検討する。

地震発生層上端深さの設定

(②速度構造と微小地震との関係に関する検討 (西南日本の地震地体構造区分と地質構造))

- 垣見・他(2003)では、日本列島とその周辺海域を、地殻内地震の規模の地域差を重視し、併せて地震の頻度や発震機構とも調和のとれた区分として、海溝陸側大陸斜面、島弧外帯、島弧内帯、縁海側大陸斜面に区分している。ここで、西南日本の島弧外帯と島弧内帯は、中央構造線を境に区分している。
- この地震地体構造区分によると、敷地周辺の活断層は、海溝陸側大陸斜面に分布している。
- 産業技術総合研究所HPによれば、海溝陸側大陸斜面は、トラフ軸側から新第三紀以降の付加体、白亜紀～古第三紀の付加体で構成される。



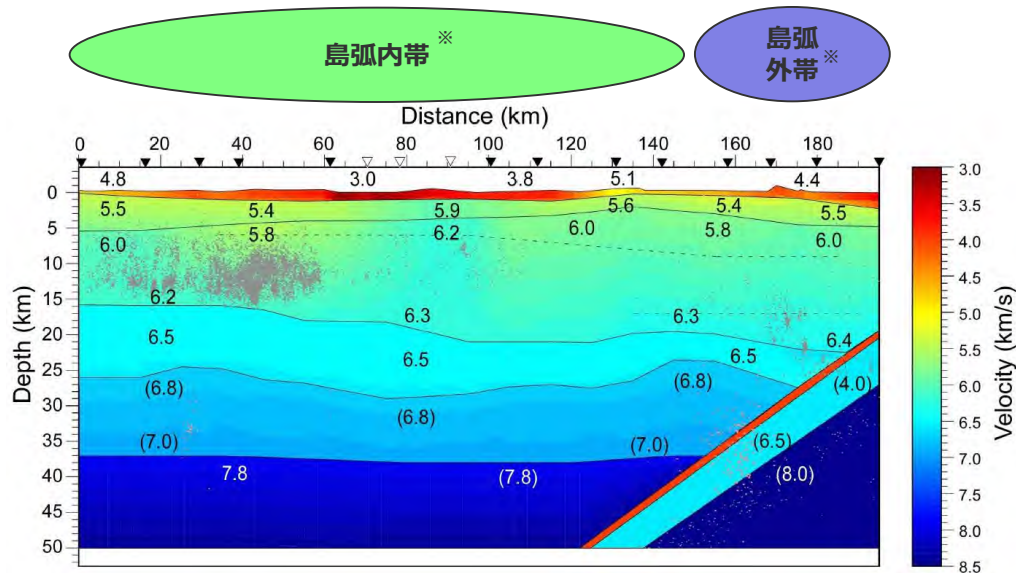
<地震地体構造区分>

(垣見・他(2003)に敷地位置を加筆、地震地体構造区分を色分)

地震発生層上端深さの設定

(②速度構造と微小地震との関係に関する検討 (伊藤・他(2007)及び廣瀬・伊藤(2006)))

- 伊藤・他(2007)は、近畿地方における地震発生層と速度構造の対応を検討した知見であり、近畿地方北部の地震発生層の上下に速度境界層が存在し、地震波速度が5.8~6.3km/sの層に集中している。
 - 廣瀬・伊藤(2006)も同様に、近畿地方における地震発生層と速度構造の対応を検討した知見であり、浅い地殻内で発生する微小地震は、P波速度が5.8~6.4km/sの層に集中しており、その上下には地震波速度境界が存在している。
 - これらの知見では、P波速度構造と微小地震分布の重ね描きに基づき地震発生層上端深さに対応するP波速度が検討されているが、このP波速度より遅い速度層においても若干ではあるが、地震の発生は認められる。
 - これらの測線は、垣見・他(2003)の地震地体構造区分のうち、主に島弧内帯及び島弧外帯である内陸部に位置している。
- ⇒伊藤・他(2007)及び廣瀬・伊藤(2006)におけるVp6km/s層 (Vp=5.8~6.4km/s程度) は、島弧内帯及び島弧外帯における地震発生層の速度構造であり、上部地殻に相当するものと考えられる。



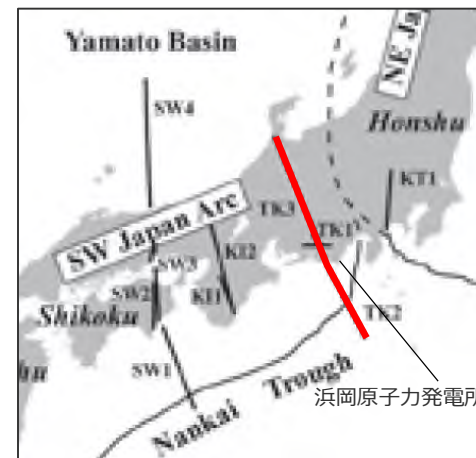
<速度構造と微小地震分布との関係>
(伊藤・他(2007)に地震地体構造区分を重ね描き)

※垣見・他(2003)に基づく。

地震発生層上端深さの設定

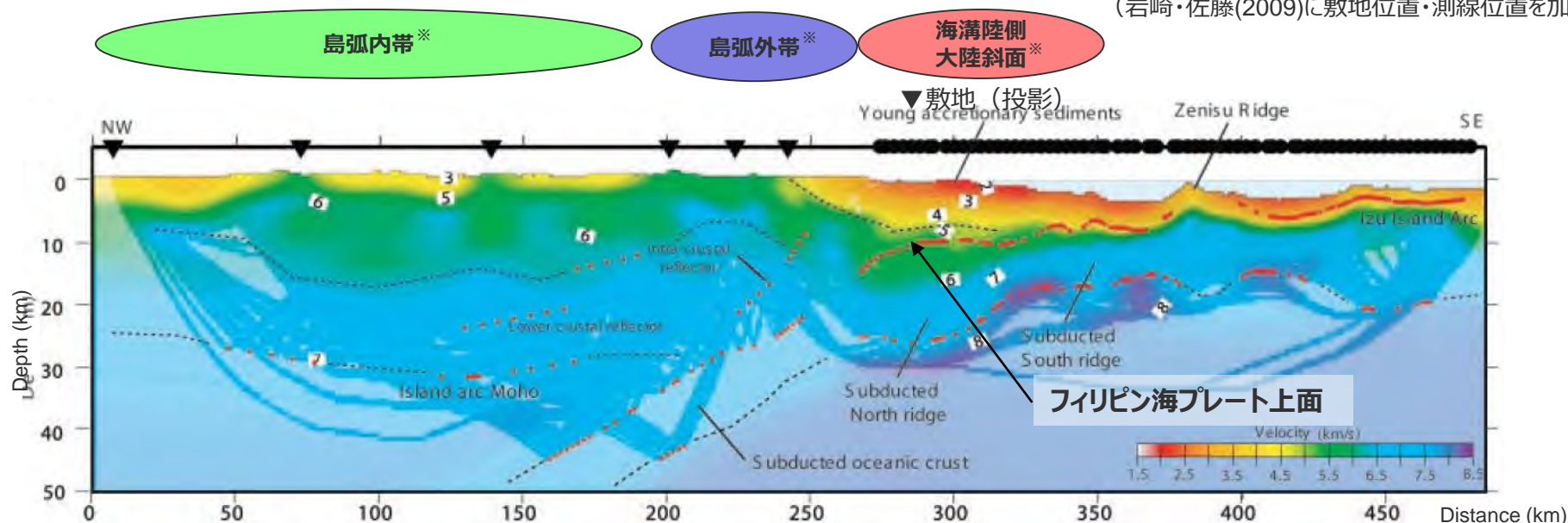
(②速度構造と微小地震との関係に関する検討 (西南日本における速度構造 (中部地方)))

- Kodaira et al.(2004)では、中部地方を南北方向に縦断する測線（測線名：TKY-1）におけるP波速度構造が求められている。この測線は、地震地体構造区分として、島弧内帯・島弧外帯及び海溝陸側大陸斜面に位置している。
- 島弧内帯から島弧外帯にかけて、Vp6km/s層（Vp=5.8～6.4km/s程度）上面は深さ5km程度に分布しているが、島弧外帯からトラフ軸に近づくほどVp6km/s層上面の深さは深くなり、海溝陸側大陸斜面においてVp6km/s層は薄くなっている。
- 海溝陸側大陸斜面では、Vp5.0km/s程度より遅い堆積層が次第に厚くなり、最大10km程度の厚さをもって分布し、さらにプレート境界面が沈み込むことによって、Vp6km/s層が薄くなっていると考えられる。



<測線位置>

(岩崎・佐藤(2009)に敷地位置・測線位置を加筆)



<中部地方のP波速度構造 (Kodaira et al.(2004)に敷地位置・プレート上面位置を加筆、地震地体構造区分を重ね描き) >

※垣見・他(2003)に基づく。

地震発生層上端深さの設定

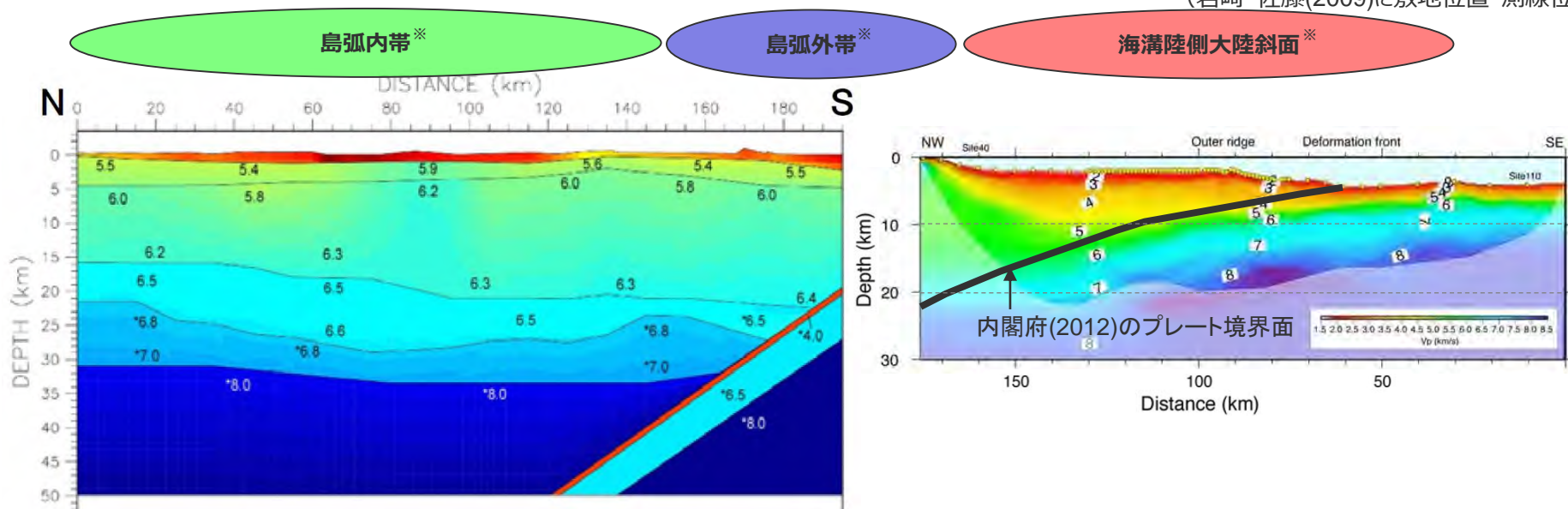
(②速度構造と微小地震との関係に関する検討 (西南日本における速度構造 (近畿地方)))

- 廣瀬・伊藤(2006)では、近畿地方を南北方向に縦断する測線におけるP波速度構造が求められている。また、Nakanishi et al.(2008)では、この延長線上でトラフ軸に至る測線のP波速度構造が求められている。
- これらの測線は、地震地体構造区分として、島弧内帯・島弧外帯及び海溝陸側大陸斜面に位置している。
- 中部地方と同様、島弧内帯から島弧外帯にかけて、Vp6km/s層 (Vp=5.8~6.4km/s程度) 上面は深さ5km程度に分布しているが、島弧外帯からトラフ軸に近づくほどVp6km/s層上面の深さは深くなり、厚い堆積層とプレート境界面の沈み込みによって、海溝陸側大陸斜面においてVp6km/s層は薄くなっている。



<測線位置>

(岩崎・佐藤(2009)に敷地位置・測線位置を加筆)



<近畿地方のP波速度構造 (廣瀬・伊藤(2006)及びNakanishi et al.(2008)に地震地体構造区分・プレート境界面を重ね描き) >

※垣見・他(2003)に基づく。

地震発生層上端深さの設定

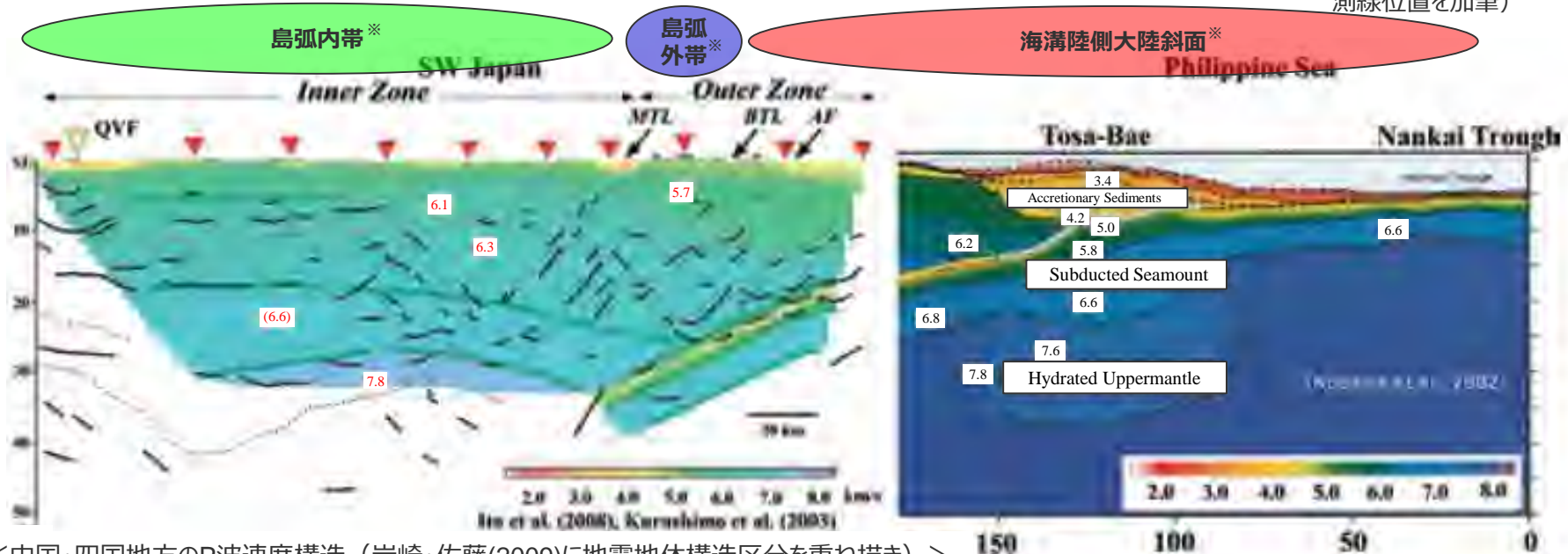
(②速度構造と微小地震との関係に関する検討 (西南日本における速度構造 (中国・四国地方)))

- Ito et al.(2008)及びKurashimo et al.(2003)では、中国・四国地方を縦断する測線におけるP波速度構造が求められている。また、Kodaira et al.(2002)では、この延長線上でトラフ軸に至る測線におけるP波速度構造が求められている。
- これらの測線は、地震地体構造区分として、島弧内帯・島弧外帯及び海溝陸側大陸斜面に位置している。
- 中部地方及び近畿地方と同様、島弧内帯から島弧外帯にかけて、Vp6km/s層 (Vp=5.8~6.4km/s程度) 上面は深さ5km程度に分布しているが、島弧外帯からトラフ軸に近づくほどVp6km/s層上面の深さは深くなり、厚い堆積層とプレート境界面の沈み込みによって、海溝陸側大陸斜面においてVp6km/s層は薄くなっている。



<測線位置>
(岩崎・佐藤(2009)に敷地位置・測線位置を加筆)

- 海溝陸側大陸斜面では、島弧内帯及び島弧外帯に比べて、厚い堆積層とプレート境界面の沈み込みによって、地震が発生するVp6km/s層 (地震発生層の幅) が薄くなっている。

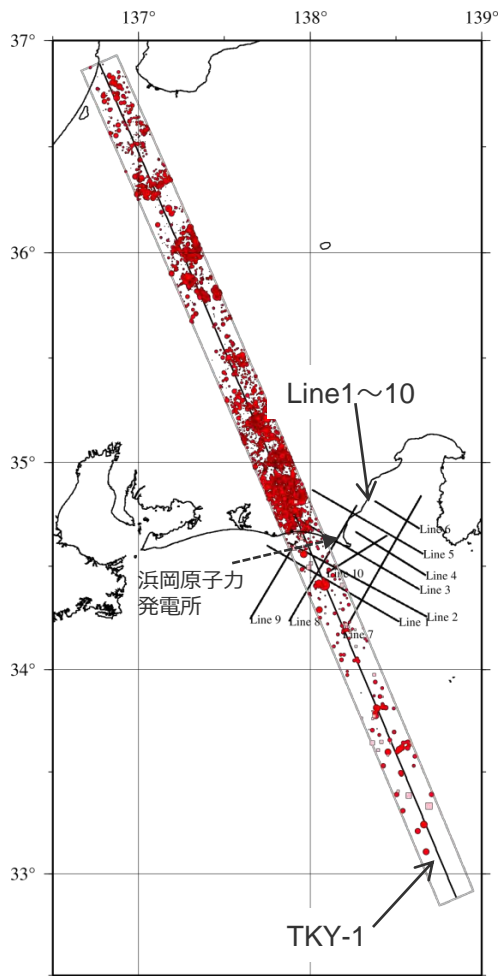


<中国・四国地方のP波速度構造 (岩崎・佐藤(2009)に地震地体構造区分を重ね描き) >

地震発生層上端深さの設定

(②速度構造と微小地震との関係に関する検討 (西南日本における速度構造と震源鉛直分布との関係))

○ Kodaira et al.(2004)によるP波速度構造 (測線名: TKY-1) と地震の震源鉛直分布との関係によると、島弧内帯～島弧外帯にかけては、 V_p 6km/s層と地震分布は対応しており、島弧外帯～海溝陸側大陸斜面にかけては、 V_p 6km/s層が深くなるにつれ、地震分布も深くなっており、両者は対応しているが、トラフ軸に近づくほど地震数は少なくなっている。

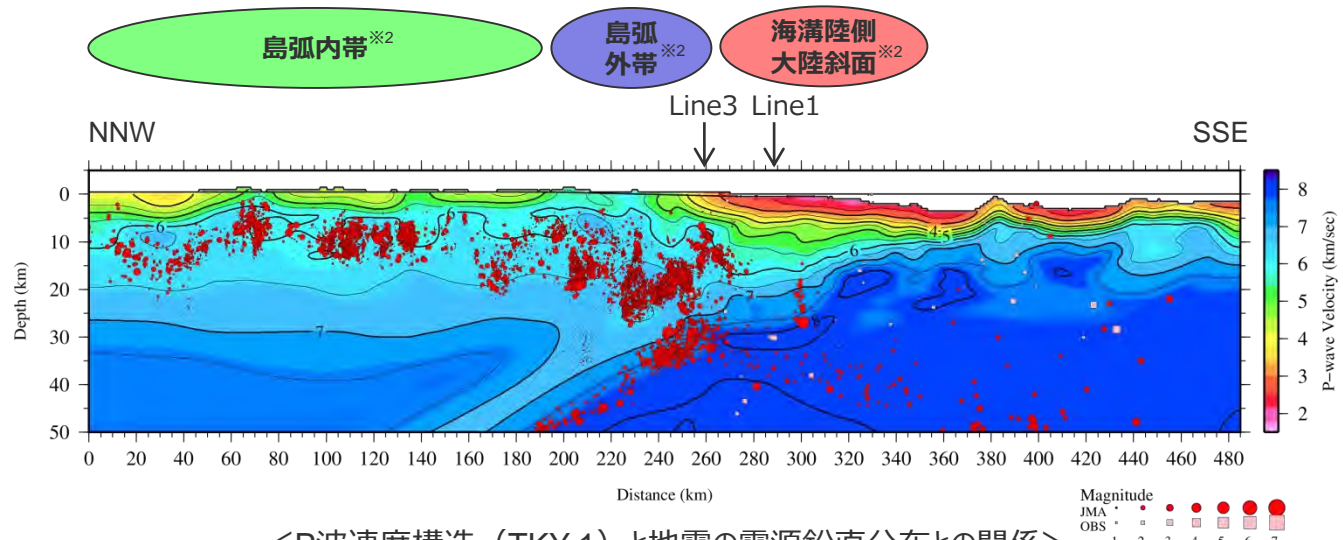


JMA catalogue data (+OBS)
Period: 1997/10/02 – 2012/05/31
(OBS): 2000/12/03 – 2003/07/29
Depth: 0 – 50 km
Num. of JMA data: 13983
Num. of OBS data: 38

Magnitude
JMA: 1 2 3 4 5 6 7
OBS: 1 2 3 4 5 6 7

(測線位置)

それぞれ、TKY-1測線から距離±10kmで発生した地震を示す
● : 気象庁一元化震源 (1997年10月～2012年5月)
■ : OBS※1震源 (気象研究所(2005))



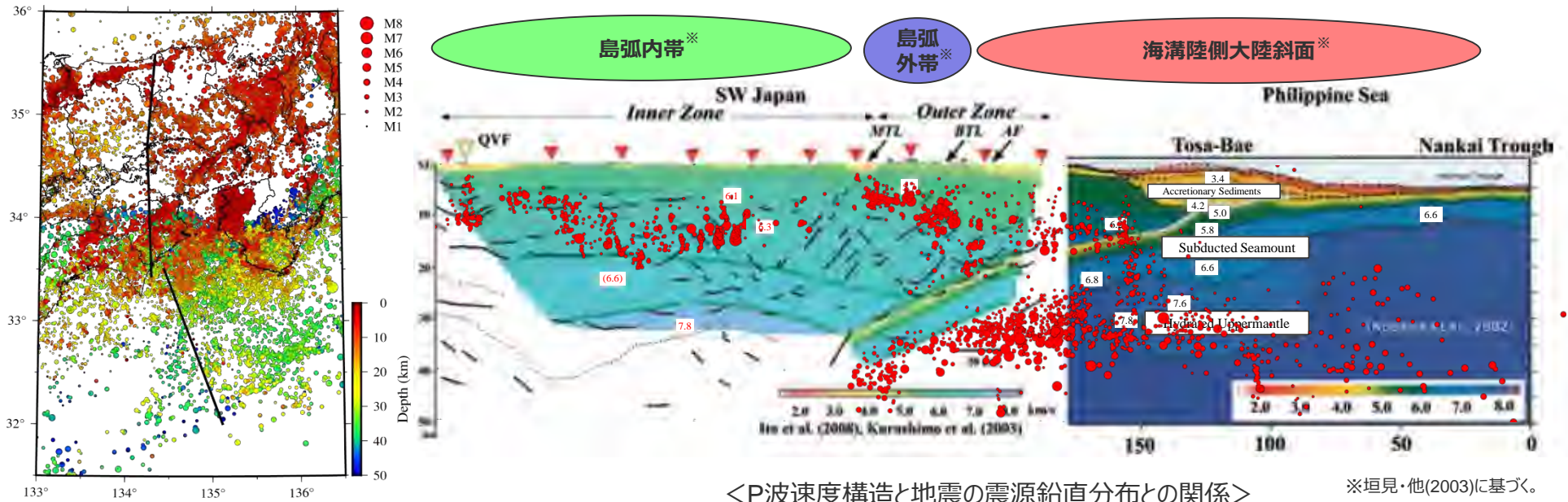
<P波速度構造 (TKY-1) と地震の震源鉛直分布との関係>
(Kodaira et al.(2004)に地震地体構造区分・震源鉛直分布を重ね描き)

※1 Ocean Bottom Seismograph (自己浮上型海底地震計)。
※2 垣見・他(2003)に基づく。

地震発生層上端深さの設定

(②速度構造と微小地震との関係に関する検討 (西南日本における速度構造と震源鉛直分布との関係))

○Ito et al.(2008)、Kurashimo et al.(2003)及びKodaira et al.(2002)によるP波速度構造と地震の震源鉛直分布との関係によると、島弧内帯～島弧外帯にかけては、Vp6km/s層と地震分布は対応しており、島弧外帯～海溝陸側大陸斜面にかけては、Vp6km/s層が深くなるにつれ、地震分布も深くなっており、両者は対応しているが、トラフ軸に近づくほど地震数は少なくなっている。



(測線位置)

<P波速度構造と地震の震源鉛直分布との関係>
(岩崎・佐藤(2009)に地震地体構造区分・震源鉛直分布を重ね描き)

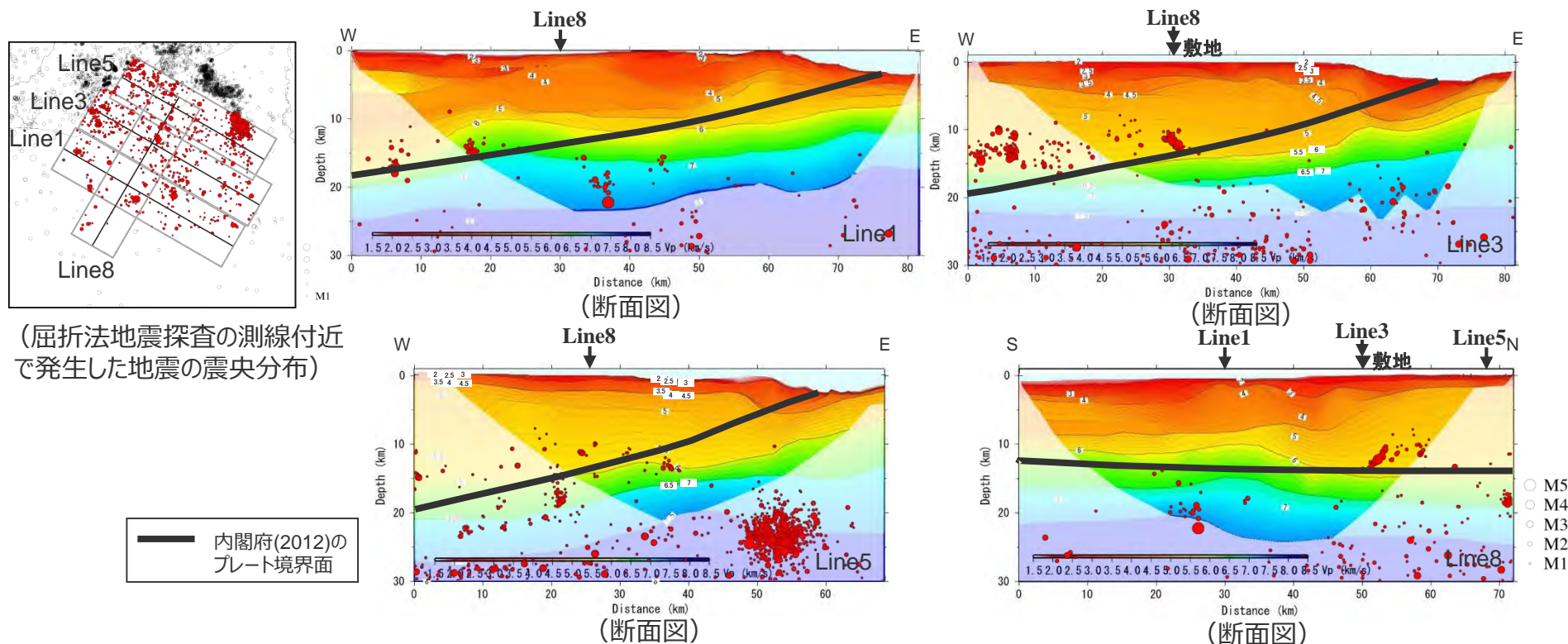
※垣見・他(2003)に基づく。

○大局的には、海溝陸側大陸斜面においても、島弧内帯及び島弧外帯と同様に、Vp6km/s層が地震発生層の目安になると考えられる。

地震発生層上端深さの設定

(②速度構造と微小地震との関係に関する検討 (屈折法地震探査によるP波速度構造 (Line1,3,5,8) と震源鉛直分布との関係))

- 前述のとおり、大局的には、島弧内帯及び島弧外帯と同様に、敷地周辺の活断層が分布する海溝陸側大陸斜面においても、Vp6km/s層が地震発生層の目安になると考えられる。
- ただし、敷地周辺で実施した屈折法地震探査によるP波速度構造 (Line1,3,5,8) とDD法により震源再決定を行った震源鉛直分布 (測線から±10km) との比較によると、地震は局所的に発生しているものの、信頼性が確認された速度構造の範囲 (マスキングがない範囲) が狭く、既往論文 (伊藤・他(2007)及び廣瀬・伊藤(2006)) の検討のように、速度構造と微小地震分布との関係を検討することは困難である。



(屈折法地震探査の測線付近で発生した地震の震央分布)

<屈折法地震探査によるP波速度構造 (Line1,3,5,8) と震源鉛直分布 (観測分析期間: 1997年10月~2015年12月) >

- 敷地周辺の活断層の分布範囲において、地震発生層上端深さは、微小地震分布に基づき設定する。

地震発生層上端深さの設定

(③敷地周辺の活断層の分布範囲における地震発生層上端深さの設定 (気象庁一元化震源とDD法による再決定震源))

○地震発生層上端深さを微小地震分布に基づき設定するにあたり、気象庁一元化震源とDD法による再決定震源の特徴について整理する。

<気象庁一元化震源とDD法による微小地震分布の震源決定手法との比較>

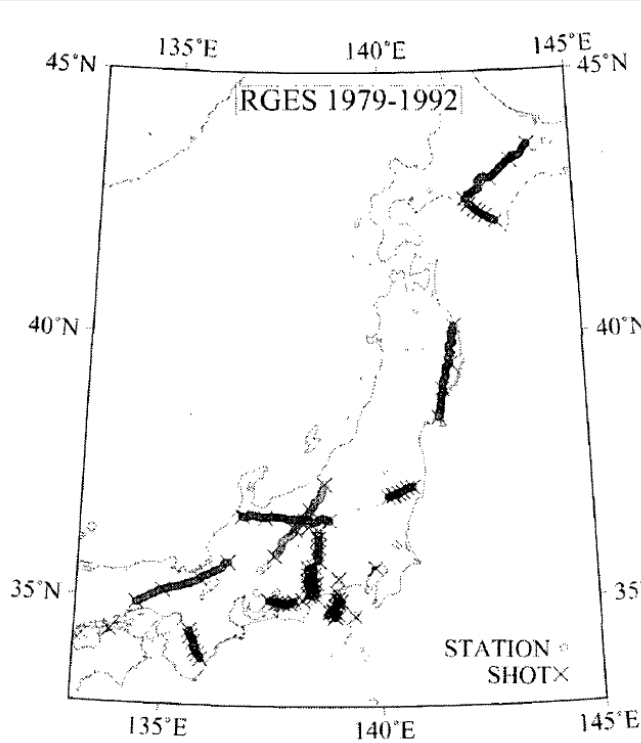
	気象庁一元化震源	DD法による再決定震源
概要	<ul style="list-style-type: none"> ○気象庁がデータ処理センターとして、関係機関（気象庁、大学、防災科学研究所等）から観測データを収集し、一元的に震源決定の処理を行う。 ○島弧内帯及び島弧外帯の平均的な一次元速度構造（JMA2001）を一律で使用している。 	<ul style="list-style-type: none"> ○通常の地震波トモグラフィ法で用いる絶対走時データに加え、近接して発生する地震ペア間の走時差データも使い、速度構造を可変パラメータとして各震源の走時差が最小になるよう震源位置が決定される。
長所	<ul style="list-style-type: none"> ○日本全国の広範囲にわたる公開データであり、広く研究で用いられている。 ○大学関係機関の臨時観測により求められた精密な震源との比較に基づく検証（上野・他(2002)）から、一次元速度構造（JMA2001）と比較的速度構造が近いと考えられる地域で発生した地震については、精度が確保されている。 	<ul style="list-style-type: none"> ○絶対走時データに加え、近接地震の走時差データも用いることで、位置精度の高い震源を決定することができる（弘瀬・他(2007)）。 ○速度構造を可変パラメータとしてイタレーション解析が行われるため、解析対象範囲の速度構造の地域性が考慮された震源位置が決定される。
短所	<ul style="list-style-type: none"> ○日本付近の地殻、マンツルの速度構造は不均質であり、統一的な走時表、震源決定法を当てはめるのには限界がある（上野・他(2002)）。 ○震源計算には全国一律の速度構造を用いているため、実際の速度構造を適切に反映していない地域がある（地震調査委員会(2014b)）。 	<ul style="list-style-type: none"> ○絶対走時データに加え、近接地震の走時差データも用いるため、取り扱うデータ量が膨大であり、イタレーション解析で誤差が小さくなるまでの繰り返し計算等に時間を要する。

<補足説明資料③-01 地震発生層の設定>

地震発生層上端深さの設定

(③敷地周辺の活断層の分布範囲における地震発生層上端深さの設定 (気象庁一元化震源とDD法による再決定震源))

- 気象庁が全国一律で震源決定に用いている一次元速度構造に関して、P波速度構造については、爆破地震動研究グループ (RGES) が1979年～1992年に行った人工地震観測を用いて、S波速度構造については、1997年10月～1999年12月までの期間に内陸で深さ15km以浅で発生したM4以上の自然地震を用いて求められている (上野・他(2002))。
- これらの人工地震観測の実施箇所や自然地震の発生箇所は、島弧内帯及び島弧外帯 (垣見・他(2003)による) にあたり、気象庁が震源決定に用いている一次元速度構造は、島弧内帯及び島弧外帯における平均的な速度構造となっている。
- 一方、敷地周辺の活断層は、海溝陸側大陸斜面に分布しており、上記の島弧内帯及び島弧外帯とは地震地体構造区分が異なる。

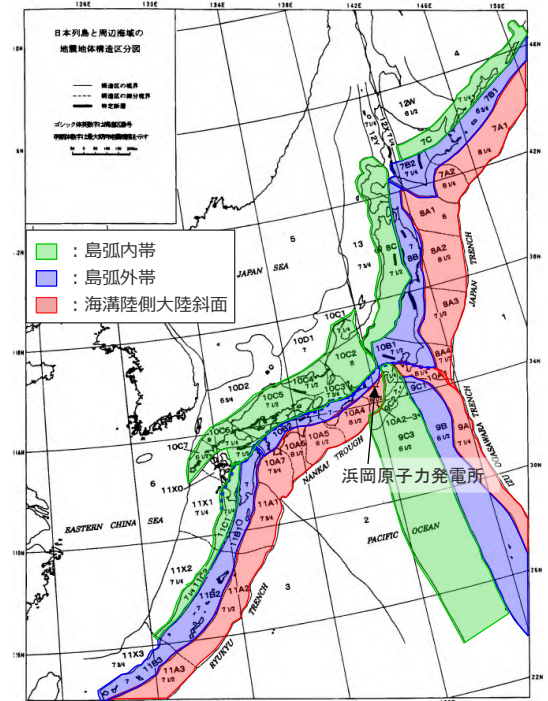


<人工地震観測の爆破点と観測点分布 (P波速度構造算定用)>

(上野・他(2002)による)



<M4以上の内陸の浅い自然地震分布 (S波速度構造算定用)>



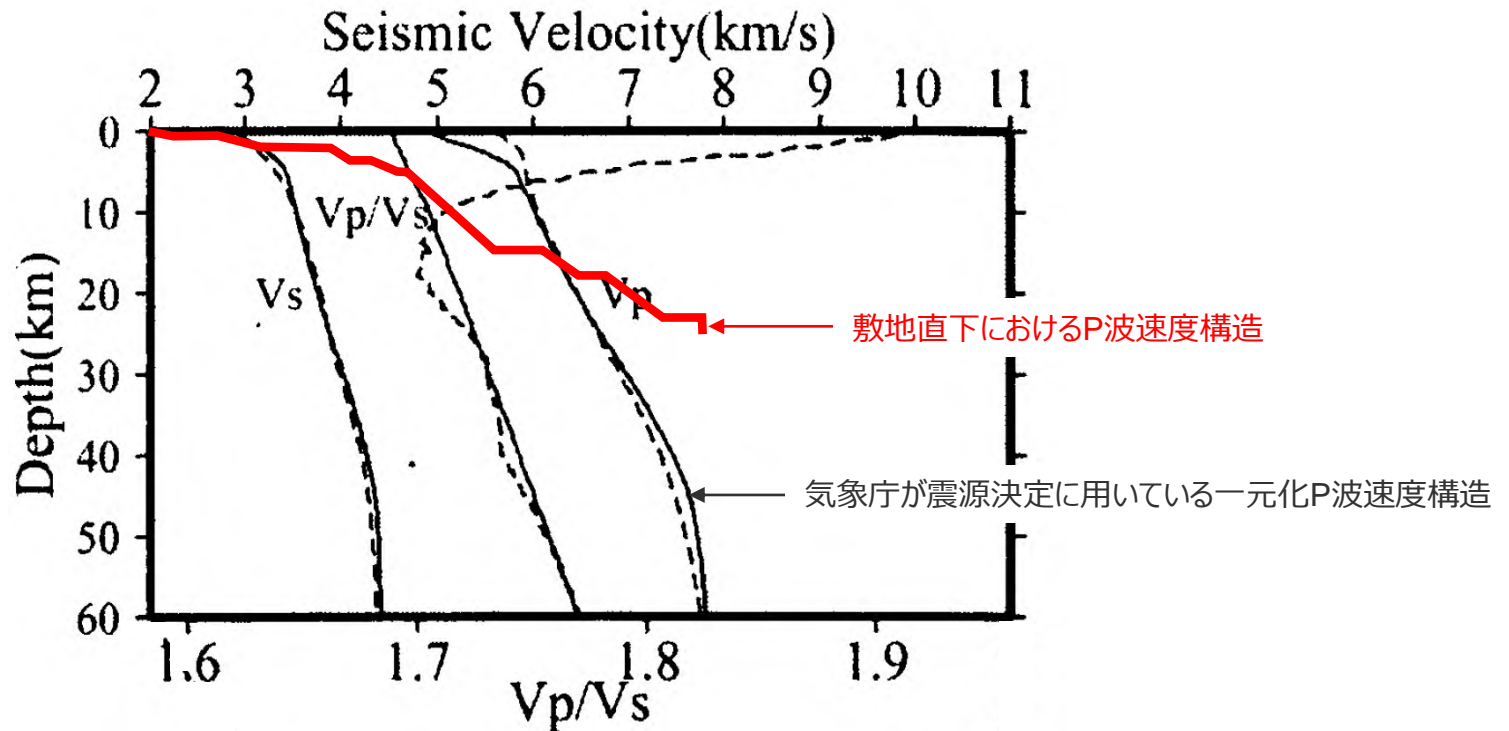
<地震地体構造区分>

(垣見・他(2003)に敷地位置を加筆、地震地体構造区分を色分)

地震発生層上端深さの設定

(③敷地周辺の活断層の分布範囲における地震発生層上端深さの設定 (気象庁一元化震源とDD法による再決定震源))

○前述のとおり、気象庁が震源決定に用いている一次元速度構造は、島弧内帯及び島弧外帯における平均的な速度構造となっており、敷地周辺の活断層の分布範囲において、当社が敷地から概ね半径30kmで実施した屈折法地震探査による敷地直下 (Line3とLine8の交点) のP波速度構造と大きく異なっている。



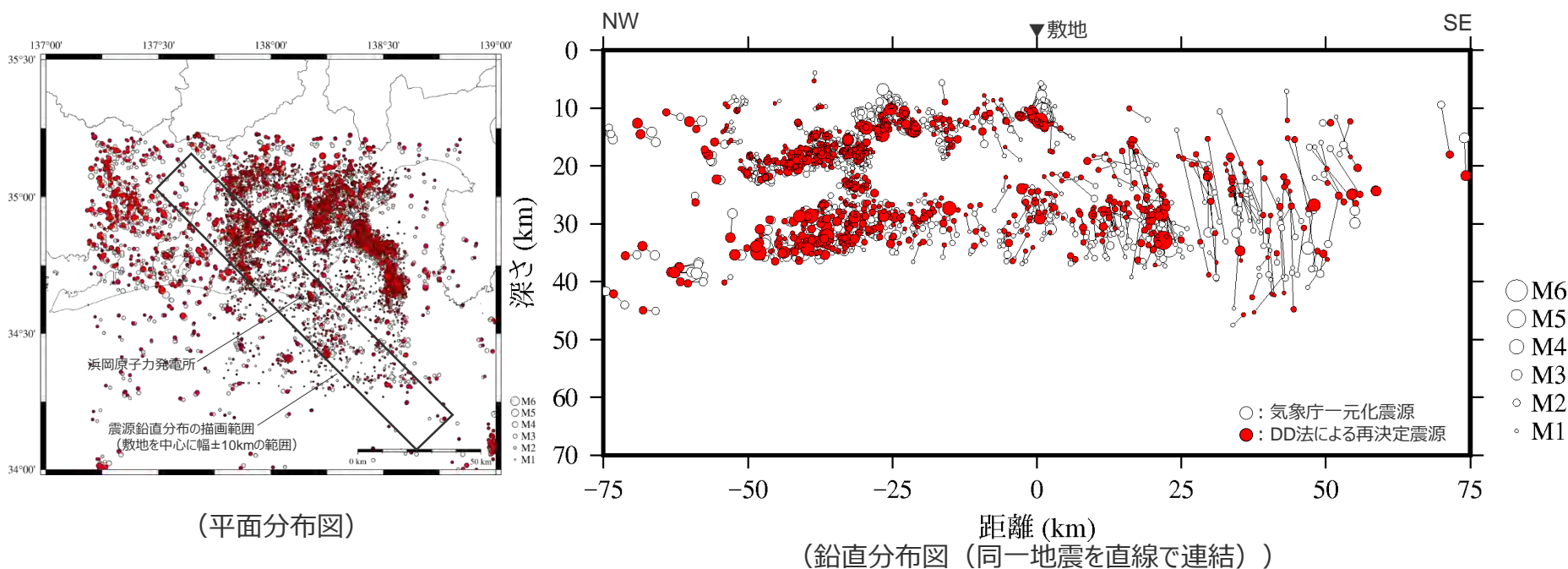
<気象庁が震源決定に用いている一元化P波速度構造と敷地直下におけるP波速度構造との比較>
(上野・他(2002)に図の説明を加筆、敷地直下におけるP波速度構造を重ね描き)

地震発生層上端深さの設定

(③敷地周辺の活断層の分布範囲における地震発生層上端深さの設定 (気象庁一元化震源とDD法による再決定震源))

○気象庁一元化震源とDD法による再決定震源の微小地震分布との比較によると、陸域で発生した地震に比べ海域で発生した地震で両者の震源位置の差が認められる傾向があり、観測記録に対する各震源の走時差のRMS*値は、気象庁一元化震源が1.07であるのに対し、当社がDD法により再決定した震源が0.11であり、微小地震分布の震源決定精度が向上している。

* root mean square (二乗和平方根)



<気象庁一元化震源とDD法による再決定震源の微小地震分布との比較>
(観測分析期間：1997年10月～2015年12月)

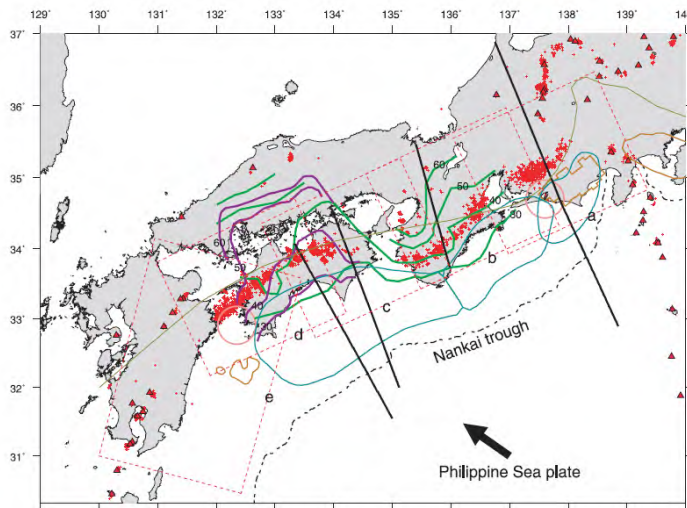
<補足説明資料③-01 地震発生層の設定>

地震発生層上端深さの設定

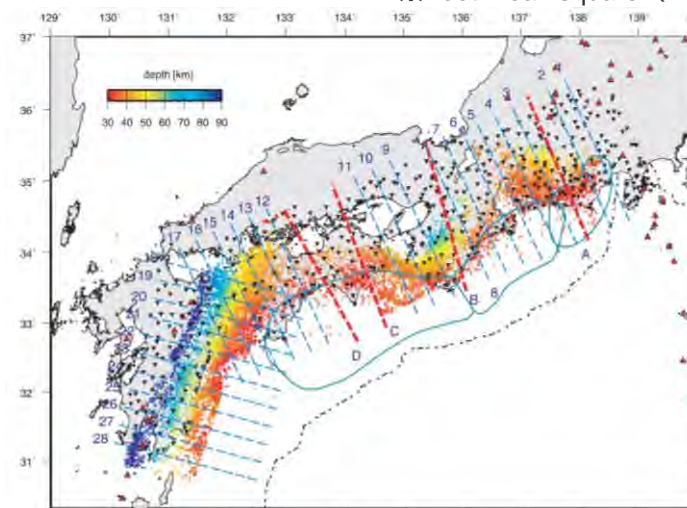
(③敷地周辺の活断層の分布範囲における地震発生層上端深さの設定 (気象庁一元化震源とDD法による再決定震源))

○弘瀬・他(2007)では、当社と同様に、気象庁一元化震源にDD法 (Zhang and Thurber(2003)) を適用し、南海トラフ沿いで、主に陸側で発生した地震を対象に震源再決定を行っており、各領域におけるRMS※値は再決定前に比べて小さくなり、震源決定精度が向上している。

※ root mean square (二乗和平方根)



<対象領域> (弘瀬・他(2007)による)



<解析対象地震> (弘瀬・他(2007)による)

<対象地震及び再決定結果> (弘瀬・他(2007)に赤四角を加筆)

Area		a	b	c	d	e
Number of Events		16,573	15,619	13,960	12,598	15,323
Number of Stations		198	151	98	74	116
Number of absolute travel times	P	352,918	325,147	270,216	203,553	317,328
	S	344,848	327,204	262,814	210,394	308,111
Number of differential travel times	P	3,624,536	3,267,728	3,011,370	2,195,998	2,948,660
	S	3,580,950	3,229,343	2,836,181	2,329,858	2,996,051
RMS residuals of travel times (s)	P	0.12→0.09	0.10→0.07	0.10→0.06	0.12→0.10	0.14→0.11
	S	0.23→0.13	0.21→0.11	0.21→0.11	0.23→0.15	0.28→0.18

地震発生層上端深さの設定

(③敷地周辺の活断層の分布範囲における地震発生層上端深さの設定 (設定方針))

気象庁一元化震源とDD法による再決定震源

- 敷地周辺の活断層は海溝陸側大陸斜面に分布しており、その分布範囲における速度構造は、気象庁が震源決定に用いている一次元速度構造（島弧内帯及び島弧外帯の平均的な速度構造）と異なっており、DD法により震源を再決定することで、震源決定精度が向上することを確認した。



地震発生層上端深さの設定方針

- 地震発生層上端深さは、DD法により震源決定精度を向上した微小地震分布に基づき設定する。また、気象庁一元化震源は日本全国の広範囲にわたる公開データであり、広く研究で用いられていることから、気象庁一元化震源の微小地震分布も踏まえて、微小地震に基づく地震発生層上端深さを設定する。
- 第570回審査会合では、敷地周辺において、DD法により震源決定精度を向上した微小地震分布によるD10%（10.3～10.5km）に基づき、気象庁一元化震源の微小地震分布によるD10%（8.7～8.9km）も踏まえ、地震発生層上端深さを8kmに設定した。今回は、これらの微小地震分布によるD10%に加え、コメントを受けて、敷地の近傍（敷地を中心に20km四方）で発生した地震の微小地震分布も踏まえて、地震発生層上端深さを設定する。

地震発生層上端深さの設定

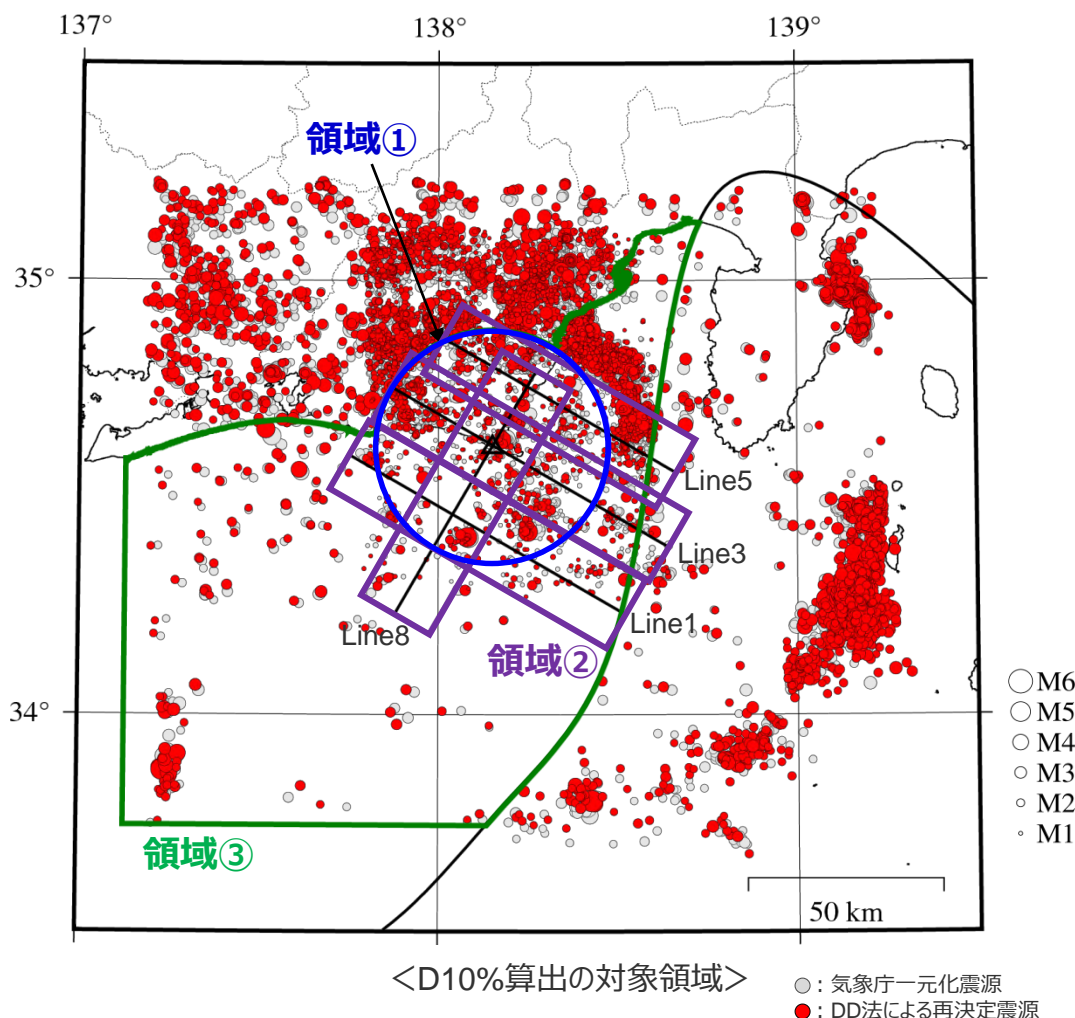
(③敷地周辺の活断層の分布範囲における地震発生層上端深さの設定 (設定方針))

- 前述のとおり、地震発生層上端深さは、DD法により震源決定精度を向上した微小地震分布に基づき、気象庁一元化震源の微小地震分布も踏まえて設定する。
- 具体的には、敷地周辺の活断層が分布する以下の領域①～領域③を対象に、DD法による再決定震源及び気象庁一元化震源の微小地震分布を用いて算出したD10%に加え、コメントを受けて、敷地の近傍（敷地を中心に20km四方）で発生した地震の微小地震分布も踏まえて、地震発生層上端深さを設定する。

領域①： 敷地から半径30km以内

領域②： 敷地から概ね半径30kmで実施した屈折法地震探査（Line1,3,5,8測線）において信頼性が確認された速度構造の範囲

領域③： トラフ軸までの海域を含む広域（敷地から半径30km含む）



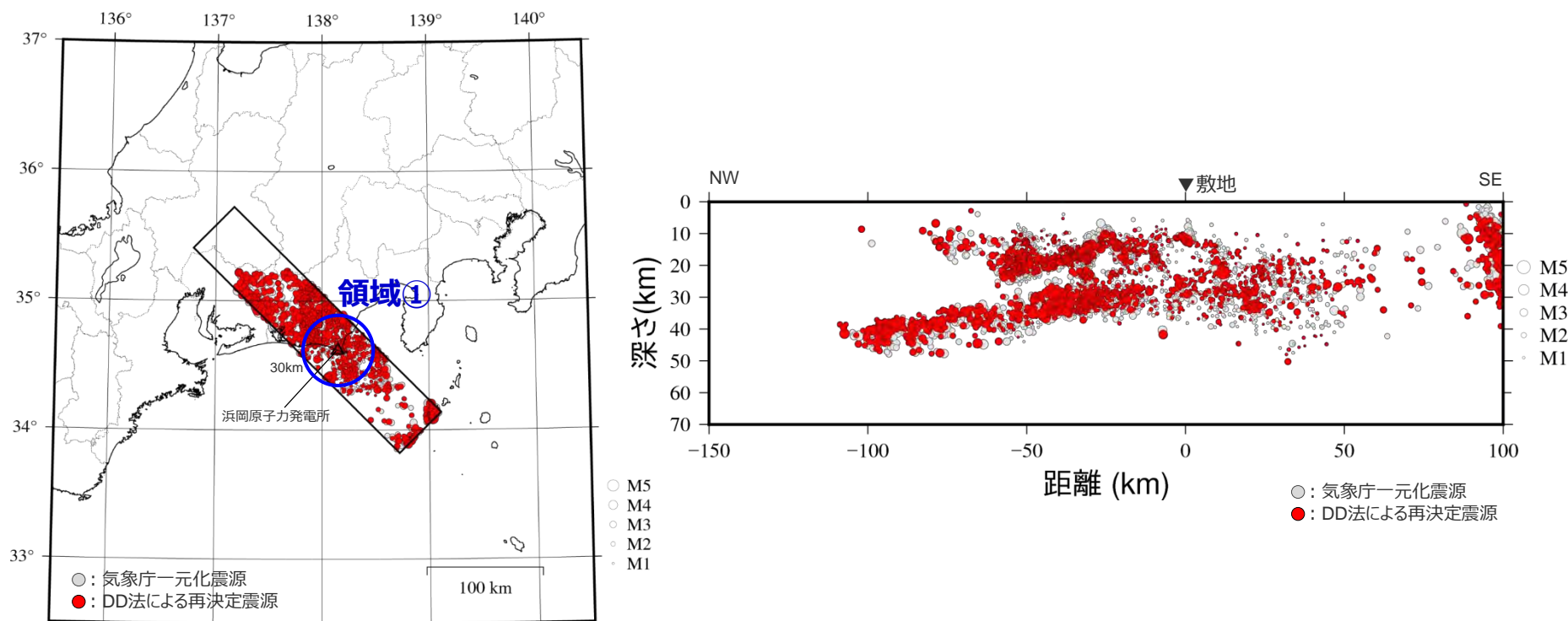
地震発生層上端深さの設定

(③敷地周辺の活断層の分布範囲における地震発生層上端深さの設定 (D10% (領域① : 敷地から半径30km以内)))

○敷地から半径30km以内 (領域①) を対象として、DD法による再決定震源の微小地震分布に基づき算出したD10%^{*1,2}は10.4kmであり、気象庁一元化震源の微小地震分布に基づき算出したD10%^{*1,2}は8.9kmである。

※1 D10%は、内閣府(2012)のプレート境界面より浅部で発生した内陸地殻内地震を対象に算出。

※2 D10%の算出に使用した地震の個数は、DD法による再決定震源で355個、気象庁一元化震源で358個。



<DD法による再決定震源の微小地震分布と気象庁一元化震源の微小地震分布との比較>
(観測分析期間 : 1997年10月~2015年12月)

<補足説明資料③-01 地震発生層の設定>

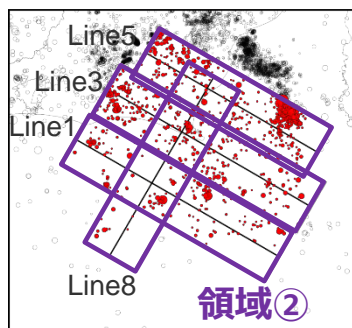
地震発生層上端深さの設定

(③敷地周辺の活断層の分布範囲における地震発生層上端深さの設定 (D10% (領域② : 敷地から概ね半径30kmで実施した屈折法地震探査 (Line1,3,5,8測線) において信頼性が確認された速度構造の範囲)))

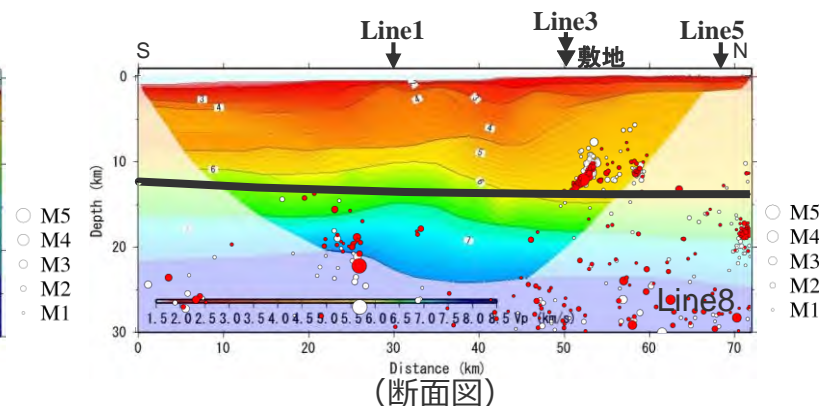
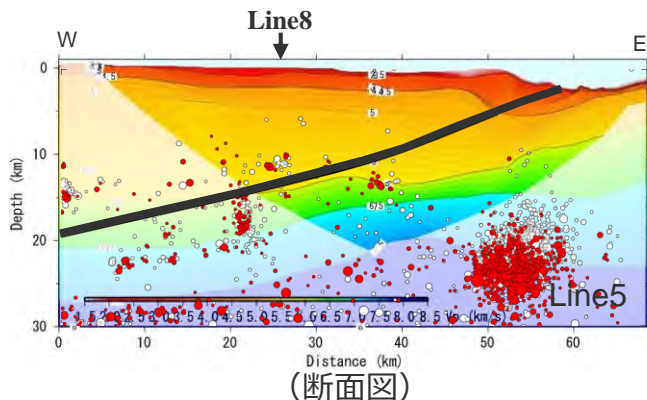
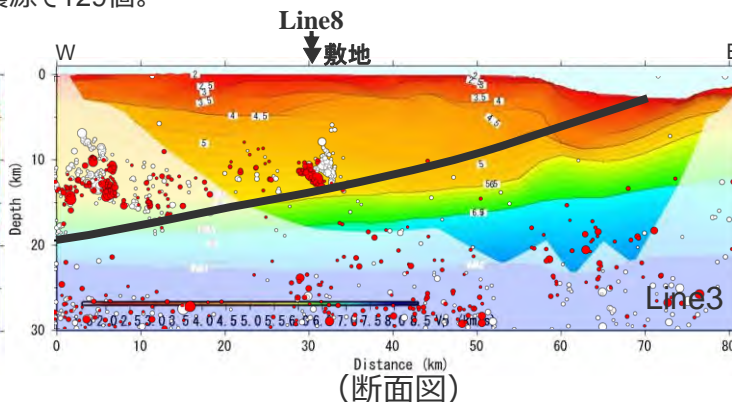
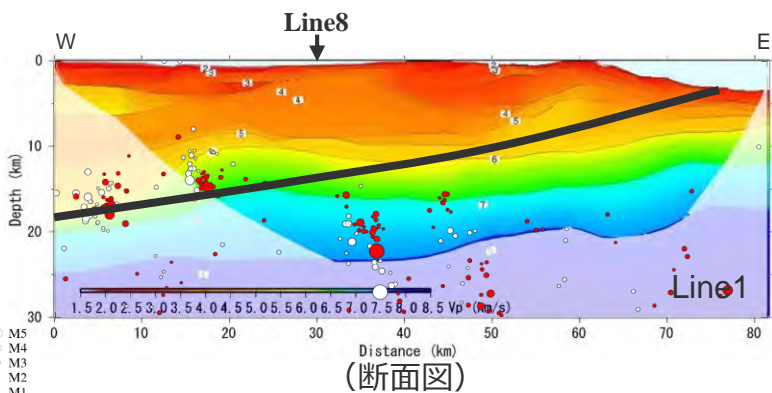
○敷地から概ね半径30kmで実施した屈折法地震探査 (Line1,3,5,8測線) において信頼性が確認された速度構造の範囲 (領域②) を対象として、DD法による再決定震源の微小地震分布に基づき算出したD10%^{*1,2}は10.3kmであり、気象庁一元化震源の微小地震分布に基づき算出したD10%^{*1,2}は8.9kmである。

*1 D10%は、内閣府(2012)のプレート境界面より浅部で発生した内陸地殻内地震について、各測線 (Line1,3,5,8) から±10kmの範囲を対象に算出。

*2 D10%の算出に使用した地震の個数は、DD法による再決定震源で127個、気象庁一元化震源で129個。



(屈折法地震探査の測線付近で発生した地震の震央分布)



— 内閣府(2012)のプレート境界面

<屈折法地震探査によるP波速度構造 (Line1,3,5,8) と震源鉛直分布>
(観測分析期間 : 1997年10月~2015年12月)

<補足説明資料③-01 地震発生層の設定>

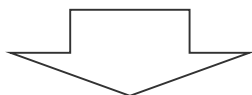
地震発生層上端深さの設定

(③敷地周辺の活断層の分布範囲における地震発生層上端深さの設定 (D10% (領域③ : トラフ軸までの海域を含む広域 (敷地から半径30km含む))))

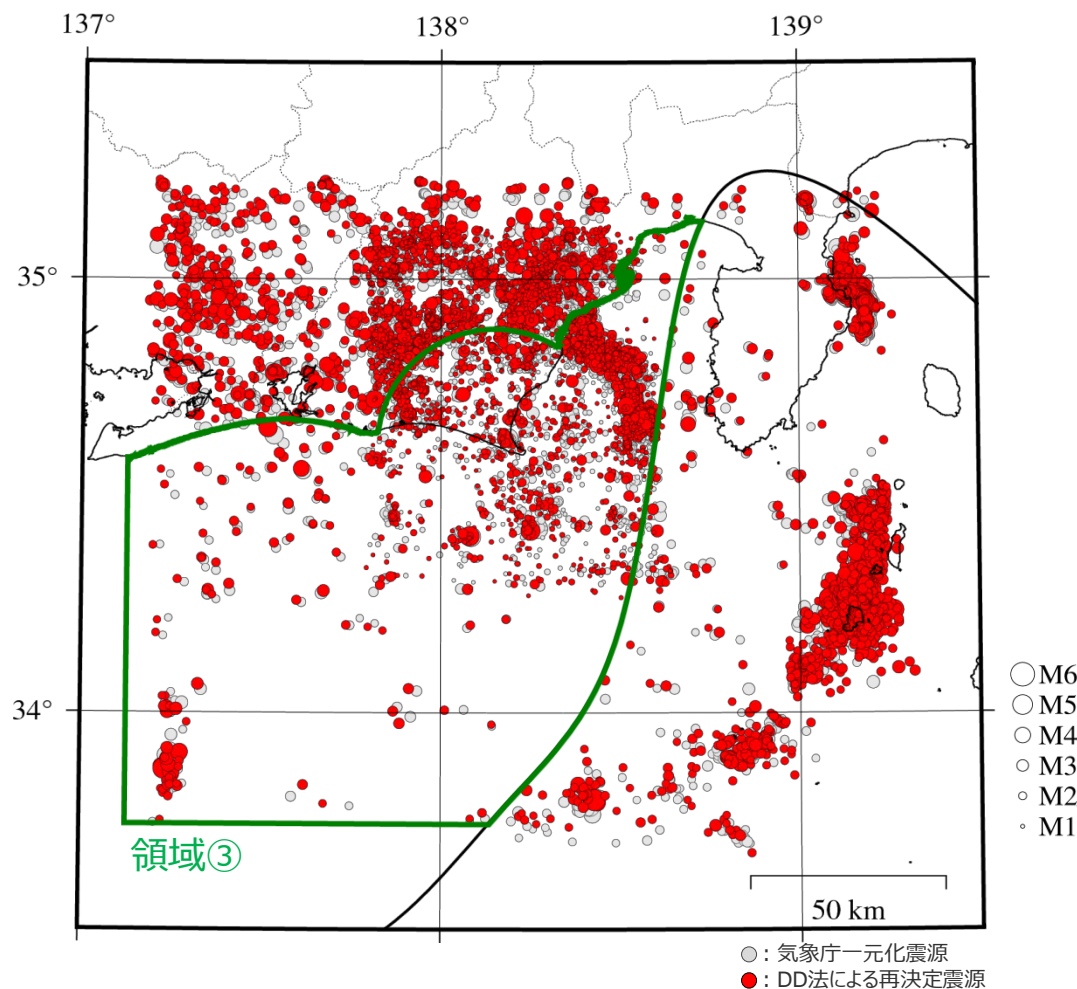
○トラフ軸までの海域を含む広域 (敷地から半径30km含む) (領域③) を対象として、DD法による再決定震源の微小地震分布に基づき算出したD10%※1,2は10.5kmであり、気象庁一元化震源の微小地震分布に基づき算出したD10%※1,2は8.7kmである。

※1 D10%は、内閣府(2012)のプレート境界面より浅部で発生した内陸地殻内地震を対象に算出。

※2 D10%の算出に使用した地震の個数は、DD法による再決定震源で396個、気象庁一元化震源で448個。



○領域①～領域③を対象に、DD法による再決定震源の微小地震分布に基づき算出したD10%は10.3～10.5kmであり、気象庁一元化震源の微小地震分布に基づき算出したD10%は8.7～8.9kmである。

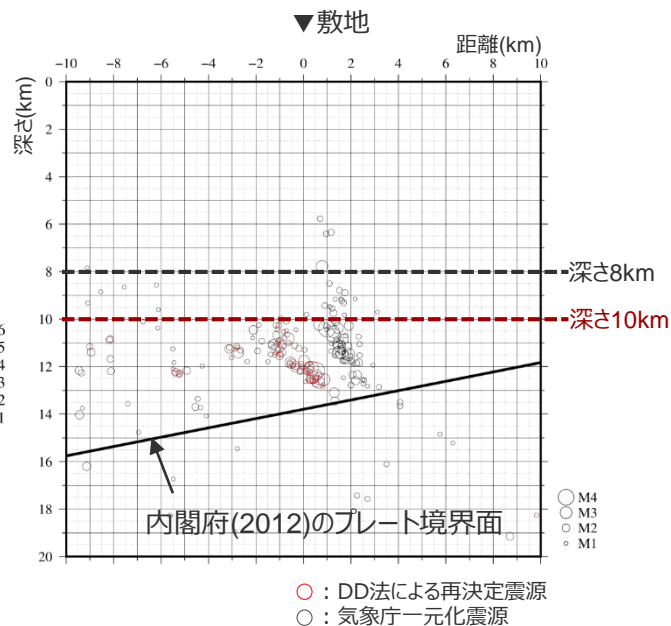
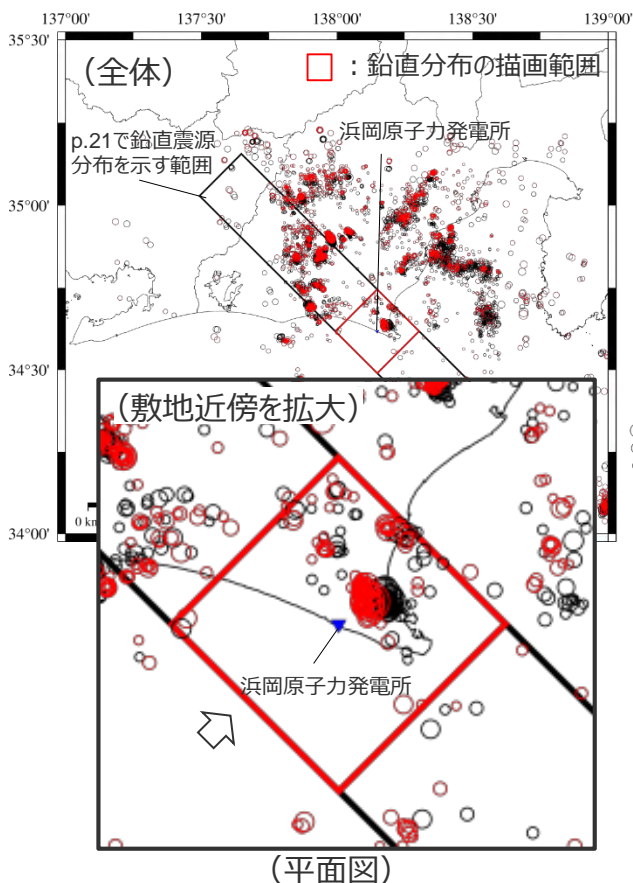


<DD法による再決定震源と気象庁一元化震源の分布>
(観測分析期間 : 1997年10月～2015年12月)

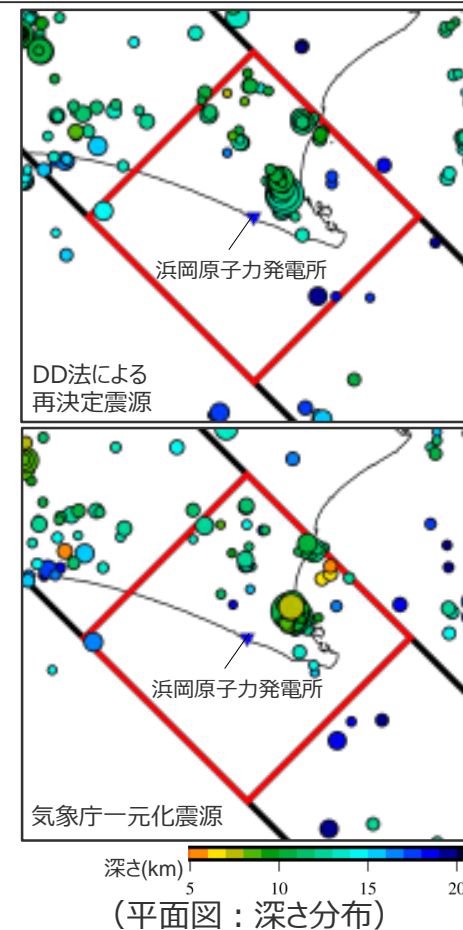
地震発生層上端深さの設定

(③敷地周辺の活断層の分布範囲における地震発生層上端深さの設定 (敷地の近傍 (敷地を中心に20km四方) における地震に関する検討))

- 敷地の近傍 (敷地を中心に20km四方) の微小地震分布を踏まえ、地震発生層上端深さを検討する。
- これら微小地震分布の深さについて、DD法による再決定震源はそのほとんどが深さ10km以深 (前述のD10%に概ね対応) に位置し、ごく一部で深さ10km以浅に位置している。また、気象庁一元化震源はそのほとんどが深さ8km以深 (前述のD10%に概ね対応) に位置し、ごく一部で深さ8km以浅に位置している。



(敷地を中心に20km四方 (±10km) の範囲における震源鉛直分布)



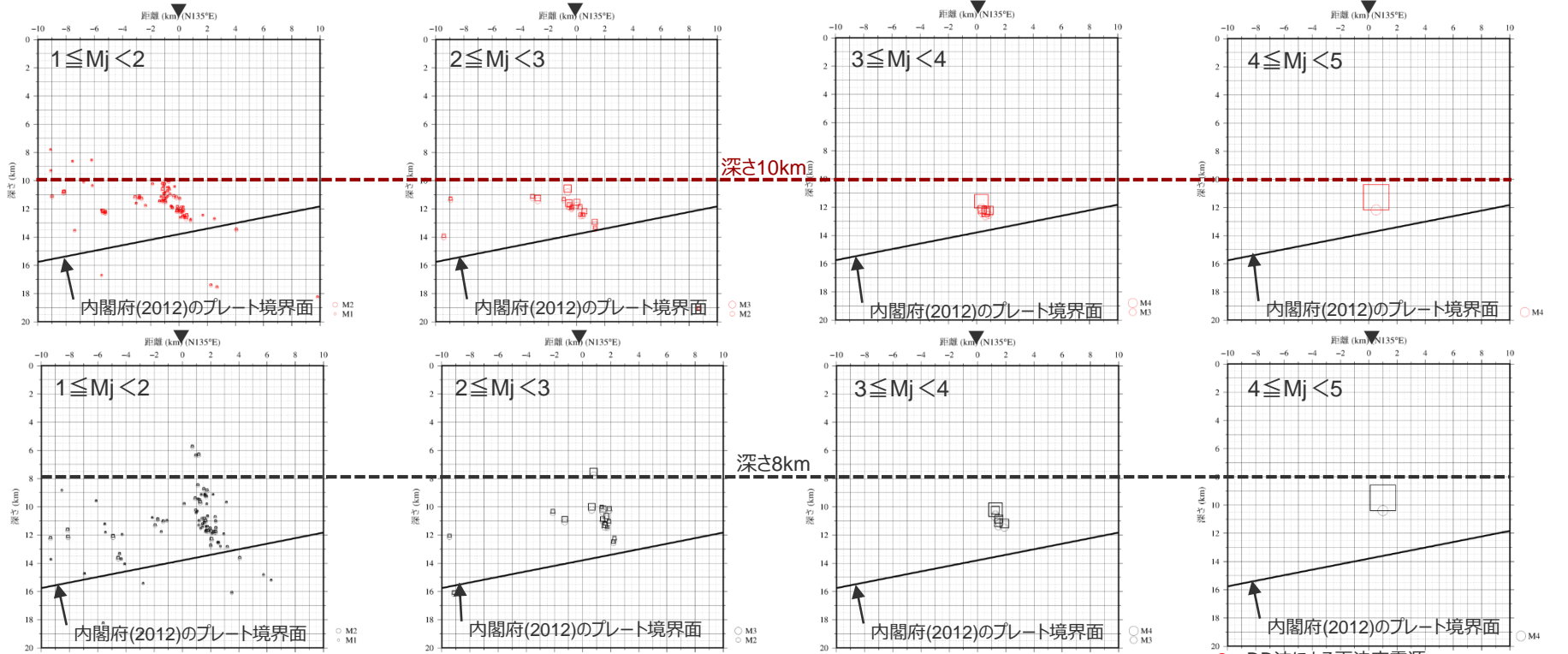
<DD法による再決定震源及び気象庁一元化震源の微小地震分布 (観測分析期間 : 1997年10月~2015年12月、深さ20km以浅) >

地震発生層上端深さの設定

(③敷地周辺の活断層の分布範囲における地震発生層上端深さの設定 (敷地の近傍 (敷地を中心に20km四方) における地震に関する検討))

- 次に、敷地の近傍 (敷地を中心に20km四方) の微小地震について、震源断層面の拡がり を考慮して、地震発生層上端深さを検討する。
- 具体的には、武村(1990)及びSomerville et al.(1999)*を用いて、地震規模Mjから地震モーメントM₀を介して震源断層面積Sを算定して震源断層面を設定し、DD法による再決定震源又は気象庁一元化震源の深さを保守的に震源断層面の下端とする。
- 前ページの検討結果と同様、DD法による再決定震源について、そのほとんどが深さ10km以深 (前述のD10%に概ね対応) に位置し、ごく一部で深さ10km以浅に位置している。また、気象庁一元化震源について、そのほとんどが深さ8km以深 (前述のD10%に概ね対応) に位置し、ごく一部で深さ8km以浅に位置している。

※ 強震動予測レシピ(2020)では、震源断層面積Sと地震モーメントM₀の関係式について、Mj7.0に相当するM₀=7.5×10¹⁸Nm未満ではSomerville et al.(1999)を用いることとされており、検討対象範囲で発生した地震の規模はでMj5.0未満であるため、S-M₀関係式にはSomerville et al.(1999)を用いた。



<敷地を中心に20km四方 (±10km) の範囲におけるDD法による再決定震源及び気象庁一元化震源に基づく想定震源断層面の鉛直分布 (観測分析期間: 1997年10月~2015年12月、深さ20km以浅) >

○ : DD法による再決定震源
 □ : DD法による再決定震源に基づく想定震源断層
 ○ : 気象庁一元化震源
 □ : 気象庁一元化震源に基づく想定震源断層

敷地を中心に20km四方で発生した地震の最大規模はMj4.3 (2015年9月1日、深さ10kmで発生) であり、気象庁(2015b)によれば発震機構は南北方向に張力軸を持つ型とされている。

地震発生層上端深さの設定

(③敷地周辺の活断層の分布範囲における地震発生層上端深さの設定 (まとめ))

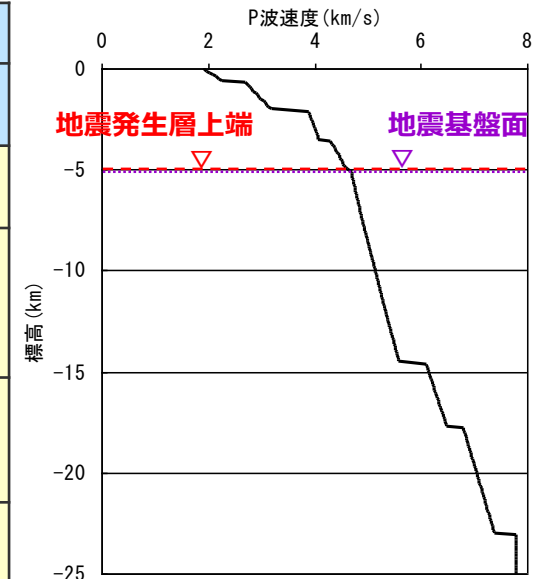
【地震発生層上端深さの設定】

- 敷地周辺で発生した微小地震について、DD法による再決定震源の微小地震分布に基づき算出したD10%は10.3～10.5kmであり、気象庁一元化震源の微小地震分布に基づき算出したD10%は8.7～8.9kmである。
- 敷地の近傍（敷地を中心に20km四方）で発生した微小地震分布（想定震源断層面の分布を含む）において、DD法による再決定震源では、そのほとんどが深さ10km以深に位置し、ごく一部で深さ10km以浅に位置しており、気象庁一元化震源では、そのほとんどが深さ8km以深に位置し、ごく一部で深さ8km以浅に位置している。

⇒敷地周辺及び敷地の近傍（敷地を中心に20km四方）の微小地震分布において、微小地震のほとんどが深さ8km以深で発生しているが、敷地の近傍（敷地を中心に20km四方）のごく一部の微小地震が深さ8km以浅で発生していることから、これらの地震を包絡し、敷地直下における速度構造の層境界（地震基盤面に対応）がある深さ5kmを地震発生層上端深さとする。

・敷地周辺の活断層の分布範囲において得られた各測線の速度構造を対象に、地震発生層上端深さ5kmのP波速度を確認した結果は次ページ以降参照。

地震発生層上端に関する知見		深さ	
		DD法による再決定震源	気象庁一元化震源
敷地周辺	D10% (領域①：敷地から半径30km以内)	10.4km	8.9km
	D10% (領域②：敷地から概ね半径30kmで実施した屈折法地震探査 (Line1,3,5,8測線) において信頼性が確認された速度構造の範囲)	10.3km	8.9km
	D10% (領域③：トラフ軸までの海域を含む広域 (敷地から半径30km含む))	10.5km	8.7km
敷地の近傍	微小地震分布 (敷地を中心に20km四方)	概ね深さ10km以深 (ごく一部で深さ10km以浅)	概ね深さ8km以深 (ごく一部で深さ8km以浅)
地震発生層上端深さの設定		5km	



<地震発生層上端深さと敷地直下の速度構造との関係>

<補足説明資料③-01 地震発生層の設定>

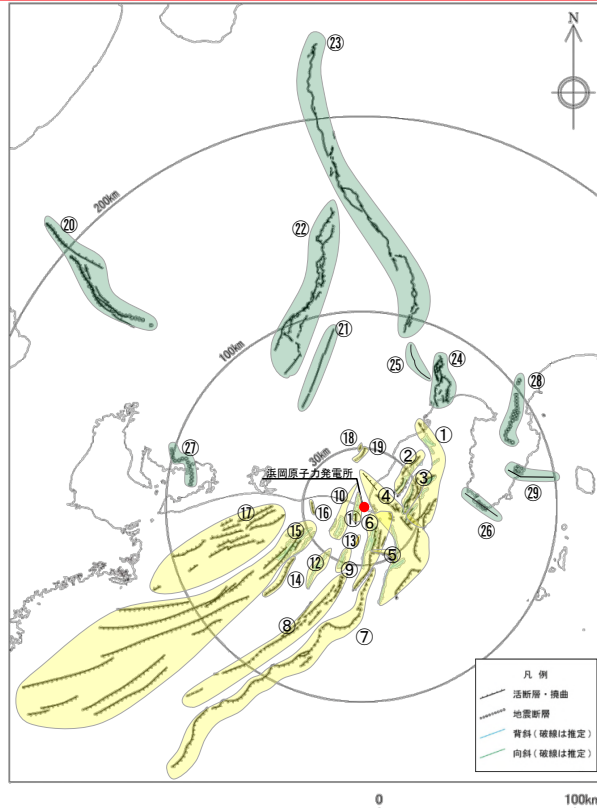
地震発生層上端深さにおける各測線のP波速度

(屈折法地震探査測線の分布)

○敷地周辺の活断層の分布範囲において、地震発生層上端深さは、DD法による再決定震源の微小地震分布によるD10% (10.3~10.5km) 及び気象庁一元化震源の微小地震分布によるD10% (8.7~8.9km) に加え、コメントを受けて、敷地近傍で発生した地震の微小地震分布も踏まえて、5kmとして設定した。

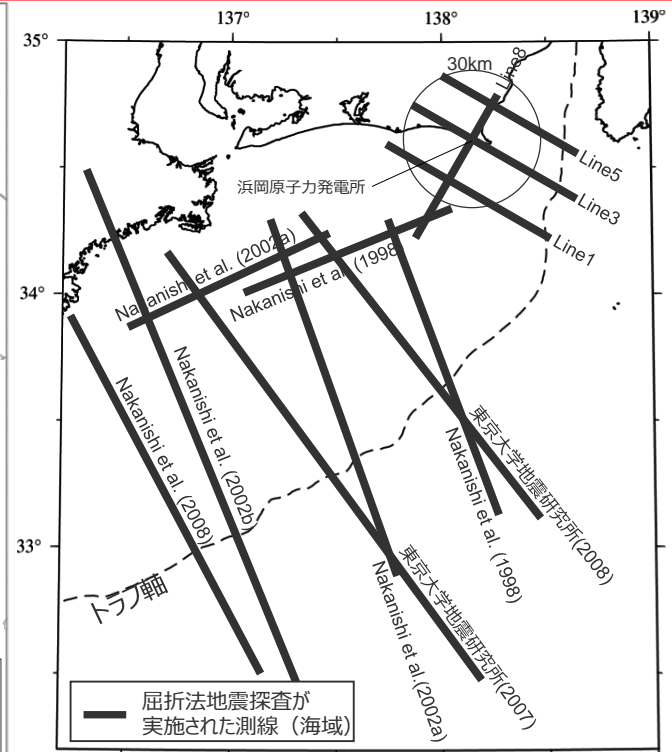


○以降では、参考として、敷地周辺の活断層の分布範囲において、各測線で得られた速度構造を対象に、微小地震分布に基づき設定した地震発生層上端深さ5kmのP波速度を算出し、地震発生層の目安とされるVp6km/s層 (Vp=5.8~6.4km/s程度) との関係を検討する。



- ①根古屋海脚東縁・石花海堆東縁の断層帯、②石花海海盆内西部の断層帯、③石花海海盆内東部の断層帯、④御前崎海脚東部の断層帯・牧ノ原南稜の断層、⑤F-12断層、⑥御前崎海脚西部の断層帯、⑦東海断層系、⑧小台場断層系、⑨A-4断層、⑩A-5・A-18断層、⑪A-17断層、⑫A-6断層、⑬A-41断層、⑭天竜海底谷に沿う断層、⑮遠州断層系、⑯F-16断層、⑰渥美半島沖の断層、⑱杉沢付近のリニアメント・変位地形、⑲大島付近のリニアメント・変位地形、⑳濃尾断層帯、㉑中央構造線北端部、㉒伊那谷断層帯、㉓糸魚川-静岡構造線活断層帯、㉔富士川河口断層帯、㉕身延断層、㉖石廊崎断層、㉗深溝断層、㉘北伊豆断層帯、㉙稻取断層帯

<活断層の分布状況 (活断層評価結果) >

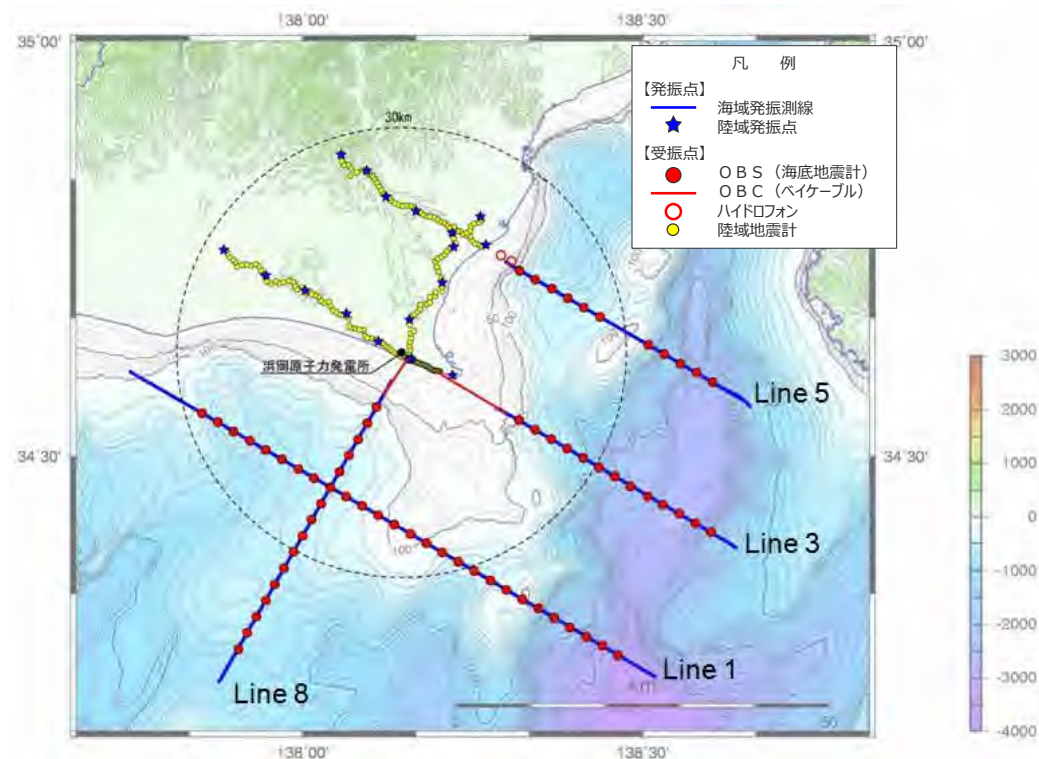


<敷地周辺で実施された屈折法地震探査の測線位置>

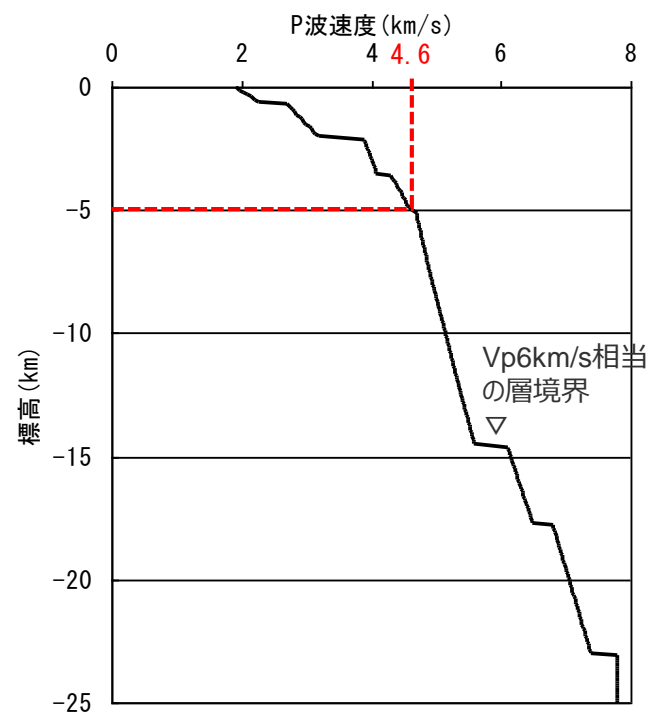
- 敷地から概ね半径30km以内及び海域の活断層 (敷地周辺の活断層)
- 地震調査委員会が長期評価を行っている主要活断層帯や過去に規模の大きな地震が発生した活断層等 (敷地周辺以外の活断層)

地震発生層上端深さにおける各測線のP波速度 (敷地直下の速度構造)

○敷地から概ね半径30kmで実施した屈折法地震探査による敷地直下（Line3とLine8の交点）のP波速度構造によると、地震発生層上端深さ5kmのP波速度は4.6km/sとなっている。



<屈折法地震探査（Line1, 3, 5, 8）の測線>

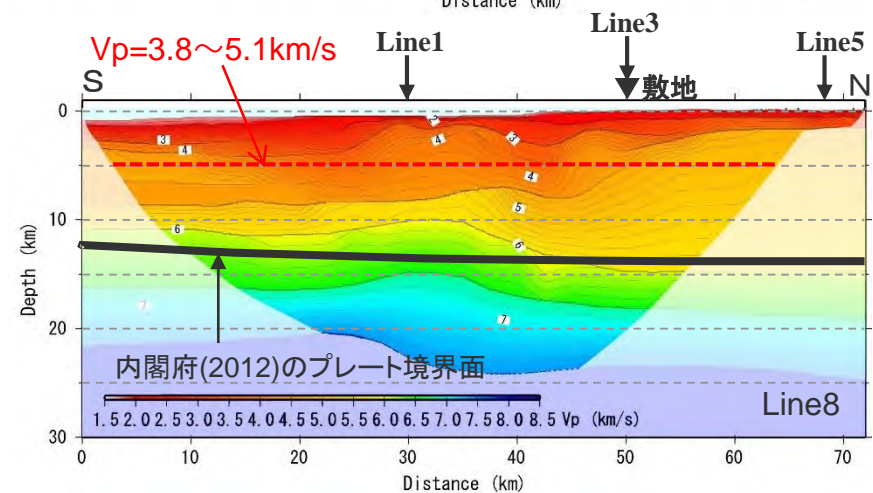
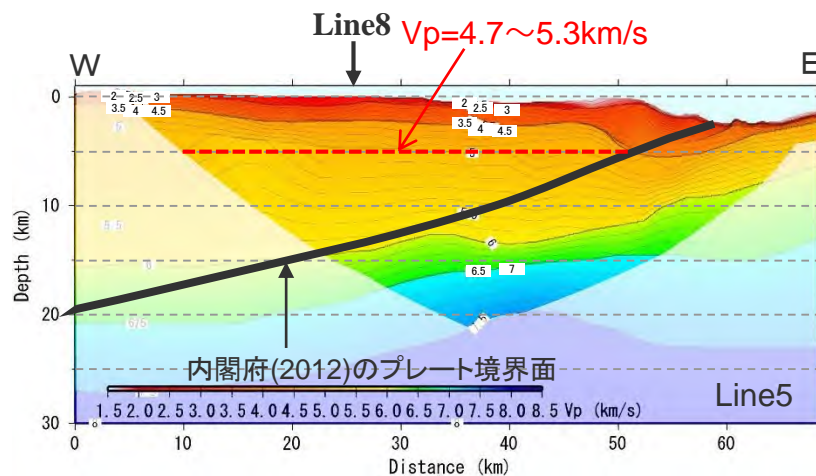
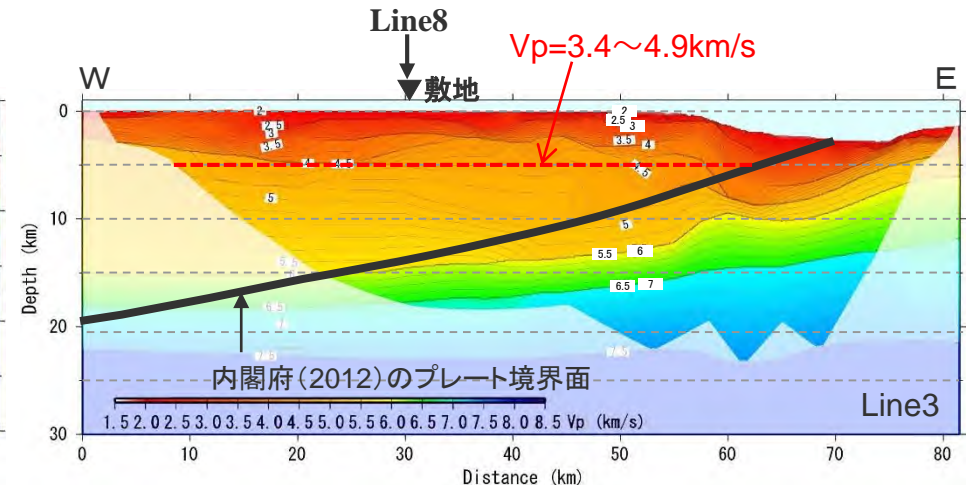
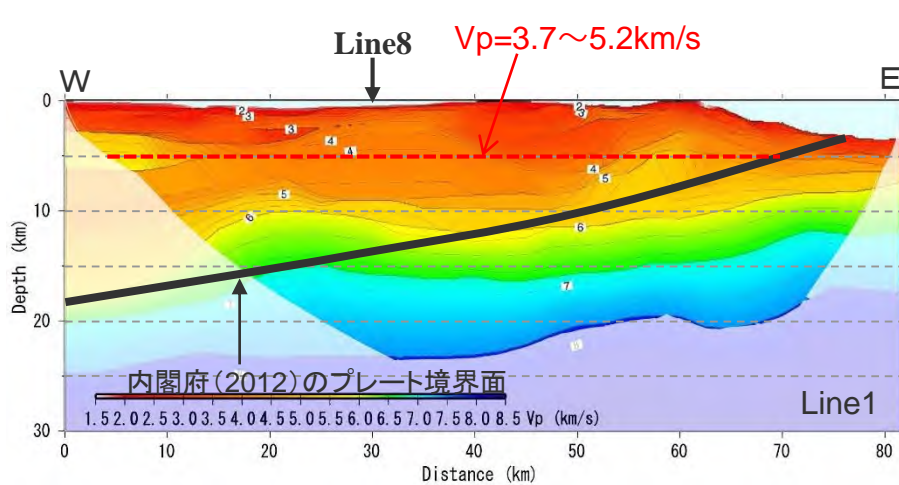


<敷地直下のP波速度構造>

地震発生層上端深さにおける各測線のP波速度

(屈折法地震探査 (Line1,3,5,8測線) による速度構造)

○敷地から概ね半径30kmで実施した屈折法地震探査 (Line1,3,5,8測線) によるP波速度構造によると、地震発生層上端深さ5kmのP波速度は3.4~5.3km/sとなっている。

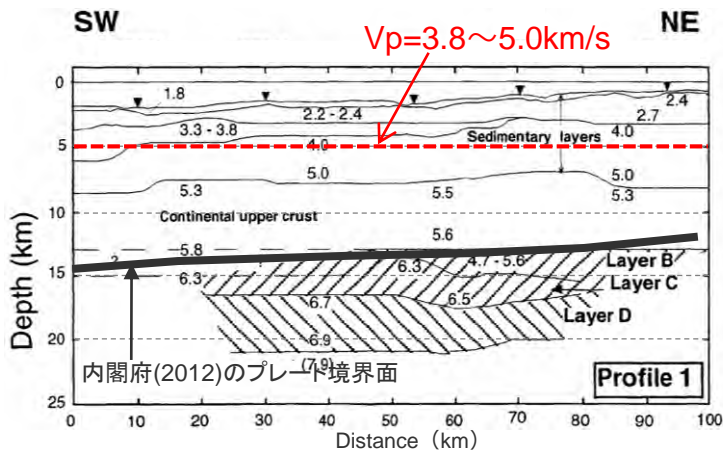


<屈折法地震探査によるP波速度構造 (Line1,3,5,8) >

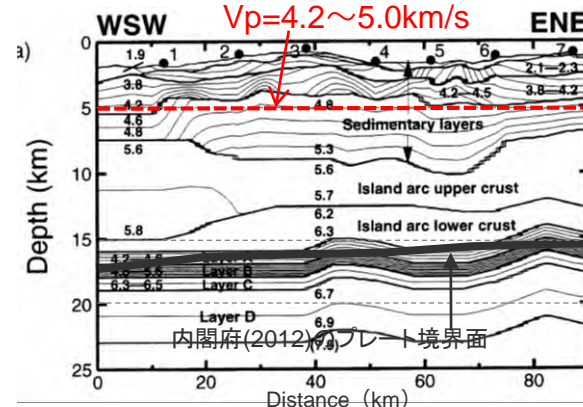
地震発生層上端深さにおける各測線のP波速度

(屈折法地震探査 (既往論文) による速度構造)

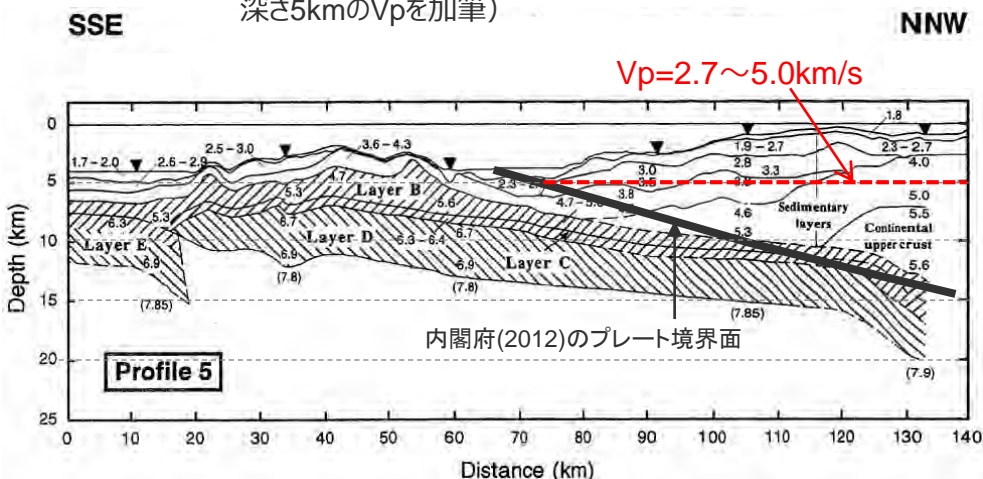
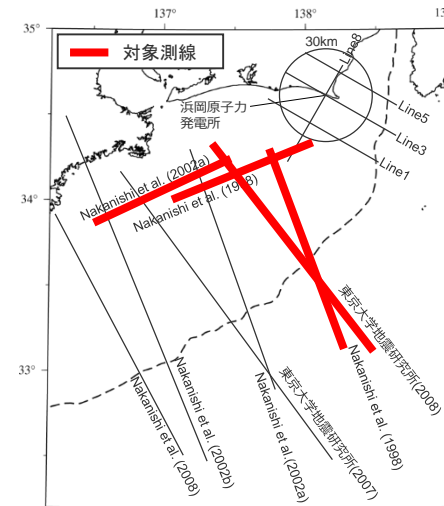
○Nakanishi et al.(1998)等に示された屈折法地震探査によるP波速度構造によると、地震発生層上端深さ5kmのP波速度は2.7~5.0km/sとなっている。



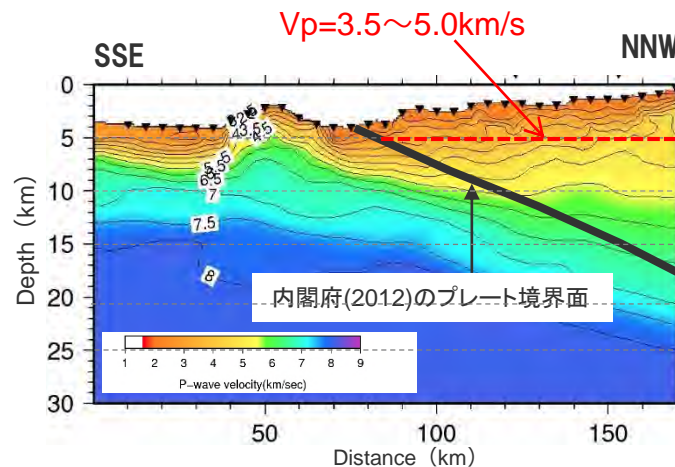
(Nakanishi et al.(1998)にプレート境界面を重ね描き、深さ5kmのVpを加筆)



(Nakanishi et al.(2002a)にプレート境界面を重ね描き、深さ5kmのVpを加筆)



(Nakanishi et al.(1998)にプレート境界面を重ね描き、深さ5kmのVpを加筆)



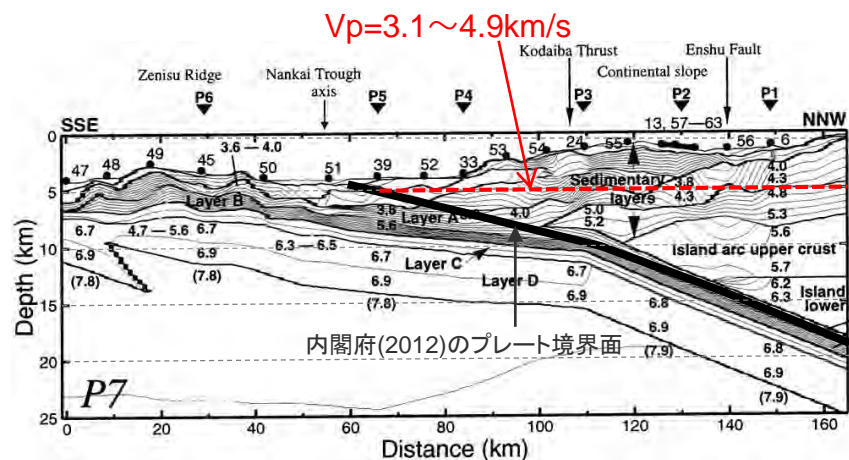
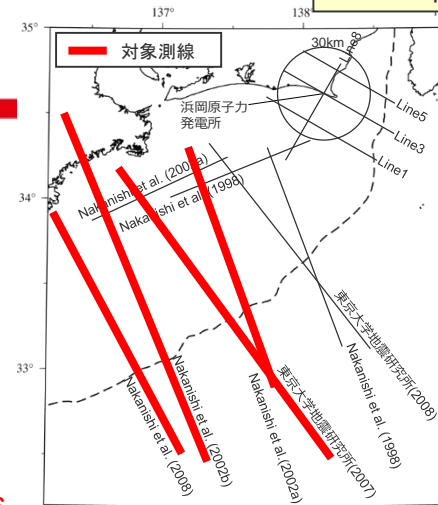
(東京大学地震研究所(2008)にプレート境界面を重ね描き、深さ5kmのVpを加筆)

<海域の活断層の分布範囲におけるP波速度構造>

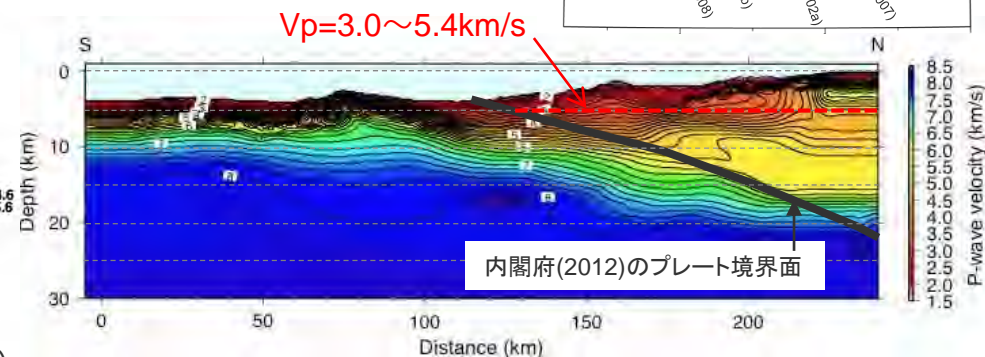
地震発生層上端深さにおける各測線のP波速度

(屈折法地震探査 (既往論文) による速度構造)

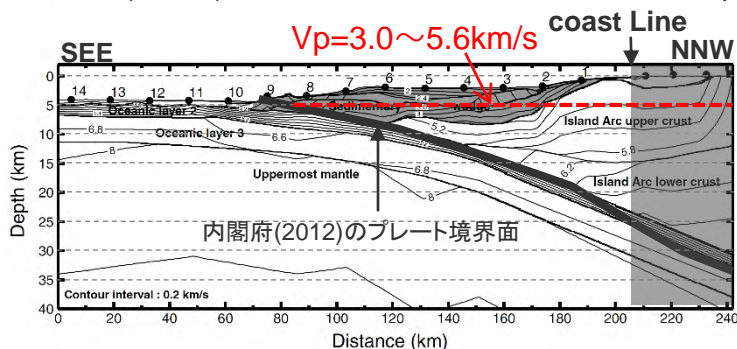
○Nakanishi et al.(2002a)等に示された屈折法地震探査によるP波速度構造によると、地震発生層上端深さ5kmのP波速度は3.0~5.6km/sとなっている。



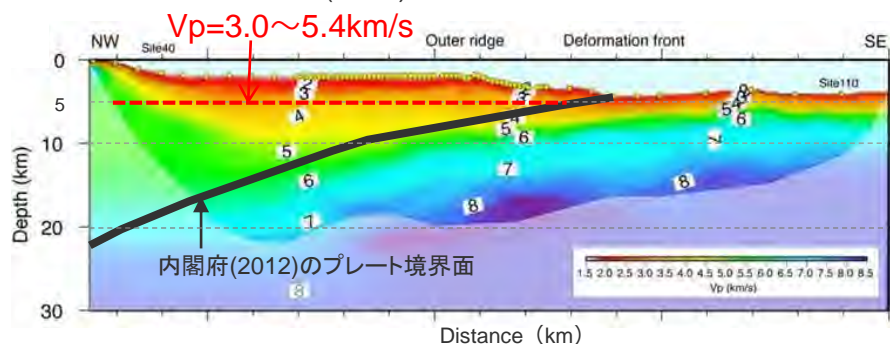
(Nakanishi et al.(2002a)にプレート境界面を重ね描き、深さ5kmのVpを加筆)



(東京大学地震研究所(2007)にプレート境界面を重ね描き、深さ5kmのVpを加筆)



(Nakanishi et al.(2002b)にプレート境界面を重ね描き、深さ5kmのVpを加筆)



(Nakanishi et al.(2008)にプレート境界面を重ね描き、深さ5kmのVpを加筆)

＜海域の活断層の分布範囲におけるP波速度構造＞

地震発生層上端深さにおける各測線のP波速度

(地震発生層上端深さと速度構造との関係 (まとめ))

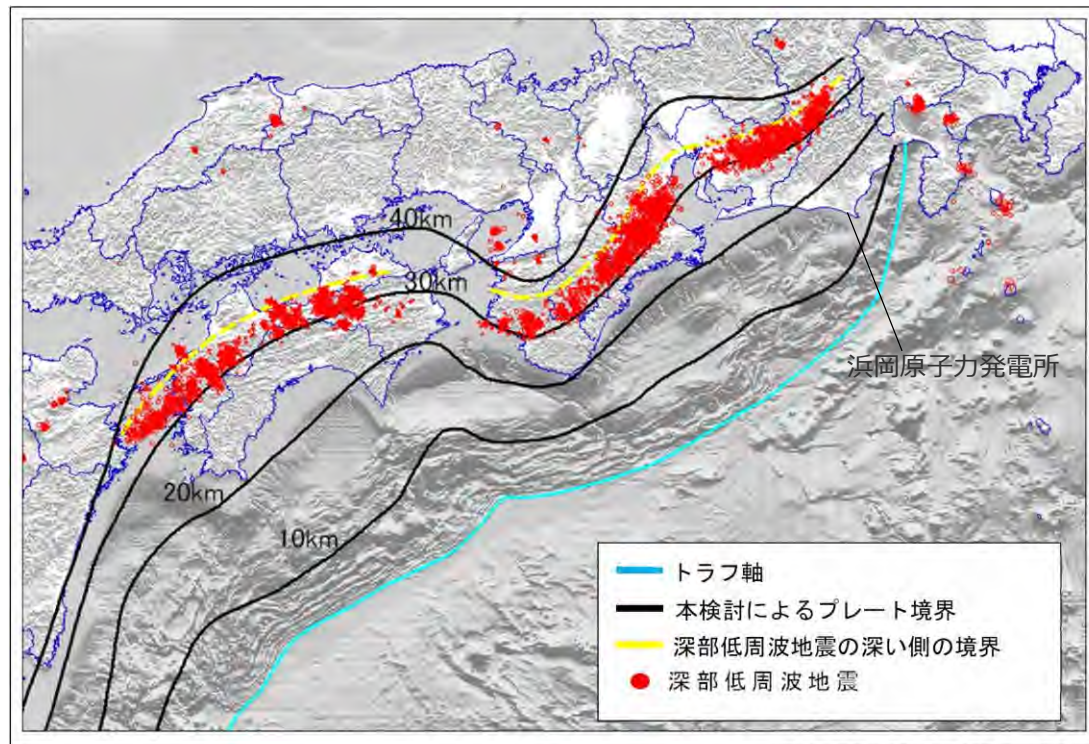
○敷地周辺の活断層の分布範囲において実施された屈折法地震探査によるP波速度構造によると、地震発生層上端深さ5kmのP波速度は、2.7～5.6km/sであり、地震発生層の目安とされるVp6km/s層 (Vp=5.8～6.4km/s程度) より遅くなっていることを確認した。

<各屈折法地震探査測線における深さ5kmのVp>

測線	深さ5kmにおけるVp
敷地直下	4.6km/s
Line1	3.7～5.2km/s
Line3	3.4～4.9km/s
Line5	4.7～5.3km/s
Line8	3.8～5.1km/s
Nakanishi et al.(1998) (北東 - 南西測線)	3.8～5.0km/s
Nakanishi et al.(2002a) (東北東 - 西南西測線)	4.2～5.0km/s
Nakanishi et al.(1998) (北北西 - 南南東測線)	2.7～5.0km/s
東京大学地震研究所(2008)	3.5～5.0km/s
Nakanishi et al.(2002a) (北北西 - 南南東測線)	3.1～4.9km/s
東京大学地震研究所(2007)	3.0～5.4km/s
Nakanishi et al.(2002b)	3.0～5.6km/s
Nakanishi et al.(2008)	3.0～5.4km/s
全測線	2.7～5.6km/s

敷地周辺の活断層の分布範囲における地震発生層下端深さの設定 (地震発生層下端に関する知見 (プレート境界面))

- 浜岡原子力発電所が位置する東海域から日向灘域にかけて、南海トラフからフィリピン海プレートが沈み込んでおり、プレート境界面は、トラフ軸から離れるほど深くなっている。
- 内閣府(2012)の「南海トラフの巨大地震モデル検討会」では、プレート境界面の形状に関する知見や深部低周波地震の震源分布に基づき、プレート境界面を設定しており、内閣府(2012)によるプレート境界面は最新の科学的・技術的知見である。

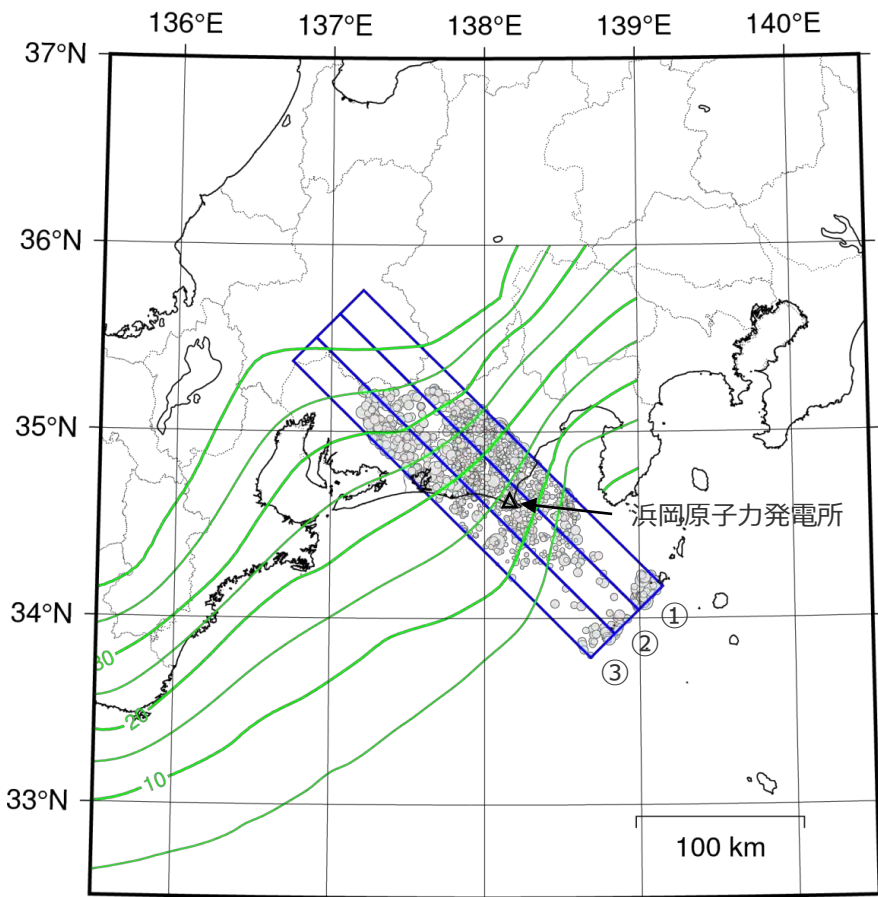


<「南海トラフの巨大地震モデル検討会」のプレート境界面>
(内閣府(2012)に敷地位置を加筆)

敷地周辺の活断層の分布範囲における地震発生層下端深さの設定

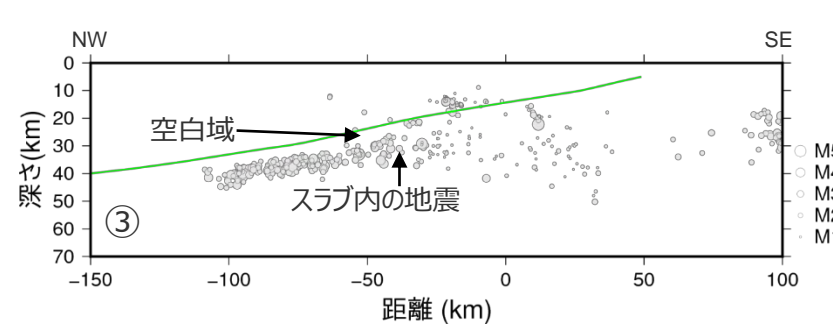
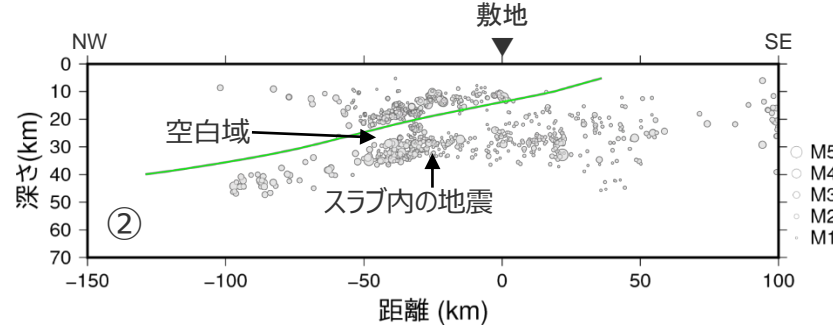
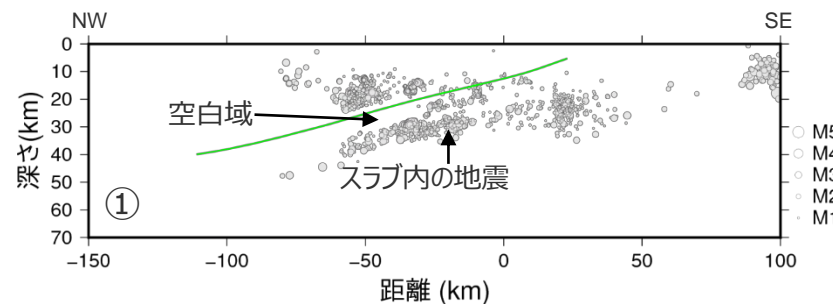
(地震発生層下端に関する知見 (プレート境界面 (妥当性確認)))

- 敷地周辺で発生した地震について、DD法による再決定震源の鉛直分布によると、内閣府(2012)によるプレート境界面に沿って発生しており、敷地周辺の地震発生状況と内閣府(2012)によるプレート境界面との関係は整合的である。
- また、プレート境界面とスラブ内地震との間には空白域が認められるが、これは次ページに示すHirose et al.(2008)による傾向と整合的である。



— : 内閣府(2012)のプレート境界面

- M5
- M4
- M3
- M2
- M1



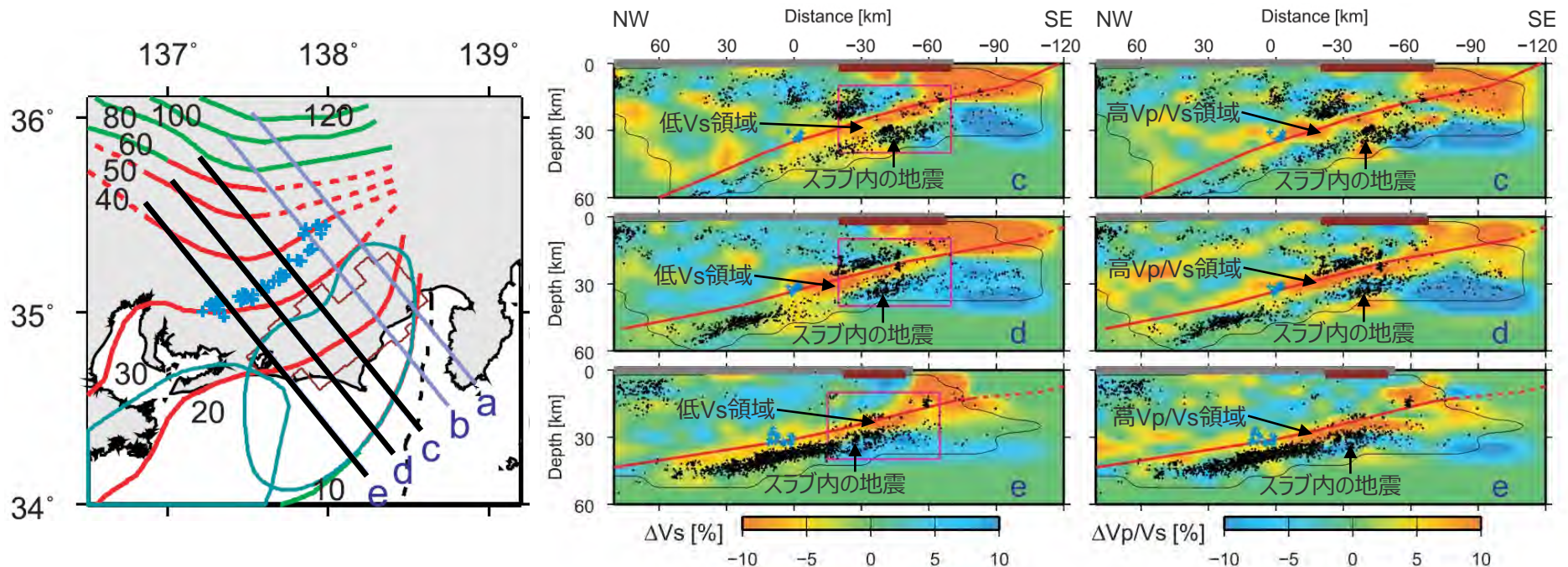
- M5
- M4
- M3
- M2
- M1

<敷地周辺の震央分布 (観測分析期間 : 1997年10月~2015年12月) > <敷地周辺の震源鉛直分布 (観測分析期間 : 1997年10月~2015年12月) >

敷地周辺の活断層の分布範囲における地震発生層下端深さの設定

(地震発生層下端に関する知見 (プレート境界面 (妥当性確認)))

- Hirose et al.(2008)では、気象庁一元化震源カタログの検測値 (解析期間1997年10月～2005年12月) を用いて、DD法により東海地方から九州南部にかけての3次元地震波速度構造を推定し、同時に震源再決定を行っている。
 - また、震源再決定されたスラブ内の地震活動の直上には、スラブ地殻に対応し、プレートの沈み込む方向に傾斜した厚さ数kmの低Vs・高Vp/Vs層が存在しており、この層の上端がプレート境界と推定されるとして、フィリピン海プレートの形状を明らかにしている。
 - スラブ地殻に対応する低Vs・高Vp/Vs層では、地震がほとんど発生していない。
- ⇒ Hirose et al.(2008)においても、プレート境界面とスラブ内地震との間には空白域が認められる。

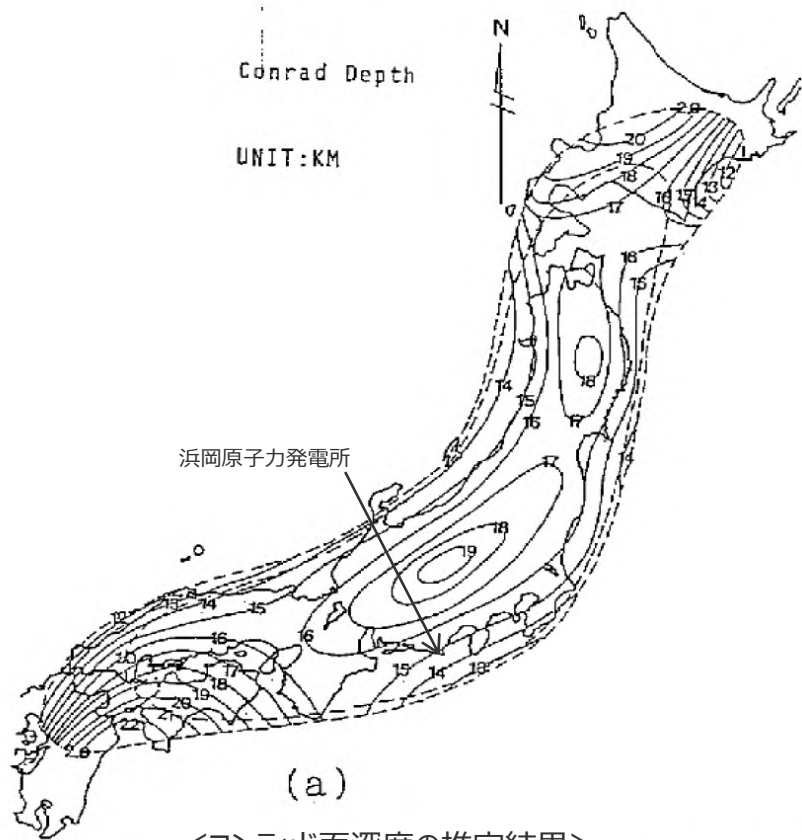


<DD法により求めた速度構造と再決定した震源鉛直分布との関係>
(Hirose et al.(2008)に図の説明 (低Vs領域、スラブ内の地震) を加筆)

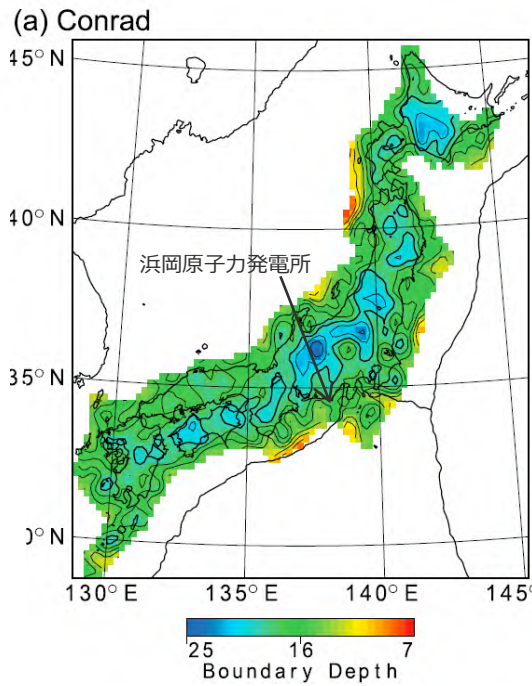
敷地周辺の活断層の分布範囲における地震発生層下端深さの設定

(地震発生層下端に関する知見 (コンラッド面深度))

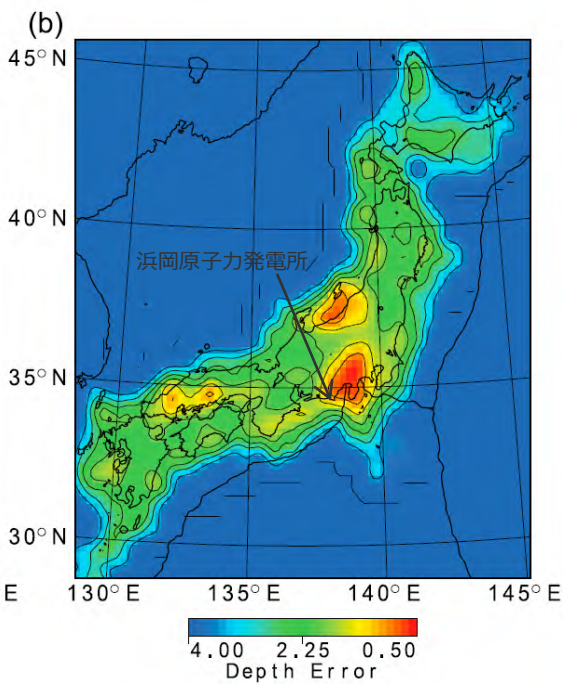
○地震発生層の下端に関する知見として、コンラッド面の推定結果によると、敷地周辺におけるコンラッド面深度は15～19km程度とされている。



(a) <コンラッド面深度の推定結果>
(Zhao et al.(1994)に敷地位置を加筆)



(a) コンラッド面の深度

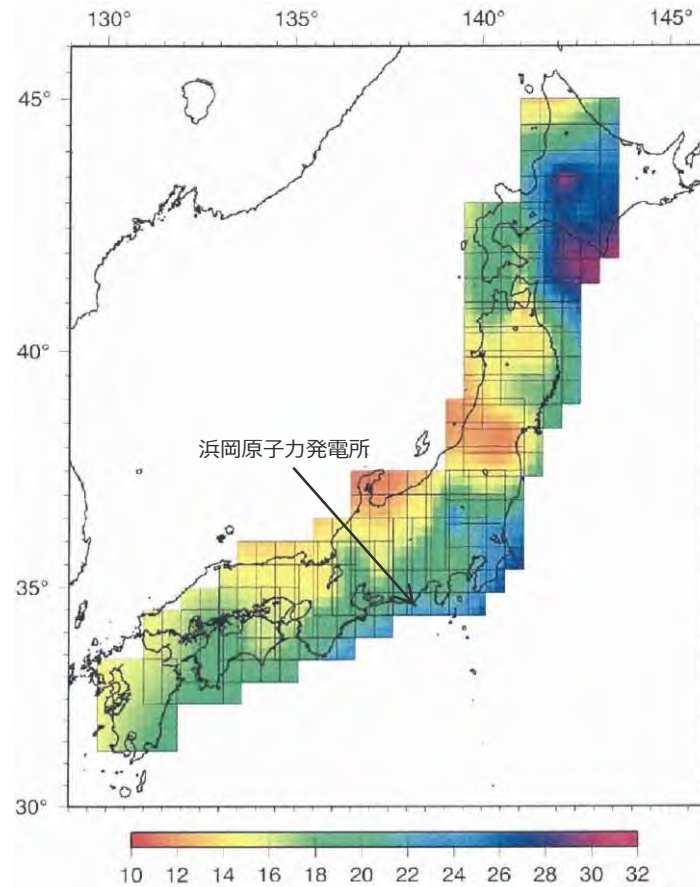


(b) 標準誤差

<コンラッド面深度の推定結果>
(Katsumata(2010)に敷地位置を加筆)

敷地周辺の活断層の分布範囲における地震発生層下端深さの設定 (地震発生層下端に関する知見 (キュリー点深度))

○地震発生層の下端に関する知見として、キュリー点深度の推定結果によると、敷地周辺におけるキュリー点深度は20km程度とされている。



<キュリー点深度の推定結果>
(Tanaka and Ishikawa(2005)に敷地位置を加筆)

敷地周辺の活断層の分布範囲における地震発生層下端深さの設定

(まとめ)

【地震発生層下端深さの設定】

- 敷地周辺の活断層※1の分布範囲においては、南海トラフからフィリピン海プレートが沈み込んでおり、活断層による地震はプレート境界面より浅部にて発生していることから、地震発生層下端はプレート境界面とし、プレート境界面の形状として、最新の科学的・技術的知見である内閣府(2012)によるプレート境界面を用いる。
- 敷地周辺で発生した地震について、DD法による再決定震源の震源鉛直分布によると、内閣府(2012)によるプレート境界面に沿って発生しており、敷地周辺の地震発生状況と内閣府(2012)によるプレート境界面との関係は整合的であることから、プレート境界面として内閣府(2012)によるフィリピン海プレートの境界面を用いることは妥当と考えられる。
- ただし、プレート境界面はトラフ軸から離れるほど深くなり、プレート境界面がコンラッド面深度及びキュリー点深度から想定される地震発生層下端深さ20kmより深くなる場合は、下端深さを20kmとする。

※1 敷地から概ね半径30km以内及び海域の活断層。

地震発生層下端深さに関する知見		深さ	
プレート境界面	内閣府(2012)による南海トラフの巨大地震モデル検討会	内閣府(2012)によるフィリピン海プレートの境界面	
微小地震 (妥当性確認)	敷地周辺で発生した内陸地殻内地震の震源深さ (DD法による再決定震源に基づく)	(内閣府(2012)によるプレート境界面と整合的)	
コンラッド面深度	Zhao et al.(1994)、Katsumata(2010)	15～19km程度	} 20km
キュリー点深度	Tanaka and Ishikawa(2005)	20km程度	
地震発生層下端深さの設定		内閣府(2012)によるプレート境界面 (プレート境界面が20kmより深い場合は20km)	

補足説明資料③-02

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）の選定における
各震源モデル

各活断層による地震の諸元

（内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層）

No.	活断層による地震の名称	震源断層長さ※3 (km)	断層傾斜角※5 (°)	震源断層幅※6 (km)	地震モーメント※7 (Nm)	地震規模※8 (Mj)	等価震源距離 (km)
②	石花海盆内西部の断層帯による地震	26.4	南東60	3.5~5.6	7.50×10 ¹⁸ (8.03×10 ¹⁷)	7.0 (6.1)	28.2
③	石花海盆内東部の断層帯による地震	23.4	西60	6.7	7.50×10 ¹⁸ (1.37×10 ¹⁸)	7.0 (6.3)	23.1
⑤	F-12断層による地震	16.0	北45	2.7~9.1	7.50×10 ¹⁸ (4.96×10 ¹⁷)	7.0 (6.0)	24.3
⑥	御前崎海脚西部の断層帯による地震	46.5	深さ6km以浅: 西60 深さ6km以深: 西35	11.7~16.2	2.24×10 ¹⁹	7.4	17.1
⑨	A-4断層による地震	12.9※4 (12.1)	西45	11.9~13.9	7.50×10 ¹⁸ (1.54×10 ¹⁸)	7.0 (6.4)	32.2
⑩	A-5・A-18断層による地震	31.0	深さ6km以浅: 西60 深さ6km以深: 西35	20.6~25.7	2.98×10 ¹⁹	7.5	20.8
⑪	A-17断層による地震	21.7※4 (15.7)	深さ6km以浅: 西60 深さ6km以深: 西35	19.7~23.6	1.23×10 ¹⁹	7.2	14.3
⑫	A-6断層による地震	22.4	北西45	13.3~15.9	7.50×10 ¹⁸ (5.95×10 ¹⁸)	7.0 (6.9)	40.2
⑬	A-41断層による地震	14.5※4 (7.0)	西45	13.6~15.3	7.50×10 ¹⁸ (2.44×10 ¹⁸)	7.0 (6.6)	18.8
⑭	天竜海底谷に沿う断層による地震	26.1	90	8.5~10.0	7.50×10 ¹⁸ (3.24×10 ¹⁸)	7.0 (6.7)	54.5
⑮	遠州断層系による地震	173.7	90	9.7~13.4	1.86×10 ²⁰	8.2	73.0
⑯	F-16断層による地震	18.0※4 (7.1)	西45	16.0~20.0	7.50×10 ¹⁸ (5.90×10 ¹⁸)	7.0 (6.9)	36.6
⑰	渥美半島沖の断層による地震	76.8	北西45	21.3	1.49×10 ²⁰	8.1	73.4
⑱	杉沢付近のリニアメント・変位地形による地震	12.5※4 (2.6)	90	11.8~13.2	7.50×10 ¹⁸ (1.36×10 ¹⁸)	7.0 (6.3)	27.6
⑲	大島付近のリニアメント・変位地形による地震	12.5※4 (8.7)	90	12.5	7.50×10 ¹⁸ (1.36×10 ¹⁸)	7.0 (6.3)	27.6
⑳	濃尾断層帯による地震	86.0	90	13.0~15.0	1.64×10 ²⁰	8.0	162.3
㉑	中央構造線北端部による地震	54.0	90	18.0	5.66×10 ¹⁹	7.7	78.0
㉒	伊那谷断層帯による地震	80.0	(北部)西70 (南部)北西70	18.0	1.19×10 ²⁰	8.0	119.4
㉓	糸魚川-静岡構造線活断層帯による地震	186.0	(北部)深さ4km以浅)東30 (北部)深さ4km以深)東60 (中北部)北東70,東70 (中南部)西70,南西70 (南部)南西45,西45,北西45	10.0~22.0	1.55×10 ²⁰	8.1	146.1
㉔	身延断層による地震	22.0	南西70	18.0	8.17×10 ¹⁸	7.0	78.6
㉕	石廊崎断層による地震	24.0	北東80	10.0	8.17×10 ¹⁸	7.0	62.1

敷地周辺の活断層※4

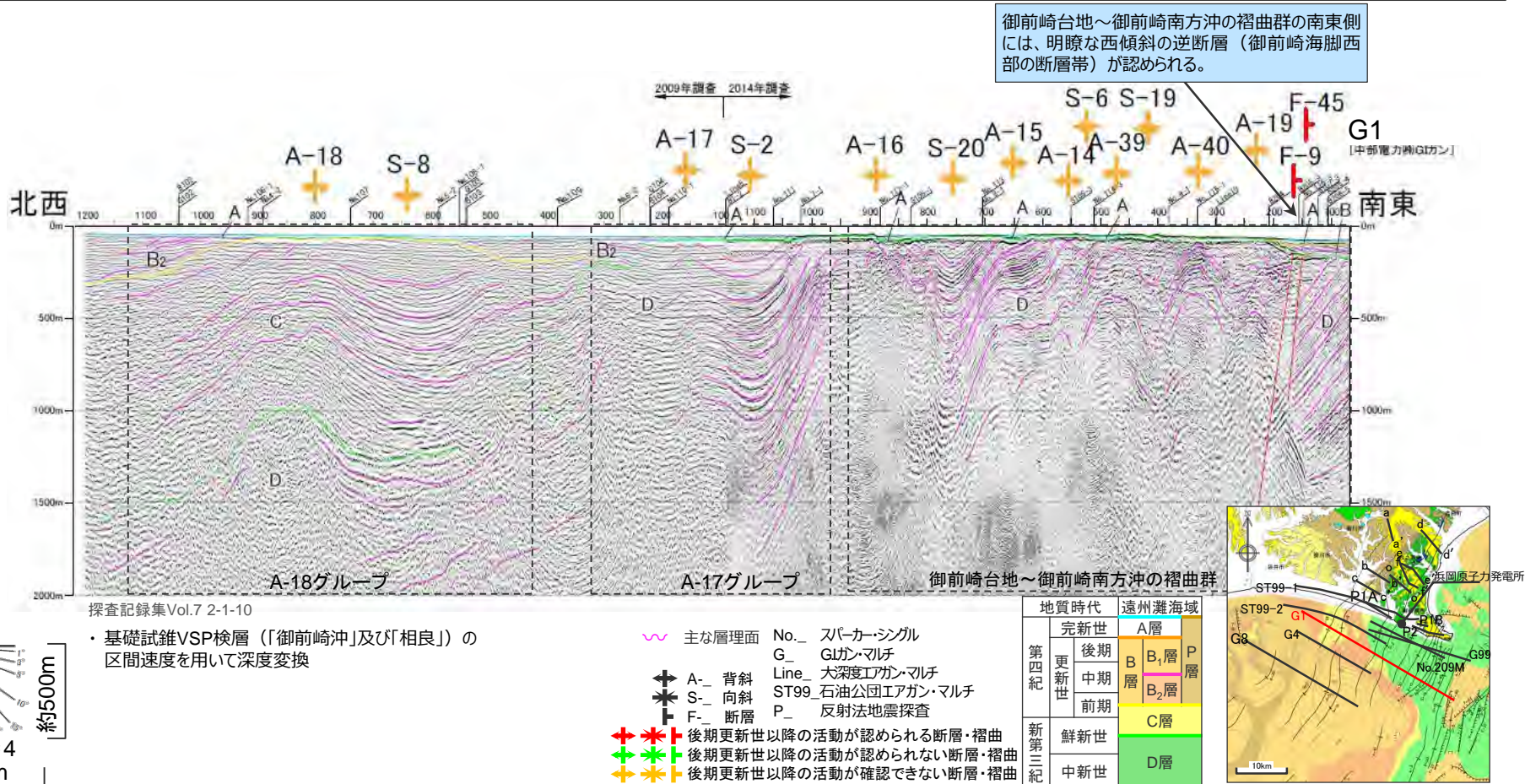
敷地周辺以外の活断層※2

- ※1: 敷地から概ね半径30km以内及び海域の活断層。
 ※2: 地震調査委員会が長期評価を行っている主要活断層帯や過去に規模の大きな地震が発生した活断層等。
 ※3: 震源断層上端の長さを表す。
 ※4: 地表の断層長さが短い活断層について、震源断層が地震発生層の上限から下限まで拡がっている場合を仮定し、震源断層幅と同等の震源断層長さをもつ震源断層を想定して地震規模を評価する。()内は、地表の断層長さを示す。
 ※5: 敷地周辺の活断層について、地質調査により断層傾斜角が得られている場合には、調査結果に基づき断層傾斜角を設定し、断層傾斜角が得られていないもの、周辺にある同タイプの断層から断層傾斜角が推定できる場合にはそれを参照する。地質調査により断層傾斜角が得られていない場合には、逆断層は45°（「高角」の場合は60°）、横ずれ断層は90°と断層傾斜角を設定する。敷地周辺以外の活断層について、断層傾斜角は地震調査委員会の知見等に基づき設定する。方位は、震源断層面の傾斜方向を表す。
 ※6: 敷地周辺の活断層について、地震発生層上端深さは5km、下端深さは内閣府(2012)によるプレート境界面の深さとし、プレート境界面が20kmより深い場合には、深さ20kmとして震源モデルを設定する。敷地周辺以外の活断層について、地震調査委員会等の知見に基づき震源モデルを設定する。
 ※7: 敷地周辺の活断層について、震源断層面積から入倉・三宅(2001) ($M_0 \leq 1.8 \times 10^{20} \text{Nm}$) 又はMurotani et al.(2015) ($M_0 > 1.8 \times 10^{20} \text{Nm}$) により算出する。ただし、 $M_0 = 7.5 \times 10^{18} \text{Nm}$ に満たない場合は $M_0 = 7.5 \times 10^{18} \text{Nm}$ とする。()内は、 $M_0 = 7.5 \times 10^{18} \text{Nm}$ に満たない場合の地震モーメントを表す。敷地周辺以外の活断層について、地震調査委員会の長期評価に基づく値又は松田(1975)及び武村(1990)により地震規模Mjを介して算出する。
 ※8: 敷地周辺の活断層について、地震モーメントから武村(1990)により設定する。ただし、地震規模のスケールリング則の観点から、地表地震断層が現れるとされる $M_0 = 7.5 \times 10^{18} \text{Nm}$ に相当するMj7.0に満たない場合は、Mj7.0とする。()内は、Mj7.0に満たない場合の地震規模を表す。敷地周辺以外の活断層について、地震調査委員会の長期評価に基づく値又は松田(1975)により活断層長さから設定する。

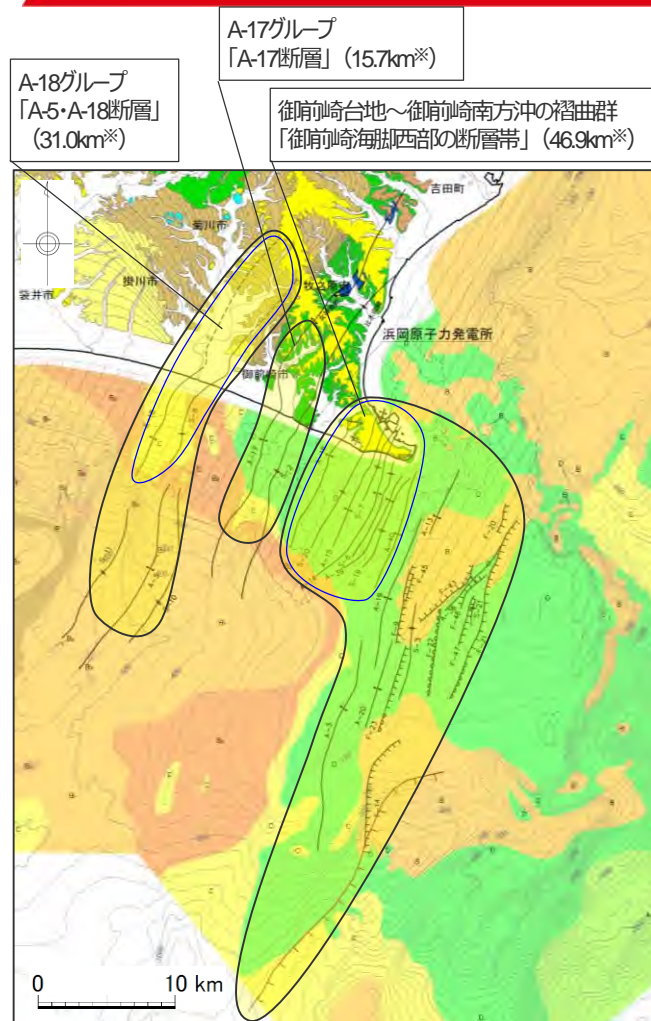
＜補足説明資料③-02 内陸地殻内地震の検討用地震（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の選定における各震源モデル＞ 大陸棚から陸域に見られる褶曲構造による地震の震源モデルの設定

第370回審査会合説明内容（活断層評価）

- 敷地前面海域の大陸棚から陸域に掛けて、掛川層群あるいは相良層群に西側からA-18グループ、A-17グループ及び御前崎台地～御前崎南方沖の褶曲群が、いずれも北北東－南南西方向に連続して分布している。
- これらの褶曲構造は、いずれも概ね対称構造を呈し、深さ約2kmの調査範囲においては地下深部に連続する断層は認められない。
- 御前崎台地～御前崎南方沖の褶曲群の南東側には、明瞭な西傾斜の逆断層（御前崎海脚西部の断層帯）が認められる。



<補足説明資料③-02 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）の選定における各震源モデル>
大陸棚から陸域に見られる褶曲構造による地震の震源モデルの設定



※活断層長さを表す。

第413回審査会合説明内容（活断層評価）

【御前崎台地～御前崎南方沖の褶曲群の評価】

・「御前崎台地～御前崎南方沖の褶曲群」については、御前崎台地において、MIS5aの上載地層に変位・変形を与えていないことが確認できるものの、後期更新世（約12-13万年前）の上載地層が存在しないことから、「震源として考慮する活断層」として評価し近傍に並走する「御前崎海脚西部の断層帯」（活断層長さ46.9km）に含めて評価する。

【A-18グループの評価】

・「A-18グループ」については、背斜翼部や向斜軸部等に部分的に存在する前期更新世～中期更新世の上載地層に変位・変形を与えていないことが確認できるものの、当該部の上載地層が褶曲軸を横断して幅広く分布していないため、変形の確実な判断が難しいことから「震源として考慮する活断層」として評価し、南方に位置するA-5と合わせ、A-18グループ北方延長部で後期更新世（約12-13万年前）の上載地層に変位・変形が認められないa₁-a₁'断面とA-18背斜軸の北方延長部との交点（北端部）から、同様に上載地層に変位・変形が認められないG11測線とA-5背斜軸との交点（南端部）までの活断層長さ31.0kmを「A-5・A-18断層」とする。

【A-17グループの評価】

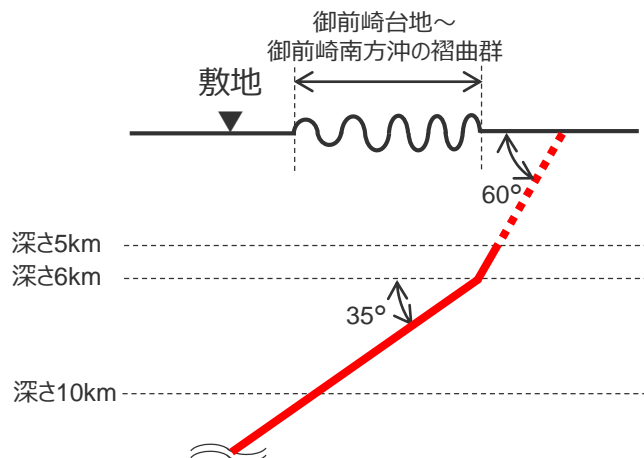
・「A-17グループ」については、海域の音波探査記録及び陸域の地表地質調査結果から、褶曲構造を覆う後期更新世（約12-13万年前）の上載地層が分布する複数の調査地点において、いずれも上載地層に変位・変形が認められないこと、さらに、それらの調査地点の間の上載地層が存在しない範囲についても、南北方向の音波探査記録、パネルダイアグラム、地質構造図等による検討によって、部分的な活動を示唆する構造の変化が認められないことを確認していることから、「震源として考慮する活断層」とは考えられない。
・しかしながら、審査におけるコメントを踏まえて、より慎重に評価することとし、上載地層が存在しない範囲について最大となるように北端のf-f'断面と背斜軸との交点から南端のNo.8測線と向斜軸との交点までの活断層長さ15.7kmを「震源として考慮する活断層」と評価し「A-17断層」とする。

- 敷地周辺の震源として考慮する活断層のうち、敷地近傍に位置する活断層については、大陸棚から陸域に見られる褶曲構造（御前崎台地～御前崎南方沖の褶曲群、A-17グループ、A-18グループ）に関する断層や御前崎海脚西部の断層帯がある。
- これらの震源モデルの設定方法について、以降に示す。

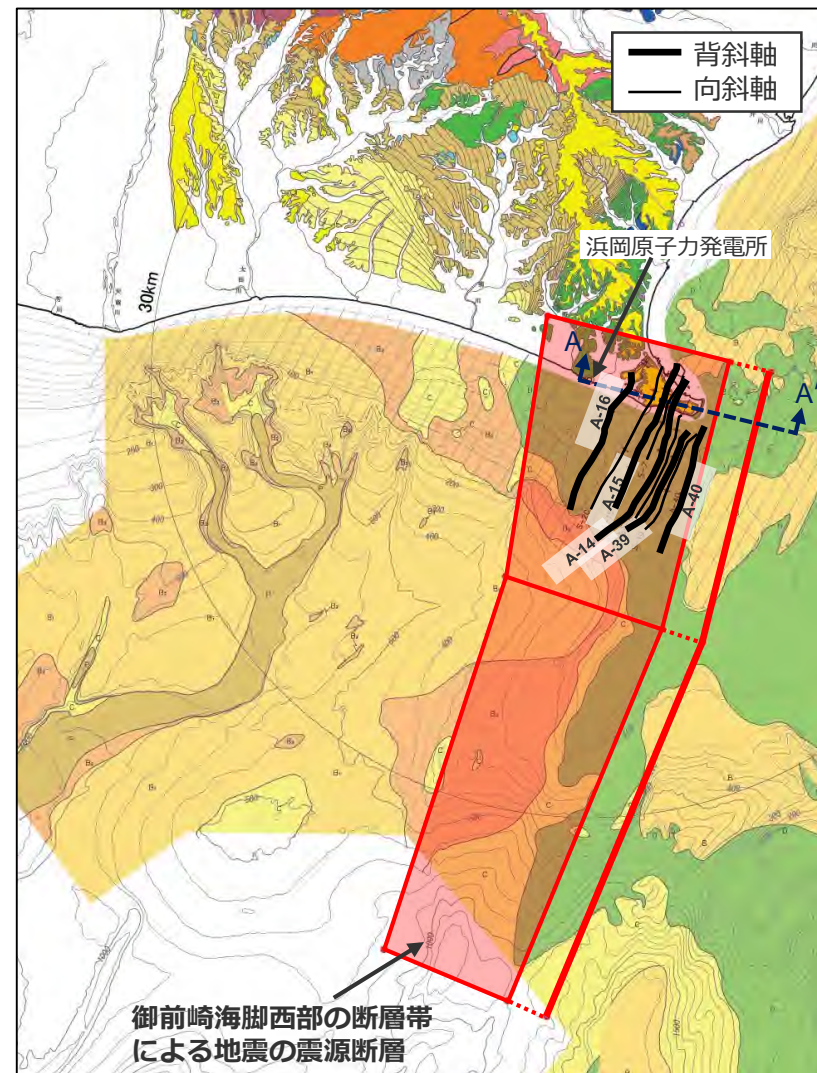
<補足説明資料③-02 内陸地殻内地震の検討用地震（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の選定における各震源モデル>
大陸棚から陸域に見られる褶曲構造による地震の震源モデルの設定
 （御前崎台地～御前崎南方沖の褶曲群による地震）

【震源モデルの設定】

- 御前崎台地～御前崎南方の褶曲群については、近傍に並走する「御前崎海脚西部の断層帯」（活断層長さ46.9km）に含めて評価することとし、以下のとおり震源モデルを想定する。
- 震源断層長さ
 - ・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を踏まえ、46.5kmとして設定。
- 断層面
 - ・音波探査結果により確認された断層分布に基づき設定。
- 断層傾斜角・断層タイプ
 - ・音波探査結果を踏まえ、深さ6km以浅は60°西傾斜、深さ6km以深は35°西傾斜の逆断層として設定。



<御前崎海脚西部の断層帯による地震の断層面（断面模式図(A-A')）>



<御前崎海脚西部の断層帯による地震の震源断層（平面図）>

＜補足説明資料③-02 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）の選定における各震源モデル＞
大陸棚から陸域に見られる褶曲構造による地震の震源モデルの設定
 （A-17断層による地震及びA-5・A-18断層による地震）

【震源モデルの設定】

○A-17断層による地震及びA-5・A-18断層による地震に関する震源モデルの設定方針は、以下のとおり。

○震源断層長さ

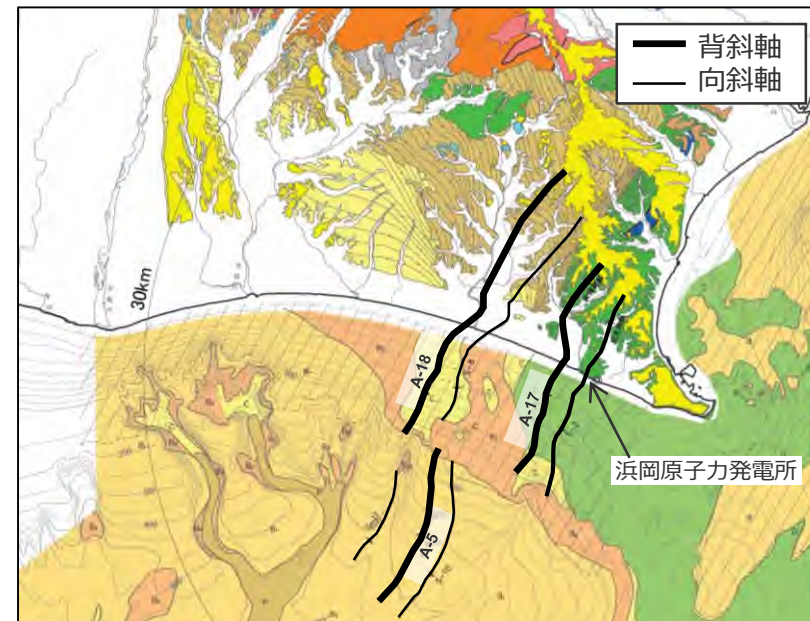
・地質調査結果、断層傾斜角及び地震発生層上端深さとの関係等を踏まえて設定。

○断層面※

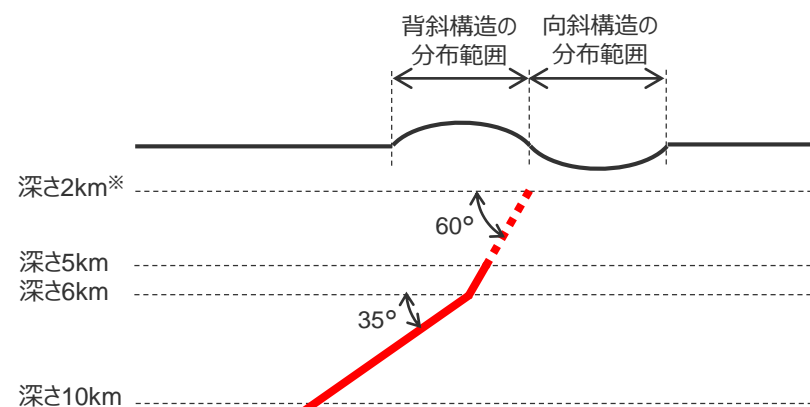
・断層タイプは、東西圧縮場において背斜構造ができるように逆断層とし、傾斜方向は付加体の構造や周辺にある御前崎海脚西部の断層帯を参考に西傾斜として想定。
 ・断層面の位置は、背斜構造の分布範囲のうち敷地に最も近い位置に想定することを基本とする。

○断層傾斜角

・周辺にある御前崎海脚西部の断層帯を参考に深さ6km以浅は60°、深さ6km以深は35°として設定（後述参照）。



＜褶曲構造の分布＞



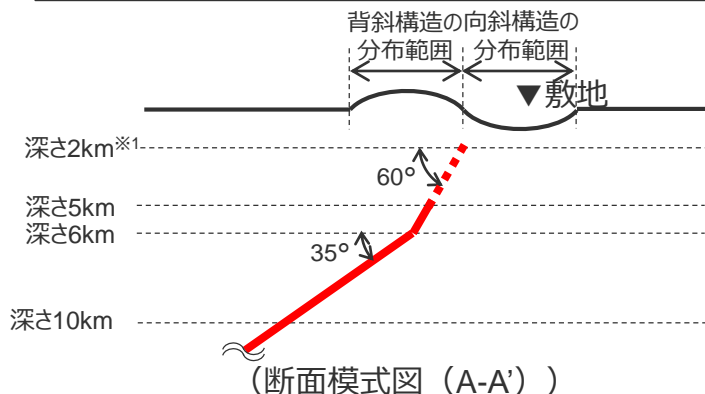
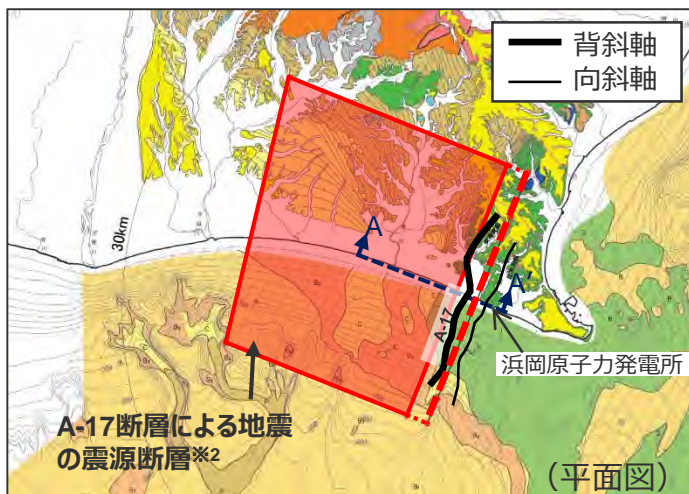
＜断層面の位置の考え方＞

※ 深さ約2kmの調査範囲において、地下深部に連続する断層は認められないことから、断層面は深さ2km以深に想定。

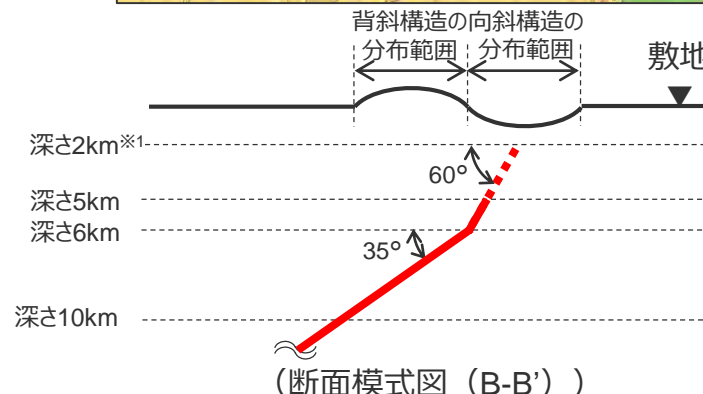
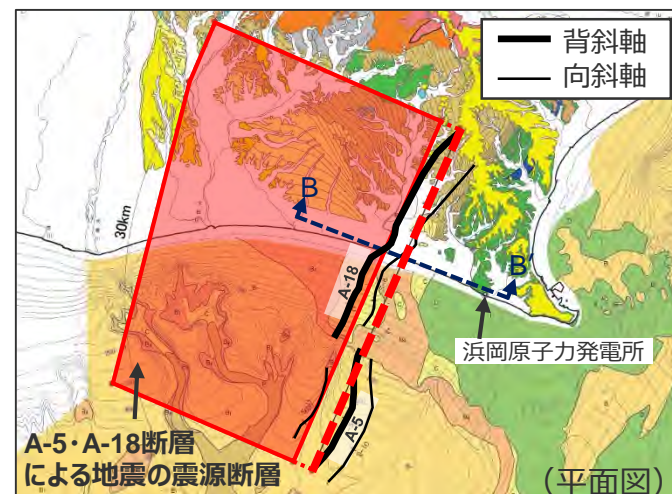
＜補足説明資料③-02 内陸地殻内地震の検討用地震（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の選定における各震源モデル＞
大陸棚から陸域に見られる褶曲構造による地震の震源モデルの設定
 （A-17断層による地震及びA-5・A-18断層による地震）

【断層面の設定】

- A-17断層（活断層長さ15.7km）による地震について、地質調査結果に基づく北端と南端を結んだ直線を断層トレースとして設定した断層面を、背斜構造の分布範囲のうち敷地に最も近い位置に想定する（A-17断層は、短い活断層であり、震源断層面は拡張して設定する（後述参照））。
- A-5・A-18断層（活断層長さ31.0km）による地震について、地質調査結果に基づく北端と南端を結んだ直線を断層トレースとして設定した断層面は、一部において背斜構造の分布範囲を超えているが、より敷地に近い位置に想定されるため、地震動評価にはこの断層面を用いる。



＜A-17断層による地震の断層面※1,2＞



＜A-5・A-18断層による地震の断層面※1＞

※1 深さ約2kmの調査範囲においては地下深部に連続する断層は認められないことから、断層面は深さ2km以深に想定。

※2 A-17断層による地震の震源断層は、後述する拡張後の震源断層面を描画。

大陸棚から陸域に見られる褶曲構造による地震の震源モデルの設定

(A-17断層による地震及びA-5・A-18断層による地震)

【強震動予測レシピ(2020)における断層傾斜角の設定】

○強震動予測レシピ(2020)によれば、震源モデルの断層傾斜角の設定について、以下のように記載されている。

- ①対象とする断層についての反射法探査結果など、断層の傾斜角を推定する資料がある場合にはそれを参照する。
- ②周辺にある同タイプの断層から傾斜角が推定できる場合には、それを参照する。
- ③上記のような資料が得られない場合、断層のずれのタイプ（ずれの方向）により、逆断層または正断層では45°、横ずれ断層では90°とする。

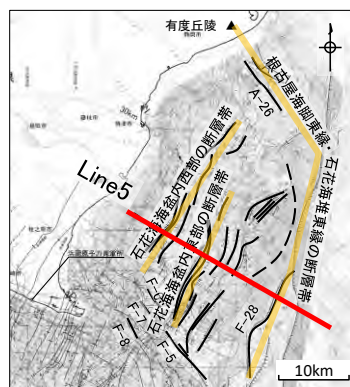


【A-17断層による地震及びA-5・A-18断層による地震の震源モデルの断層傾斜角の設定】

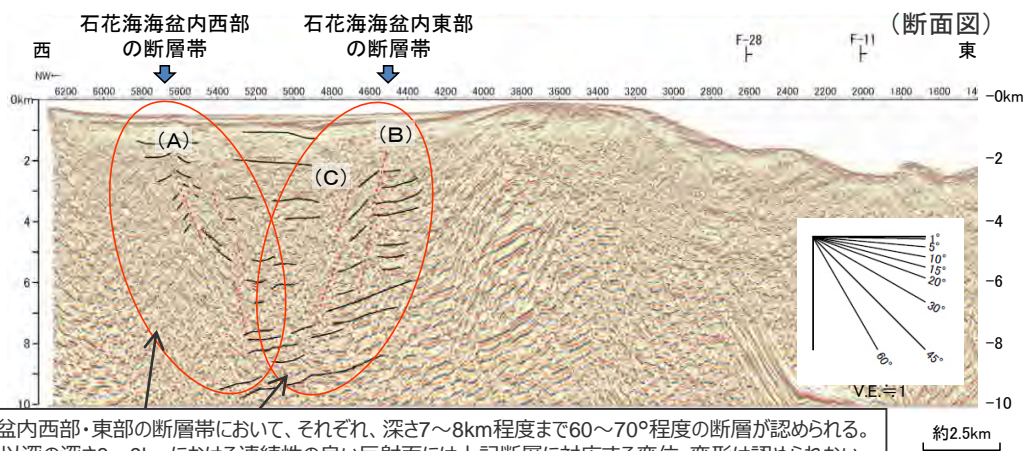
- A-17断層による地震及びA-5・A-18断層による地震では、①の方法において必要となる反射法探査結果などの断層の傾斜角を推定する資料は得られていない。一方、逆断層と想定しているこれらの断層の周辺には、同タイプの御前崎海脚西部の断層帯が存在していることから、断層傾斜角は②の方法で設定することとし、深さ6km以浅は60°、深さ6km以深は35°として設定する。
- なお、③の方法で設定する場合、逆断層を想定していることから断層傾斜角は45°となる。ここで、断層傾斜角が低角になるほど地震規模が大きくなり、②の方法により設定する震源断層の大部分（深さ6km以深）の断層傾斜角は35°であることから、②の方法で設定した場合の地震規模の方が、③の方法で設定した場合に比べて大きくなる。

<補足説明資料③-02 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）の選定における各震源モデル> 石花海盆内西部・東部の断層帯による地震の震源モデルの設定

○石花海盆内西部・東部の断層帯について、石花海盆内の圧縮応力場によって形成された逆断層と考えられ、それぞれ、深さ7～8km程度まで60～70°程度の断層が認められる。一方、これ以深の深さ8～9kmにおける連続性の良い反射面には上記断層に対応する変位・変形は認められないが、検討用地震（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の選定においては、地震発生層下端であるプレート境界面まで震源断層面を想定して評価する。



(配置図)



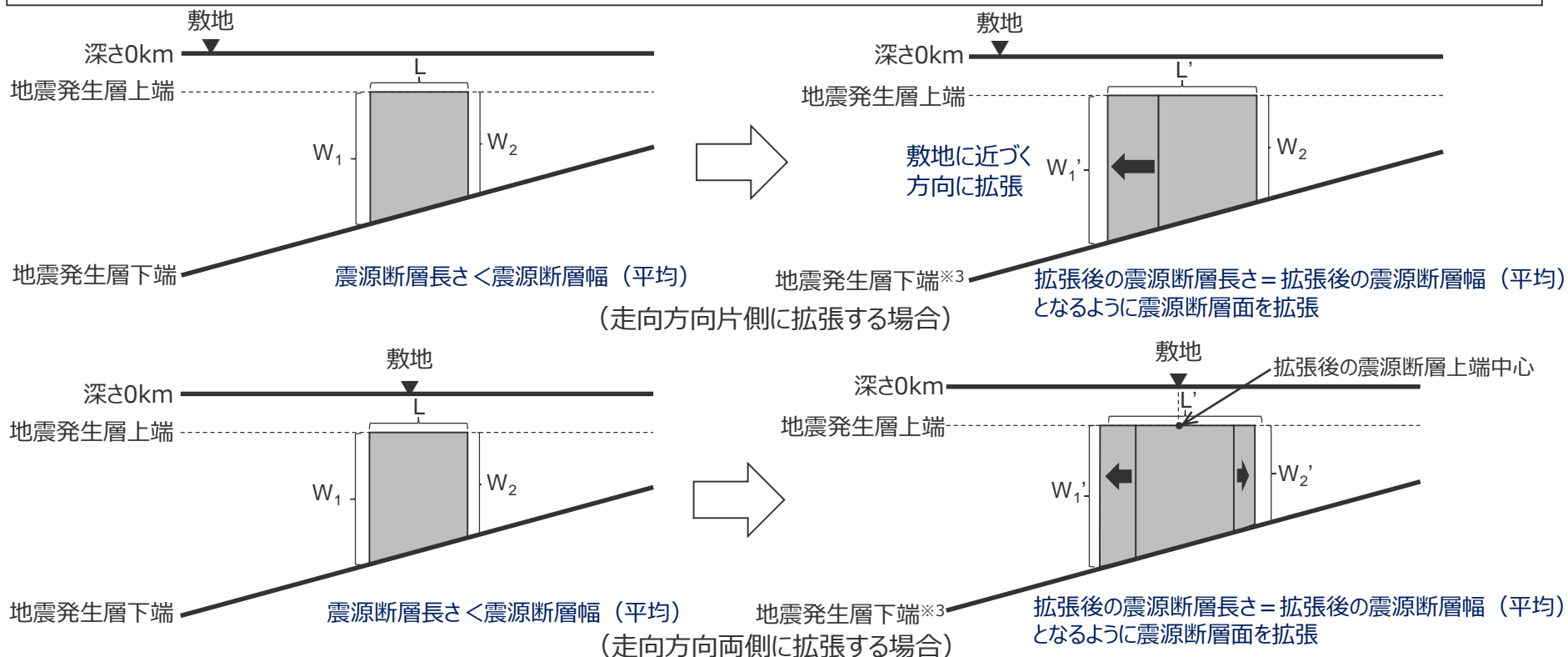
石花海盆内西部・東部の断層帯の形状

石花海盆内西部・東部の断層帯において、それぞれ、深さ7～8km程度まで60～70°程度の断層が認められる。一方、これ以深の深さ8～9kmにおける連続性の良い反射面には上記断層に対応する変位・変形は認められない。

<補足説明資料③-02 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）の選定における各震源モデル>

短い活断層の扱い

- 地質調査結果、断層傾斜角及び地震発生層上下端深さを考慮して地震発生層を飽和するように震源断層面を設定した際に、震源断層長さが震源断層幅（平均）※¹に満たないものを短い活断層とする。
- 短い活断層となる場合、震源断層長さが震源断層幅（平均）※¹と同等となるように、震源断層面を敷地に近づく走向方向片側又は両側に拡張する。
- 地震規模M_jは、拡張した後の震源断層面積から地震モーメントM₀を介して算出する。ただし、M₀=7.5×10¹⁸Nmに相当するM_j7.0※²に満たない場合は、M₀=7.5×10¹⁸NmとしてM_j7.0とする。
- 等価震源距離は、拡張した後の震源断層面から算出する。



<短い活断層の震源断層面の設定>

※1 震源断層幅（平均）は、震源断層面積を震源断層長さで除して算出。

※2 $M_0=7.5 \times 10^{18}$ Nmを武村(1990)でM_jに換算。

※3 拡張後の下端深さは、拡張前の両下端を通る直線をプレート境界と仮定して設定。

補足説明資料③-03
分岐断層の選定

検討概要

南海トラフの分岐断層の評価方針

- 南海トラフでは、大深度の反射法地震探査や掘削調査等の調査が詳細に行われ、外縁隆起帯のトラフ側斜面にプレート境界の浅部から分岐して海底面へ延びる分岐断層の存在が確認されている。この分岐断層の分布域で1944年東南海地震（M7.9）が発生した際に地震時の破壊が分岐断層に進行した可能性が津波波形データを用いたインバージョン解析から指摘されている。内閣府(2012)の「南海トラフの巨大地震モデル検討会」は、津波地震を発生させる可能性のある断層として、深さ10kmからトラフ軸にかけて、プレート境界浅部や分岐断層を考慮した津波断層モデルを設定している。
- 分岐断層は、プレート間地震の際にプレート境界面の破壊に伴い受動的に破壊し大きなすべりを生じさせ、その結果として顕著な地形的高まりを形成していると考えられる。このようなプレート間地震に伴う分岐断層は、内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層と比べて大きなすべりを生じさせるおそれがあるため、津波や地震動の評価において内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層とは異なる検討が必要である。



世界のプレート間地震に伴う分岐断層の事例の調査

- 世界のプレート沈み込み帯において分岐断層が報告されている付加体地域の事例を調査した。
- 1964年のアラスカ地震（Mw9.2）について、Plafker(1965)は、地殻変動の測量結果から大きな隆起を明らかにし、この下に分岐断層の存在を指摘。その後、反射法地震探査が行われて分岐断層が確認されている。
- 2004年スマトラ島沖地震（Mw9.1）については、反射法地震探査や地形の高まりなどから浅部に分岐断層の存在が指摘されており、1960年チリ地震（Mw9.5）については、南海トラフやアラスカ等の事例を基に、速度構造から推定した地質構造の境界付近に分岐断層が存在する可能性が指摘されている。
- 沈み込み帯の特徴の違いはあるものの、南海トラフと同様に、分岐断層の陸側に外縁隆起帯等の顕著な地形的高まりが存在している。



分岐断層の選定

- 分岐断層の大きなすべりによる地殻変動が累積することで、陸側傾斜の逆断層である分岐断層の陸側に外縁隆起帯等の顕著な地形的高まりが形成され、そのトラフ側に急崖が存在しているものと考えられる。
- 敷地周辺の活断層について、文献で分岐断層であると指摘されている断層を選定するとともに、詳細な地形調査及び音波探査記録による検討を加え、外縁隆起帯等の顕著な地形的高まりのトラフ側の急崖に位置する陸側傾斜の逆断層についても、プレート間地震に伴う分岐断層として選定する。

<補足説明資料③-03 分岐断層の選定>

南海トラフの地形的特徴と分岐断層

- 南海トラフ陸側における特徴的な地形は、前弧海盆と付加体であり、南海トラフの陸側には複数の前弧海盆が発達する。これらの前弧海盆は、足摺岬、室戸岬、潮岬、大王崎等の海岸線の南への張り出しによって分断されている。
- 前弧海盆は、海側の下部大陸斜面の付加体と外縁隆起帯によって境されている。付加体内にはトラフ軸に平行な多数の活断層が発達しており、これらの活断層は、分岐断層としてプレート境界でのすべりに伴う副次的な活動が海底面に出現しているものと考えられている（地震調査委員会(2013b)）。
- 南海トラフでは、大深度の反射法地震探査や掘削調査等の調査が詳細に行われ、顕著な地形的高まりである外縁隆起帯のトラフ側斜面にプレート境界の浅部から分岐して海底面へ延びる分岐断層が詳細に確認されている（地震調査委員会(2013b)、Moore et al.(2007)）。

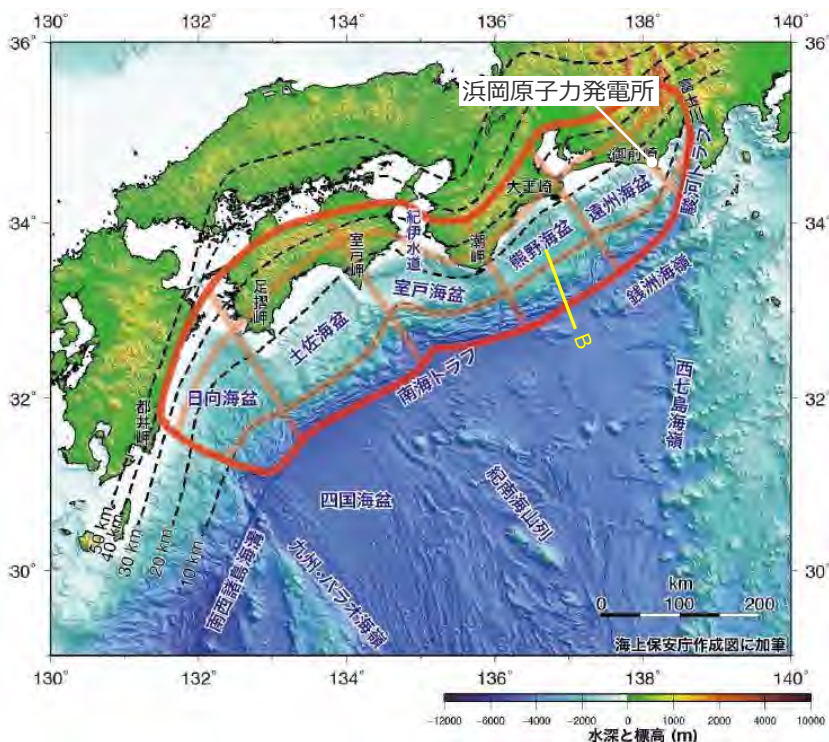
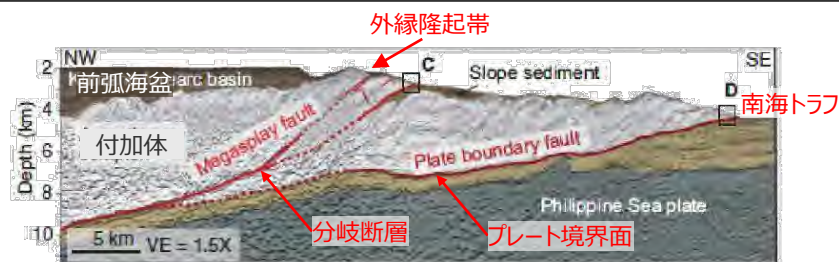


図1 南海トラフの評価対象領域とその区分け

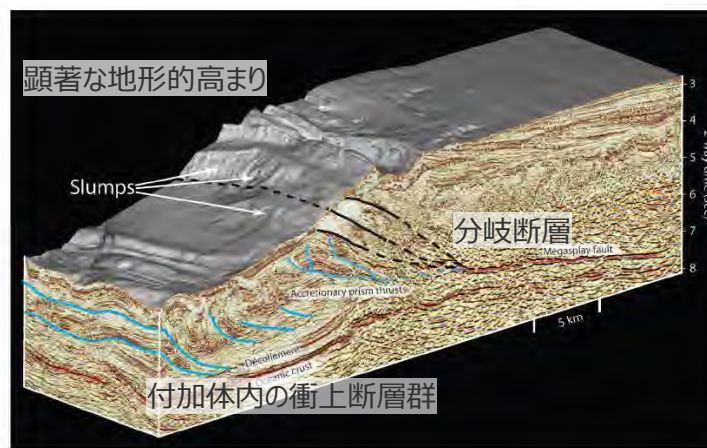
- ・赤線は最大クラスの地震の震源域を示す。
- ・薄い赤線は震源域を類型化するために用いた領域分けの境界線を示す。
- ・破線は本評価で用いたフィリピン海プレート上面の等深線を示す。

(地震調査委員会(2013b)に敷地位置を加筆) (Moore et al.(2007)に図の説明(顕著な地形的高まり、分岐断層、付加体内の衝上断層群)を加筆)



<南海トラフを切る反射断面(左図B断面)>

(地震調査委員会(2013b)に図の説明(南海トラフ、プレート境界面、外縁隆起帯、分岐断層、前弧海盆、付加体)を加筆)

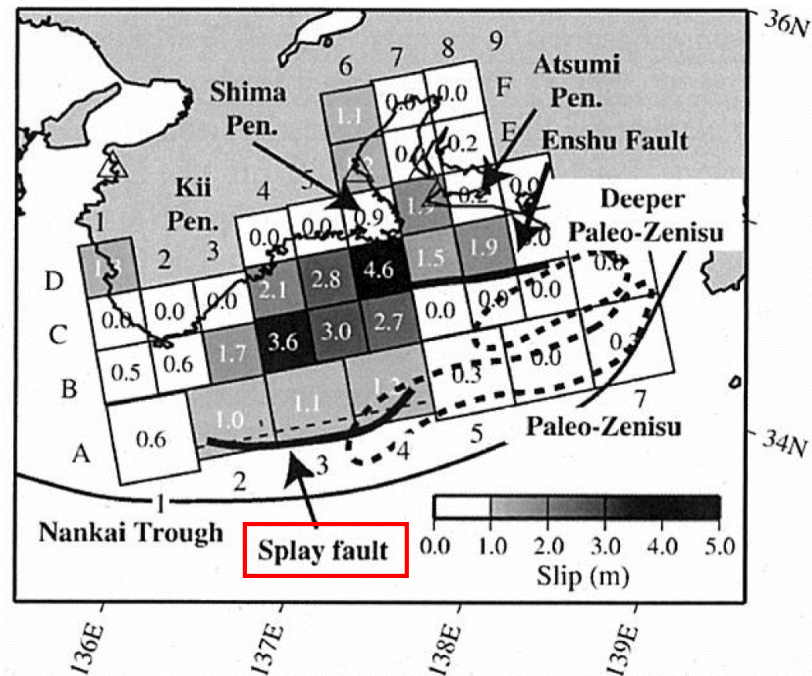


<熊野灘沖の3D地震反射図>

(Moore et al.(2007)に図の説明(顕著な地形的高まり、分岐断層、付加体内の衝上断層群)を加筆)

南海トラフの分岐断層 (1944年東南海地震)

○この分岐断層の分布域で、1944年東南海地震 (M7.9) が発生した際に地震時の破壊が分岐断層に進行した可能性が、津波波形データを用いたインバージョン解析から指摘されている (Baba et al.(2006))。



<津波波形データに基づくすべり分布>
(Baba et al.(2006)に赤枠を加筆)

南海トラフの分岐断層

(南海トラフの巨大地震モデル検討会)

- 内閣府(2012)の「南海トラフの巨大地震モデル検討会」による中間とりまとめでは、Sakaguchi et al.(2011)やPark et al.(2003)等に基づき、「トラフ軸付近の探査結果とそれに伴い実施されたボーリング調査で分岐断層の位置、プレート境界の先端部において、断層すべりによると考えられる高温履歴を検出し、分岐断層が地震時に動いている可能性があることが分かった。南海トラフは、日本海溝とは異なり、付加体が発達し、分岐断層が明瞭に確認されている。津波地震を発生させる可能性のある断層として、南海トラフでは、深さ10kmからトラフ軸までのプレート境界面の断層のみではなく、深さ10km付近から海底に向けてプレート境界面の傾きよりも急角度で延びる分岐断層がある。」としている。
- 上記を踏まえ、内閣府(2012)の「南海トラフの巨大地震モデル検討会」では、南海トラフで想定される最大クラスの津波として、深さ10km以浅のプレート境界浅部や分岐断層を考慮した津波断層モデルを設定している (p.133,134参照)。

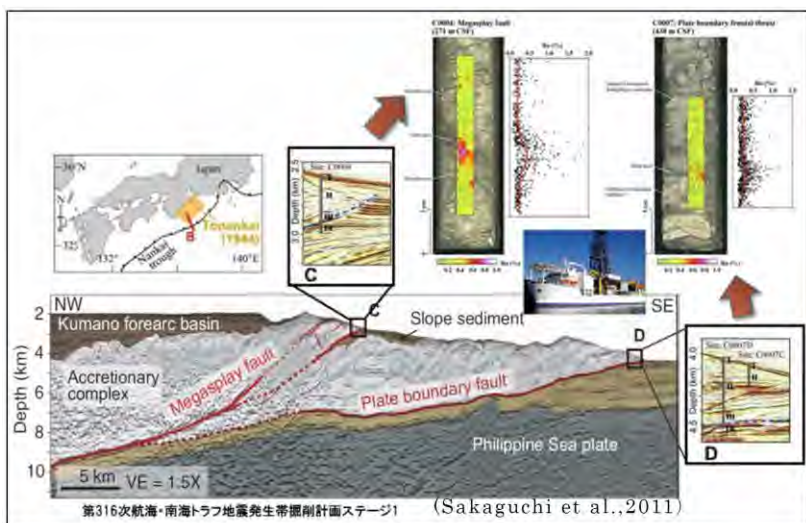


図 IV. 11 分岐断層の分布
(本検討会第3回会合 金田委員資料)

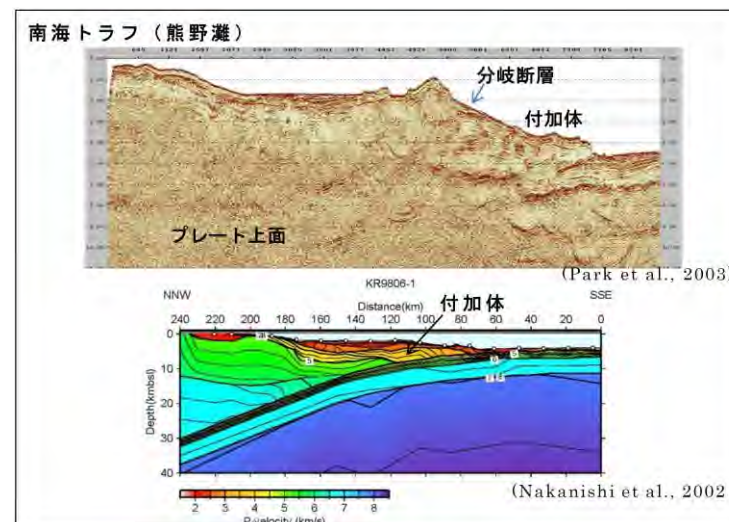


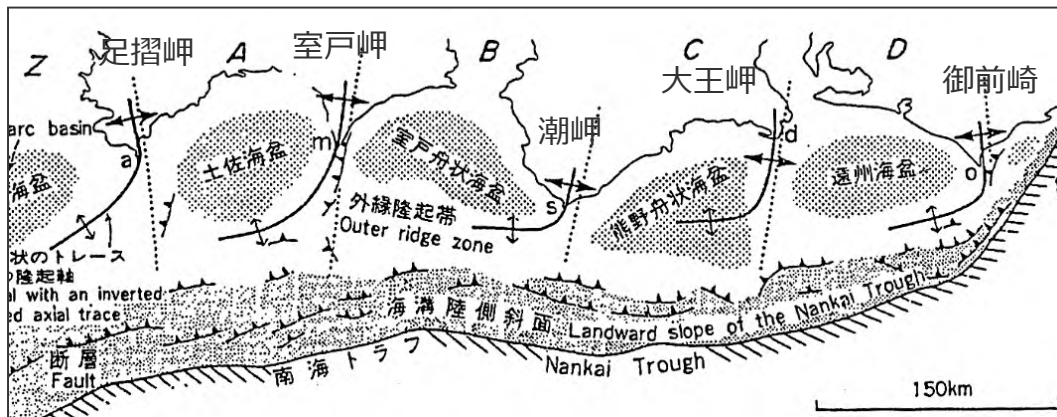
図 IV. 12 南海トラフと日本海溝の構造比較
(金田委員提供資料)

<内閣府(2012)の「南海トラフの巨大地震モデル検討会」による中間とりまとめ資料より抜粋>

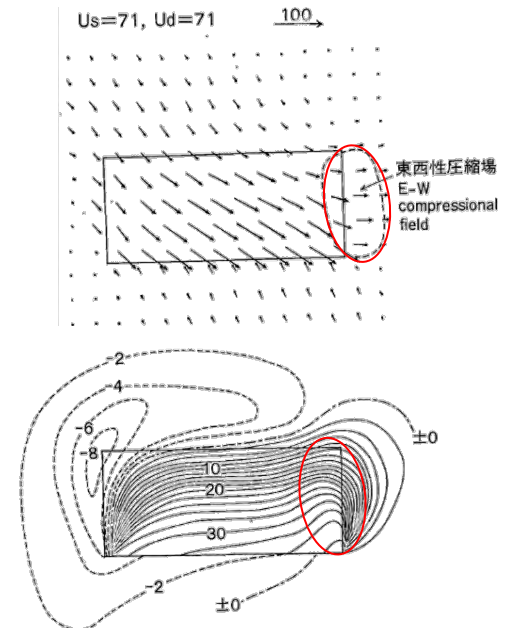
南海トラフの分岐断層

(前弧海盆を区切る隆起帯)

- 杉山(1989、1990等)は、西南日本の前縁部が、プレート境界地震の震源域に対応する5つの構造単元に区分されるとし、各構造単元の境界部には室戸岬、御前崎などの岬から沖合いの外縁隆起帯へ連続し前弧海盆を区切る逆L字型の隆起帯が認められている。また東海沖においては、遠州灘沖の外縁隆起帯から御前崎海脚を経て牧ノ原台地に至る逆L字状のトレースを持つ隆起帯とその前面に逆断層の存在を指摘しており、これらの形成についてプレートの斜め沈み込みによるものとしている。
- 地震調査委員会(2013b)は、隆起帯の前面に発達する逆断層群が単独で活動するのではなく、プレート間地震に伴う副次的な活動(分岐断層)とみなされるとしている。



<西南日本前縁部の大地形及び地質構造>
(杉山(1989)に岬の名称(御前崎、大王岬、潮岬、室戸岬、足摺岬)を加筆)

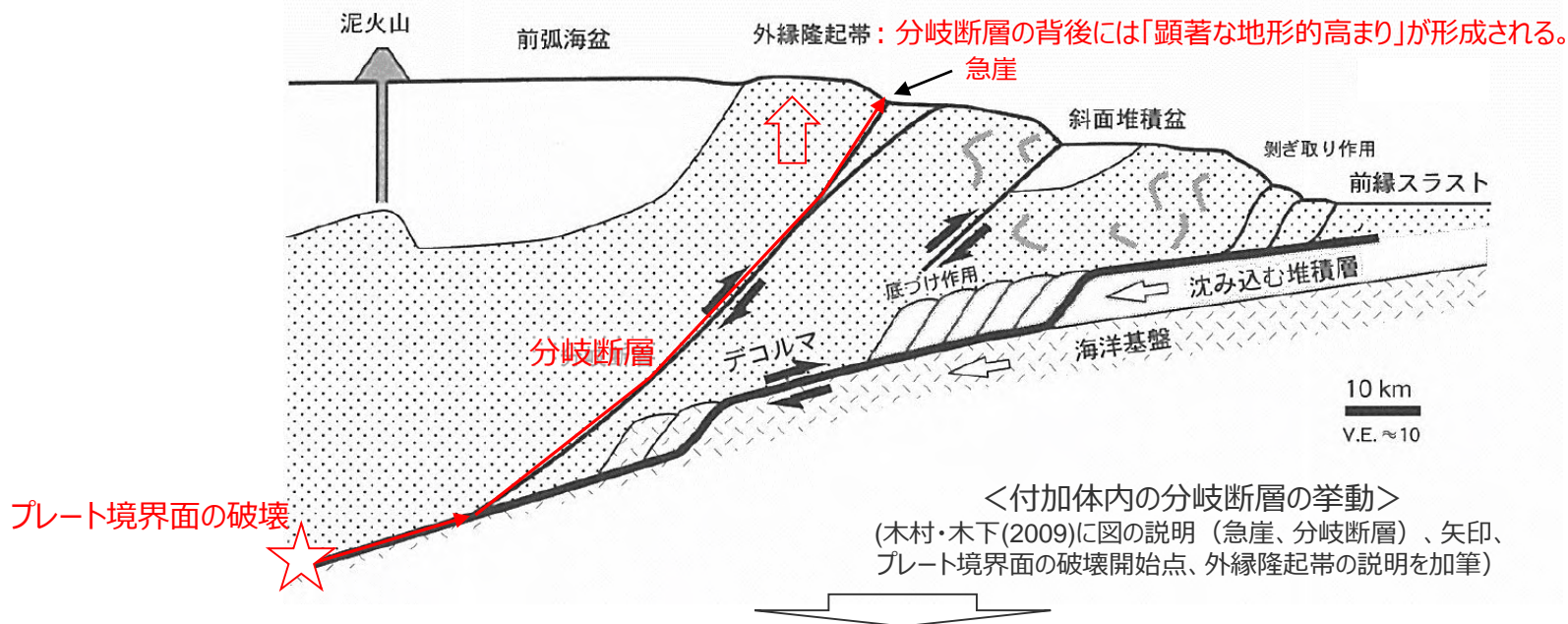


<右ずれ逆断層運動による地表の水平変位(上)と垂直変位(下)>
(杉山(1989)に赤枠を加筆)

南海トラフの分岐断層

(地形的特徴と評価方針)

- 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し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）。
- ⇒分岐断層は、プレート間地震の際にプレート境界面の破壊に伴い受動的に破壊することで、内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層と比べて大きなすべりを生じさせるおそれがある。大きなすべりによる地殻変動が累積することで、分岐断層の陸側に外縁隆起帯等の顕著な地形的高まりが形成され、そのトラフ側に急崖が認められると考えられる。

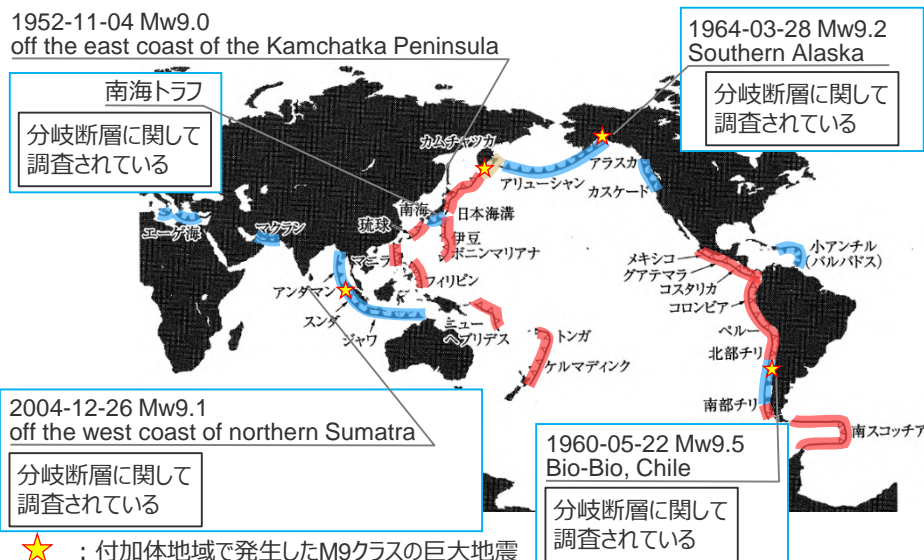


- プレート間地震に伴う分岐断層は、内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層と比べて大きなすべりを生じさせるおそれがあるため、津波や地震動の評価において内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層とは異なる検討が必要である。

世界のプレート間地震に伴う分岐断層の事例の調査

- 南海トラフ以外の沈み込み帯では、1964年アラスカ地震（Mw9.2）、2004年スマトラ島沖地震（Mw9.1）、1960年チリ地震（Mw9.5）等の巨大プレート間地震が発生しており、分岐断層の活動も指摘されている。また、それらは世界で最も詳細に調査が実施されている沈み込み帯である南海トラフの知見を基に考察がなされている※（木村・木下(2009)、Haeussler et al.(2015)、Sibuet et al.(2007)、Contreras-Reyes et al.(2010)等）。
- 世界のプレート沈み込み帯の特徴（沈み込み速度、付加体形状等）は地域によって異なるほか（Clift and Vannucchi(2004)）、地震活動（カップリング率等）も地域によって異なっている（Heuret et al.(2011)）。

※主な科学技術系論文データベース等を対象に文献調査（産総研Geolis、J-STAGE等の公的機関のHP、CiNii、KAKEN、JAIRO）



2004-12-26 Mw9.1
off the west coast of northern Sumatra
分岐断層に関して調査されている

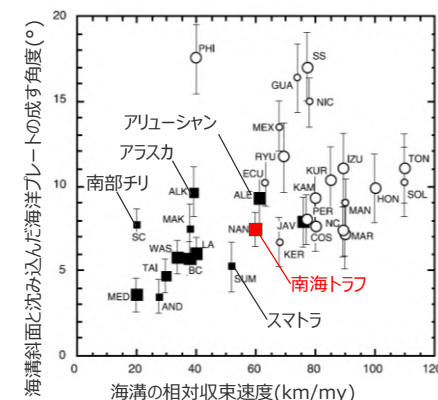
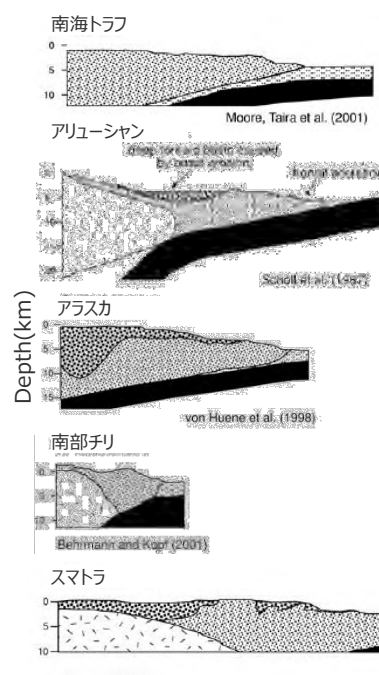
1960-05-22 Mw9.5
Bio-Bio, Chile
分岐断層に関して調査されている

- ★ : 付加体地域で発生したM9クラスの巨大地震
- : 付加体の発達するもの
- : 造溝性浸食作用が卓越するもの

巨大地震の震源と規模は1900年以降、Mw9以上
USGS (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>)

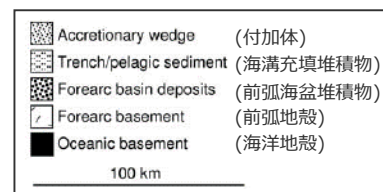
<世界の沈み込み帯と巨大地震及び分岐断層>

(木村・木下(2009)に凡例に示す図、地震名、分岐断層に関して調査されている旨を加筆)



<付加体形状と収束速度関係>

(Clift and Vannucchi(2004)に図の説明（アリューシャン、南海トラフ、スマトラ、アラスカ南部チリ、海溝斜面と沈み込んだ海洋プレートの成す角度(°)、海溝の相対収束速度(km/my))を加筆)

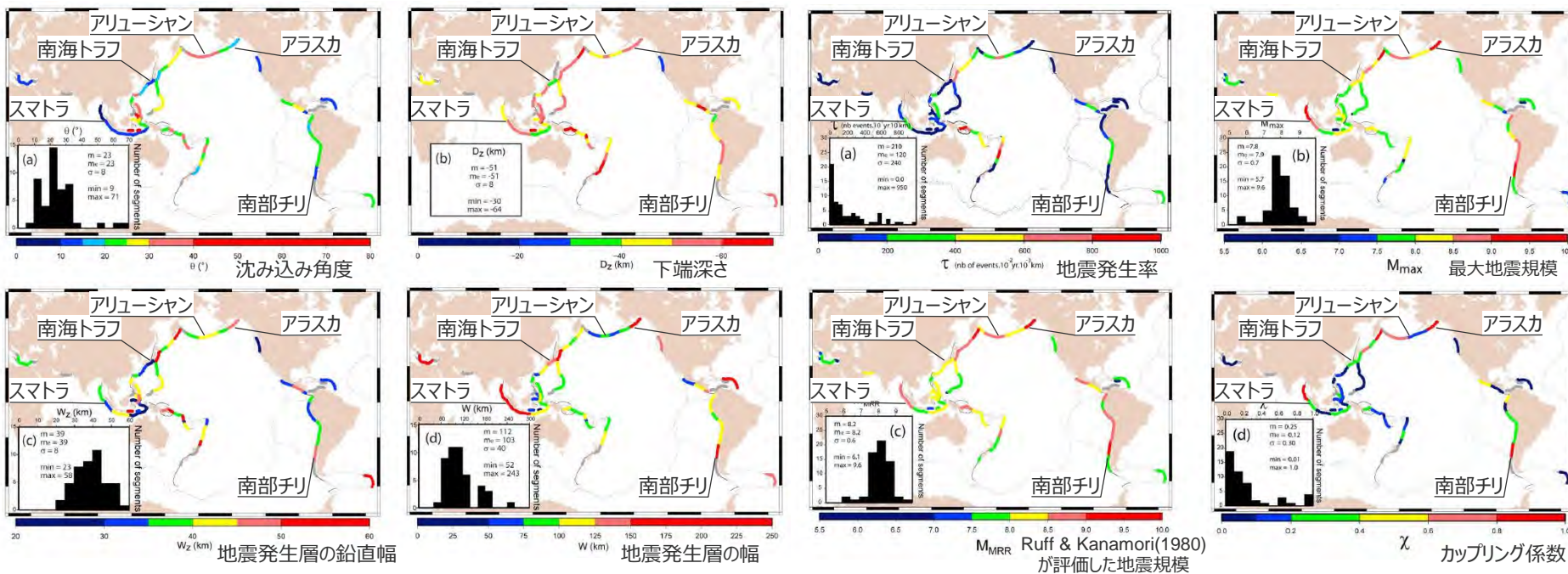


<世界の様々な付加体形状>

(Clift and Vannucchi(2004)に図の説明（南海トラフ、アリューシャン、アラスカ、南部チリ、スマトラ、Depth(km)、付加体、海溝充填堆積物、前弧海盆堆積物、前弧地殻、海洋地殻）を加筆)

世界のプレート間地震に伴う分岐断層の事例の調査

- Heuret et al.(2011)は、世界の沈み込み帯を対象に、幾何学的形状や地震活動について統計的に検討を行っている。
- 世界のプレート沈み込み帯の特徴（沈み込み角度、地震発生層の幅、カップリング係数等）は地域によって異なっている（Heuret et al.(2011)）。



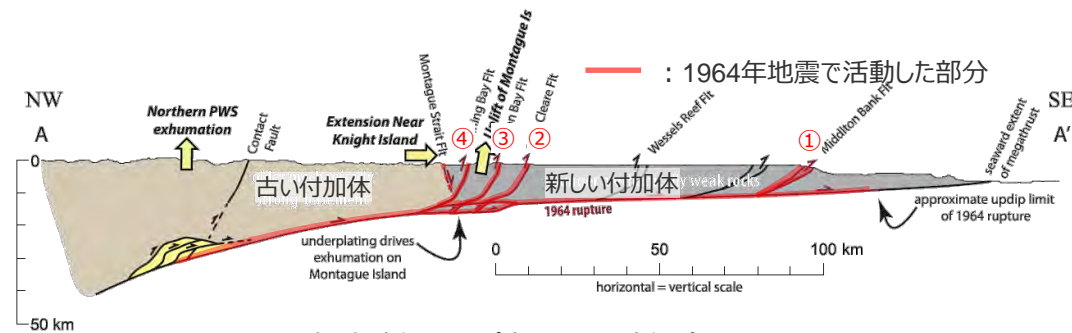
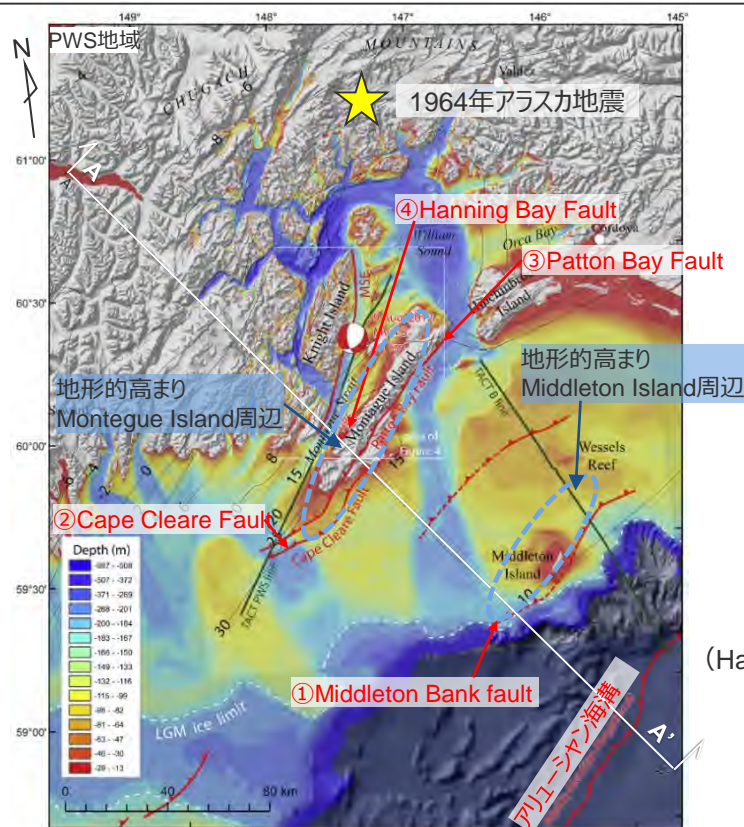
<幾何学形状の比較> (Heuret et al.(2011)に地域名、描画内容を加筆) <地震活動の比較> (Heuret et al.(2011)に地域名、描画内容を加筆)

<沈み込み帯のパラメータ> (Heuret et al.(2011)より作成)

沈み込み帯	沈み込み角度 $\theta(^{\circ})$	下端深さ $D_z(\text{km})$	地震発生層の鉛直幅 $W_z(\text{km})$	地震発生層の幅 $W(\text{km})$	地震発生率 $T(\text{nb of year } 10^{-2}\text{yr } 10^{-3}\text{km})$	最大地震規模 M_{\max}	Ruff & Kanamori(1980) が評価した地震規模 M_{MRR}	カップリング係数 χ
南海トラフ	10	35	23	132	20	8.1	8.5	0.22
アリューシャン	35	56	42	75	698	8.6	8.8	0.79
アラスカ	15	54	47	180	58	9.2	9.2	1.82
南部チリ	14	50	45	190	23	9.5	9.5	2.5
スマトラ	11	53	33	174	294	8.6	8.7	0.32

世界のプレート間地震に伴う分岐断層の事例の調査 (アラスカ)

- アラスカのプレート沈み込み帯は、南海トラフと同様に付加体が発達している。このプレート沈み込み帯では、1964年アラスカ地震 (Mw9.2) が発生している。
- Plafker(1965)は、地殻変動の測量結果から大きな隆起を明らかにし、この下に分岐断層の存在を指摘した。その後、反射法地震探査が行われて分岐断層が確認されている (Haeussler et al.(2015))。
- これらの分岐断層は、海溝軸から50km程度と150km程度離れたところに位置しており、背後に地形的高まりを形成しているとされている (Haeussler et al.(2015))。



<解釈断面図 (左図A-A'断面) >

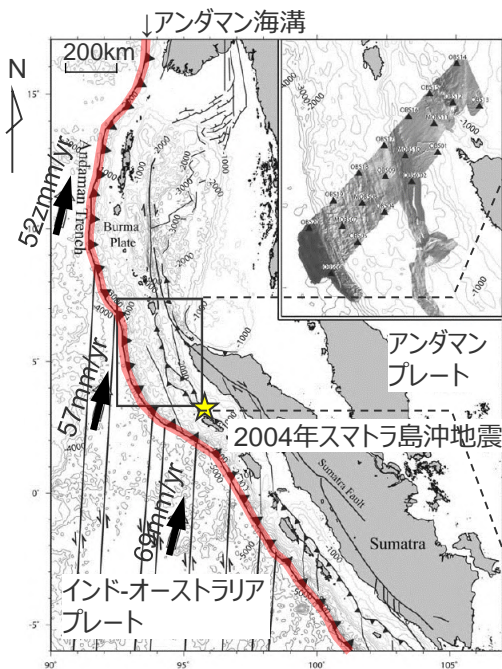
(Haeussler et al.(2015)に図の説明 (新しい付加体、古い付加体、1964年地震で活動した部分) を加筆)

<アラスカ沈み込み帯における分岐断層の分布>

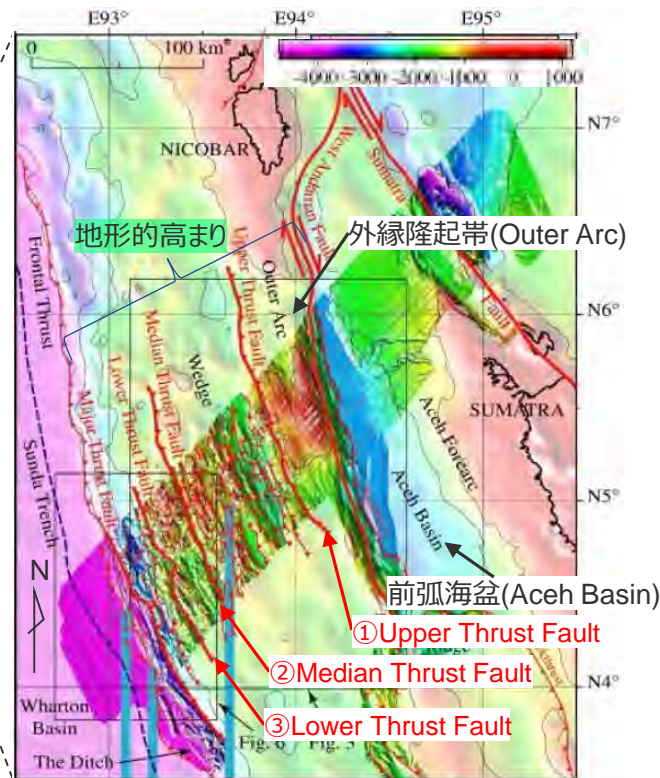
(Haeussler et al.(2015)に図の説明 (アリューシャン海溝、①Middleton Bank fault、②Cape Clear Fault、③Patton Bay Fault、④Hanning Bay Fault)、地形的高まり、1964年アラスカ地震の震源、右図断面位置を加筆)

世界のプレート間地震に伴う分岐断層の事例の調査 (スマトラ)

- スマトラのプレート沈み込み帯は、南海トラフと同様に付加体が発達している。このプレート沈み込み帯では、2004年スマトラ島沖地震（Mw9.1）が発生している。
- 2004年スマトラ島沖地震（Mw9.1）については、反射法地震探査や地形の高まりなどから浅部に分岐断層の存在が指摘されており、これらはトラフ軸に平行な地形的高まりに沿って分布している（Sibuet et al.(2007)）。



<2004年スマトラ島沖地震震源域周辺平面図>
(Lin et al.(2009)に図の説明 (アンダマンプレート、インドオーストラリアプレート、アンダマン海溝、2004年スマトラ島沖地震の震源、沈み込み速度)、スケール、方位を加筆)

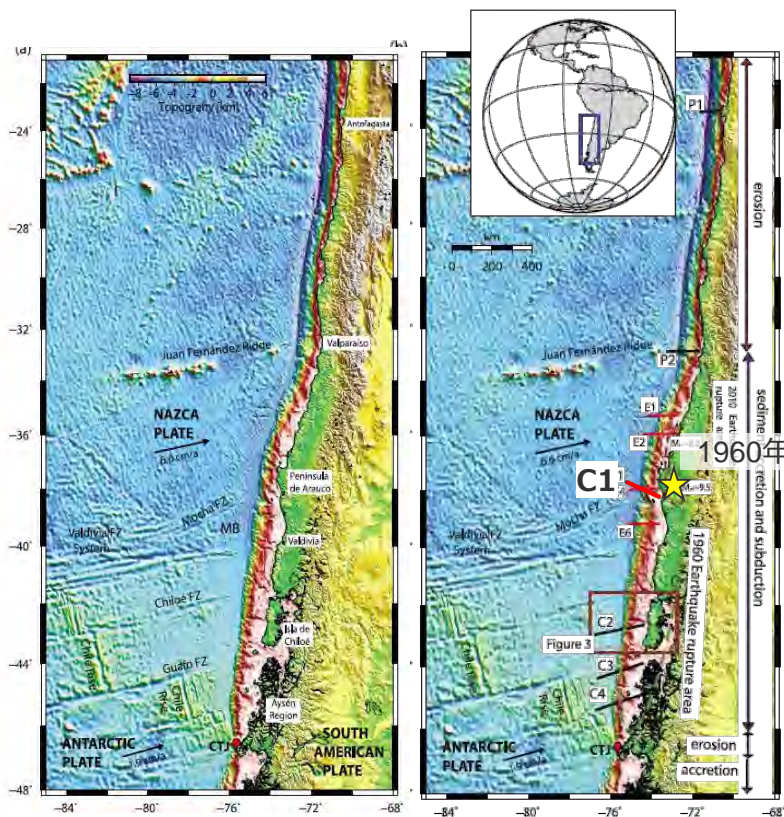


<スマトラ島沖の分岐断層の分布と地形>
(Sibuet et al.(2007)に図の説明 (前弧海盆(Aceh Basin)、外縁隆起帯(Outer Arc)、①Upper Thrust Fault、②Median Thrust Fault、③Lower Thrust Fault)、地形的高まりを加筆)

世界のプレート間地震に伴う分岐断層の事例の調査

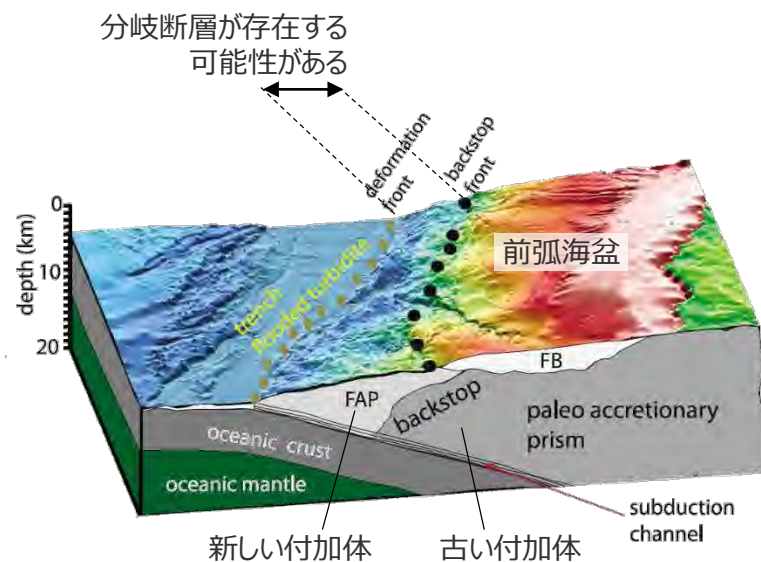
(チリ南部)

- チリのプレート沈み込み帯は、南海トラフと同様に付加体が発達している。このプレート沈み込み帯では、1960年チリ地震 (Mw9.5) をはじめとしてM8.5以上の地震が複数回発生している。
- 1960年チリ地震 (Mw9.5) の震源域周辺では、南海トラフやアラスカ等の事例を基に速度構造から推定した地質構造の境界付近に分岐断層が存在する可能性が指摘されている (Contreras-Reyes et al.(2010))。



<チリ地震震源域の分岐断層の分布と地形>

(Contreras-Reyes et al.(2010)に図の説明 (1960年チリ地震) を加筆)



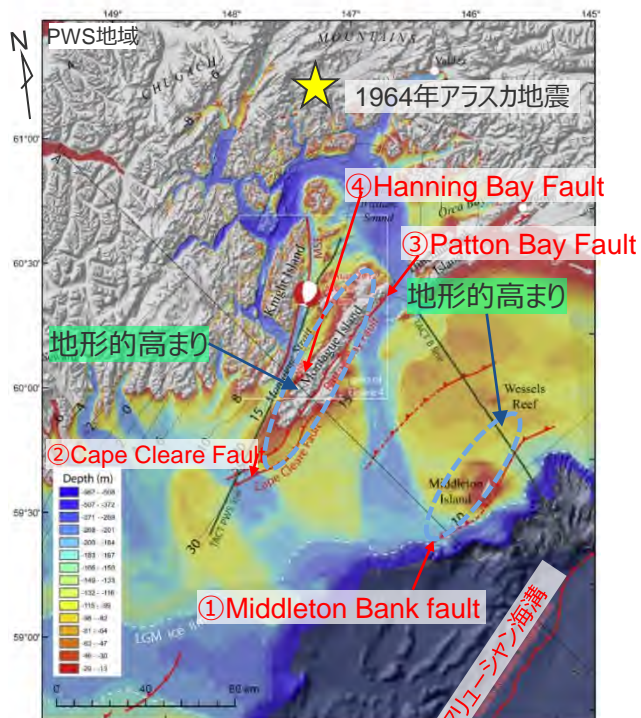
<海底地形及び地質構造区分 (左図C1) >

(Contreras-Reyes et al.(2010)に図の説明 (前弧海盆、新しい付加体、古い付加体)、分岐断層が存在する可能性がある旨を加筆)

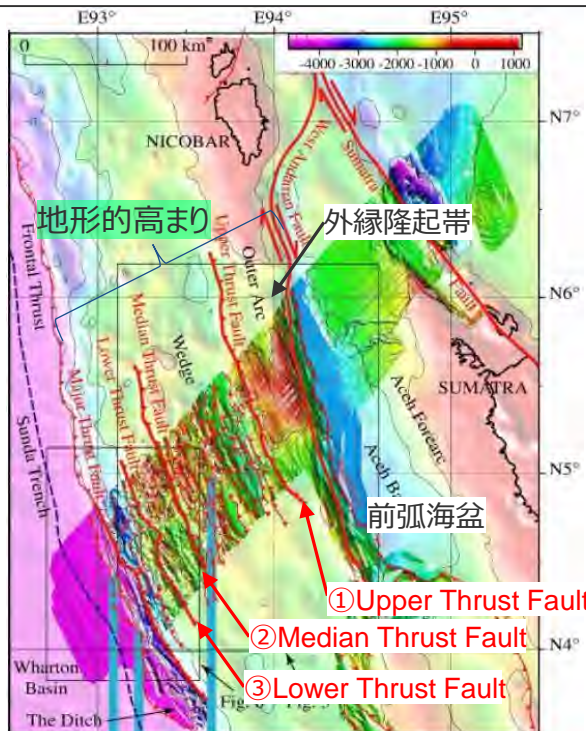
世界のプレート間地震に伴う分岐断層の事例の調査

(まとめ)

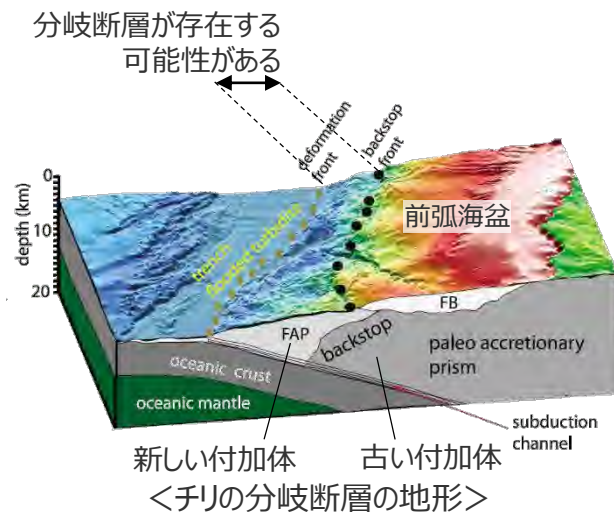
○敷地周辺の活断層について、プレート間地震に伴い海底面に大きなすべりを生じさせるおそれのある分岐断層の選定を行うに際し、世界のプレート沈み込み帯において分岐断層が報告されている付加体地域の事例について文献調査を行い、分岐断層と地形的特徴との関係について検討を行った。



<アラスカ沈み込み帯における分岐断層の分布>
(Haeussler et al.(2015)に図の説明 (アリューシャン海溝、①Middleton Bank fault、②Cape Clear Fault、③Patton Bay Fault、④Hanning Bay Fault)、地形的高まり、1964年アラスカ地震の震源を加筆)



<スマトラ島沖の分岐断層の分布と地形>
(Sibuet et al.(2007)に図の説明 (前弧海盆(Aceh Basin)、外縁隆起帯(Outer Arc)、①Upper Thrust Fault、②Median Thrust Fault、③Lower Thrust Fault)、地形的高まりを加筆)



分岐断層が存在する可能性がある
(Contreras-Reyes et al.(2010)に図の説明 (前弧海盆、新しい付加体、古い付加体)、分岐断層が存在する可能性がある旨を加筆)

○世界のプレート沈み込み帯において分岐断層が報告されている付加体地域の事例を調査した結果、沈み込み帯の特徴の違いはあるものの、南海トラフと同様に、分岐断層の上盤側に外縁隆起帯等の顕著な地形的高まりが存在している。

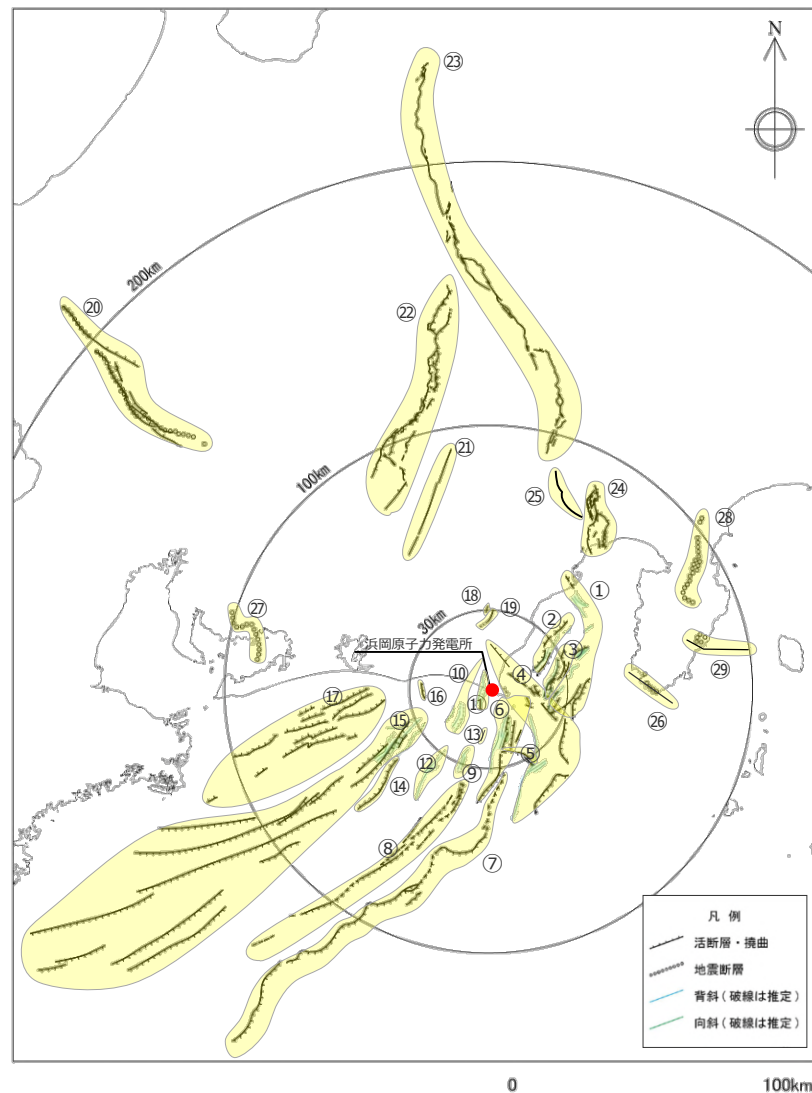
選定方針

- プレート間地震に伴う分岐断層は、内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層と比べて大きなすべりを生じさせるおそれがあるため、津波や地震動の評価において内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層とは異なる検討が必要である。
- 南海トラフ及び世界の分岐断層の事例について調査を行った結果、分岐断層の大きなすべりによる地殻変動が累積することで、陸側傾斜の逆断層である分岐断層の陸側に外縁隆起帯等の顕著な地形的高まりが形成され、そのトラフ側に急崖が存在しているものと考えられる。



- 敷地周辺の活断層について、文献で分岐断層であると指摘されている断層を選定するとともに、詳細な地形調査及び音波探査記録による検討を加え、外縁隆起帯等の顕著な地形的高まりのトラフ側の急崖に位置する陸側傾斜の逆断層についても、プレート間地震に伴う分岐断層として選定する。
- 上記以外の活断層は、内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層とする。

①根古屋海脚東縁・石花海堆東縁の断層帯、②石花海海盆内西部の断層帯、③石花海海盆内東部の断層帯、④御前崎海脚東部の断層帯・牧ノ原南稜の断層、⑤F-12断層、⑥御前崎海脚西部の断層帯、⑦東海断層系、⑧小台場断層系、⑨A-4断層、⑩A-5・A-18断層、⑪A-17断層、⑫A-6断層、⑬A-41断層、⑭天竜海底谷に沿う断層、⑮遠州断層系、⑯F-16断層、⑰渥美半島沖の断層、⑱杉沢付近のリニアメント・変位地形、⑲大島付近のリニアメント・変位地形、⑳濃尾断層帯、㉑中央構造線北端部、㉒伊那谷断層帯、㉓糸魚川-静岡構造線活断層帯、㉔富士川河口断層帯、㉕身延断層、㉖石廊崎断層、㉗深溝断層、㉘北伊豆断層帯、㉙稻取断層帯

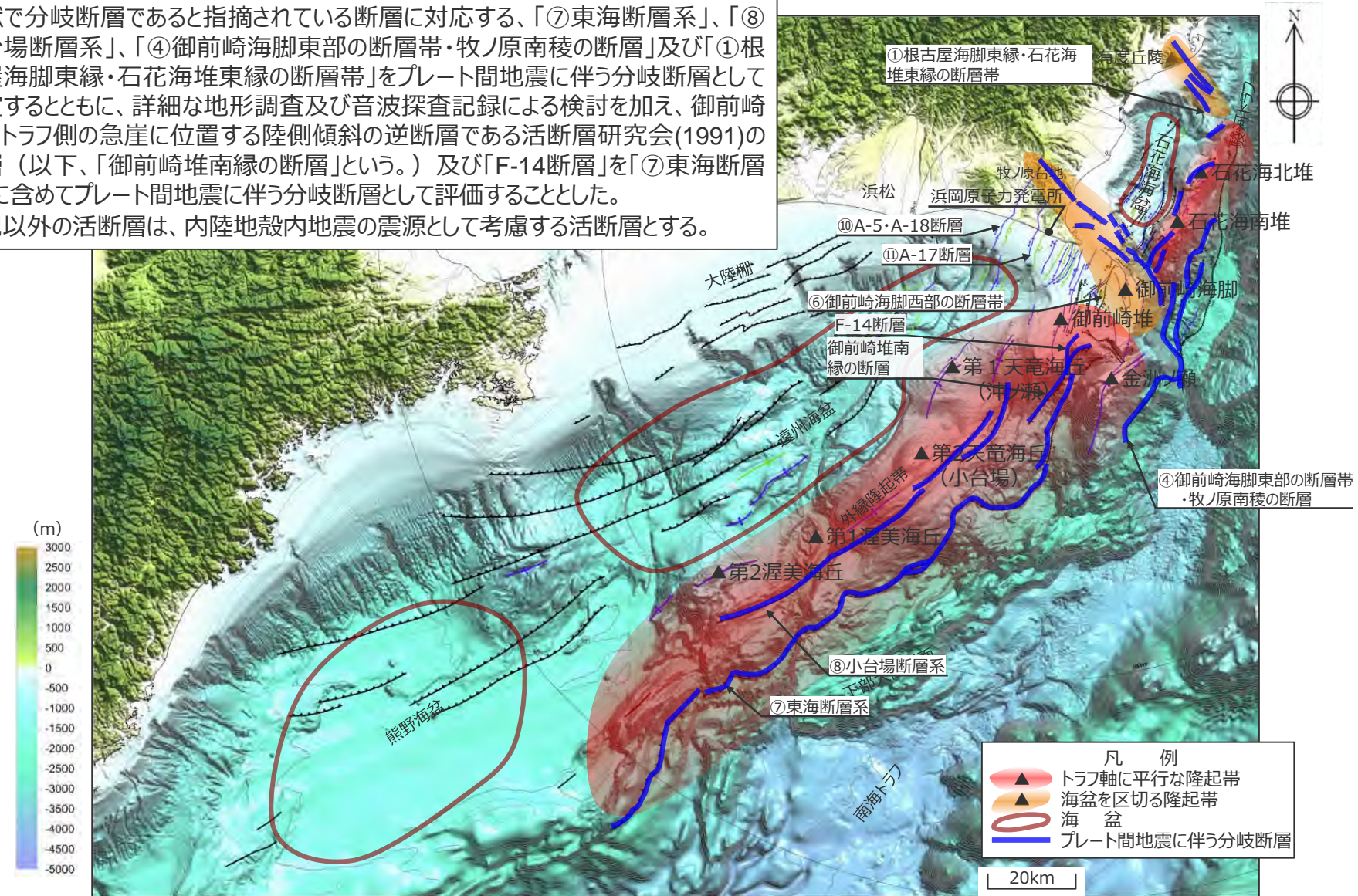


<活断層の分布状況（活断層評価結果）>

<補足説明資料③-03 分岐断層の選定>

プレート間地震に伴う分岐断層の選定結果

- 文献で分岐断層であると指摘されている断層に対応する、「⑦東海断層系」、「⑧小台場断層系」、「④御前崎海脚東部の断層帯・牧ノ原南稜の断層」及び「①根古屋海脚東縁・石花海堆東縁の断層帯」をプレート間地震に伴う分岐断層として選定するとともに、詳細な地形調査及び音波探査記録による検討を加え、御前崎堆のトラフ側の急崖に位置する陸側傾斜の逆断層である活断層研究会(1991)の断層（以下、「御前崎堆南縁の断層」という。）及び「F-14断層」を「⑦東海断層系」に含めてプレート間地震に伴う分岐断層として評価することとした。
- 上記以外の活断層は、内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層とする。



海上保安庁『海洋台帳』に敷地位置、凡例に示す地形、図の説明（駿河トラフ、南海トラフ、下部大陸斜面、大陸棚、浜松、有度丘陵、牧ノ原台地）、スケールを加筆
Copyright © Chubu Electric Power Co., Inc. All rights reserved.

<補足説明資料③-03 分岐断層の選定>

文献が指摘する分岐断層 (1 / 2)

○東海沖海底活断層研究会(1999)、徳山・他(1998)において、「⑦東海断層系」及び「⑧小台場断層系」は分岐断層であることが指摘されていることからプレート間地震に伴う分岐断層として選定する。

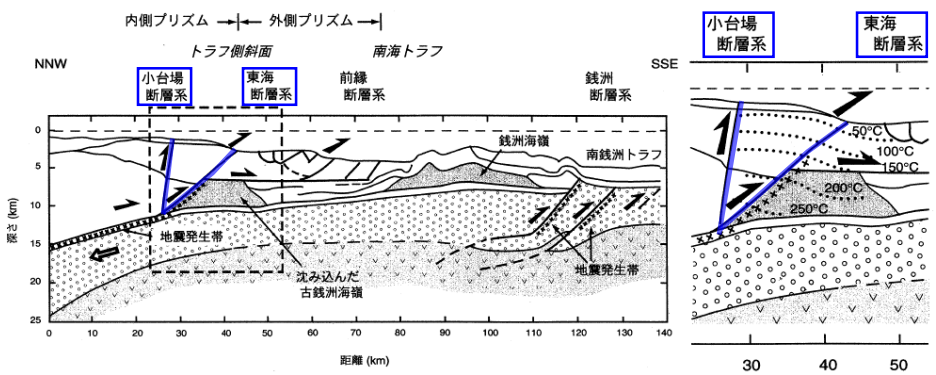
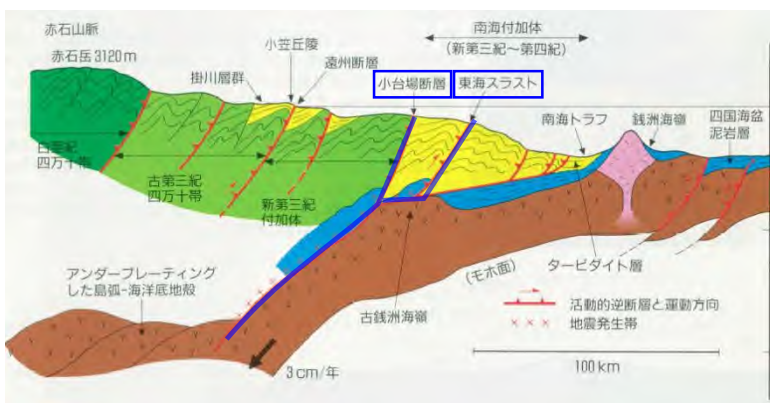


図 2.7 南海トラフ陸側斜面の構造図 (図 2.5b の解釈図)

<南海トラフ陸側斜面の構造図>

(東海沖海底活断層研究会(1999)に青枠、断層線を加筆)



<沈み込み帯から南アルプスに至る島弧の地質断面図>

(徳山・他(1998)に青枠、断層線を加筆)



海上保安庁『海洋台帳』に敷地位置、凡例に示す地形、図の説明 (南海トラフ、遠州灘、大陸灘、渥美半島) を加筆

└ 20km ─┘

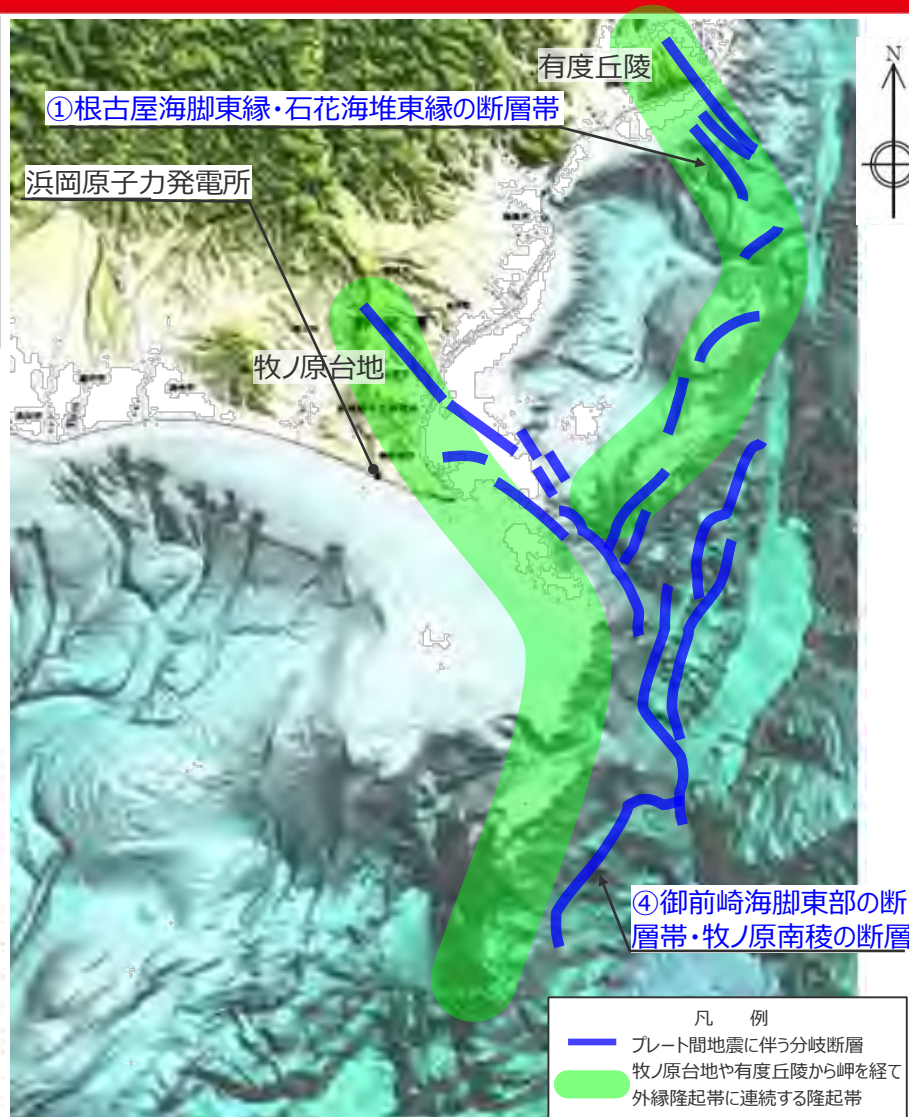
<補足説明資料③-03 分岐断層の選定>

文献が指摘する分岐断層 (2 / 2)

○地震調査委員会(2013b)等は、牧ノ原台地や有度丘陵から岬を経て外縁隆起帯に連続する隆起帯の前面に位置する陸側傾斜の逆断層について、単独で活動するのではなく、プレート間地震に伴う副次的な活動（分岐断層）とみなされるとしており、これに対応する「①根古屋海脚東縁・石花海堆東縁の断層帯」及び「④御前崎海脚東部の断層帯・牧ノ原南稜の断層」をプレート間地震に伴う分岐断層として選定する。




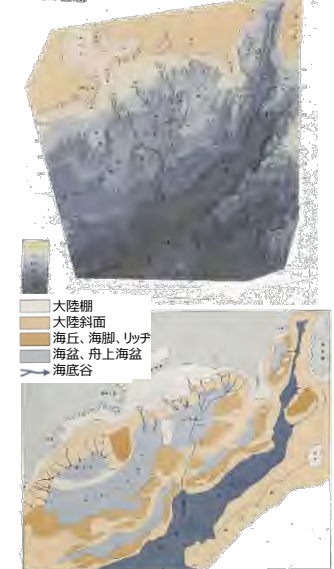
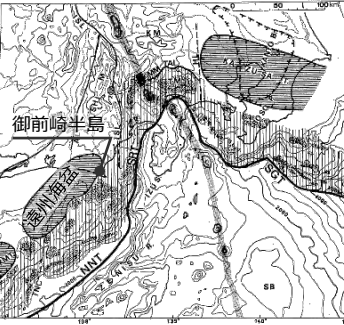
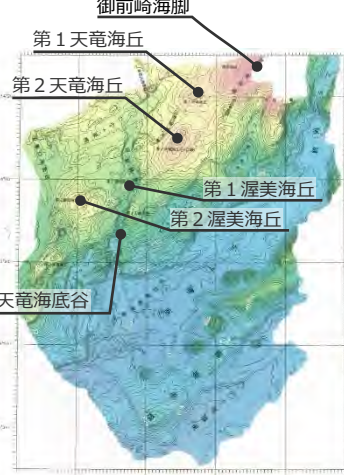

<プレート間地震に伴う副次的な活動をする断層>
(地震調査委員会(2013b)に敷地位置、地形を加筆)



海上保安庁『海洋台帳』に敷地位置、凡例に示す地形、図の説明（有度丘陵、牧ノ原台地）を加筆

地形調査及び音波探査記録による検討／顕著な地形的高まりに関する知見

○敷地周辺について、外縁隆起帯等の「顕著な地形的高まり」に関する知見を調査したところ、これらの文献が指摘する隆起帯について、連続性の解釈が異なっているものの、プレート間地震に伴う分岐断層の選定にあたっては、隆起地形の連続性の解釈の違いに起因する選定漏れの無いよう、各文献が指摘する個々の「顕著な地形的高まり」を全て抽出し、それらと敷地周辺の活断層との位置関係を踏まえて選定する。

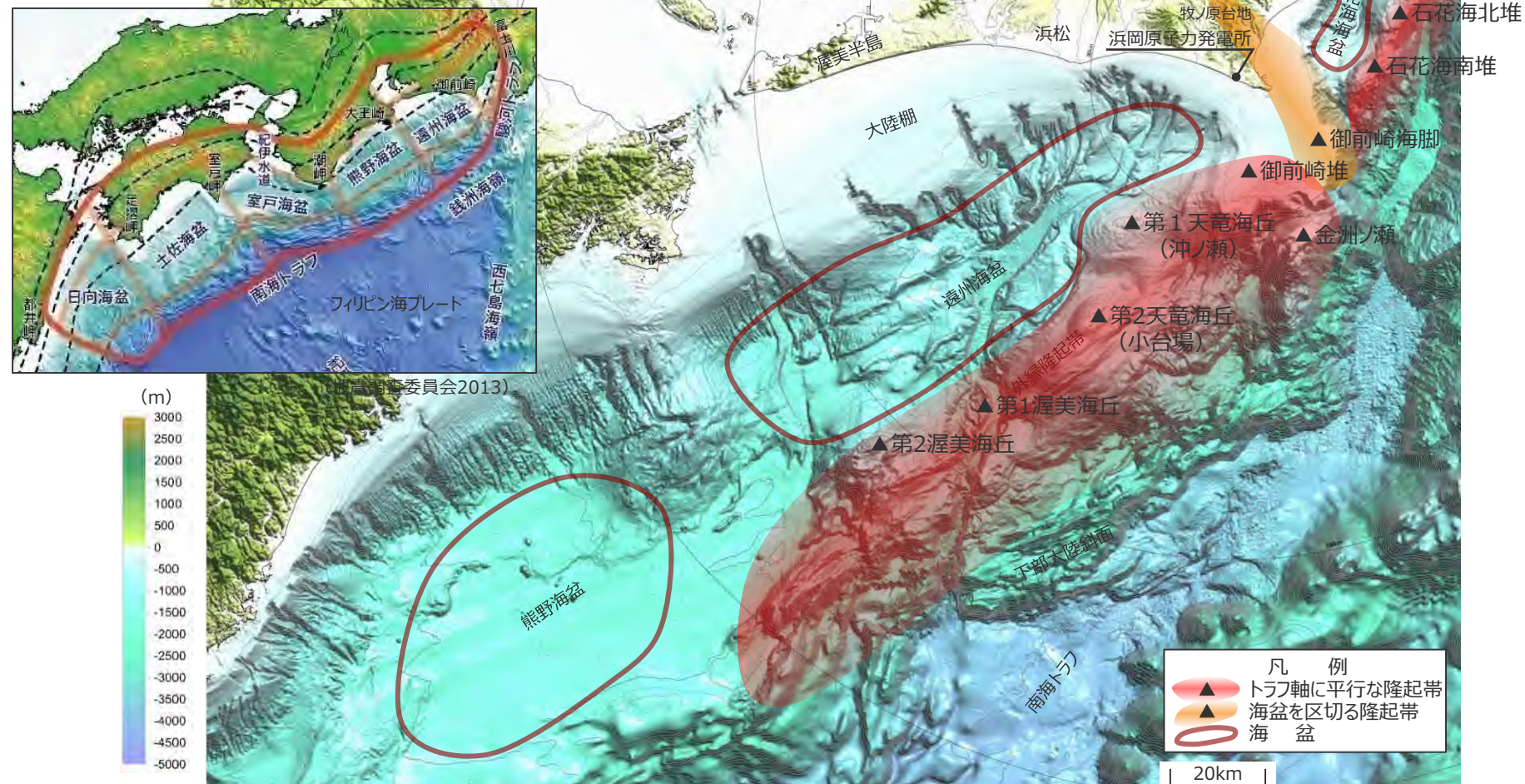
桜井・佐藤(1983) 杉山・他(1988)	茂木(1977)	貝塚(1984)	東海沖海底活断層研究会 (1999)	芦・他(1999)
 <p>第77図 御前崎周辺海域の大地形及び構造要素 保存・佐藤(1983)に一部加筆 A：大陸棚外縁，B：堆及び海丘，C：トラフ(溝線)，1：石花海南堆，2：金洲ノ瀬，3：御前崎海脚，4：御前崎堆，5：第1天竜海丘，6：第2天竜海丘，7：石花海南堆，8：金洲ノ瀬トラフ，9：天竜海底谷</p>		 <p>粗点部：アウターリッジとそれに相当するリッジ 縦線部：フィリピン海プレート北縁褶曲帯 横線部：前弧海盆</p>		 <p>第2図 東海沖の御前崎地形図</p>
<p>外縁隆起帯は第1・第2天竜海丘、御前崎海脚、石花海南堆・北堆等から構成され、概ね3列の堆・海丘列からなり、金洲ノ瀬、石花海南堆・北堆等の高まりが、更新世中期以降に活断化したと推定されるとしている。</p>	<p>outer ridgeは一続きのものではなく、長さ約30kmの個々の山体がじゅつなぎにつながったものであり、大局的には深海平坦面の縁に沿う内側のridgeと、これに平行した斜面下部の外側のridge及び両者の間にある海盆の列からなっているとみられるとしている。</p>	<p>御前崎半島付近から南西にのびる外縁隆起帯の列があり、その北には遠州海盆、熊野海盆がある。外縁隆起帯は大別すると2列あり、内側の方が広く、高く、勾配はゆるく、外側は細長く、南側に急斜して大きい比高をもつとしている。</p>	<p>御前崎海脚から始まり、第1天竜海丘、第2天竜海丘を経て連続し、天竜海底谷以西で小さくなりながらも第1渥美海丘並びに第2渥美海丘へと続く。隆起帯の東縁には、御前崎海脚が位置しているとしている。</p>	<p>顕著な隆起帯が3列見られ、御前崎の先端から第1天竜海丘に向かう高まりは、遠州海盆の南縁に位置し、現在の外縁隆起帯ということができるとしている。</p>

各知見の図に、地形の名称を加筆

<補足説明資料③-03 分岐断層の選定>

地形調査及び音波探査記録による検討／敷地周辺の海底地形

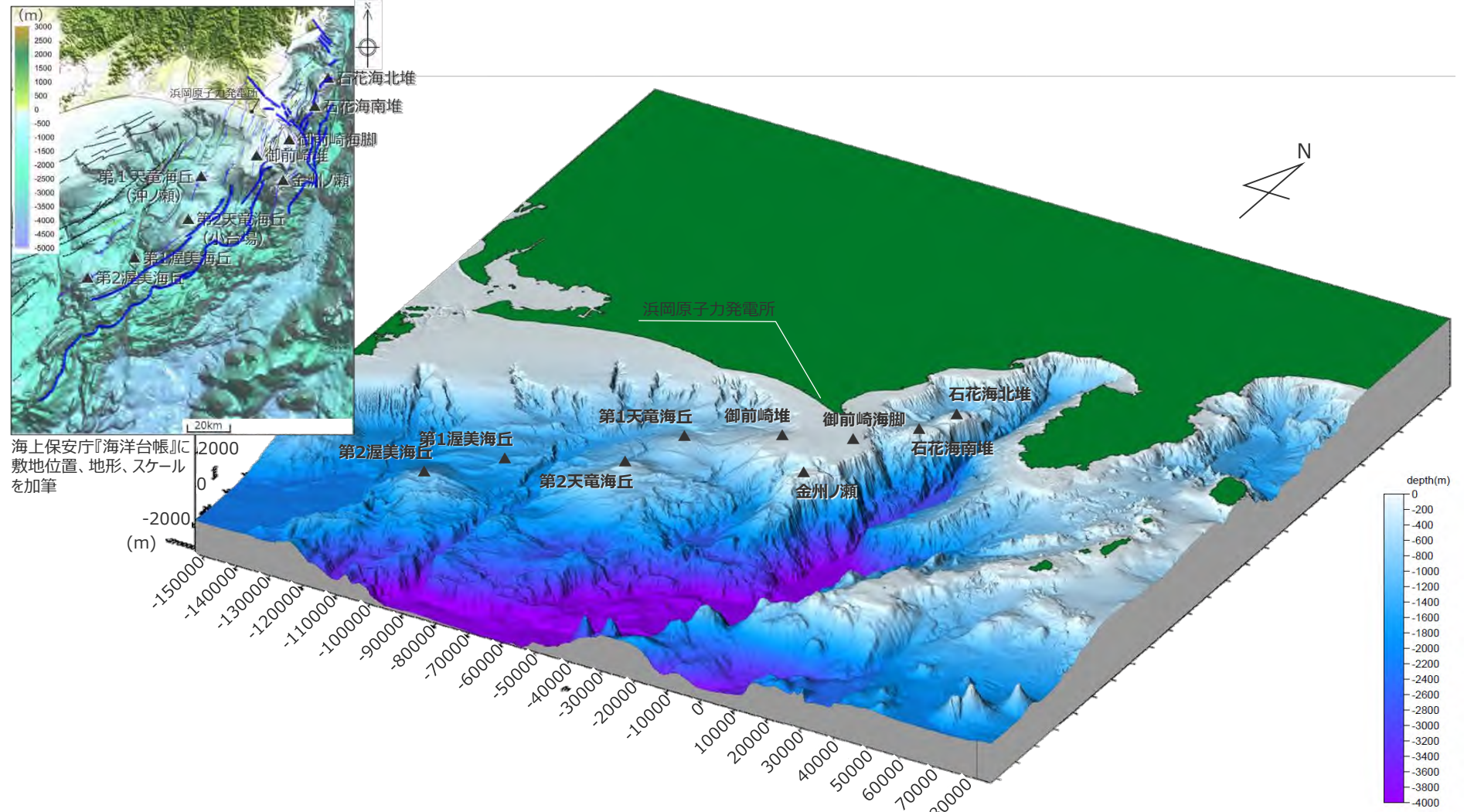
- 前述の各文献（桜井・佐藤(1983)、杉山・他(1988)、茂木(1977)、貝塚(1984)、東海沖海底活断層研究会(1999)及び芦・他(1999)）に示される隆起帯（堆及び海丘）及び海盆を示す。
- 敷地周辺海域には、前弧海盆である遠州海盆及び石花海盆が認められる。
- 遠州海盆、石花海盆をつくる外縁隆起帯として、御前崎海脚、御前崎堆、金洲ノ瀬、第1・第2天竜海丘、第1・第2渥美海丘及び石花海南堆・北堆が認められ、そのトラフ側には急崖が認められる。



<補足説明資料③-03 分岐断層の選定>

地形調査及び音波探査記録による検討／敷地周辺の海底地形

○プレート間地震に伴う分岐断層の選定において考慮する「顕著な地形的高まり」を俯瞰図で示す。



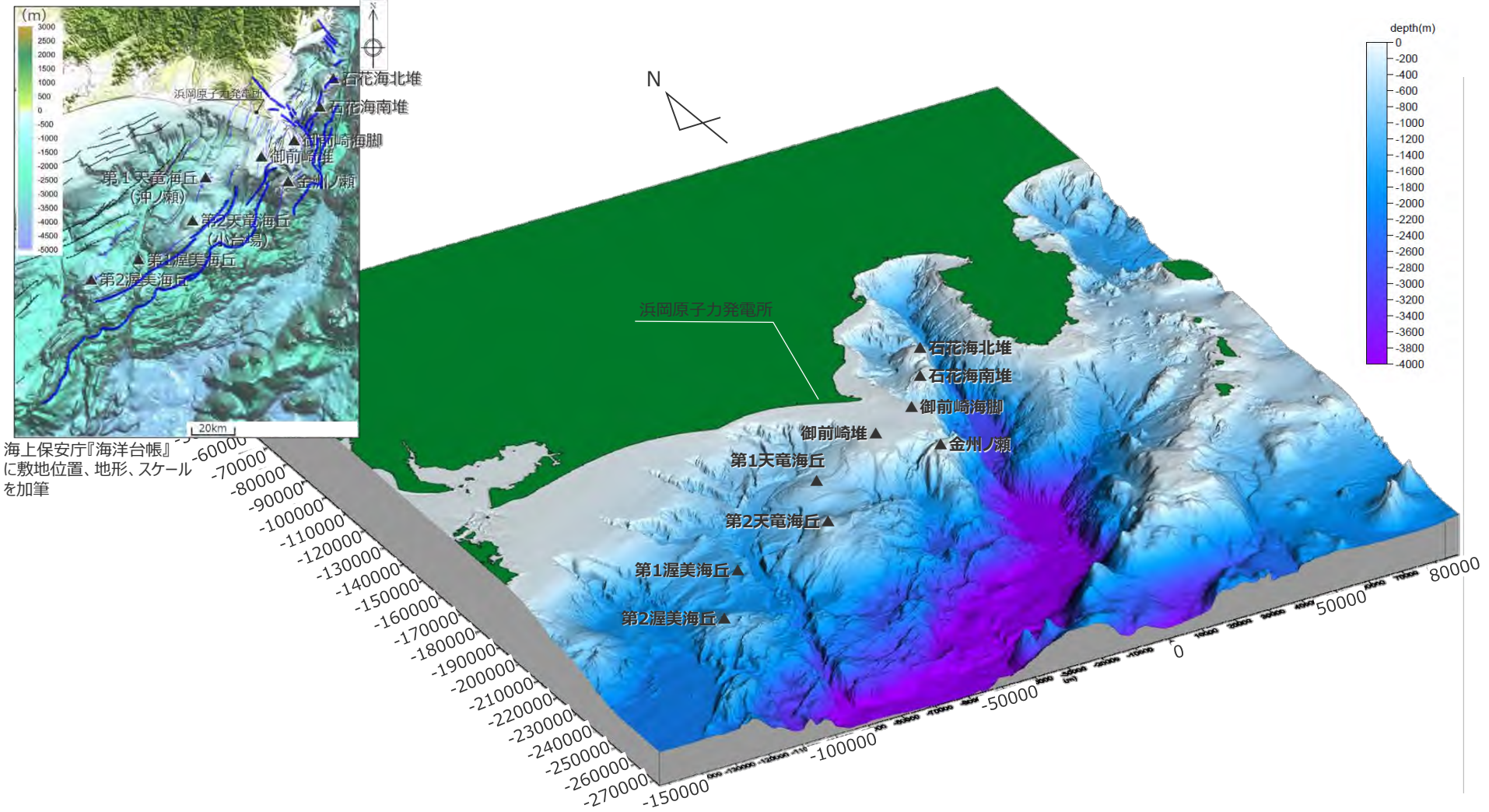
海上保安庁『海洋台帳』に敷地位置、地形、スケールを加筆

<敷地周辺海域のDEMによる俯瞰図（仰角30°・視野150°）>

<補足説明資料③-03 分岐断層の選定>

地形調査及び音波探査記録による検討／敷地周辺の海底地形

○プレート間地震に伴う分岐断層の選定において考慮する「顕著な地形的高まり」を鯨瞰図で示す。



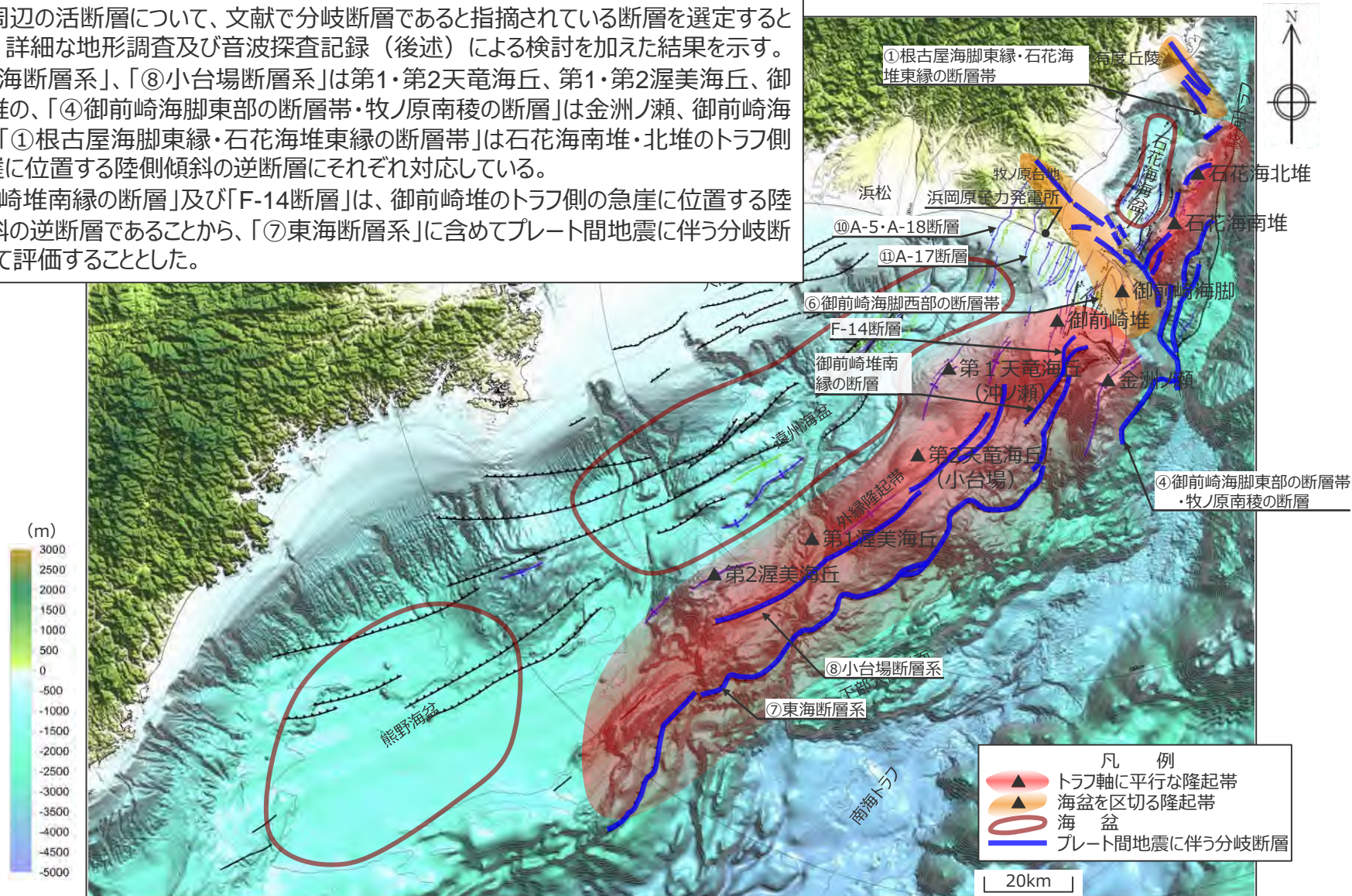
海上保安庁『海洋台帳』
に敷地位置、地形、スケール
を加筆

<敷地周辺海域のDEMによる鯨瞰図（仰角30°・視野210°）>

<補足説明資料③-03 分岐断層の選定>

地形調査及び音波探査記録による検討／プレート間地震に伴う分岐断層の選定結果

- 敷地周辺の活断層について、文献で分岐断層であると指摘されている断層を選定するとともに、詳細な地形調査及び音波探査記録（後述）による検討を加えた結果を示す。
- 「⑦東海断層系」、「⑧小台場断層系」は第1・第2天竜海丘、第1・第2渥美海丘、御前崎堆の、「④御前崎海脚東部の断層帯・牧ノ原南稜の断層」は金洲ノ瀬、御前崎海脚の、「①根古屋海脚東縁・石花海堆東縁の断層帯」は石花海南堆・北堆のトラフ側の急崖に位置する陸側傾斜の逆断層にそれぞれ対応している。
- 「御前崎堆南縁の断層」及び「F-14断層」は、御前崎堆のトラフ側の急崖に位置する陸側傾斜の逆断層であることから、「⑦東海断層系」に含めてプレート間地震に伴う分岐断層として評価することとした。



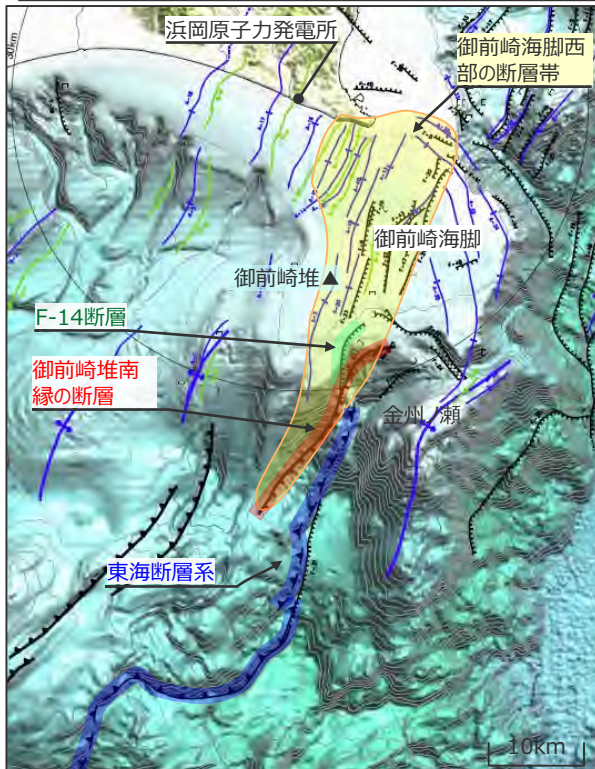
海上保安庁『海洋台帳』に敷地位置、凡例に示す地形、図の説明（駿河トラフ、南海トラフ、下部大陸斜面、浜松、有度丘陵、牧ノ原台地）、スケールを加筆

Copyright © Chubu Electric Power Co., Inc. All rights reserved.

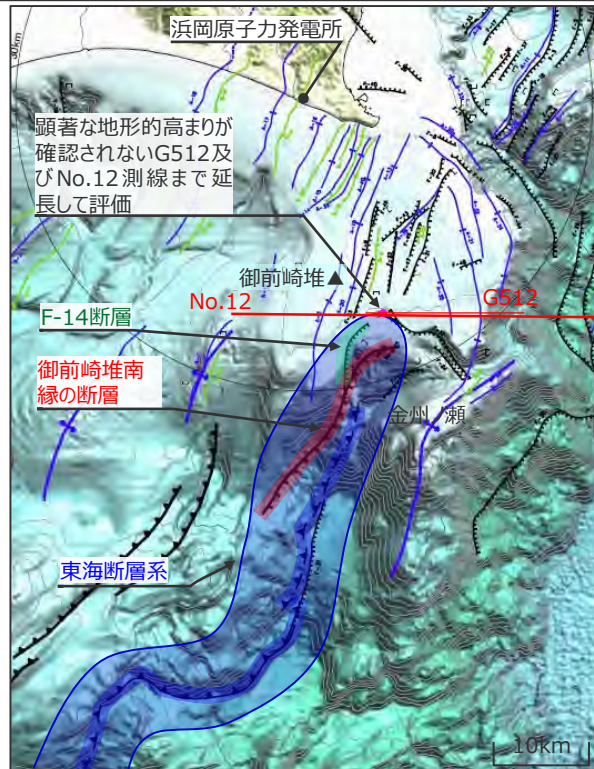
<補足説明資料③-03 分岐断層の選定>

東海断層系の評価について

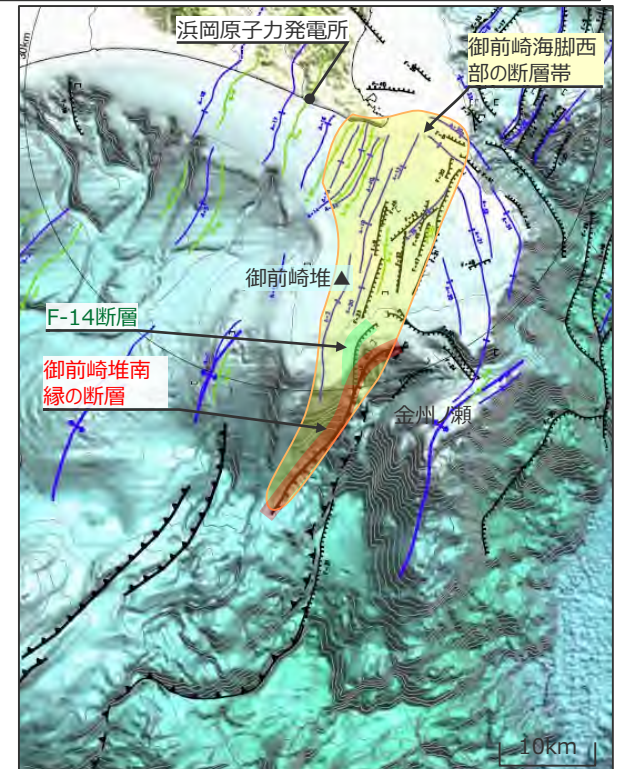
- 従来、敷地周辺の活断層について、文献で分岐断層と指摘されている東海断層系等をプレート間地震に伴う分岐断層として選定していた。今回さらに、詳細な地形調査及び音波探査記録による検討により、「御前崎堆南縁の断層」及び「F-14断層」は、御前崎堆のトラフ側斜面の急崖に位置する陸側傾斜の逆断層であることから、「⑦東海断層系」に含めてプレート間地震に伴う分岐断層として評価することとした。
- 東海断層系の北端部については、「御前崎堆南縁の断層」及び「F-14断層」のうち敷地に近いF-14断層の北東方延長において、分岐断層の特徴である顕著な地形的高まりが見られなくなるG512及びNo.12測線までとする。
- なお、内陸地殻内地震の震源として評価する「御前崎海脚西部の断層帯」については、従来通り、「御前崎堆南縁の断層」及び「F-14断層」を含めて評価することとする。



<従来の評価>



<東海断層系の評価>
(御前崎堆南縁の断層及びF-14断層を分岐断層として東海断層系に含めて評価)



<御前崎海脚西部の断層帯の評価>
(変更なし)

海上保安庁『海洋台帳』に敷地位置、地形、スケールを加筆

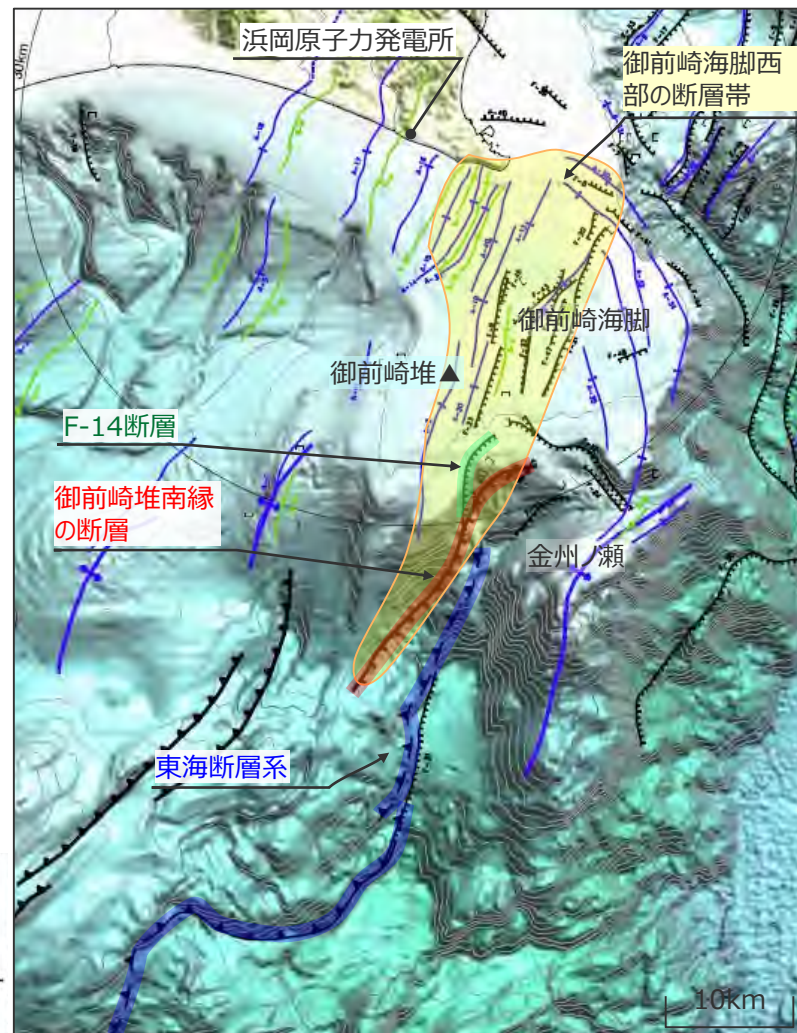
(参考) 東海断層系と御前崎海脚西部の断層帯の従来評価

(東海断層系 (分岐断層))

- 東海断層系は、文献 (東海沖海底活断層研究会(1999)、中央防災会議(2001b)、徳山・他(1998)等) において分岐断層とされていることから、プレート間地震に伴う分岐断層として評価した。また、その北端部については、徳山・他(2001)に図示される断層を基に評価した。

(御前崎海脚西部の断層帯 (内陸地殻内地震の震源))

- 御前崎海脚西部の断層帯は、御前崎海脚の西部に位置する北北東 - 南南西方向で東側落ちの断層及びその上盤側に位置する同走向の褶曲構造を一連の構造であると評価したうえで、さらに、それらの南方に位置する同走向で東側落ちのF-14断層及び御前崎堆南縁の断層についても含めて評価した。

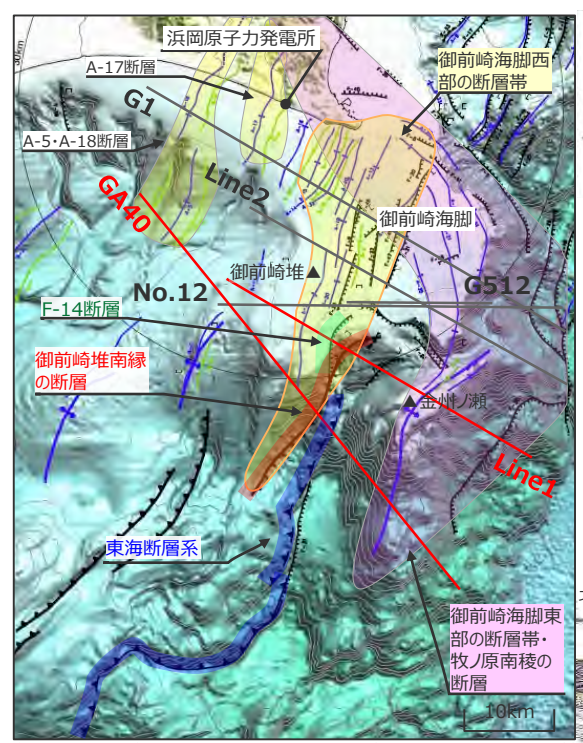


海上保安庁『海洋台帳』に敷地位置、地形、スケールを加筆
<従来の評価>

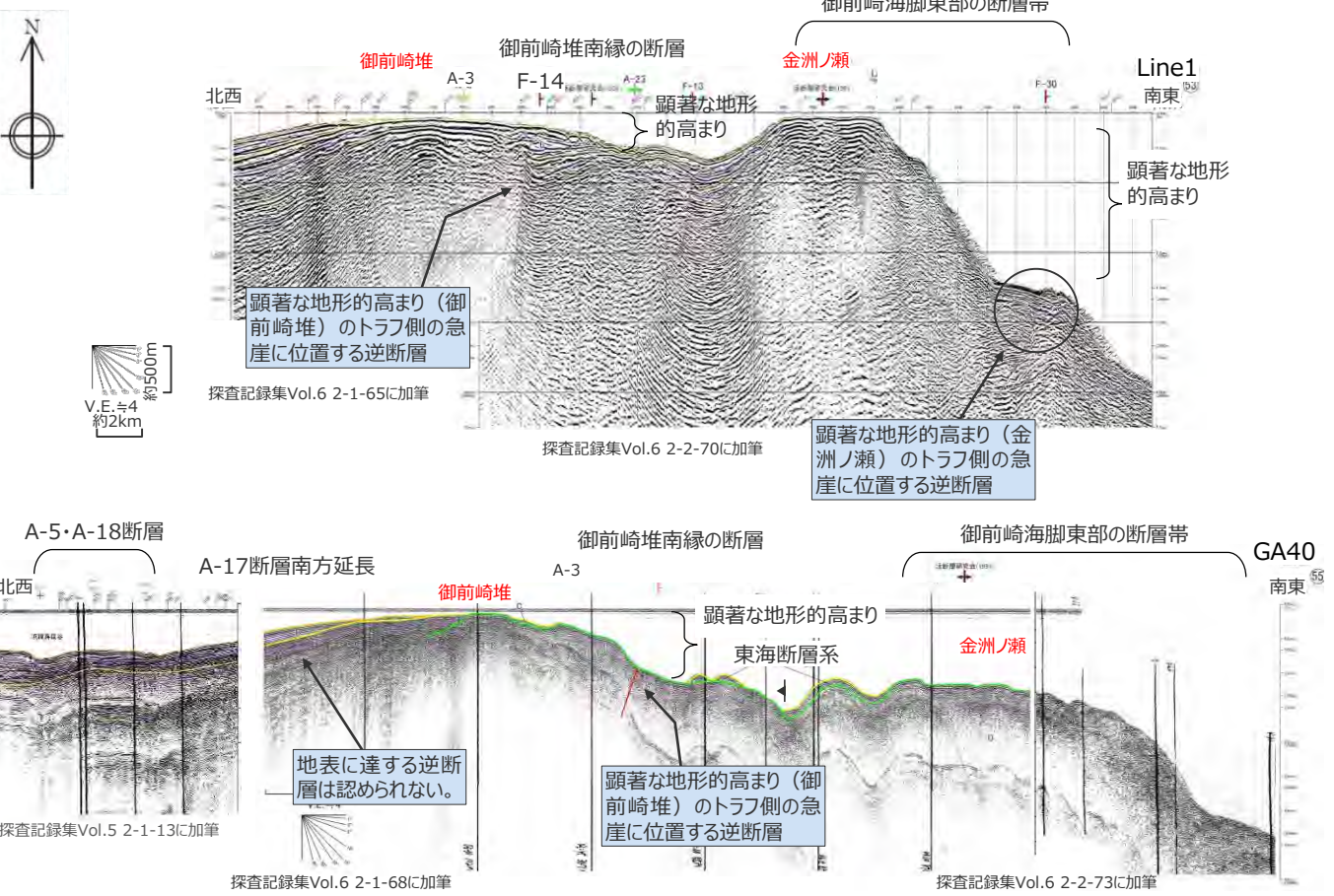
<補足説明資料③-03 分岐断層の選定>

東海断層系北端部付近における音波探査記録による検討

- 東海断層系北端部付近に分布する「御前崎堆南縁の断層」及び「F-14断層」は、御前崎堆のトラフ側の急崖に位置する陸側傾斜の逆断層である。
- 御前崎海脚東部の断層帯は、「御前崎海脚」、「金州ノ瀬」等の顕著な地形的高まりのトラフ側の急崖に位置する陸側傾斜の逆断層（Line1,G1測線等）である。



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



探査記録集Vol.5 2-1-13に加筆

探査記録集Vol.6 2-1-65に加筆

探査記録集Vol.6 2-1-68に加筆

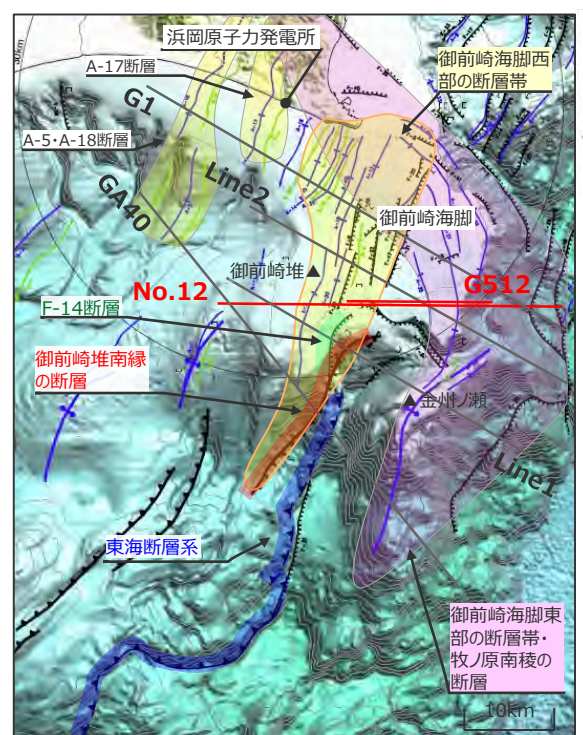
探査記録集Vol.6 2-2-70に加筆

探査記録集Vol.6 2-2-73に加筆

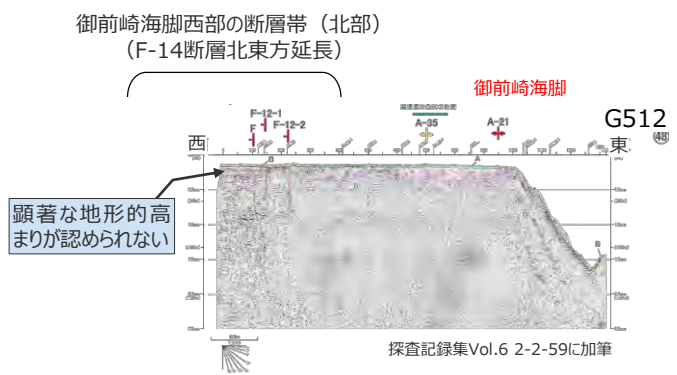
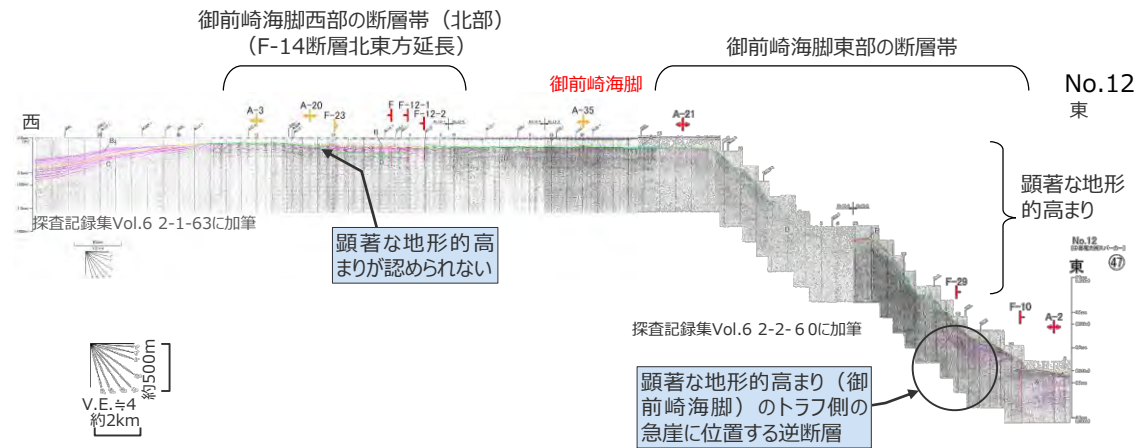
<補足説明資料③-03 分岐断層の選定>

東海断層系北端部付近における音波探査記録による検討

○「御前崎堆南縁の断層」及び「F-14断層」のうち敷地に近い「F-14断層」の北東方延長にあるG512及びNo.12測線では、分岐断層の特徴である顕著な地形的高まりと急崖が見られなくなる。



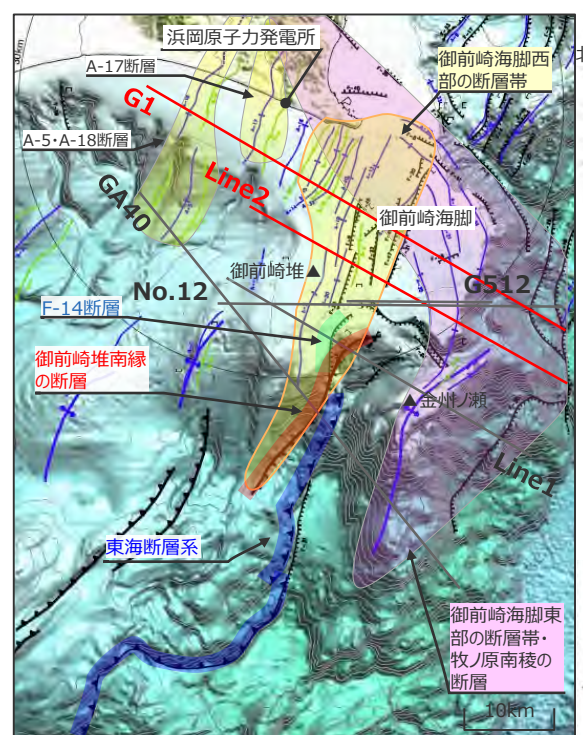
海上保安庁『海洋台帳』に敷地位置、測線、地形、スケールを加筆



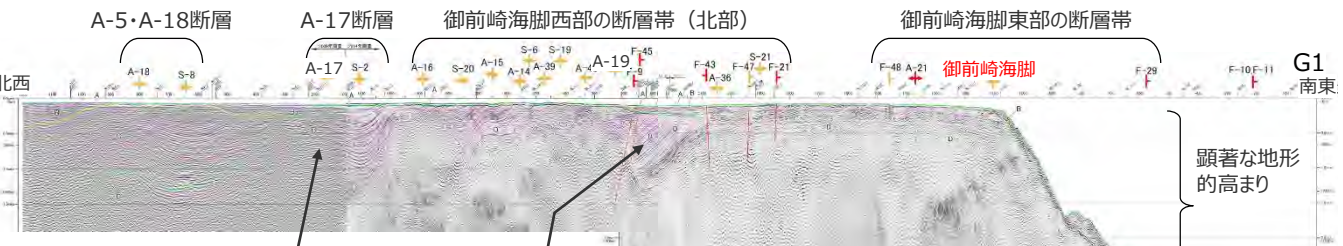
<補足説明資料③-03 分岐断層の選定>

東海断層系北端部付近における音波探査記録による検討

○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を横断するG1、Line2、G512（前ページ）測線では、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

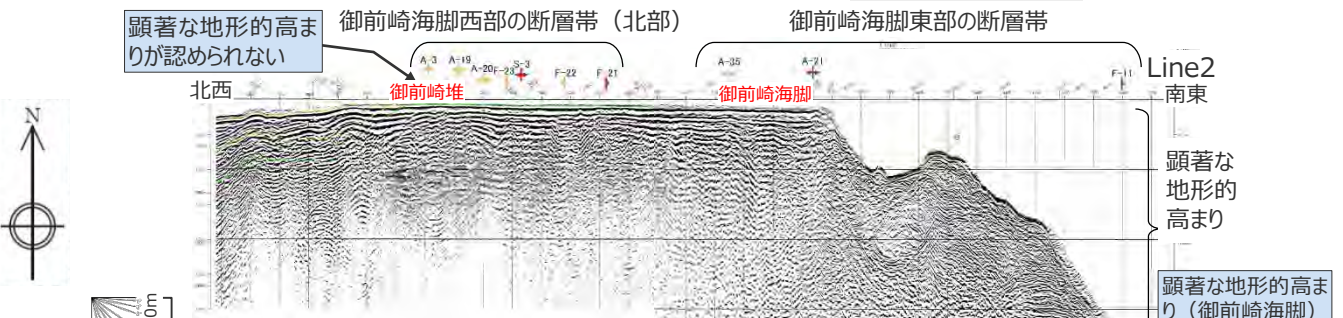


探査記録集Vol.5 2-1-5に加筆

地表付近に断層が認められず、顕著な地形的高まりが認められない

背斜に伴う断層が認められるものの顕著な地形的高まりが認められない

顕著な地形的高まり（御前崎海脚）のトラフ側の急崖に位置する逆断層

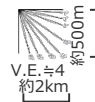


探査記録集Vol.6 2-1-61に加筆

顕著な地形的高まりが認められない

顕著な地形的高まり

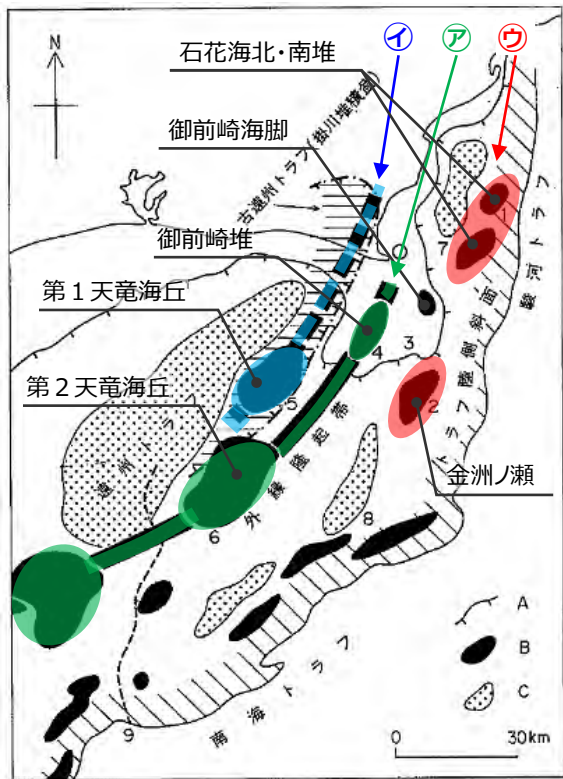
顕著な地形的高まり（御前崎海脚）のトラフ側の急崖に位置する逆断層



探査記録集Vol.6 2-2-63に加筆

桜井・佐藤(1983)及び杉山・他(1988)の概ね3列の堆・海丘列について

- 桜井・佐藤(1983)及び杉山・他(1988)は、隆起帯や前弧海盆などの構造要素（大地形）及びそれらを特徴づける地質・地質構造の形成・発達過程を考察した。
- 桜井・佐藤(1983)は、海盆の堆積層をせき止める構造的高まりを「Outer Ridge」とし、これが付加体の押し込みにより形成された隆起帯だと説明し、中新世後期に㉞第2天竜海丘を含む隆起がはじまり、その後、鮮新世～更新世にその陸側で㉟第1天竜海丘の曲隆構造が形成され、堆積盆の中心が北西へ移動、更新世後期に㉟石花海北・南堆等の曲隆がはじまったとして、東海沖の地形発達史を説明している。杉山・他(1988)は、㉞～㉟を概ね3列の堆・海丘列と呼び、桜井・佐藤(1983)の説明を踏襲した。



第77図 御前崎周辺海域の大地形及び構造要素
桜井・佐藤(1983)に一部加筆。
(杉山・他(1988)に地形、㉞㉟㉟を加筆)

late Miocene

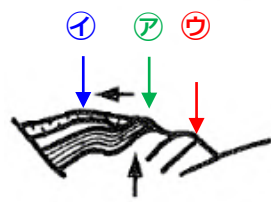


Pliocene



late Pliocene

--Pleistocene



このようなことから、熊野舟状海盆の Outer Ridge は付加体の押し込みによって形成された隆起帯と見ることができ、深海掘削によって四国沖南海トラフの下部大陸斜面から、更新世の圧密を受けた地層が知られている (Ingle et al. 1975). また奥田ほか (1976, 1979) によると、熊野舟状海盆から Outer Ridge にかけて褶曲する基盤堆積層は下部新第三系、場合によっては古第三系を含む層とされ、その上に上部新第三系を載せている (第3図E-F). これらのことから、Outer Ridge の隆起上昇には上部新第三系の一部を混入した第四系の付加体の押し込みがかかわっていたと推論できる。

この堆積盆地の移動は遠州舟状海盆でも見られることが分かった。遠州舟状海盆は天竜海底谷と名付けられた構造的な低地帯の上流部に当たっており、堆積盆地の移動は第1天竜海丘を中心とする遠州舟状海盆の Outer Ridge 側 (第6図) に見られる。Outer Ridge を形成する第2天竜海丘の北ないし北西側に上部新第三系掛川層群の堆積盆地が形成され、その後、Outer Ridge 側に第1天竜海丘の曲隆構造が形成されて、堆積盆地は陸側に向かって縮小したとみられる (第7図)。第1天竜海丘南部の海底下にみられる反射面は gas hydrate 層の基底と考えられるので、解釈図では斜線で示してある。第1天竜海丘の曲隆は Outer Ridge の陸側移動を示唆している。

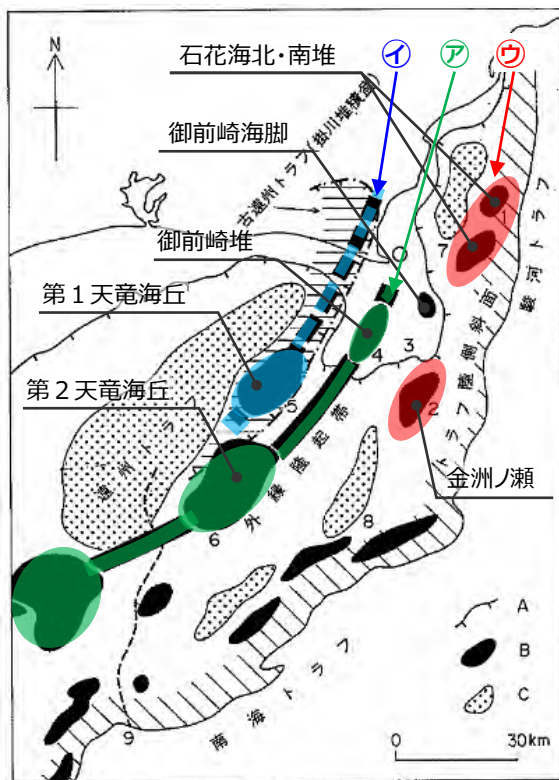
このような堆積盆地の移動は更に遠州舟状海盆の北東側に位置する陸上の相良・掛川地域にも認められている (Tsuchi 1961, 土1974). この地域の掛川層群の堆積盆地は相良・御前崎地域の相良層群の複背斜状の隆起に伴って形成され、堆積盆地の西方への移動に伴う見掛け上東から西への overlap が見られる。また、掛川層群堆積盆地の西半部は正常相とも言うべき海浸海退の相からなっているのに対し、掛川以東は地向斜性の Flysch 相を示している (土1974).

(桜井・佐藤(1983)より抜粋、㉞㉟㉟、赤下線を加筆)

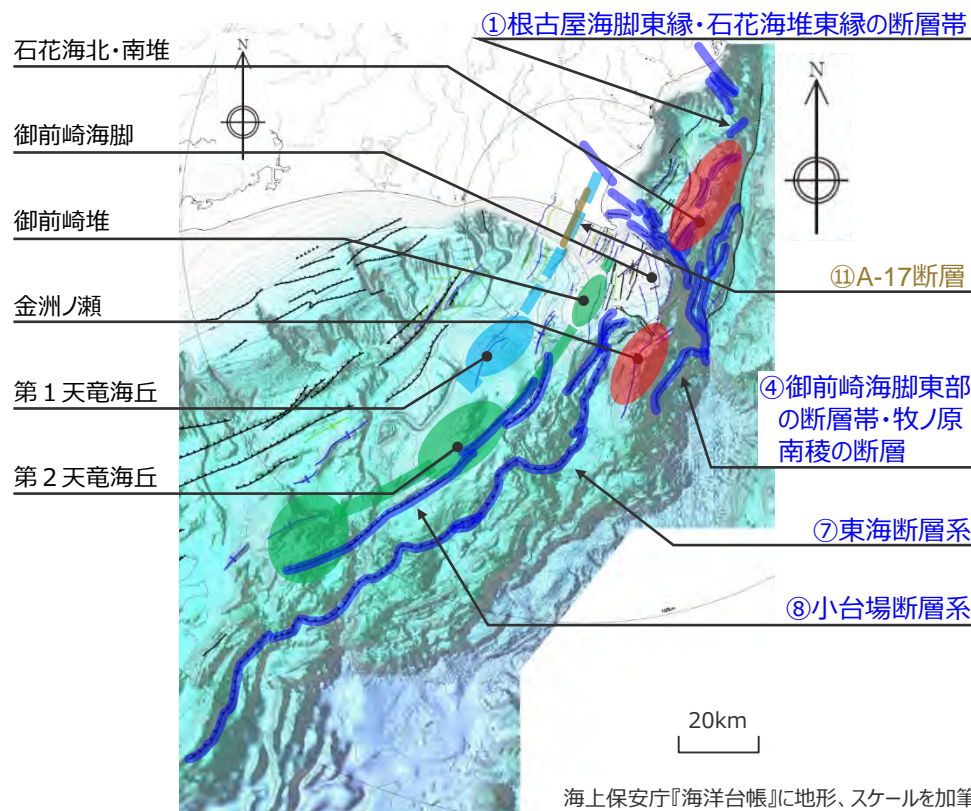
<補足説明資料③-03 分岐断層の選定>

桜井・佐藤(1983)及び杉山・他(1988)の概ね3列の堆・海丘列について

- 桜井・佐藤(1983)及び杉山・他(1988)の指摘する⑦の隆起帯及び④の隆起帯のうち第1天竜海丘については、そのトラフ側の急崖に位置する「⑦東海断層系」及び「⑧小台場断層系」をプレート間地震に伴う分岐断層として評価している。
- ④の隆起帯の北部については、音波探査記録や地質調査等の結果、A-17背斜～女神背斜が認められるが、これらの背斜には顕著な地形的高まりとの関連が認められないことから、分岐断層としては選定せず内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層として評価している。
- ②の隆起帯のうち石花海北・南堆については、そのトラフ側の急崖に位置する「①根古屋海脚東縁・石花海堆東縁の断層帯」を、金洲ノ瀬については、そのトラフ側の急崖に位置する「④御前崎海脚東部の断層帯・牧ノ原南稜の断層」をプレート間地震に伴う分岐断層として評価している。



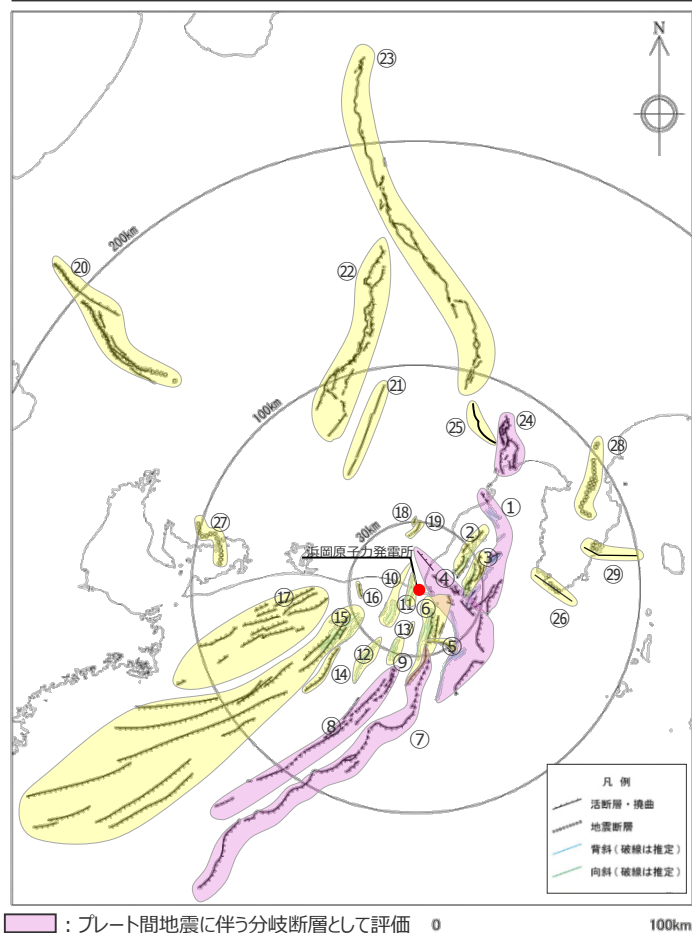
(杉山・他(1988)に地形、⑦④②を加筆)



海上保安庁『海洋台帳』に地形、スケールを加筆

まとめ

- 敷地周辺の活断層について、文献で分岐断層であると指摘されている断層を選定するとともに、詳細な地形調査及び音波探査記録による検討を加え、外縁隆起帯等の顕著な地形的高まりのトラフ側の急崖に位置する陸側傾斜の逆断層についても、プレート間地震に伴う分岐断層として選定した。
- 具体的には、根古屋海脚東縁・石花海堆東縁の断層帯、御前崎海脚東部の断層帯・牧ノ原南稜の断層、東海断層系（御前崎堆南縁の断層、F-14断層を含む）、小台場断層系を、プレート間地震に伴う分岐断層として評価する。
- なお、富士川河口断層帯は地震調査委員会(2010b)に従って海溝型地震に伴って活動したものと評価する（次ページ参照）。



：プレート間地震に伴う分岐断層として評価 0 100km

No	活断層の名称	活断層長さ(km)	対応する断層の名称
①	根古屋海脚東縁・石花海堆東縁の断層帯	62.6	根古屋海脚東縁の断層帯 (A-31,A-26,S-18,A-27)、石花海堆東縁の断層帯 (北部セグメント) (F-35,A-28,A-29,S-17,A-10)、石花海堆東縁の断層帯 (南部セグメント) (F-28,A-1,F-19,F-27)
②	石花海海盆内西部の断層帯	26.4	F-17,F-26,F-32,F-33,A-9,S-1,S-16
③	石花海海盆内東部の断層帯	23.4	F-1,F-2,F-3,F-4,F-18,F-34,A-11,A-12,F-36,F-37,S-22
④	御前崎海脚東部の断層帯・牧ノ原南稜の断層	86.3	御前崎海脚東部の断層帯 (北部セグメント (F-6,F-7, F-8, F-5, F-39,F-40, F-41, F-44, A-32, A-33, A-30,A-38)、南部セグメント (F-29,F-30, A-21, A-22, A-34, A-35, S-9))、牧ノ原南稜の断層
⑤	F-12断層	16.0	F-12,F-24
⑥	御前崎海脚西部の断層帯	46.9	A-13, A-19, A-3, F-9, A-20, S-3, F-14, F-23,F-22, F-21, 御前崎堆南縁の断層、F-20, F-43, F-45, F-46, F-47, A-36, S-21, 及び御前崎台地～御前崎南方沖の褶曲群
⑦	東海断層系	167.1	東海断層系、御前崎堆南縁の断層、F-14
⑧	小台場断層系	109.5	小台場断層系
⑨	A-4断層	12.1	A-4,S-12,活断層研究会(1991)の背斜構造
⑩	A-5・A-18断層	31.0	A-5,S-11,S-10,A-18グループ
⑪	A-17断層	15.7	A-17グループ
⑫	A-6断層	22.4	A-6,活断層研究会(1991)の背斜構造
⑬	A-41断層	7.0	A-41
⑭	天竜海底谷に沿う断層	26.1	天竜海底谷に沿う断層
⑮	遠州断層系	173.7	遠州断層系、A-7,A-8,S-4,S-13,S-14,S-15
⑯	F-16断層	7.1	F-16
⑰	渥美半島沖の断層	76.8	荒井・他(2006)の渥美半島沖断層群に関連する断層、鈴木(2010)等の遠州灘撓曲帯
⑱	杉沢付近のリニアメント・変位地形	2.6	杉沢付近のリニアメント・変位地形
⑲	大島付近のリニアメント・変位地形	8.7	大島付近のリニアメント・変位地形
⑳	濃尾断層帯	約76 ^{※1}	濃尾断層帯
㉑	中央構造線北端部	54	中央構造線北端部
㉒	伊那谷断層帯	約79 ^{※1}	伊那谷断層帯
㉓	糸魚川－静岡構造線活断層帯	約158 ^{※1}	糸魚川－静岡構造線活断層帯
㉔	富士川河口断層帯	約26以上 ^{※1}	富士川河口断層帯
㉕	身延断層	約20 ^{※1}	身延断層
㉖	石廊崎断層	約20 ^{※1}	石廊崎断層
㉗	深溝断層	約22 ^{※2}	深溝断層
㉘	北伊豆断層帯	約32 ^{※1}	北伊豆断層帯
㉙	稻取断層帯	約23 ^{※1}	稻取断層帯

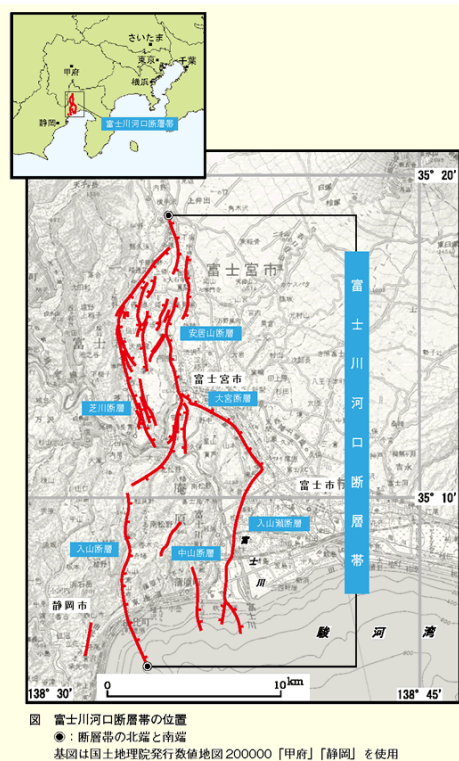
※1：地震調査委員会の長期評価に基づく。 ※2：産業技術総合研究所活断層データベースに基づく。

<活断層の分布状況 (活断層評価結果)>

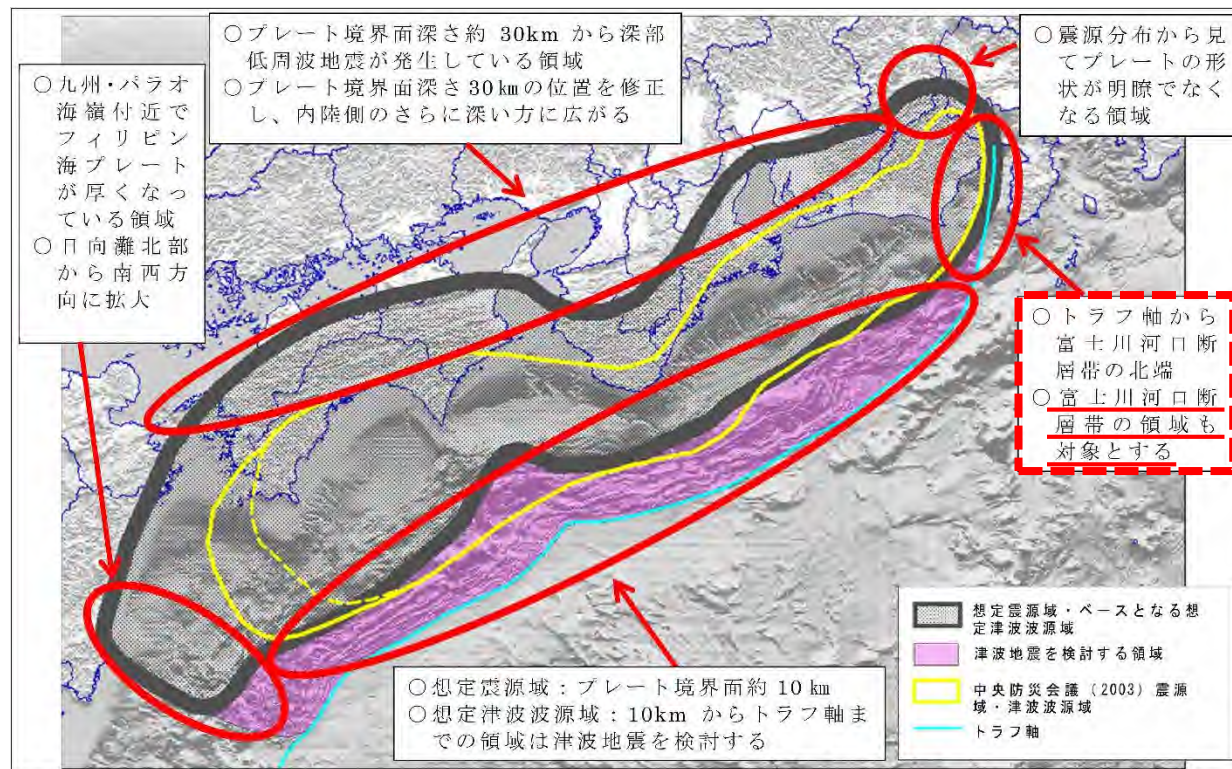
<補足説明資料③-03 分岐断層の選定>

(参考) 富士川河口断層帯

- 富士川河口断層帯について、地震調査委員会(2010b)では、駿河トラフで発生する海溝型地震と連動して同時に活動すると推定されており、内閣府(2012)の「南海トラフの巨大地震モデル検討会」では、この知見を踏まえて、富士川河口断層帯の領域も含めた新たなプレート間地震の想定震源域が設定されている。
- 以上のことから、富士川河口断層帯については、「南海トラフの巨大地震モデル検討会」による強震断層モデルを用いたプレート間地震の地震動評価で代表する。



<富士川河口断層帯の分布状況>
(地震調査委員会(2010b)による)



<「南海トラフの巨大地震モデル検討会」による想定震源域>
(内閣府(2012)に赤枠、赤下線を加筆)

まとめ

南海トラフの分岐断層の評価方針

- 南海トラフでは、大深度の反射法地震探査や掘削調査等の調査が詳細に行われ、外縁隆起帯のトラフ側斜面にプレート境界の浅部から分岐して海底面へ延びる分岐断層の存在が確認されている。この分岐断層の分布域で1944年東南海地震（M7.9）が発生した際に地震時の破壊が分岐断層に進行した可能性が津波波形データを用いたインバージョン解析から指摘されている。内閣府(2012)の「南海トラフの巨大地震モデル検討会」は、津波地震を発生させる可能性のある断層として、深さ10kmからトラフ軸にかけて、プレート境界浅部や分岐断層を考慮した津波断層モデルを設定している。
- 分岐断層は、プレート間地震の際にプレート境界面の破壊に伴い受動的に破壊し大きなすべりを生じさせ、その結果として顕著な地形的高まりを形成していると考えられる。このようなプレート間地震に伴う分岐断層は、内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層と比べて大きなすべりを生じさせるおそれがあるため、津波や地震動の評価において内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層とは異なる検討が必要である。



世界のプレート間地震に伴う分岐断層の事例の調査

- 世界のプレート沈み込み帯において分岐断層が報告されている付加体地域の事例を調査した。
- 1964年のアラスカ地震（Mw9.2）について、Plafker(1965)は、地殻変動の測量結果から大きな隆起を明らかにし、この下に分岐断層の存在を指摘。その後、反射法地震探査が行われて分岐断層が確認されている。
- 2004年スマトラ島沖地震（Mw9.1）については、反射法地震探査や地形の高まりなどから浅部に分岐断層の存在が指摘されており、1960年チリ地震（Mw9.5）については、南海トラフやアラスカ等の事例を基に、速度構造から推定した地質構造の境界付近に分岐断層が存在する可能性が指摘されている。
- 沈み込み帯の特徴の違いはあるものの、南海トラフと同様に、分岐断層の陸側に外縁隆起帯等の顕著な地形的高まりが存在している。



分岐断層の選定

- 分岐断層の大きなすべりによる地殻変動が累積することで、陸側傾斜の逆断層である分岐断層の陸側に外縁隆起帯等の顕著な地形的高まりが形成され、そのトラフ側に急崖が存在しているものと考えられる。
- 敷地周辺の活断層について、文献で分岐断層であると指摘されている断層を選定するとともに、詳細な地形調査及び音波探査記録による検討を加え、外縁隆起帯等の顕著な地形的高まりのトラフ側の急崖に位置する陸側傾斜の逆断層についても、プレート間地震に伴う分岐断層として選定した。

補足説明資料③-04

御前崎海脚西部の断層帯による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）
の設定（補足）

<補足説明資料③-04 御前崎海脚西部の断層帯による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）の設定（補足）>

設定方針及び震源断層パラメータ

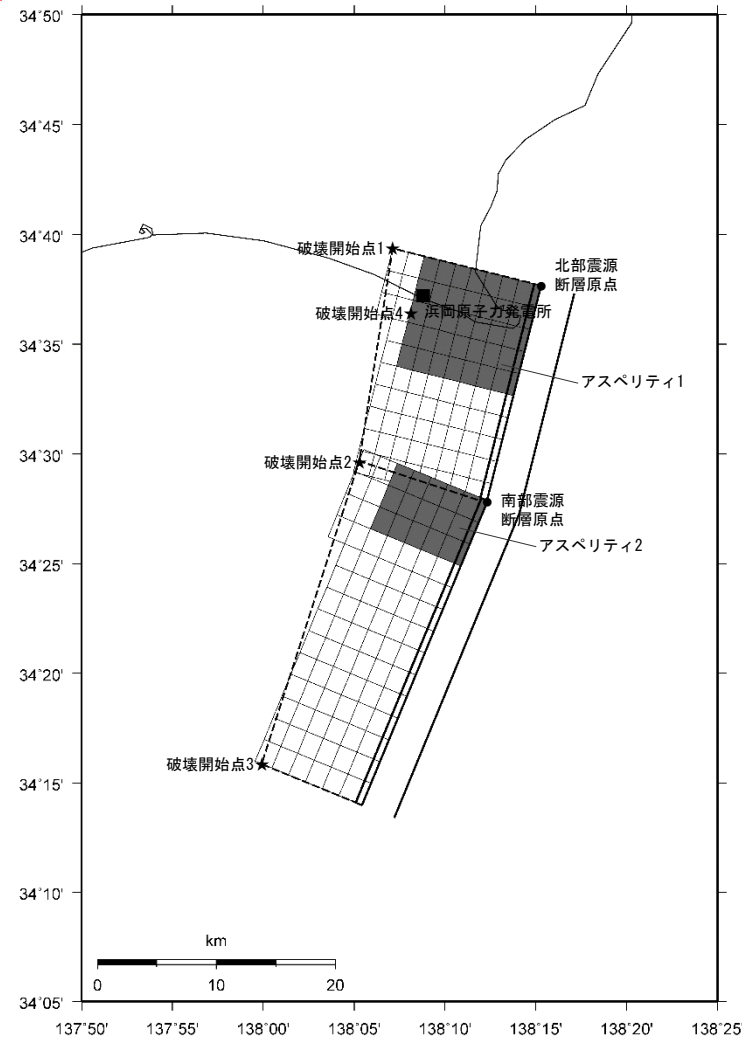
【設定方針】

- 「御前崎海脚西部の断層帯による地震」の基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）は、地質調査結果及び強震動予測レシピ(2020)に基づき設定する。

【震源断層パラメータ】

- 震源断層長さ
 - ・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を踏まえ、震源断層長さを46.5kmとして設定。
- 断層面の位置
 - ・地質調査結果に基づき設定。
- 地震発生層
 - ・上端深さは5km、下端深さはプレート境界面（内閣府(2012)による）として設定。
- 断層タイプ・断層傾斜角
 - ・地質調査結果に基づき、断層タイプは西傾斜の逆断層とし、断層傾斜角は深さ6km以浅を60°、深さ6km以深を35°として設定。
- アスペリティの数
 - ・強震動予測レシピ(2020)に基づき、アスペリティは各セグメントに1つとして設定。
- アスペリティの位置
 - ・アスペリティは敷地に近い位置に設定※。
- アスペリティの応力降下量
 - ・強震動予測レシピ(2020)に基づき設定。
- 破壊伝播速度
 - ・強震動予測レシピ(2020)に基づき設定。
- 破壊開始点
 - ・強震動予測レシピ(2020)に基づき、破壊の伝播方向が敷地へ向かうよう複数設定。

※ アスペリティの深さについて、パラメータスタディで代表性を確認（後述参照）。



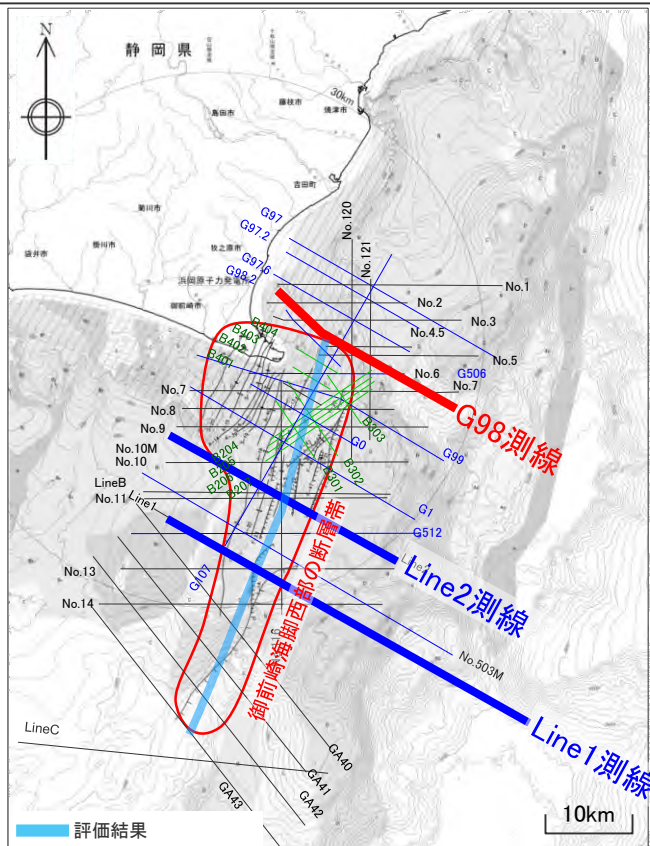
<基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）
（御前崎海脚西部の断層帯による地震）>

・基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の震源モデル図及び震源断層パラメータは、本編p.157.158参照。

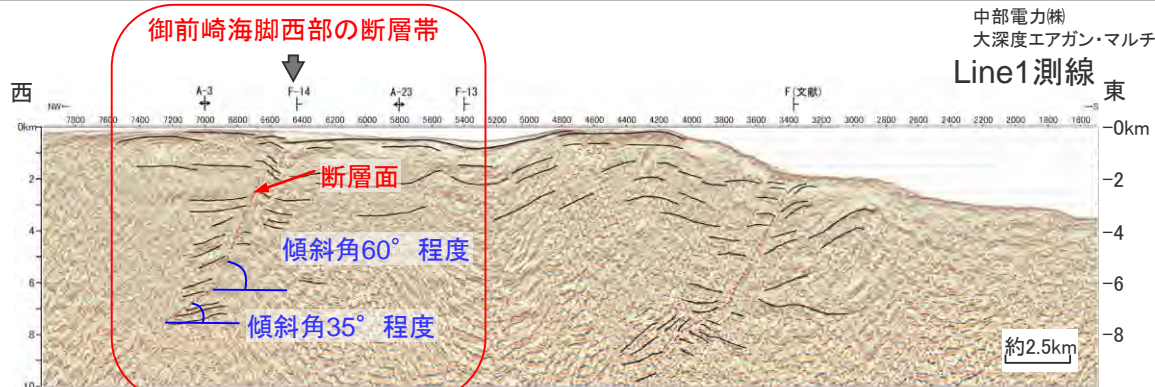
<補足説明資料③-04 御前崎海脚西部の断層帯による地震の基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の設定（補足）>

活断層長さ、断層タイプ及び断層傾斜角

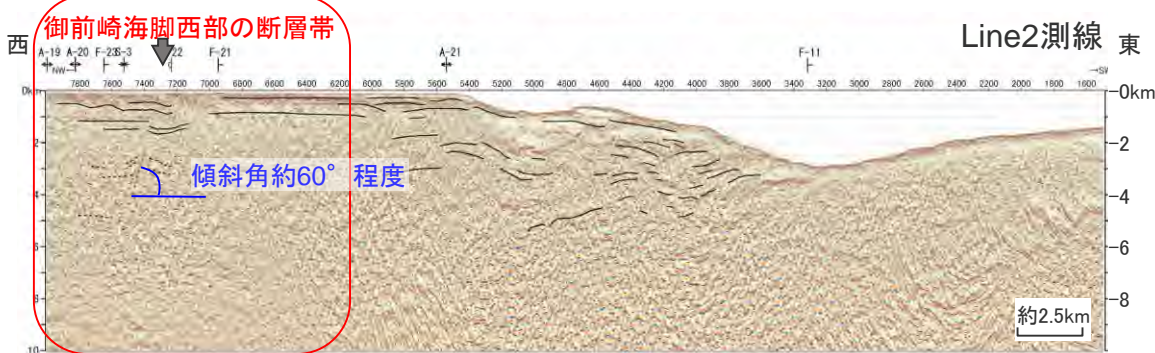
- 御前崎海脚西部の断層帯は、複数の測線で行われたマルチチャンネル等の音波探査結果を踏まえて評価する。
- 活断層長さは、断層及び背斜構造が認められなくなるG98測線（北端部）から、背斜構造が不明瞭となり、南海トラフの地震の震源域内（南端部）までの長さ46.9kmとして評価する。
- 断層面の位置は、音波探査結果により確認された断層の分布に基づき設定する。断層タイプ及び断層傾斜角は、大深度エアガン・マルチチャンネルによる音波探査結果（深さ2～6km付近：60°程度、深さ6～8km付近：35°程度）を踏まえ、西傾斜の逆断層として、地震発生層上端（深さ5km）以深において、深さ6km以浅を60°、深さ6km以深を35°として設定する。



No_ スーパー・シングル B_ ブーマー・マルチ
 G_ Gガン・マルチ GA_ 地質調査所Gガン・シングル
 Line_ 大深度エアガン・マルチ



・深さ2～6km付近では、60°程度の断層が認められ、
 深さ6km以深では、やや不明瞭となるものの、35°程度の断層が認められる。



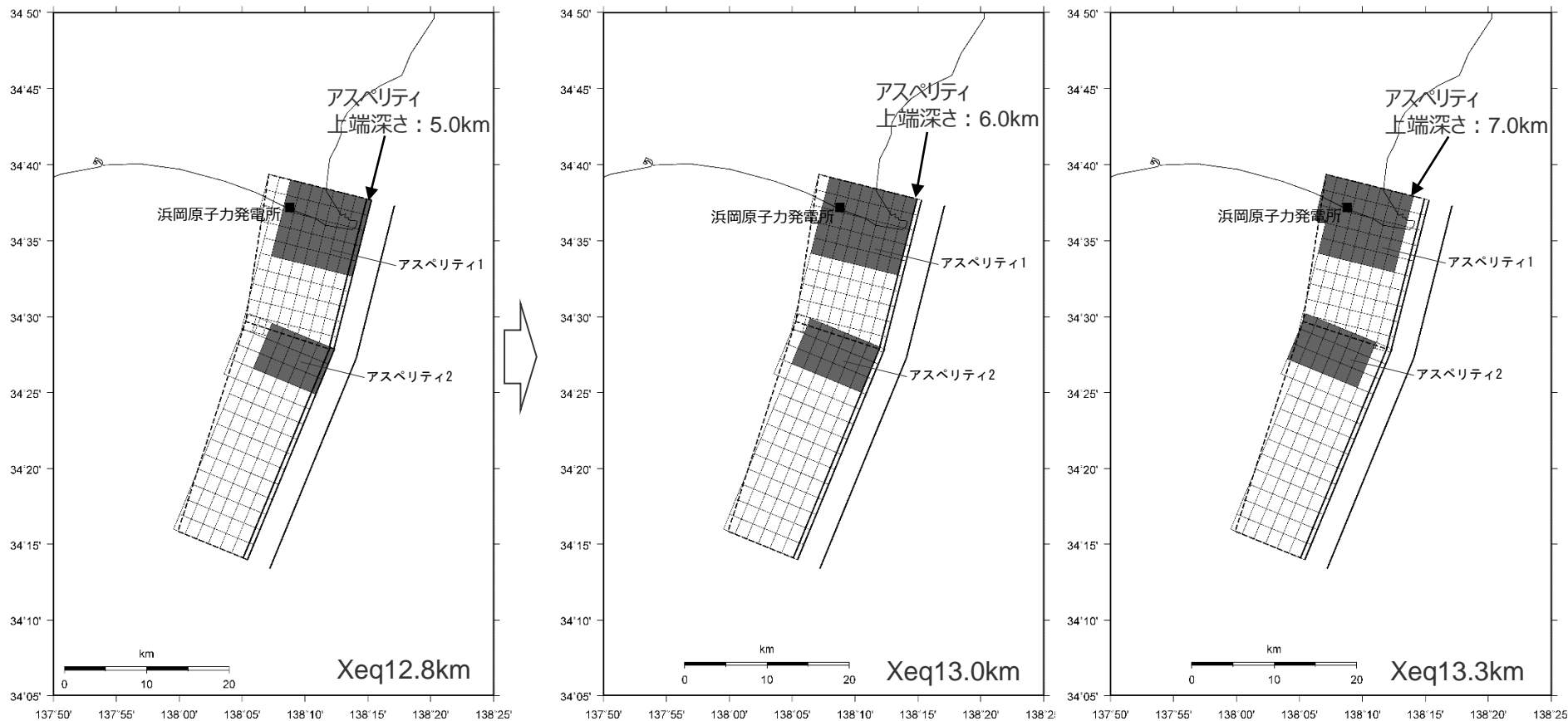
・深さ2～4km付近に60°程度の断層が認められる。

<御前崎海脚西部の断層帯に係る地質調査結果>

<補足説明資料③-04 御前崎海脚西部の断層帯による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）の設定（補足）>

アスペリティの深さに関するパラメータスタディ

○基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）に対し、アスペリティの深さを変更したケース①、②を設定して等価震源距離 X_{eq} を算出した結果、アスペリティ上端深さを地震発生層上端深さ5kmとした基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の等価震源距離 X_{eq} が最も短いことを確認した。



<基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）>

<ケース①>

<ケース②>

・ケース①、ケース②の震源断層パラメータは基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）と同じ。

補足説明資料③-05

A-17断層による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）の設定（補足）

<補足説明資料③-05 A-17断層による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）の設定（補足）>

設定方針及び震源断層パラメータ

【設定方針】

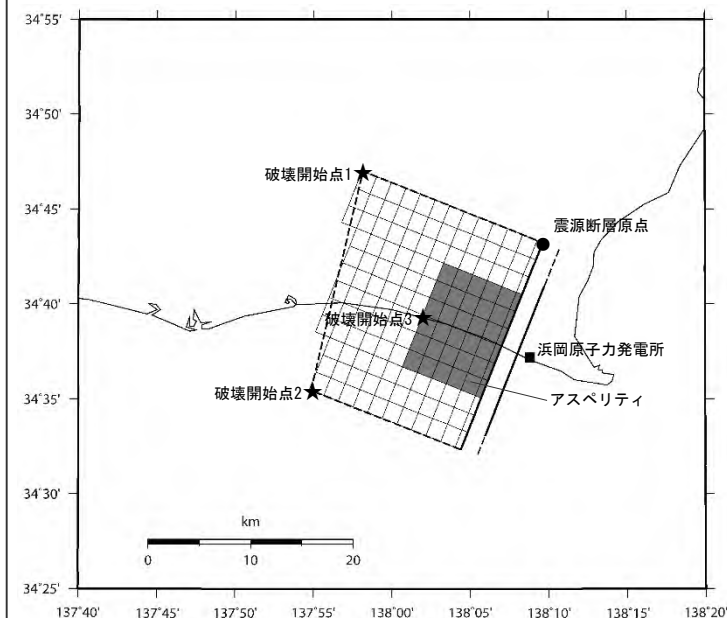
- 「A-17断層による地震」の基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）は、地質調査結果及び強震動予測レシピ(2020)に基づき設定する。

【震源断層パラメータ】

- 震源断層長さ
 - ・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を踏まえ、震源断層幅（平均）と同等となるように震源断層長さを21.7kmとして設定。
- 地震発生層
 - ・上端深さは5km、下端深さはプレート境界面（内閣府(2012)による）として設定。
- 断層タイプ・断層面の位置
 - ・断層タイプは、東西圧縮場において背斜構造ができるように逆断層とし、傾斜方向は付加体の構造や周辺にある御前崎海脚西部の断層帯を参考に西傾斜として想定。
 - ・断層面の位置は、背斜構造の分布範囲のうち敷地に最も近い位置に想定※1。
- 断層傾斜角
 - ・強震動予測レシピ(2020)に基づき、周辺にある御前崎海脚西部の断層帯を参考に、深さ6km以浅は60°、深さ6km以深は35°として設定※2。
- アスペリティの数
 - ・強震動予測レシピ(2020)に基づき、アスペリティは1つとして設定。
- アスペリティの位置
 - ・アスペリティは敷地に近い位置に設定。
- アスペリティの応力降下量
 - ・強震動予測レシピ(2020)に基づき設定。
- 破壊伝播速度
 - ・強震動予測レシピ(2020)に基づき設定。
- 破壊開始点
 - ・強震動予測レシピ(2020)に基づき、破壊の伝播方向が敷地へ向かうよう複数設定。

※1 断層面の位置（震源断層面の拡張方法の確認、ディレクティビティの影響確認）について、パラメータスタディで代表性を確認。（後述参照）。

※2 断層傾斜角について、パラメータスタディで代表性を確認。（後述参照）。



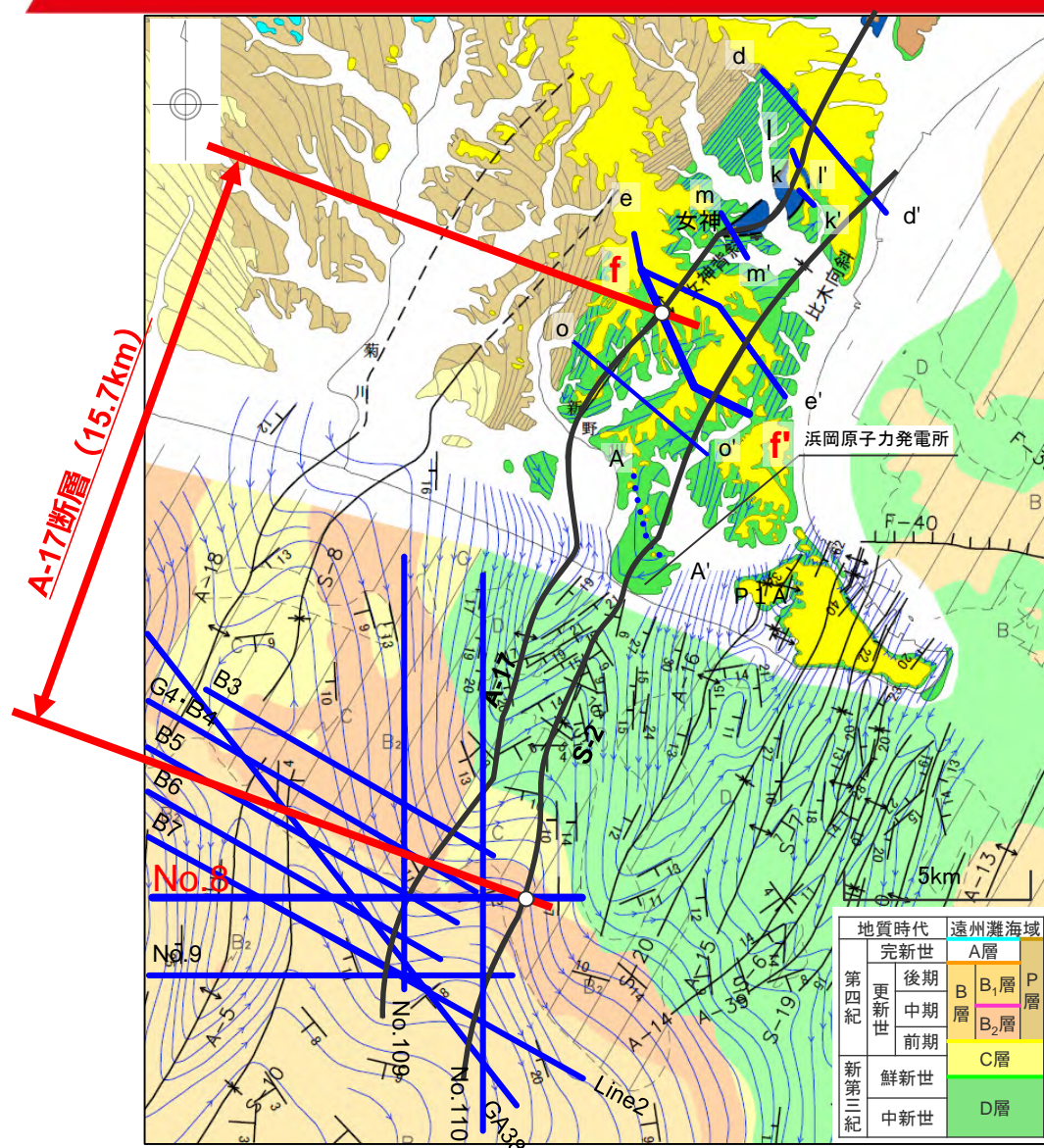
<基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）
（A-17断層による地震）※3>

※3 深さ約2kmの調査範囲においては地下深部に連続する断層は認められない（補足説明資料③-02参照）ことから、断層面は深さ2km以深に想定。

・基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の震源モデル図及び震源断層パラメータは、本編p.177,178参照。

<補足説明資料③-05 A-17断層による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）の設定（補足）>

活断層長さ（活断層評価結果）



- 「A-17グループ」については、海域の音波探査記録及び陸域の地表地質調査結果から、褶曲構造を覆う後期更新世（約12-13万年前）の上載地層が分布する複数の調査地点において、いずれも上載地層に変位・変形が認められないこと、さらに、それらの調査地点の間の上載地層が存在しない範囲についても、南北方向の音波探査記録、パネルダイアグラム、地質構造図等による検討によって、部分的な活動を示唆する構造の変化が認められないことから、「震源として考慮する活断層」とは考えられない。
- しかしながら、審査におけるコメントを踏まえて、より慎重に評価することとし、上載地層が存在しない範囲について最大となるように北端のf-f断面と背斜軸との交点から南端のNo.8測線と向斜軸との交点までの活断層長さ15.7kmを「震源として考慮する活断層」と評価し「A-17断層」とする。

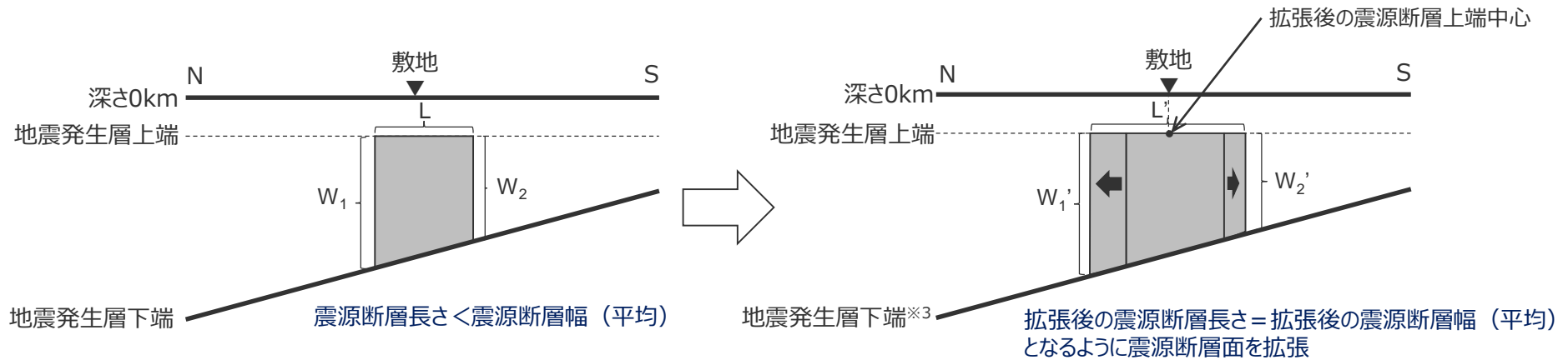
<凡例>

- 後期更新世（約12-13万年前）の上載地層に、変位・変形が認められないことを確認した調査地点・測線
- 後期更新世（約10万年前）の上載地層に、変位・変形が認められないことを確認した調査地点・測線

<補足説明資料③-05 A-17断層による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）の設定（補足）>

震源断層面の設定

- A-17断層による地震について、地質調査結果、断層傾斜角及び地震発生層上下端深さを考慮して地震発生層を飽和するように震源断層面を設定した際に、震源断層長さが震源断層幅（平均）※¹に満たないため、震源断層長さが震源断層幅（平均）と同等となるように、震源断層面を走向方向に拡張して設定する（次ページ参照）。その際には、拡張後の震源断層上端の中心と敷地との距離が最短となるように拡張する。その結果、震源断層長さは21.7kmとなる（活断層長さは15.7km）。
- 上記のとおり設定した震源断層面の面積から入倉・三宅(2001)に基づき算出した地震モーメントは $M_0=1.23 \times 10^{19} \text{Nm}$ であり、地震規模はMj7.2※²である。



<A-17断層による地震の震源断層面の設定（概念図）>

※¹ 震源断層幅（平均）は、震源断層面積を震源断層長さで除して算出。

※² $M_0=7.5 \times 10^{18} \text{Nm}$ を武村(1990)でMjに換算。

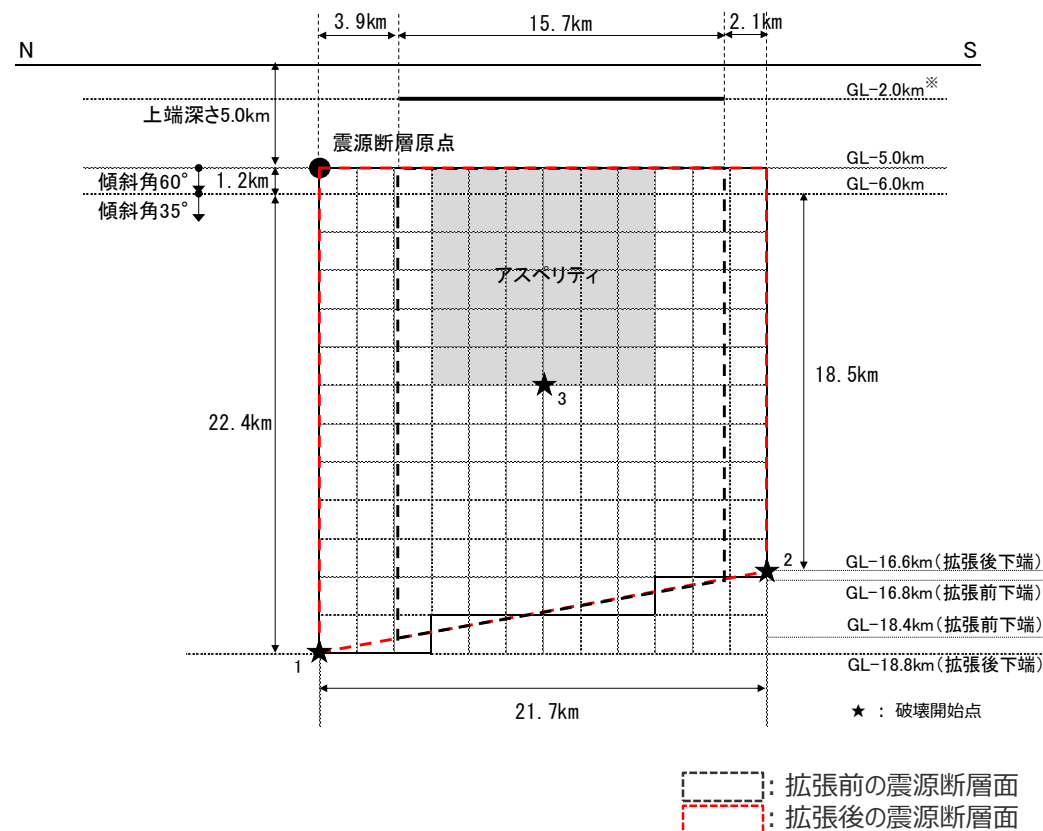
※³ 拡張後の下端深さは、拡張前の両下端を通る直線をプレート境界と仮定して設定。

<補足説明資料③-05 A-17断層による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）の設定（補足）>

震源断層面の設定

<設定した震源断層面>

震源断層パラメータ		設定値
断層傾斜角	GL-6km以浅	60°
	GL-6km以深	35°
震源断層上端深さ		5.0km
震源断層長さ（拡張前）		15.7km
震源断層下端深さ（拡張前）		16.8～18.4km
震源断層幅（拡張前）	GL-6km以浅	1.2km
	GL-6km以深	18.9～21.7km
	全体	20.1～22.9km
	平均	21.5km
走向方向への拡張長さ	北側	3.9km
	南側	2.1km
震源断層長さ（拡張後）		21.7km
震源断層下端深さ（拡張後）		16.6～18.8km
震源断層幅（拡張後）	GL-6km以浅	1.2km
	GL-6km以深	18.5～22.4km
	全体	19.7～23.6km
	平均	21.7km



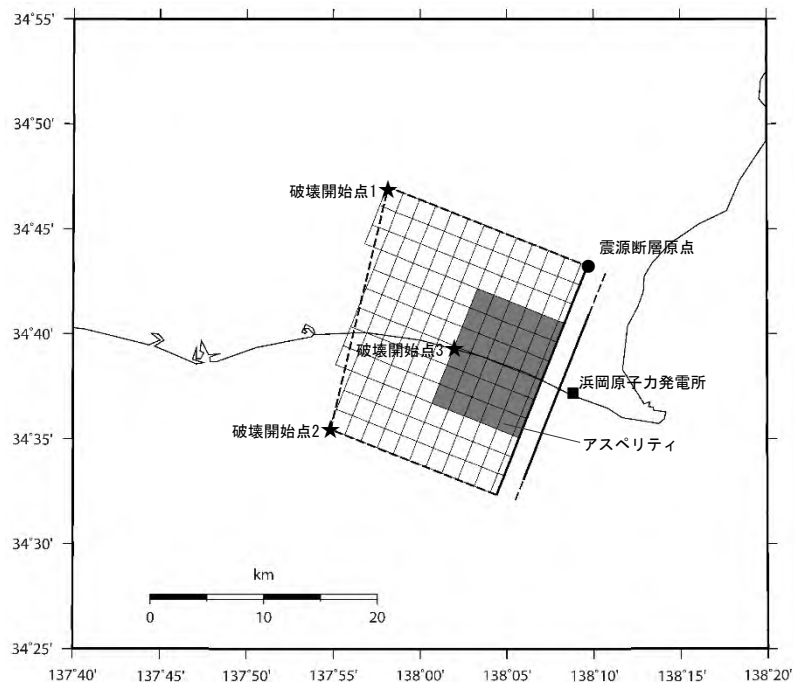
<A-17断層による地震の震源断層面の設定※>

※ 深さ約2kmの調査範囲においては地下深部に連続する断層は認められない（補足説明資料③-02参照）ことから、断層面は深さ2km以深に想定。

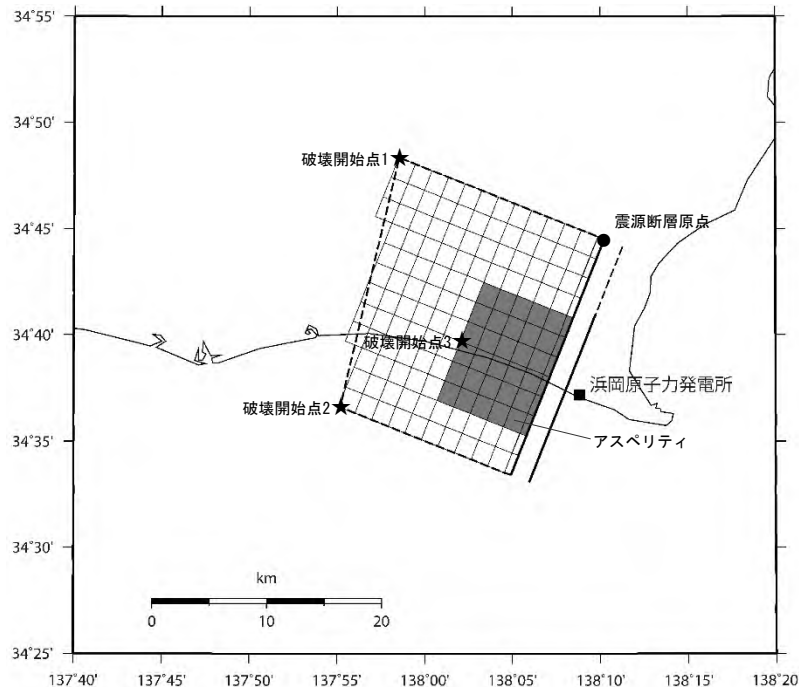
①断層面の位置に関するパラメータスタディ

(①-1 震源断層面の拡張方法の確認)

- A-17断層による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）は、拡張後の震源断層上端の中心と敷地との距離が最短となるように走向方向両側（北側及び南側）に拡張して設定している。
- この基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）に対して、走向方向片側（北側）に拡張したモデル（以下、「北側拡張モデル」という。）を設定し、基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）における断層面の位置の代表性を検討する。



<基本震源モデル（南北拡張モデル）
（地震動の顕著な増幅を考慮しない）※>



<北側拡張モデル※>

※ 深さ約2kmの調査範囲においては地下深部に連続する断層は認められない（補足説明資料③-02参照）ことから、断層面は深さ2km以深に想定。

①断層面の位置に関するパラメータスタディ

(①-1 震源断層面の拡張方法の確認（震源断層パラメータの比較）)

- 震源断層パラメータの比較によると、基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）と北側拡張モデルの地震規模 M_j は同じであり、等価震源距離は同程度となっている。
- また、地震動評価への影響が大きい短周期レベルも、同程度となっている。

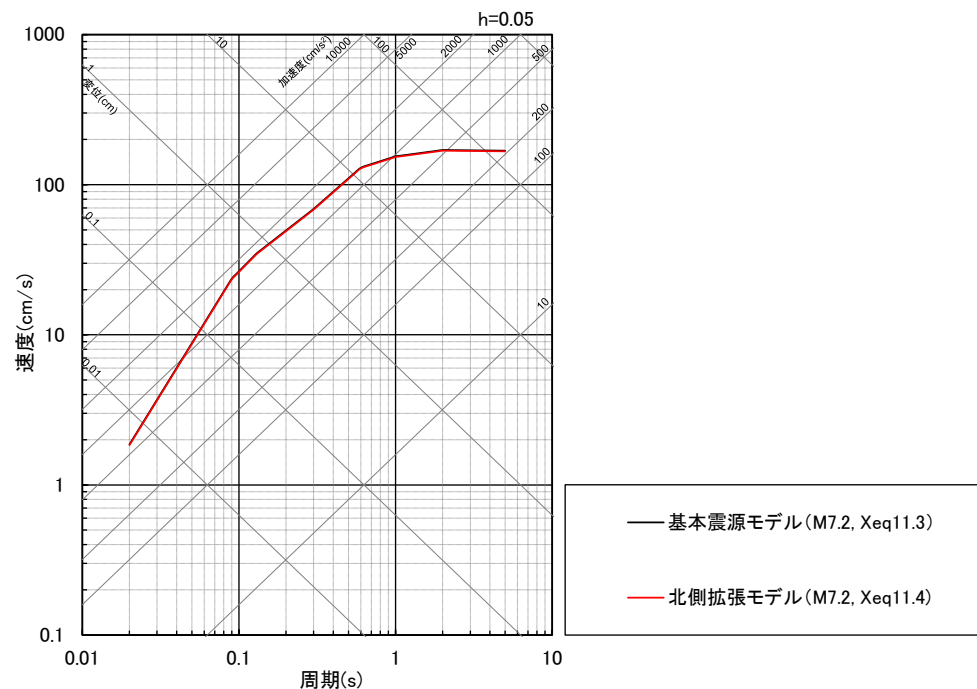
<震源断層パラメータの比較>

震源断層パラメータ		基本震源モデル (南北拡張モデル) (地震動の顕著な増幅 を考慮しない)	北側拡張モデル
巨視的断層 パラメータ	地震規模 M_j	7.2	7.2
	断層最短距離(km)	5.8	5.8
	等価震源距離(km)	11.3	11.4
	震源断層長さ(km)	21.7	22.1
	震源断層幅(km)	19.7~23.6	20.1~24.0
	震源断層面積(km ²)	469.81	487.31
	地震モーメント(Nm)	1.23×10^{19}	1.32×10^{19}
微視的断層 パラメータ	短周期レベル(Nm/s ²)	1.22×10^{19}	1.25×10^{19}
	アスペリティ応力降下量(MPa)	13.72	13.64
	アスペリティ面積(km ²)	100.55	106.87
	アスペリティ地震モーメント(Nm)	5.26×10^{18}	5.79×10^{18}

①断層面の位置に関するパラメータスタディ

①-1 震源断層面の拡張方法の確認（Noda et al.(2002)の方法による応答スペクトルの比較）

○Noda et al.(2002)の方法による応答スペクトルの比較によると、基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）と北側拡張モデルの地震動レベルは同程度となっている。

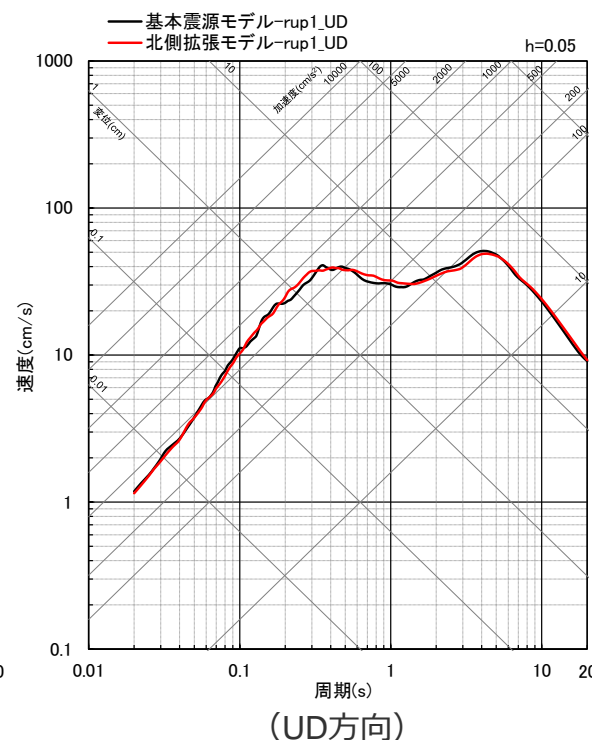
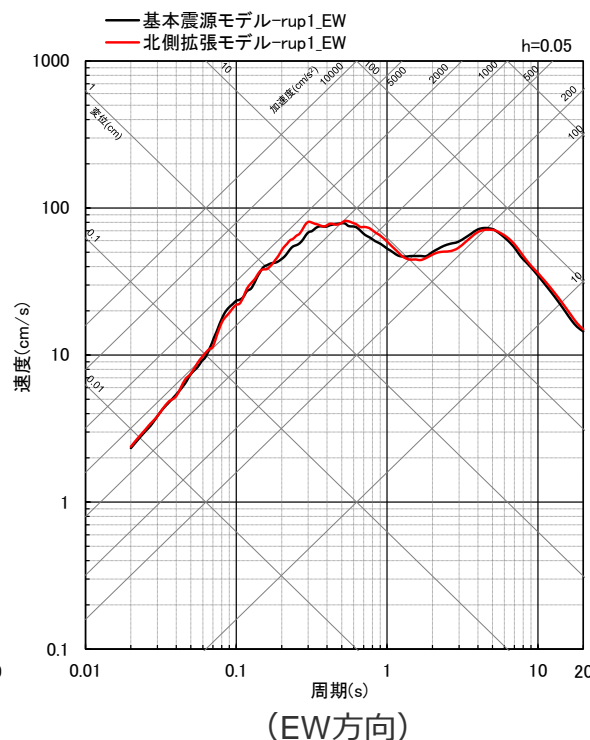
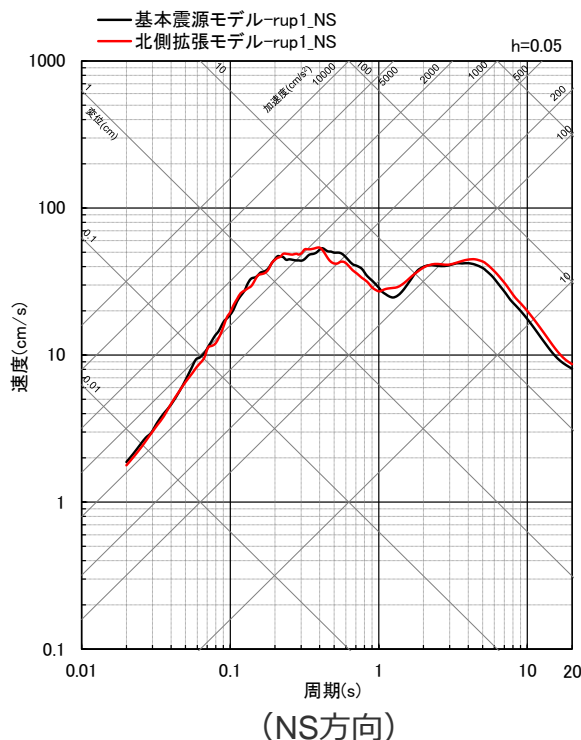


<基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）と北側拡張モデルのNoda et al.(2002)の方法による応答スペクトルの比較（水平動）>

①断層面の位置に関するパラメータスタディ

①-1 震源断層面の拡張方法の確認（統計的グリーン関数法による平均応答スペクトルの比較）

○統計的グリーン関数法による平均応答スペクトル※の比較によると、基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）と北側拡張モデルの地震動レベルは同程度となっている。



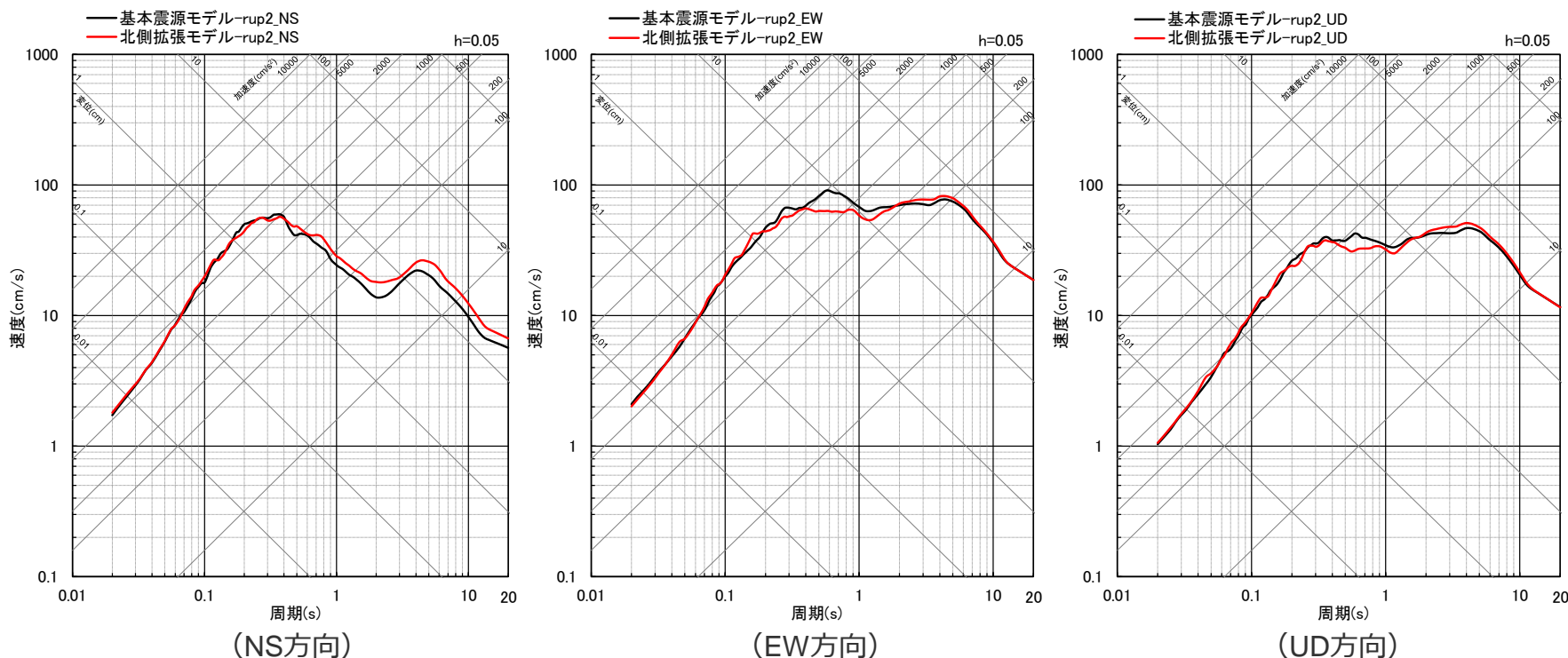
<基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）と北側拡張モデルの統計的グリーン関数法による平均応答スペクトル※の比較（破壊開始点1）>

※ 統計的グリーン関数法による地震動評価結果（応答スペクトル）20波の平均。

①断層面の位置に関するパラメータスタディ

①-1 震源断層面の拡張方法の確認（統計的グリーン関数法による平均応答スペクトルの比較）

○統計的グリーン関数法による平均応答スペクトル※の比較によると、基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）と北側拡張モデルの地震動レベルは同程度となっている。



<基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）と北側拡張モデルの統計的グリーン関数法による平均応答スペクトル※の比較（破壊開始点2）>

※ 統計的グリーン関数法による地震動評価結果（応答スペクトル）20波の平均。

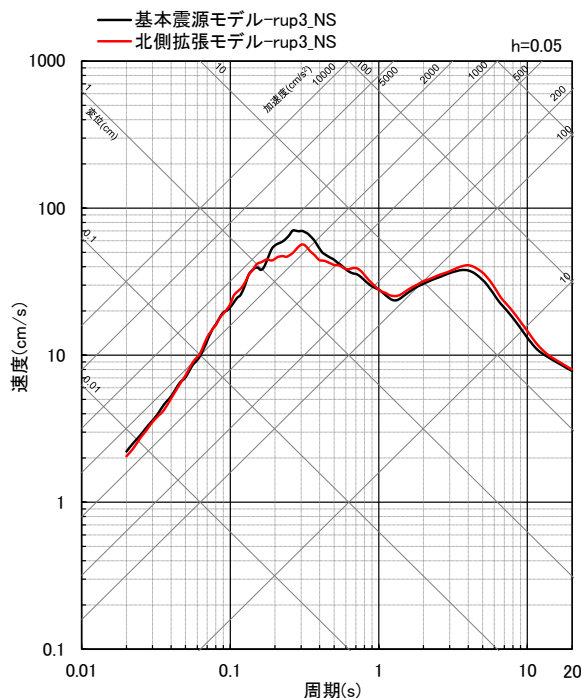
①断層面の位置に関するパラメータスタディ

①-1 震源断層面の拡張方法の確認（統計的グリーン関数法による平均応答スペクトルの比較）

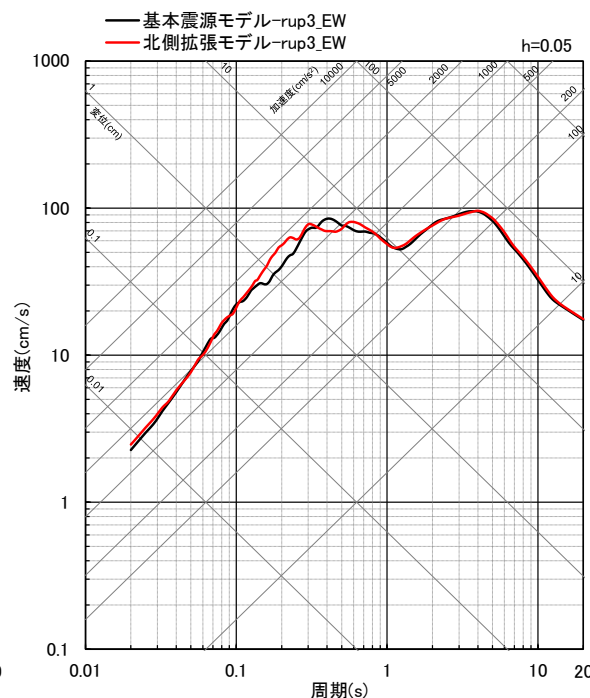
○統計的グリーン関数法による平均応答スペクトル※の比較によると、基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）と北側拡張モデルの地震動レベルは同程度となっている。



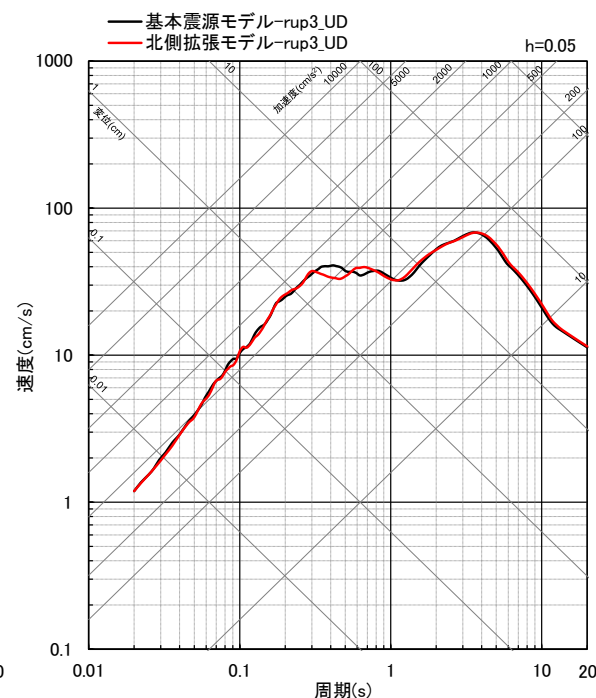
○Noda et al.(2002)の方法による応答スペクトル及び統計的グリーン関数法による平均応答スペクトル※の比較から、基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）における断層面の位置の代表性を確認した。



(NS方向)



(EW方向)



(UD方向)

<基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）と北側拡張モデルの統計的グリーン関数法による平均応答スペクトル※の比較（破壊開始点3）>

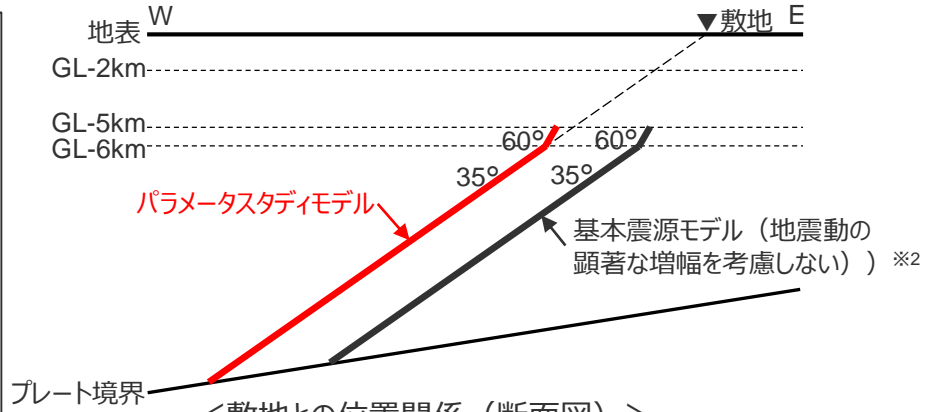
※ 統計的グリーン関数法による地震動評価結果（応答スペクトル）20波の平均。

<補足説明資料③-05 A-17断層による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）の設定（補足）>

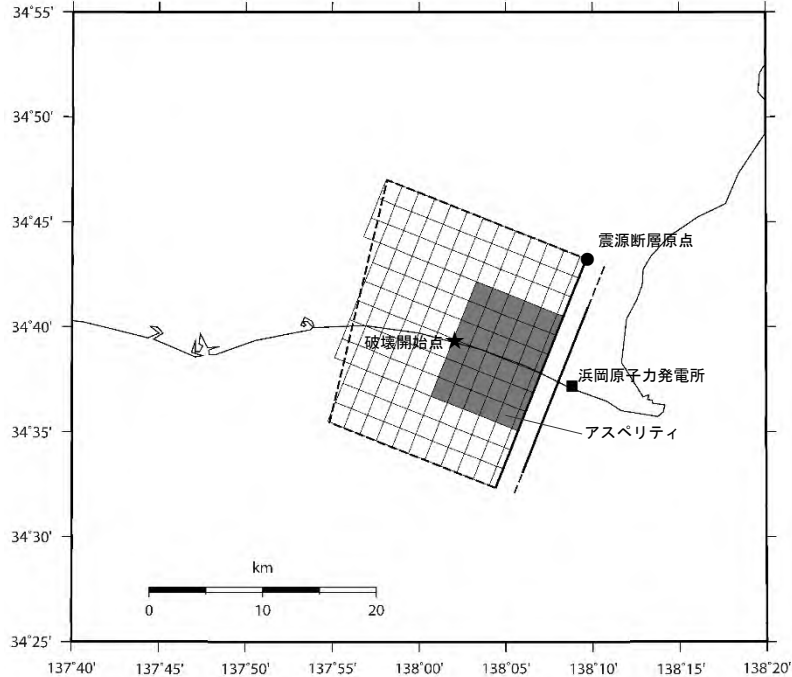
①断層面の位置に関するパラメータスタディ

（①-2 ディレクティビティの影響確認）

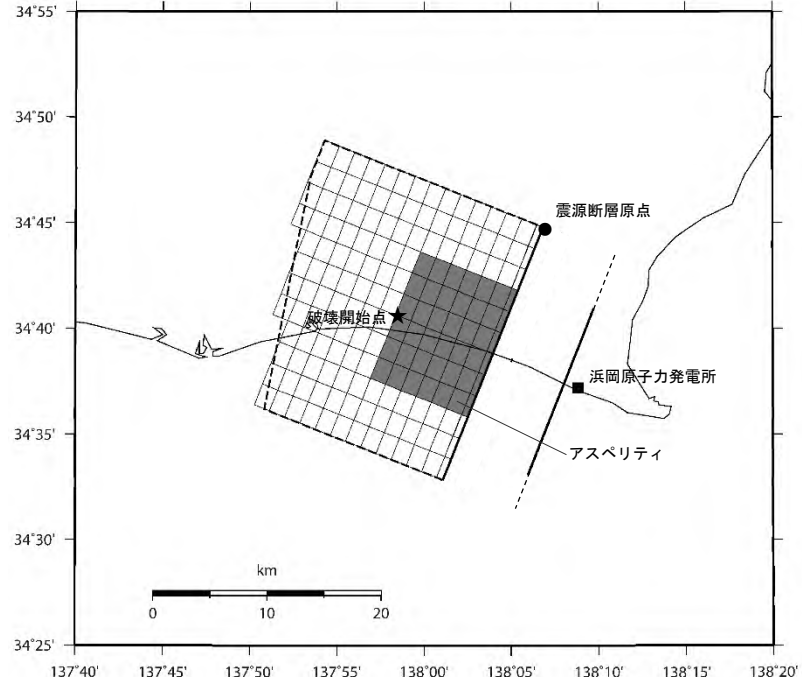
- 前述のとおり、A-17断層による地震の基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の断層面は、背斜構造の分布範囲のうち敷地に最も近い位置に想定している。
- ここでは、基本震源モデルにおける断層面の位置の代表性を確認するため、基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）に対し、面積が大きく敷地への影響が大きい深さ6km以深の震源断層面の延長線上に敷地が位置するよう、震源モデル（以下、「パラメータスタディモデル」という。）を設定し、Noda et al.(2002)の方法による応答スペクトル及び統計的グリーン関数法による平均応答スペクトル※1の比較を行う。
- パラメータスタディモデルは、断層面の位置を除き、基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）と同様の考え方で設定する。また、破壊開始点は、ディレクティビティ効果が最も大きいと考えられるアスペリティ下端中央位置で代表する。



<敷地との位置関係（断面図）>



<基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）※2>



<パラメータスタディモデル※3>

※1 統計的グリーン関数法による地震動評価結果（応答スペクトル）20波の平均。
 ※2 深さ約2kmの調査範囲においては地下深部に連続する断層は認められない（補足説明資料③-02参照）ことから、断層面は深さ2km以深に想定。
 ※3 地震発生層下端はプレート境界面（内閣府(2012)による）であるが、プレート境界面が20kmより深い場合には深さ20kmとして設定。
 ・下線 () は、一部修正箇所を示す。 100

①断層面の位置に関するパラメータスタディ

（①-2 ディレクティビティの影響確認（震源断層パラメータの比較））

- 基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）とパラメータスタディモデルの震源断層パラメータの比較を示す。
- パラメータスタディモデルについて、地震モーメントや短周期レベルは基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）よりも若干大きい、敷地までの距離は基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）よりも遠い。

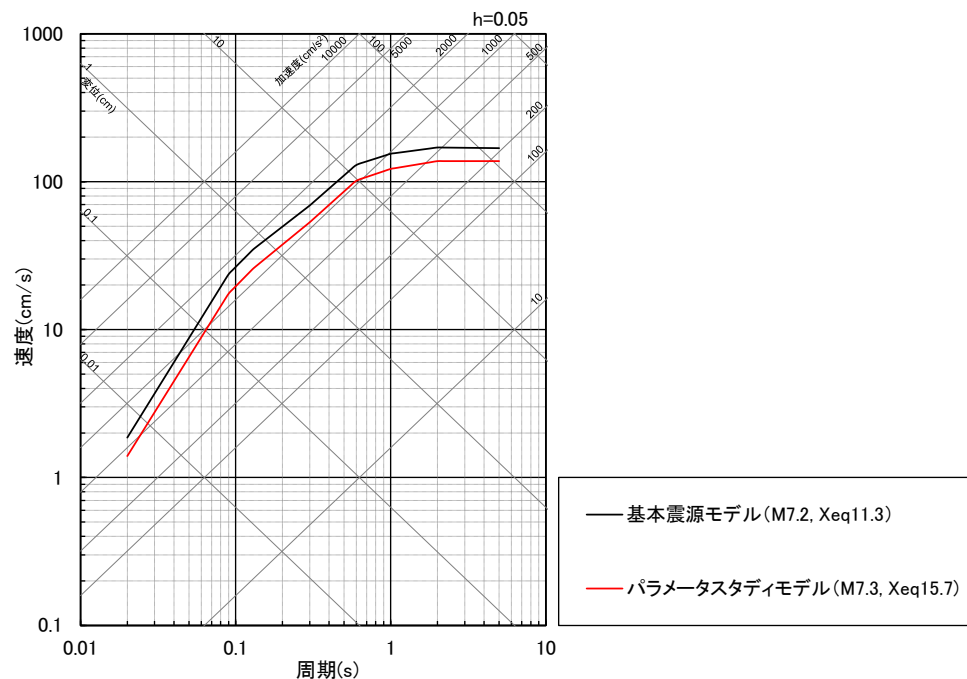
<基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）とパラメータスタディモデルの震源断層パラメータの比較>

震源断層パラメータ		基本震源モデル (地震動の顕著な増幅を 考慮しない)	パラメータスタディモデル
巨視的断層 パラメータ	地震規模Mj	7.2	7.3
	断層最短距離(km)	5.8	9.4
	等価震源距離(km)	11.3	15.7
	震源断層長さ(km)	21.7	23.8
	震源断層幅(km)	19.7~23.6	21.1~25.7
	震源断層面積(km ²)	469.81	564.67
	地震モーメント(Nm)	1.23×10 ¹⁹	1.77×10 ¹⁹
微視的断層 パラメータ	短周期レベル(Nm/s ²)	1.22×10 ¹⁹	1.38×10 ¹⁹
	アスペリティ応力降下量(MPa)	13.72	13.31
	アスペリティ面積(km ²)	100.55	136.62
	アスペリティ地震モーメント(Nm)	5.26×10 ¹⁸	8.58×10 ¹⁸

①断層面の位置に関するパラメータスタディ

(①-2 ディレクティビティの影響確認 (Noda et al.(2002)の方法による応答スペクトルの比較))

○Noda et al.(2002)の方法による応答スペクトルの比較によると、基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の方がパラメータスタディモデルに比べて地震動レベルが大きくなっている。

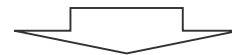


<基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）とパラメータスタディモデルのNoda et al.(2002)の方法による応答スペクトルの比較>

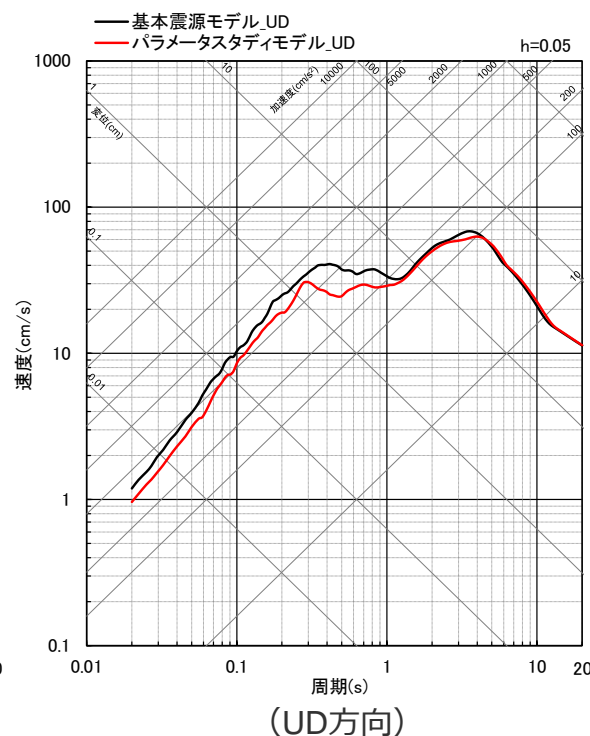
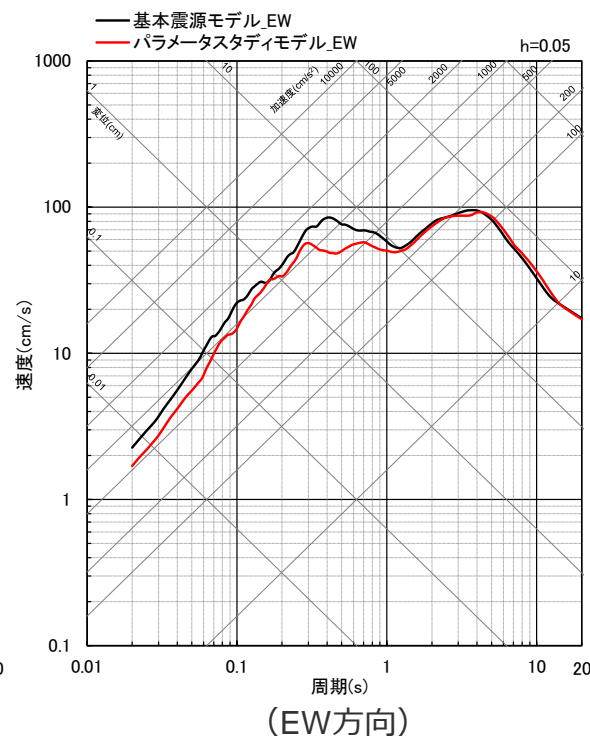
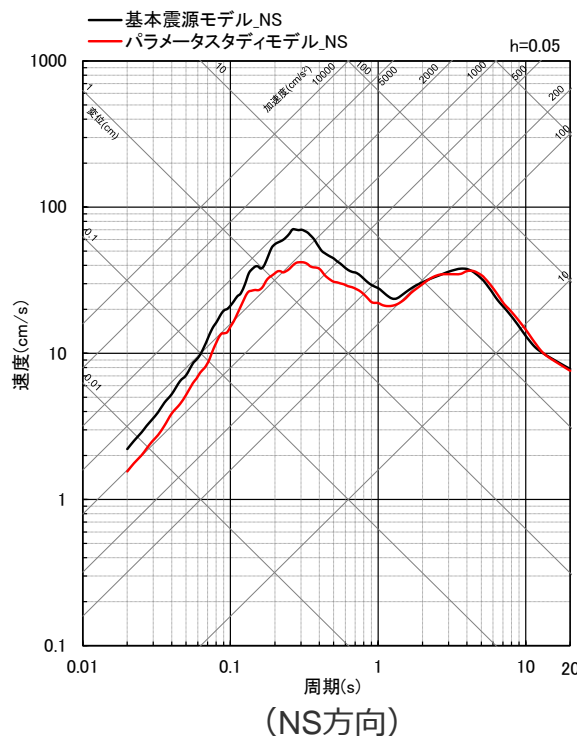
①断層面の位置に関するパラメータスタディ

（①-2 ディレクティビティの影響確認（統計的グリーン関数法による平均応答スペクトルの比較））

○統計的グリーン関数法による平均応答スペクトル※の比較によると、基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の方がパラメータスタディモデルに比べて地震動レベルが大きくなっている。



○Noda et al.(2002)の方法による応答スペクトル及び統計的グリーン関数法による平均応答スペクトル※の比較から、基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）における断層面の位置の代表性を確認した。



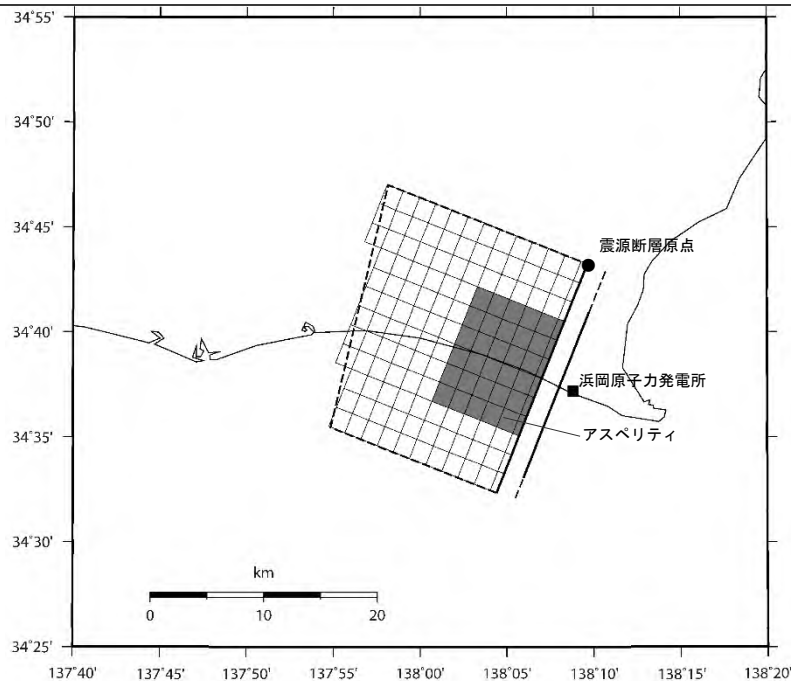
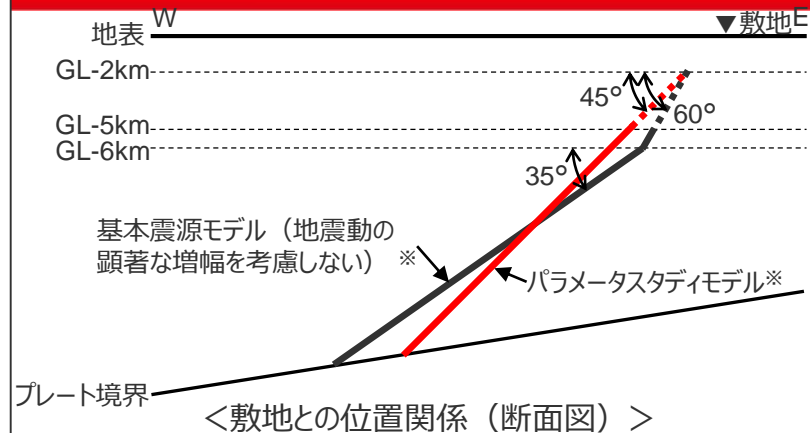
<基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）とパラメータスタディモデルの統計的グリーン関数法による平均応答スペクトル※の比較>

※ 統計的グリーン関数法による地震動評価結果（応答スペクトル）20波の平均。

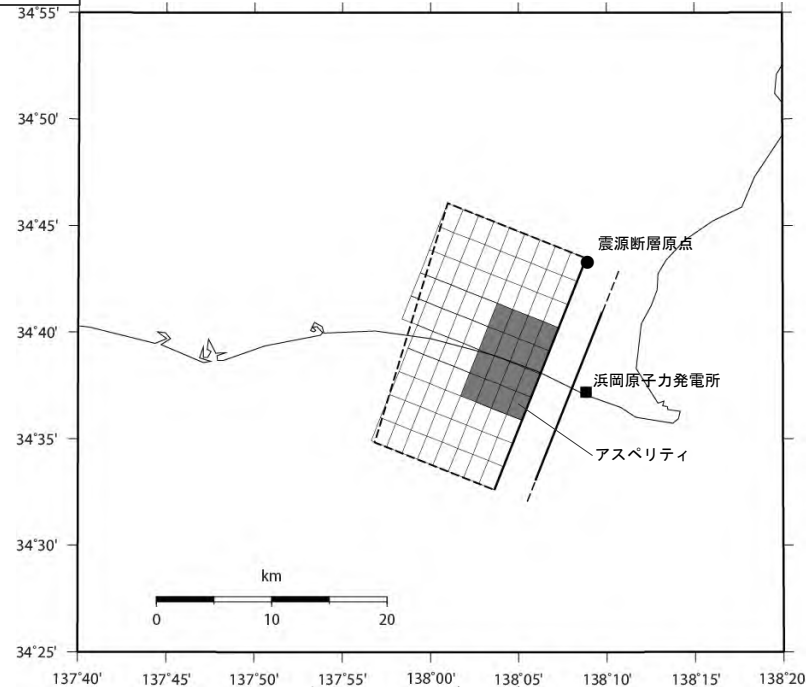
<補足説明資料③-05 A-17断層による地震の基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の設定（補足）>

②断層傾斜角に関するパラメータスタディ

- 前述のとおり、A-17断層による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）の断層傾斜角は、強震動予測レシビ(2020)に基づき、周辺にある御前崎海脚西部の断層帯を参考に、深さ6km以浅は60°、深さ6km以深は35°として設定している。
- ここでは、基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）における断層傾斜角の代表性を確認するため、基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）に対し、断層傾斜角の設定に参照できる資料が得られていない場合として強震動予測レシビ(2020)に示された断層傾斜角を45°とした震源モデル（以下、「パラメータスタディモデル」という。）を設定し、震源断層パラメータの比較を行う。
- パラメータスタディモデルは、基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）と同様、拡張後の震源断層長さが拡張後の震源断層幅（平均）と同等となるように拡張した結果、地震モーメントが $M_0=7.5 \times 10^{18} \text{Nm}$ に満たないため、 $M_0=7.5 \times 10^{18} \text{Nm}$ となるように、さらに走向方向両側（北側及び南側）に拡張して設定した。



<基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）※>



<パラメータスタディモデル※>

※ 深さ約2kmの調査範囲においては地下深部に連続する断層は認められない（補足説明資料③-02参照）ことから、断層面は深さ2km以深に想定。

②断層傾斜角に関するパラメータスタディ

（震源断層パラメータの比較）

- 基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）とパラメータスタディモデルの震源断層パラメータの比較を示す。
- パラメータスタディモデルについて、基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）よりも地震規模Mjが小さく、等価震源距離は長くなっている。また、基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）よりも、地震モーメントや短周期レベルは小さくなっている。

- 震源断層パラメータの比較から、基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）における断層傾斜角の代表性を確認した。

<基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）とパラメータスタディモデルの震源断層パラメータの比較>

震源断層パラメータ		基本震源モデル (地震動の顕著な増幅を考慮しない)	パラメータスタディモデル	
巨視的断層 パラメータ	地震規模Mj	7.2	7.0	
	断層最短距離(km)	5.8	6.6	
	等価震源距離(km)	11.3	11.6	
	断層傾斜角(°)	深さ6km以浅	60	45
		深さ6km以深	35	45
	震源断層長さ(km)	21.7	21.6	
	震源断層幅(km)	19.7~23.6	15.8~18.3	
	震源断層面積(km ²)	469.81	368.28	
地震モーメント(Nm)	1.23×10 ¹⁹	7.54×10 ¹⁸		
微視的断層 パラメータ	短周期レベル(Nm/s ²)	1.22×10 ¹⁹	1.04×10 ¹⁹	
	アスペリティ応力降下量(MPa)	13.72	14.29	
	アスペリティ面積(km ²)	100.55	67.01	
	アスペリティ地震モーメント(Nm)	5.26×10 ¹⁸	2.75×10 ¹⁸	

補足説明資料③-06

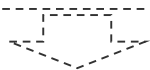
A-17断層による地震の断層傾斜角の不確かさを考慮した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の設定（補足）

検討概要

御前崎海脚西部の断層帯による地震

基本震源モデル（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では、探査結果から深さ8km程度まで断層傾斜角が得られているため、基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の断層傾斜角は、深さ6km以浅を60°、6km以深を35°として設定した。



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）

- 断層傾斜角の不確かさの考慮として、探査結果から断層傾斜角が得られていない深さ8km以深について、震源断層面が拡大するよう（地震規模が大きくなるよう）、さらに低角の断層傾斜角25°としたケースを設定した。

A-17断層による地震

基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）

- A-17断層は褶曲構造に関する断層であり、探査結果から断層傾斜角が得られていないため、強震動予測レシピ(2020)に基づき、基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の断層傾斜角は、周辺にある御前崎海脚西部の断層帯を参考に、深さ6km以浅を60°、6km以深を35°として設定した。
- この設定について、断層傾斜角の設定の参照となる資料が得られていない場合として強震動予測レシピ(2020)に示された断層傾斜角45°とした場合のパラメータスタディを実施し、基本震源モデルにおける断層傾斜角の代表性を確認した。



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）

- A-17断層による地震の断層傾斜角の不確かさの考慮として、御前崎海脚西部の断層帯による地震と同様、震源断層面が拡大するよう（地震規模が大きくなるよう）、低角の断層傾斜角25°としたケースを設定する。
- 低角の断層傾斜角25°を考慮する深さについては、A-17断層は探査結果から断層傾斜角が得られていないため、この深さを変えた複数のパラメータスタディモデルを設定し、各震源断層パラメータやNoda et al.(2002)の方法による地震動レベルの比較を踏まえて、敷地への影響が最も大きくなるパラメータスタディモデルを、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）として設定する。
- パラメータスタディモデルの設定は、次ページのとおり。

<補足説明資料③-06 A-17断層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）>

パラメータスタディモデルの設定

○ A-17断層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）の設定にあたり、以下のパラメータスタディモデルを設定する。

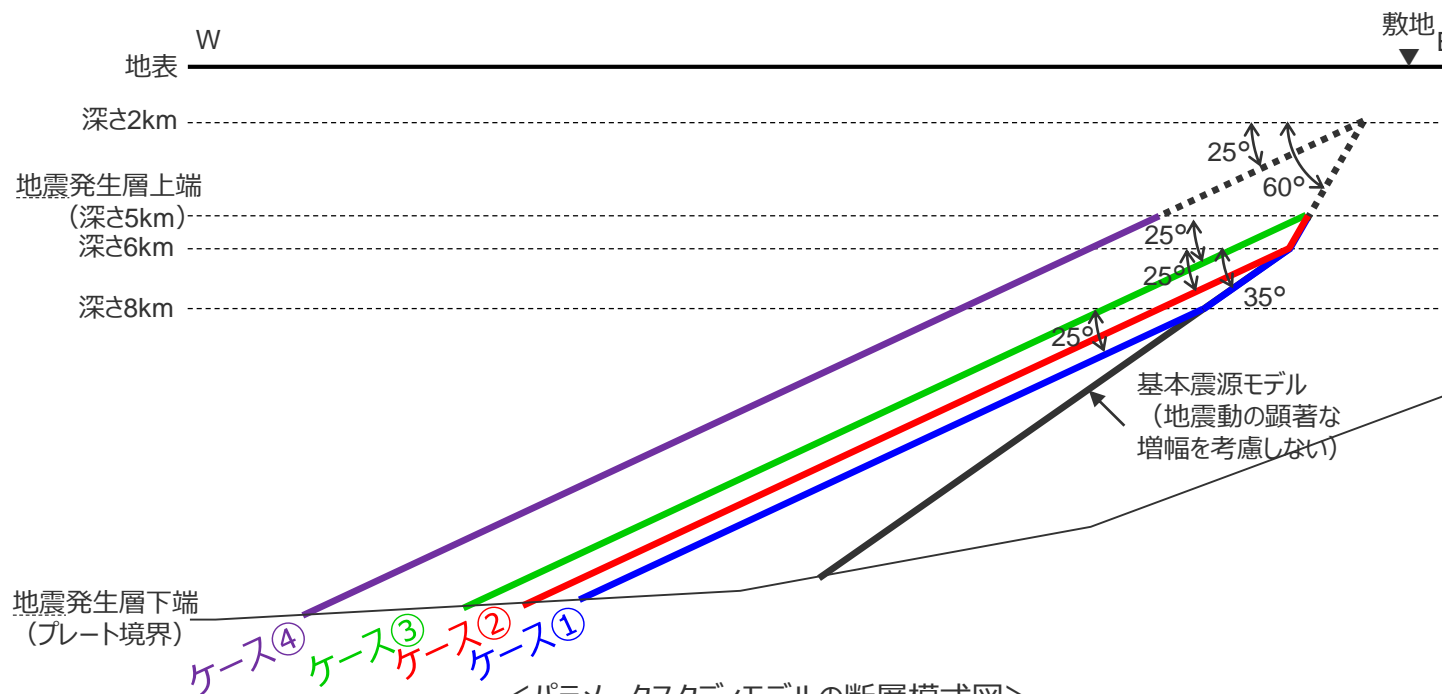
ケース①： 御前崎海脚西部の断層帯による地震の断層傾斜角の不確かさを考慮した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）と同様に、深さ2～6kmを60°、深さ6～8kmを35°、深さ8km以深を25°としたモデル

ケース②： 深さ2～6kmを60°、深さ6km以深を25°としたモデル

ケース③： 深さ2～5kmを60°、深さ5km以深を25°としたモデル

ケース④： 深さ2km以深を25°としたモデル

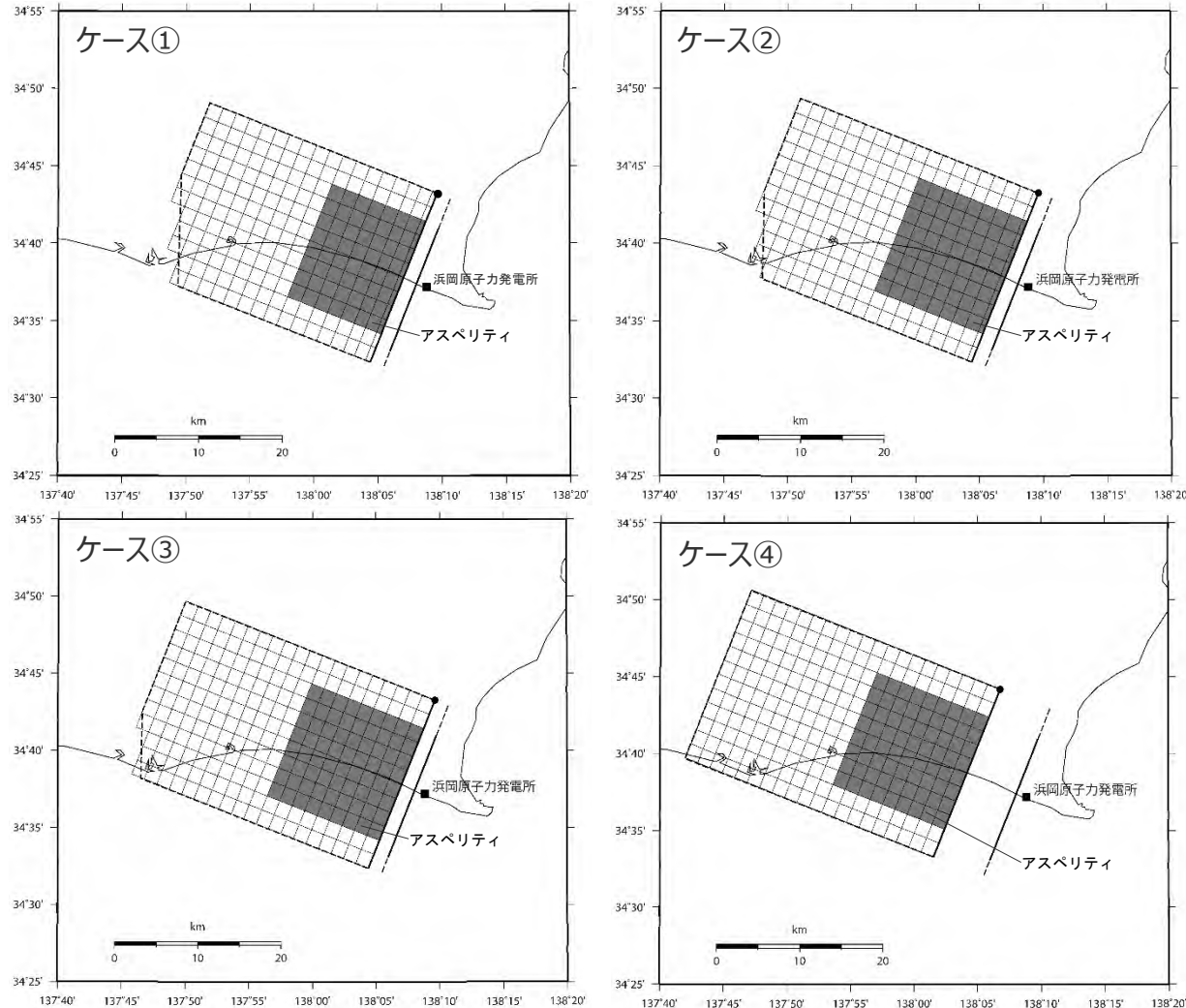
○ 各パラメータスタディモデルについて、各震源断層パラメータやNoda et al.(2002)の方法による地震動レベルの比較を踏まえて、敷地への影響が最も大きくなるパラメータスタディモデルを、断層傾斜角の不確かさを考慮した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）として設定する。



<パラメータスタディモデルの断層モード図>

パラメータスタディモデルの設定 (震源モデル)

○パラメータスタディモデルの各ケースについて、震源モデルを示す。



<パラメータスタディモデル>

パラメータスタディモデルの設定

（震源断層パラメータの比較）

- パラメータスタディモデルの各ケースについて、震源断層パラメータの比較を示す。
- 地震規模は、ケース①がMj7.4であるのに対し、ケース②～④はMj7.5となっている。
- 等価震源距離は、ケース④が16.8kmであるのに対し、ケース①は12.4km、ケース②③は12.7kmで同程度となっている。
- ケース②③は、地震規模、等価震源距離が同じであるが、地震モーメントや短周期レベルはケース③が若干大きくなっている。

<各ケースの震源断層パラメータ>

震源断層パラメータ		基本震源モデル (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）のパラメータスタディモデル			
			ケース①	ケース②	ケース③	ケース④
巨視的断層 パラメータ	地震規模Mj	7.2	7.4	7.5	7.5	7.5
	断層最短距離(km)	5.8	5.8	5.8	5.8	9.2
	等価震源距離(km)	11.3	12.4	12.7	12.7	16.8
	震源断層長さ(km)	21.7	21.7	21.7	21.7	21.7
	震源断層幅(km)	19.7～23.6	28.2～33.1	30.4～34.4	32.5～35.5	35.5
	震源断層面積(km ²)	469.81	687.65	726.68	759.10	770.35
	地震モーメント(Nm)	1.23×10 ¹⁹	2.63×10 ¹⁹	2.94×10 ¹⁹	3.21×10 ¹⁹	3.30×10 ¹⁹
微視的断層 パラメータ	短周期レベル(Nm/s ²)	1.22×10 ¹⁹	1.58×10 ¹⁹	1.64×10 ¹⁹	1.68×10 ¹⁹	1.70×10 ¹⁹
	アスペリティ応力降下量(MPa)	13.72	12.88	12.76	12.67	12.64
	アスペリティ面積(km ²)	100.55	189.72	208.01	223.70	229.26
	アスペリティ地震モーメント(Nm)	5.26×10 ¹⁸	1.45×10 ¹⁹	1.68×10 ¹⁹	1.89×10 ¹⁹	1.96×10 ¹⁹

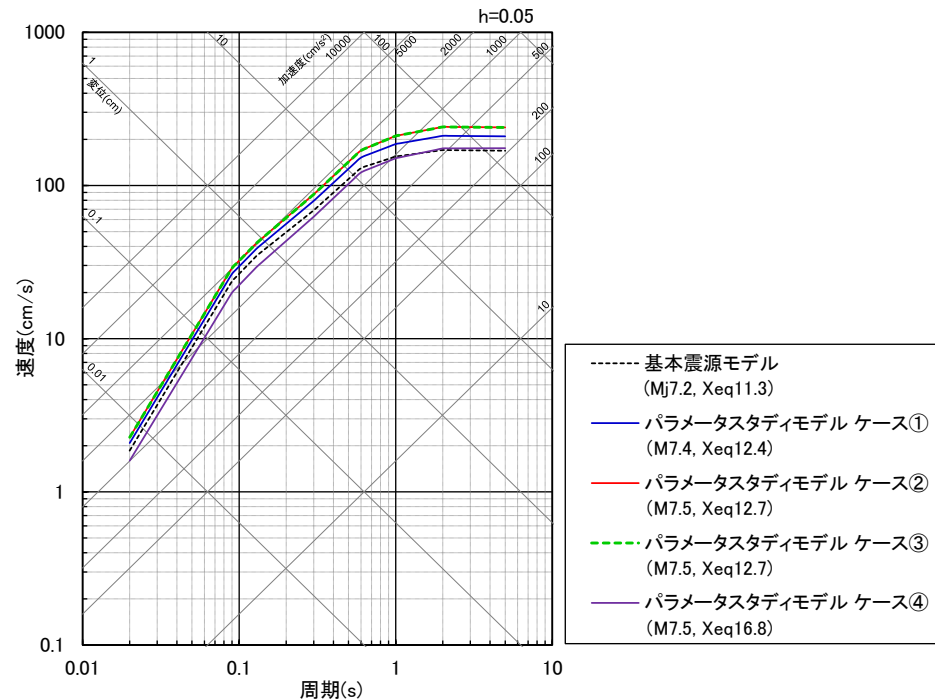
パラメータスタディモデルの設定

(Noda et al.(2002)の方法による応答スペクトルの比較)

○パラメータスタディモデルの各ケースについて、Noda et al.(2002)の方法による応答スペクトルの比較によると、ケース②とケース③の地震動レベルが最も大きくなっている。



○ケース③の地震モーメントや短周期レベルがケース②に比べて若干大きいことを踏まえ、断層傾斜角の不確かさの考慮として、敷地への影響が最も大きいケース③を採用する。



<Noda et al.(2002)の方法による応答スペクトルの比較>

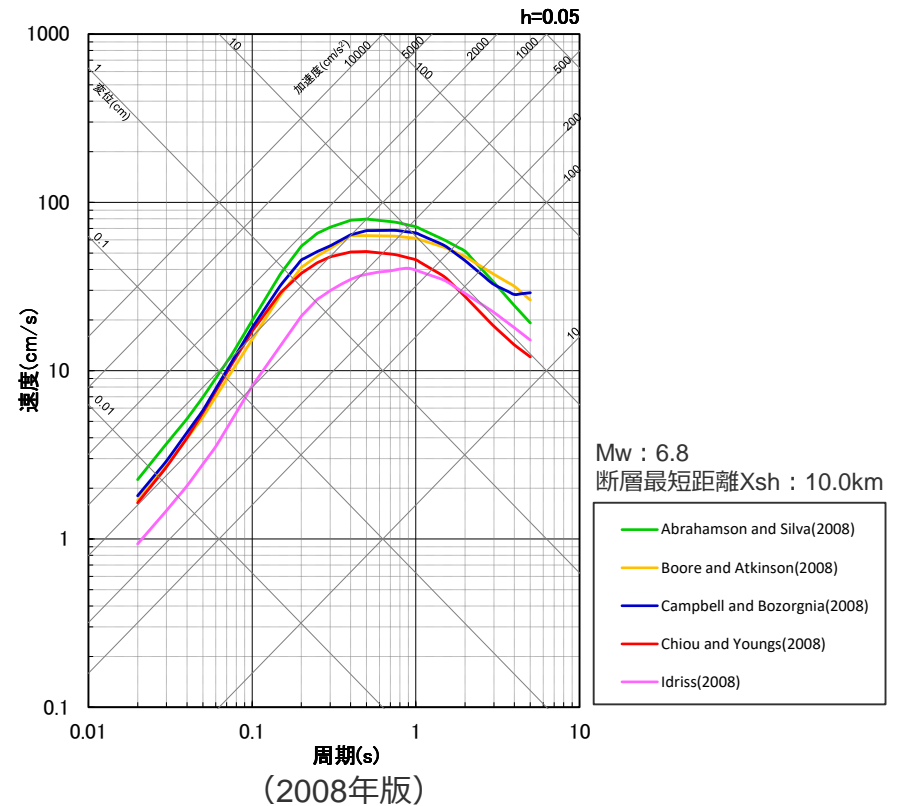
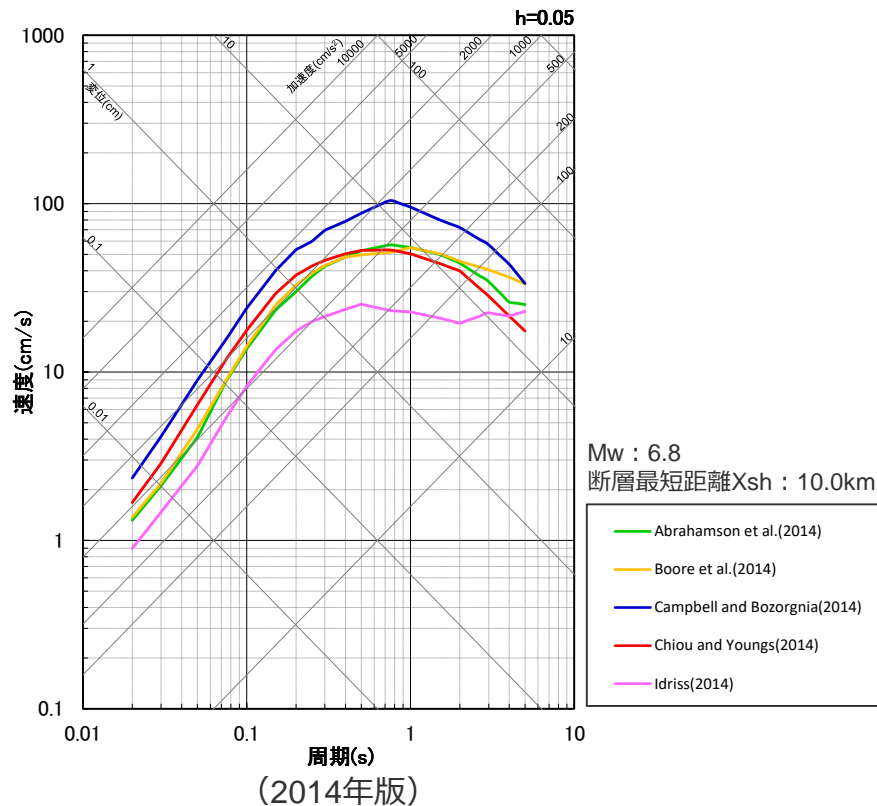
補足説明資料③-07

内陸地殻内地震のNGA距離減衰式の2014年版による地震動評価結果と2008年版による地震動評価結果との比較

御前崎海脚西部の断層帯による地震

(基本震源モデル (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応答スペクトルに基づく地震動評価において用いているNGA距離減衰式について、2014年版と2008年版の地震動評価結果とを比較した結果、両者の地震動レベルは同程度である。

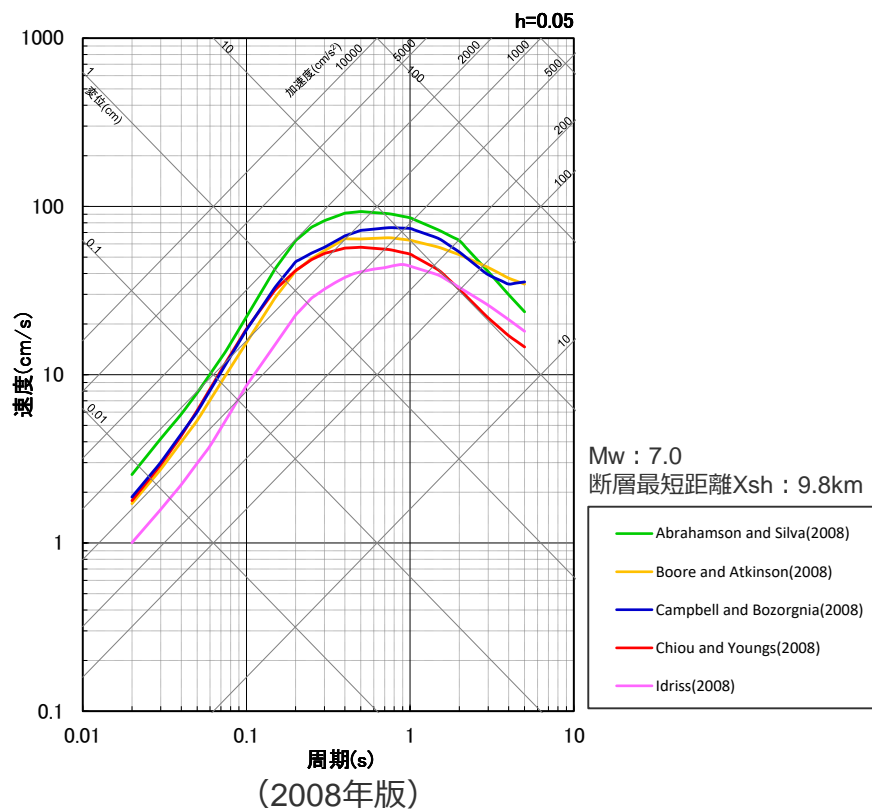
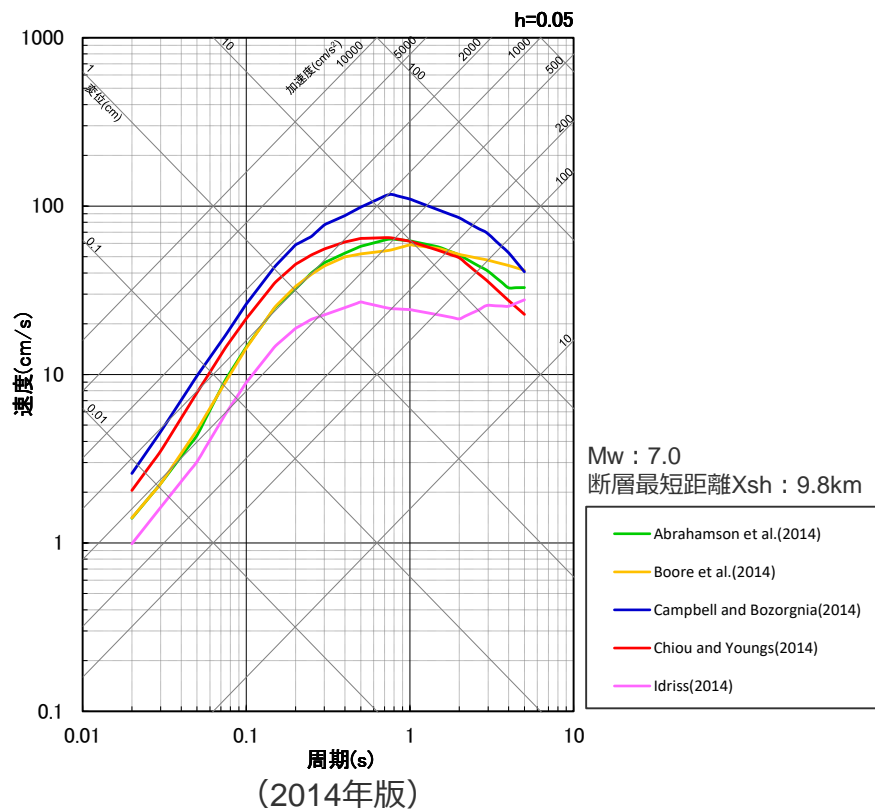


<NGA距離減衰式の2014年版による地震動評価結果と2008年版による地震動評価結果との比較 (水平動) >
(基本震源モデル (地震動の顕著な増幅を考慮しない) (御前崎海脚西部の断層帯による地震))

御前崎海脚西部の断層帯による地震

(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応答スペクトルに基づく地震動評価において用いているNGA距離減衰式について、2014年版と2008年版の地震動評価結果とを比較した結果、両者の地震動レベルは同程度である。



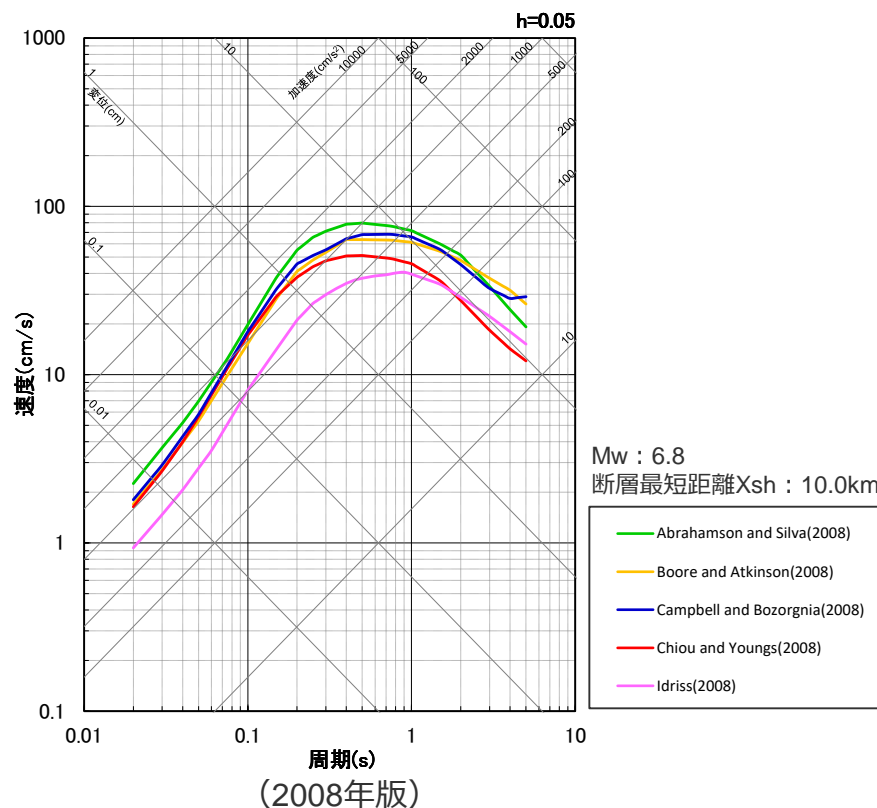
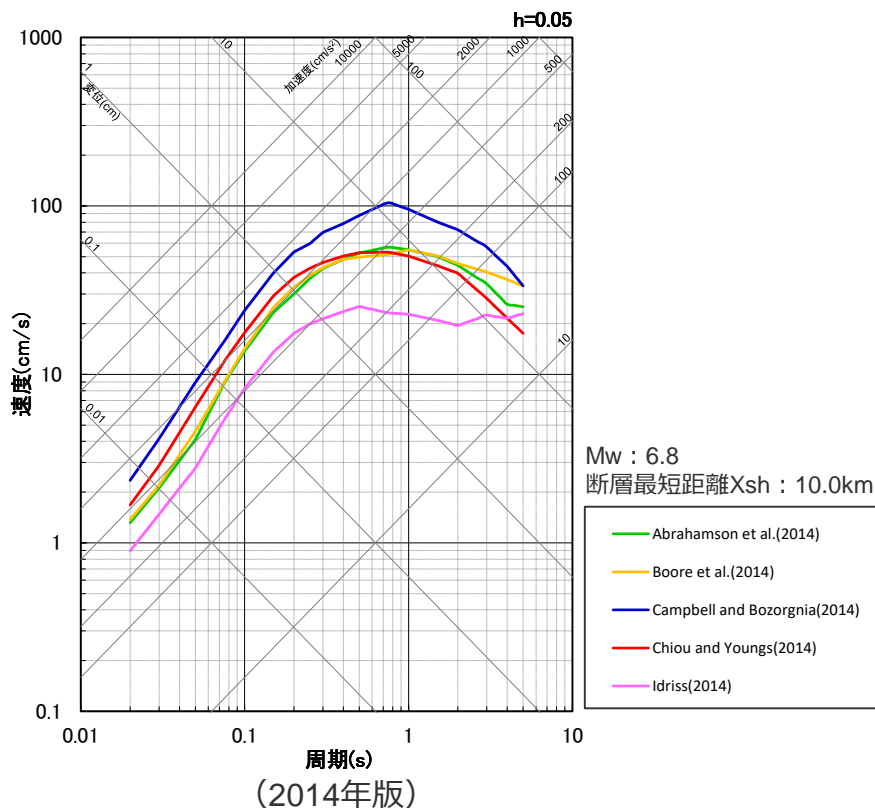
<NGA距離減衰式の2014年版による地震動評価結果と2008年版による地震動評価結果との比較 (水平動) >

(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))

御前崎海脚西部の断層帯による地震

(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))

○御前崎海脚西部の断層帯による地震の応答スペクトルに基づく地震動評価において用いているNGA距離減衰式について、2014年版と2008年版の地震動評価結果とを比較した結果、両者の地震動レベルは同程度である。



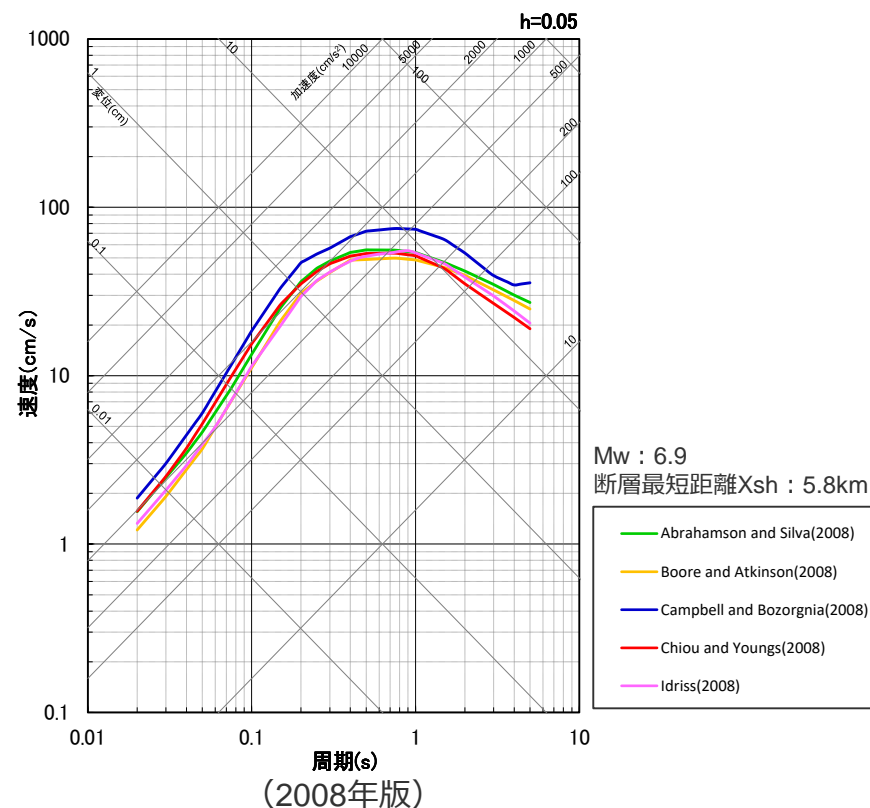
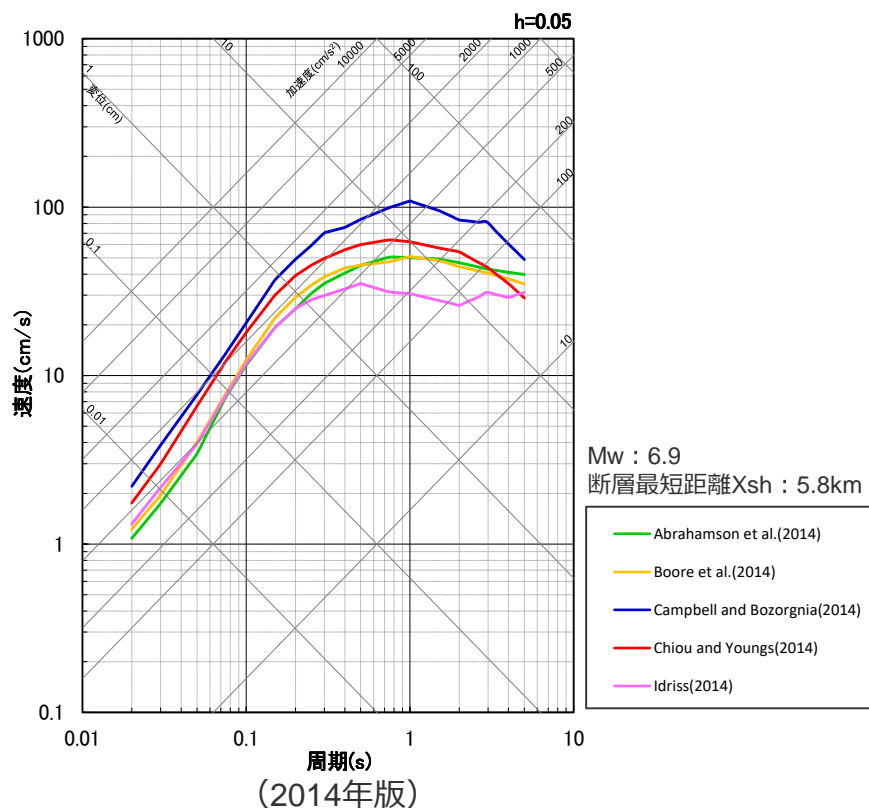
<NGA距離減衰式の2014年版による地震動評価結果と2008年版による地震動評価結果との比較 (水平動) >

(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) (御前崎海脚西部の断層帯による地震))

A-17断層による地震

(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))

○A-17断層による地震の応答スペクトルに基づく地震動評価において用いているNGA距離減衰式について、2014年版と2008年版の地震動評価結果とを比較した結果、両者の地震動レベルは同程度である。



<NGA距離減衰式の2014年版による地震動評価結果と2008年版による地震動評価結果との比較 (水平動) >
(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) (A-17断層による地震))

補足説明資料③-08

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の断層モデルを用いた手法による地震動評価（補足）

断層モデルを用いた手法

【内陸地殻内地震のアスペリティの応力降下量の不確かさの考慮】

- 内陸地殻内地震の地震動評価では、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倍を考慮する。



【アスペリティの応力降下量の1.5倍ケースの断層モデルを用いた手法による計算】

- 断層モデルを用いた手法は、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の計算は、短周期レベルがアスペリティの応力降下量に比例する下式の関係に基づき、入倉・他(1997)による波形合成により行う。要素地震の作成は、震源断層全体の平均的な要素地震を作成したうえで、経験的グリーン関数法と同じように、波形合成の際、アスペリティと背景領域毎に応力降下量補正係数Cと重ね合わせ数nを設定して応力降下量及びすべり量の補正を行う手法により行う。

短周期レベル： $A=4\pi \cdot r \cdot \Delta\sigma_a \cdot \beta^2$ ここで、 r ：アスペリティの等価半径、 $\Delta\sigma_a$ ：アスペリティの応力降下量、 β ：S波速度 ；壇・他(2001)

- アスペリティの応力降下量の1.5倍ケースは、上記統計的グリーン関数法の計算において、基本モデルと同じ要素地震を用い、応力降下量補正係数Cと重ね合わせ数nを新たに設定し、短周期レベルが基本モデルの1.5倍となる手法により行う。**
- 応力降下量の1.5倍ケースの計算手法については、2009年4月23日に開催された原子力安全委員会 地震動解析技術等作業会合において、下表のA法、B法の2つが確認されており、浜岡原子力発電所の地震動評価で用いている手法はA法である。

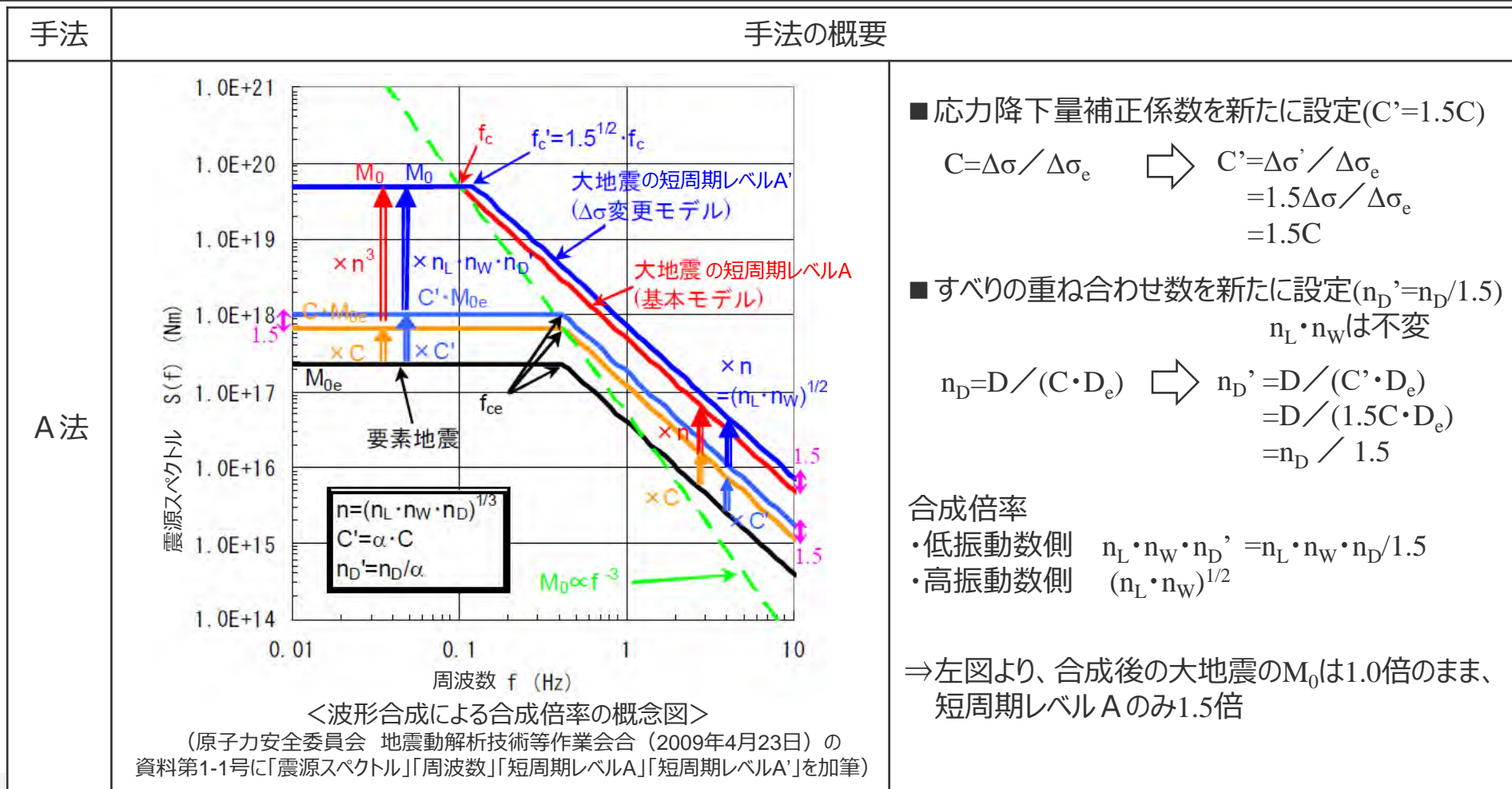
手法	応力降下量 $\Delta\sigma$ 変更モデルに対する波形合成の手法の概要	波形合成後の大地震の短周期レベル	備考
A法	基本モデルと同じ要素地震波を用い、応力降下量補正係数Cと重ね合わせ数nを新たに設定する。この考え方は、通常の入倉法における $\Delta\sigma$ のCによる補正と類似しており、経験的グリーン関数法と統計的グリーン関数法のいずれにも適用できる。	基本モデルの1.5倍	浜岡原子力発電所の地震動評価で用いている手法
B法	要素地震の応力降下量 $\Delta\sigma_e$ を基本モデルから変更し、基本モデルと同じCとnを用いる。この考え方は、要素地震波を人工的に作成する統計的グリーン関数法にのみ適用できる。	基本モデルの $1.5^{2/3}$ 倍（約1.3倍）	

・原子力安全委員会 地震動解析技術等作業会合（2009年4月23日）で確認された内容

アスペリティの応力降下量の不確かさを考慮したケースの計算手法

(原子力安全委員会 地震動解析技術等作業会合におけるA法)

○ A法の概要は以下の通りであり、基本モデルの計算における応力降下量の補正係数Cとすべりの重ね合わせ数 n_D に対し、アスペリティの応力降下量の1.5倍ケースの計算は、基本モデルと同じ要素地震を用い、応力降下量補正係数C'とすべりの重ね合わせ数 n_D' を新たに設定して波形合成を行うことにより、波形合成後の大地震の地震モーメント M_0 は基本モデルと変えずに、短周期レベルのみ基本モデルの1.5倍となる。



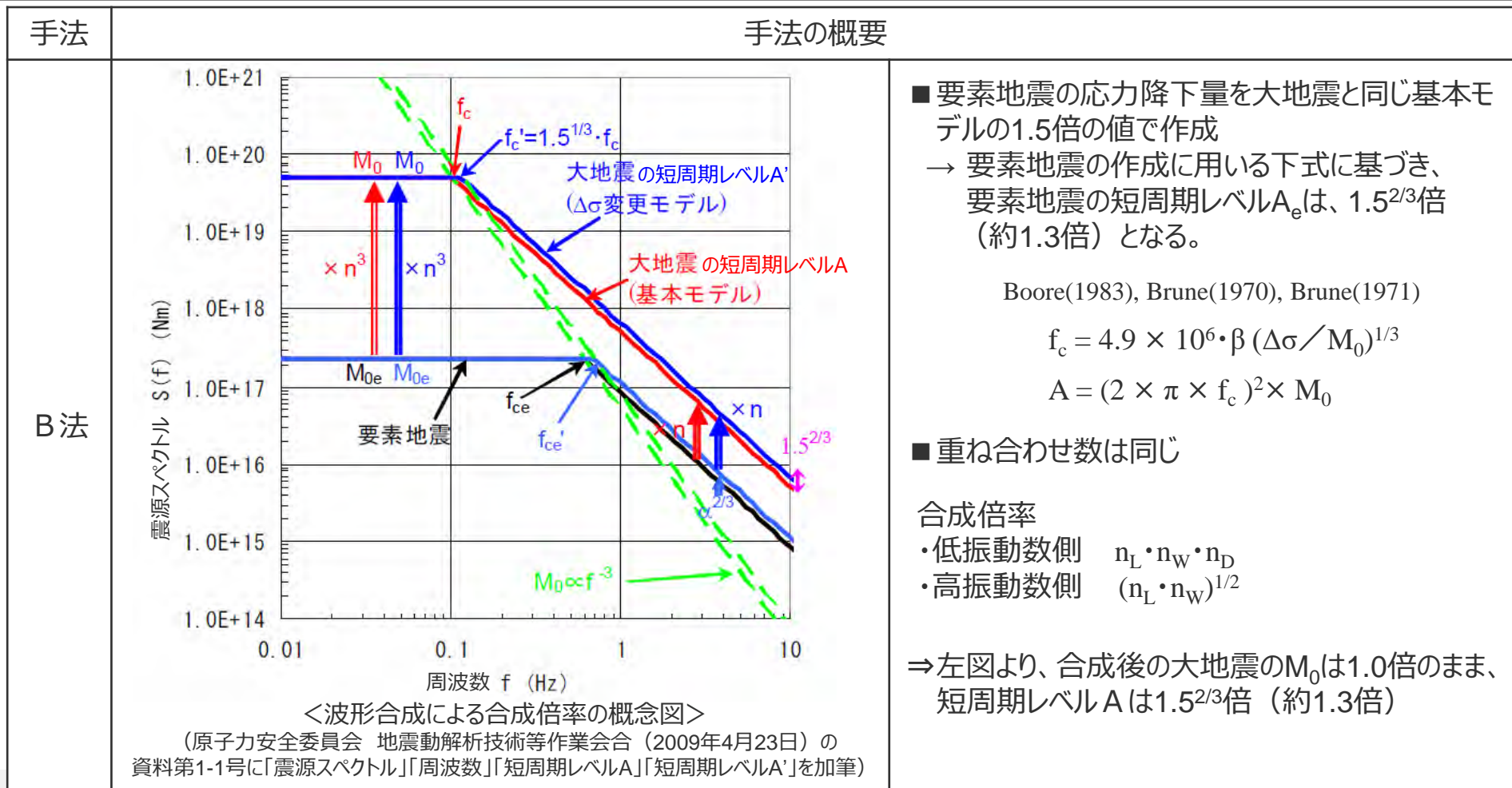
<波形合成による合成倍率の概念図>

(原子力安全委員会 地震動解析技術等作業会合 (2009年4月23日) の資料第1-1号に「震源スペクトル」「周波数」「短周期レベルA」「短周期レベルA'」を加筆)

アスペリティの応力降下量の不確かさを考慮したケースの計算手法

（原子力安全委員会 地震動解析技術等作業会合におけるB法）

○ B法の概要は以下の通りであり、統計的グリーン関数法の人工的な要素地震の作成の際に、応力降下量を1.5倍（ f_c が高振動数側に移動）するが、要素地震の作成に用いるパラメータ間の関係式により、要素地震の短周期レベルは基本モデルの1.3倍（ $1.5^{2/3}$ 倍）程度にしかならないため、この要素地震を用いて波形合成を行っても、合成後の大地震の短周期レベルも基本モデルの1.3倍程度にしかならない。



アスペリティの応力降下量の不確かさを考慮したケースの計算手法

（浜岡原子力発電所の統計的グリーン関数法の計算）

- 浜岡原子力発電所の統計的グリーン関数法の計算は、短周期レベルがアスペリティの応力降下量に比例する関係（ $A=4\pi \cdot r \cdot \Delta\sigma_a \cdot \beta^2$ ）に基づき、以下に示す入倉・他(1997)による波形合成の式を用いる。
- 応力降下量補正係数C及び重ね合わせ数n（ n_L, n_W, n_D ）は、評価対象の大地震と要素地震の関係に基づき設定する。
- この波形合成による合成倍率は、長周期側（低振動数側）で $C \cdot (n_L \cdot n_W \cdot n_D)$ 倍、短周期側（高振動数側）で $C \cdot (n_L \cdot n_W)^{1/2}$ 倍である。これにより、断層長さLと断層幅Wが同じ場合、短周期レベルとアスペリティの応力降下量は比例関係となる。

【入倉・他(1997)による波形合成の式】

$$U(t) = \sum_{i=1}^{n_L} \sum_{j=1}^{n_W} \frac{X_e}{X_{ij}} C \cdot u_e(t - t_{ij})$$

$$+ \frac{1}{n'(1 - e^{-1})} \sum_{i=1}^{n_L} \sum_{j=1}^{n_W} \sum_{k=1}^{(n_D-1)n'} \frac{X_e}{X_{ij}} C \cdot \exp\left\{-\frac{k-1}{(n_D-1)n'}\right\} \cdot u_e\left\{t - t_{ij} - \frac{(k-1)\tau}{(n_D-1) \cdot n'}\right\}$$

$$t_{ij} = \frac{\eta_{ij}}{v_r} + \frac{X_{ij}}{\beta} + \varepsilon_{ij}$$

U(t)：大地震の地震動、u(t)：要素地震の地震動、
 $\eta_{i,j}$ ：要素(i,j)までの距離、 X_e と $X_{i,j}$ ：各々要素地震と要素(i,j)の震源距離
 v_r ：破壊伝播速度、 β ：S波速度、 τ ：立ち上がり時間、
 C：応力降下量補正係数、
 n_L ：断層長さの重ね合わせ数、 n_W ：断層幅の重ね合わせ数、 n_D ：すべりの重ね合わせ数

【応力降下量補正係数C、重ね合わせ数nの設定】

$$M_0 = M_{0e} \cdot C \cdot (n_L \cdot n_W \cdot n_D) \qquad A = A_e \times C \cdot (n_L \cdot n_W)^{1/2}$$

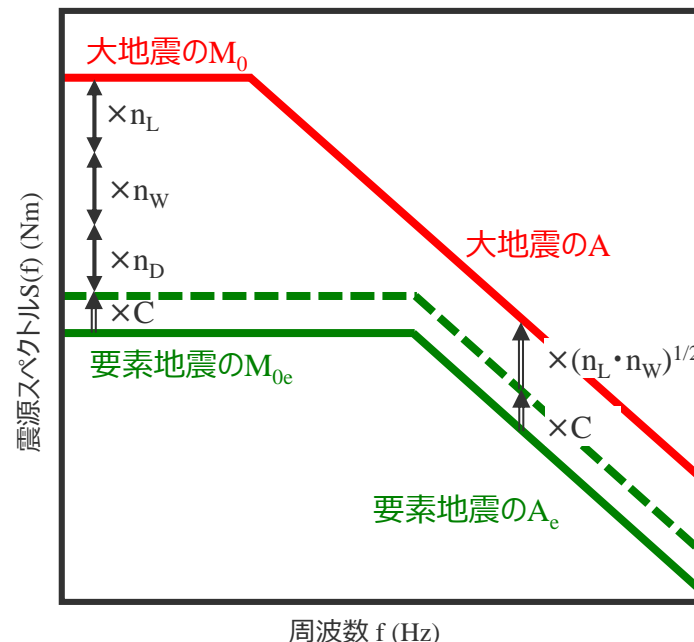
$$C = \Delta\sigma / \Delta\sigma_e \quad n^3 = n_L \cdot n_W \cdot n_D = M_0 / (C \cdot M_{0e})$$

$$n_L = L / L_e \quad n_W = W / W_e \quad n_D = D / (C \cdot D_e)$$

M_0 ：地震モーメント、A：短周期レベル、
 $\Delta\sigma$ ：応力降下量、L：断層長さ、W：断層幅、D：すべり量
 （添え字なしが 評価対象の大地震、添え字eが要素地震を表す。）

【入倉・他(1997)による波形合成による合成倍率】

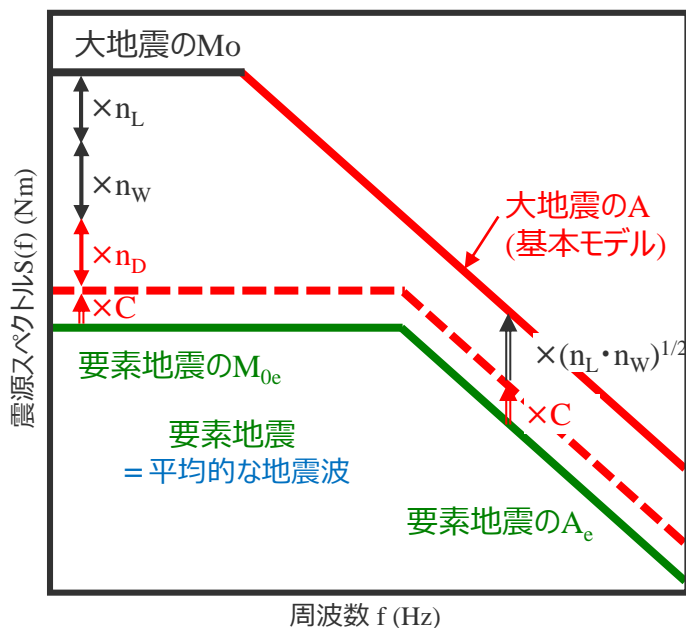
低振動数側（ $f \rightarrow 0$ ）：（第1項）+（第2項）= $C \cdot [(n_L \cdot n_W) + (n_L \cdot n_W) (n_D - 1)]$
 $= C \cdot (n_L \cdot n_W \cdot n_D)$
 高振動数側（ $f \rightarrow \infty$ ）：（第1項）+（第2項） $\div C \cdot [(n_L \cdot n_W)^{1/2} + 0]$
 $= C \cdot (n_L \cdot n_W)^{1/2}$



<波形合成による合成倍率の概念図>

<補足説明資料③-08 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の断層モデルを用いた手法による地震動評価（補足）>
アスペリティの応力降下量の不確かさを考慮したケースの計算手法
 （浜岡原子力発電所の統計的グリーン関数法の計算）

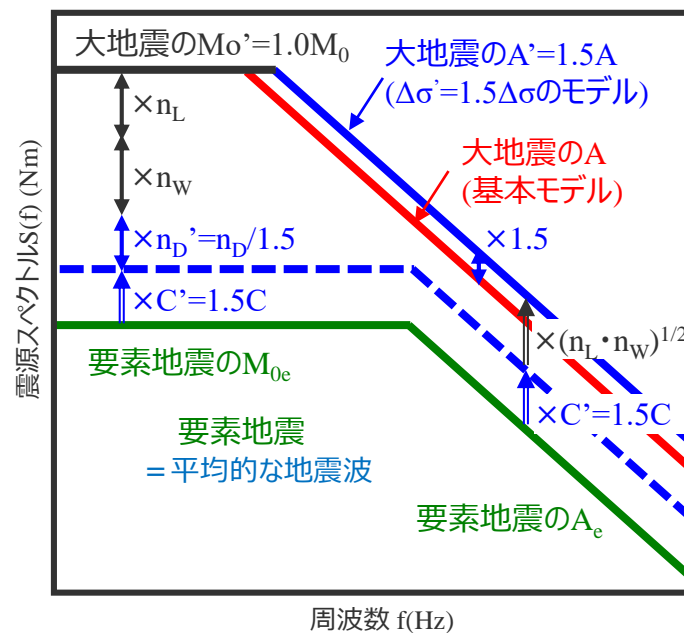
- 浜岡原子力発電所の統計的グリーン関数法の要素地震の作成は、震源断層全体の平均的な要素地震を作成したうえで、経験的グリーン関数法と同じように、波形合成の際、アスペリティと背景領域毎に応力降下量補正係数Cと重ね合わせ数nを設定して応力降下量及びすべり量の補正を行う手法により行う。
- **アスペリティの応力降下量の1.5倍ケースは、基本モデルと同じ要素地震を用い、応力降下量補正係数Cと重ね合わせ数nを新たに設定し、短周期レベルが1.5倍となる手法（原子力安全委員会 地震動解析技術等作業会合におけるA法）を用いる。**
- 具体的には、アスペリティの応力降下量補正係数C'は基本モデルの1.5倍、すべりの重ね合わせ数n_D'は基本モデルの1/1.5倍に設定して波形合成を行うことにより、地震モーメントM₀'は基本モデルと変えずに、短周期レベルAのみ基本モデルの1.5倍となる計算を行う。



<波形合成による合成倍率の概念図（基本モデル）>

応力降下量補正係数
 $C = \Delta\sigma / \Delta\sigma_e$

すべりの重ね合わせ数
 $n_D = D / (C \cdot D_e)$



<波形合成による合成倍率の概念図（アスペリティの応力降下量の1.5倍ケース）>

応力降下量補正係数
 $C' = \Delta\sigma' / \Delta\sigma_e = 1.5 \cdot \Delta\sigma / \Delta\sigma_e = 1.5C$

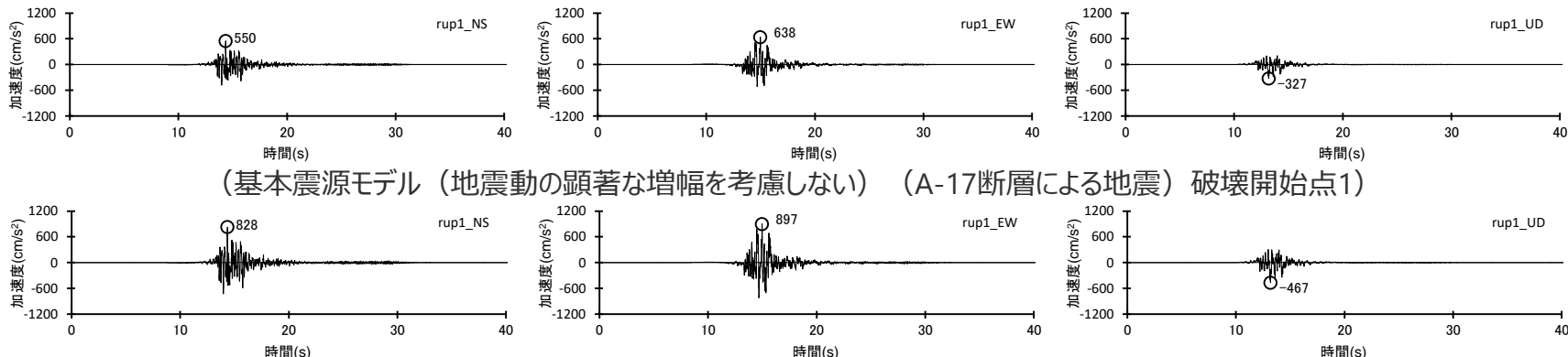
すべりの重ね合わせ数
 $n_D' = D' / (C' \cdot D_e) = D / (1.5C \cdot D_e) = n_D / 1.5$

すべり量は同じ
 $D' = D$

<補足説明資料③-08 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の断層モデルを用いた手法による地震動評価（補足）>

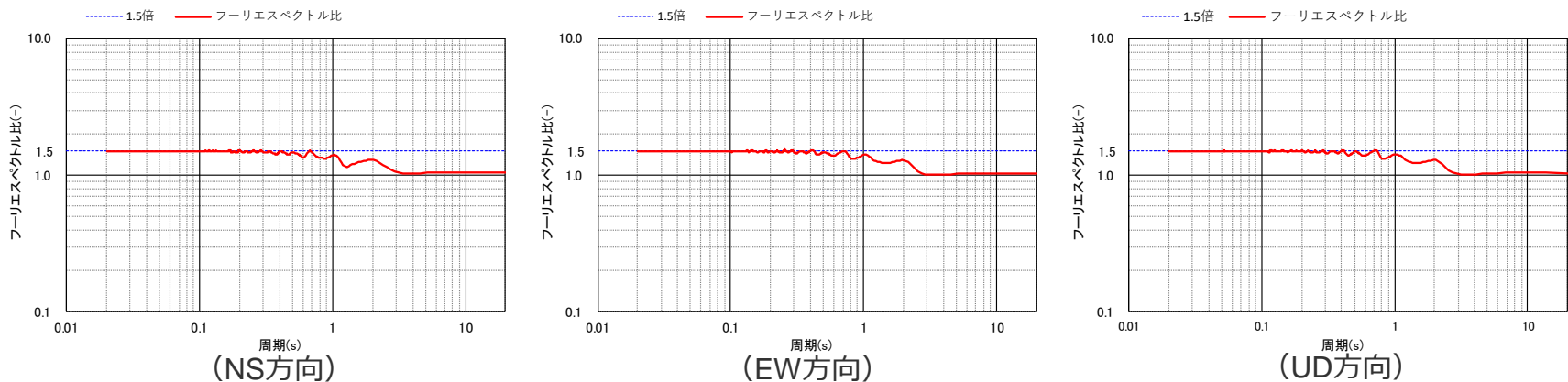
地震動評価結果の比較

○A-17断層による地震を例に、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地震動評価結果の比較を示す。
⇒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（アスペリティの応力降下量の1.5倍ケース）は、基本震源モデルに対し、フーリエスペクトルで、短周期側は概ね1.5倍、長周期側は概ね1.0倍となっている。



(基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない） (A-17断層による地震) 破壊開始点1)
(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） (A-17断層による地震) 破壊開始点1)

<加速度時刻歴波形の比較>



<フーリエスペクトル比（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）
／基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない））>

補足説明資料③-09
プレート間地震に関する知見

検討概要

1.1 南海トラフで発生するプレート間地震に関する知見

- 南海トラフについては、歴史地震に関する豊富な記録に加えて、周辺の地震活動、地殻変動、変動地形等に係る数多くの研究が行われており、南海トラフ沿いのプレート境界は、大地震の繰り返しの発生履歴が世界で最も詳しく調べられているプレート境界の一つとして知られている。
- 南海トラフで発生するプレート間地震に係る知見について、以下を対象に整理する。

行政機関による知見（地震調査委員会、中央防災会議、内閣府「南海トラフの巨大地震モデル検討会」）

南海トラフにおける地震時挙動に関する知見

1.2 その他の国内外のプレート間地震に関する知見

- 南海トラフ以外の国内外でこれまでに発生したMw9クラスの巨大地震について、特に、強震動の詳細な検討がなされた2011年東北地方太平洋沖地震（Mw9.0）の知見を中心に、2004年スマトラ島沖地震（Mw9.1）、2010年チリ地震（Mw8.8）・1960年チリ地震（Mw9.5）、1964年アラスカ地震（Mw9.2）の知見について整理する。

1.3 震源域直上の地震動に関する知見

- 浜岡原子力発電所は、南海トラフのプレート間地震の震源域直上に位置することから、以下を対象に震源域直上の地震動に関する知見を整理する。

震源域直上の観測記録の特徴及び予測手法との関係

震源域直上の震度データを用いた震源モデルの構築

南海トラフで発生するプレート間地震に関する知見

(検討概要)

1.1 南海トラフで発生するプレート間地震に関する知見

- 南海トラフについては、歴史地震に関する豊富な記録に加えて、周辺の地震活動、地殻変動、変動地形等に係る数多くの研究が行われており、南海トラフ沿いのプレート境界は、大地震の繰り返しの発生履歴が世界で最も詳しく調べられているプレート境界の一つとして知られている。
- 南海トラフで発生するプレート間地震に係る知見について、以下を対象に整理する。

行政機関による知見（地震調査委員会、中央防災会議、内閣府「南海トラフの巨大地震モデル検討会」）

南海トラフにおける地震時挙動に関する知見

1.2 その他の国内外のプレート間地震に関する知見

- 南海トラフ以外の国内外でこれまでに発生したMw9クラスの巨大地震について、特に、強震動の詳細な検討がなされた2011年東北地方太平洋沖地震（Mw9.0）の知見を中心に、2004年スマトラ島沖地震（Mw9.1）、2010年チリ地震（Mw8.8）・1960年チリ地震（Mw9.5）、1964年アラスカ地震（Mw9.2）の知見について整理する。

1.3 震源域直上の地震動に関する知見

- 浜岡原子力発電所は、南海トラフのプレート間地震の震源域直上に位置することから、以下を対象に震源域直上の地震動に関する知見を整理する。

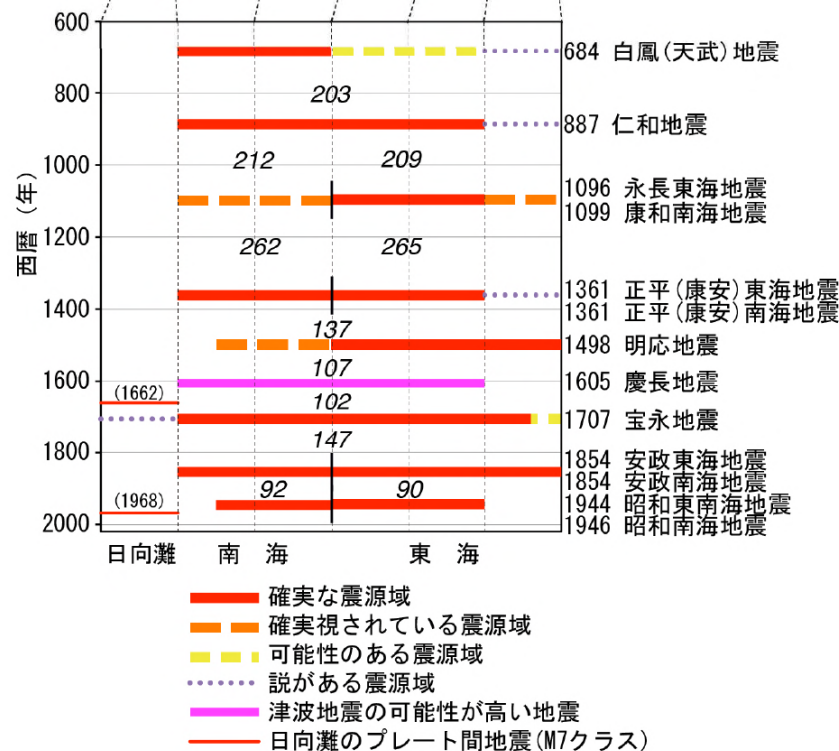
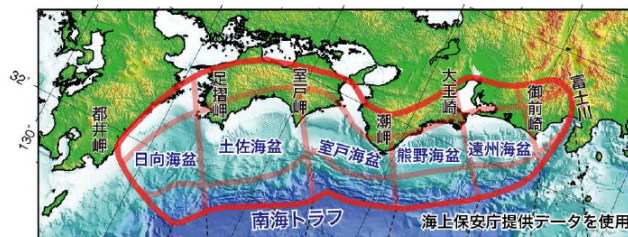
震源域直上の観測記録の特徴及び予測手法との関係

震源域直上の震度データを用いた震源モデルの構築

南海トラフで発生するプレート間地震に関する知見

(行政機関による知見 (地震調査委員会(2013b) (地震発生様式の多様性)))

- 地震調査委員会(2013b)によると、これまでに南海トラフで発生した地震については、紀伊半島沖を境として、西側の南海地域で発生する地震、東側の東海地域で発生する地震、又は両者が同時に発生する地震に大別され、地震が同時に発生しない場合であっても数年以内の時間差でもう一方の領域で地震が発生するなど、その発生様式や震源域の広がり方には多様性があるとしている。
- 津波堆積物の調査研究結果によると、歴史記録から推定することができる684年白鳳地震より前にも、南海トラフで大地震が繰り返し起きていたことが分かっており、1707年宝永地震クラスの大地震は、300～600年間隔で発生していることが明らかになったとしている。



	発生年月日	規模		
		M	Mt	Mw
正平(康安)東海地震	1361/08/0?			
正平(康安)南海地震	1361/08/03	8 ⁴ ~8.5		
明応地震	1498/09/20	8.2~8.4	8.5	
慶長地震	1605/02/03	7.9	8.2	
宝永地震	1707/10/28	8.6	8.4	
安政東海地震	1854/12/23	8.4	8.3	
安政南海地震	1854/12/24	8.4	8.3	
昭和東南海地震	1944/12/07	7.9	8.1	8.1~8.2
昭和南海地震	1946/12/21	8.0	8.1	8.2~8.5

・マグニチュードとして、宇津(1999)の表に記述されたマグニチュード(M)、津波の大きさから決めた津波マグニチュード(Mt)、各種研究成果を踏まえ、地震モーメント等を利用して推定したモーメントマグニチュード(Mw)を示す。正平(康安)東海地震の発生年月日は南海地震と同時に起きた(8/3)という説と、2日前に起きた(8/1)という説があるため、日の表記を“?”にした。

＜南海トラフで発生した大地震の地震規模＞
(地震調査委員会(2013b)による)

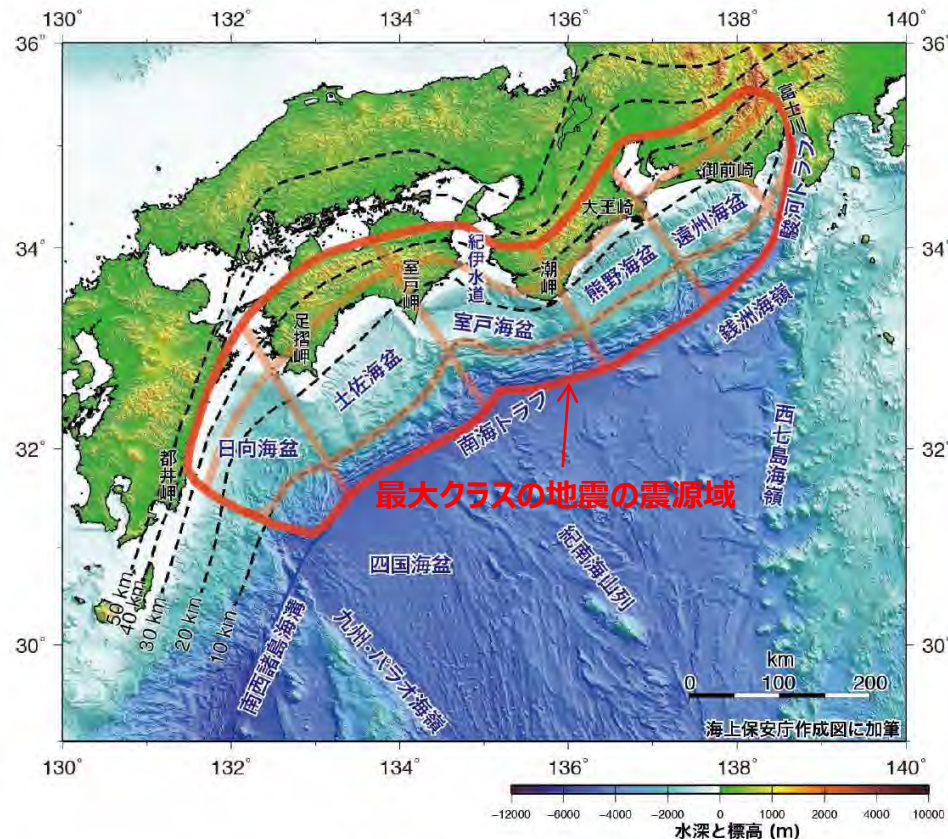
＜南海トラフで発生した大地震の震源域の時空間分布＞
(地震調査委員会(2013b)による)

南海トラフで発生するプレート間地震に関する知見

(行政機関による知見 (地震調査委員会(2013b) (南海トラフの最大クラスの地震)))

- 地震調査委員会(2013b)によると、評価対象領域の全体がすべることで発生する地震が、本評価で想定する南海トラフの「最大クラスの地震」であり、この「最大クラスの地震」の震源域は、過去の地震、フィリピン海プレートの構造、海底地形等に関する特徴など、現在の科学的知見に基づいて推定したものとしている。
- この評価対象領域は、後述する内閣府(2012)による「南海トラフの巨大地震モデル検討会」の想定震源域・想定津波波源域と同じである。
- また、「最大クラスの地震」については、過去数千年間に発生したことを示す記録はこれまで見つかっておらず、定量的な評価は困難であるが、地震の規模別頻度分布から推定すると、その発生頻度は100年～200年の間隔で繰り返し発生している大地震に比べ、一桁以上低いと考えられるとしている。

・地震調査委員会(2013b)は、南海トラフで次に発生するM8～9クラスの地震の発生確率の評価に際しては、過去に南海トラフで発生した大地震の多様性を踏まえて、南海トラフを南海・東南海領域という区分はせず、南海トラフ全体を一つの領域として考え、今後30年以内の地震発生確率を60～70%としている。



- ・赤線は最大クラスの地震の震源域を示す。
- ・薄い赤線は震源域を類型化するために用いた領域分けの境界線を示す。
- ・破線はフィリピン海プレートの上面深度を示す。

<南海トラフの評価対象領域>

(地震調査委員会(2013b)に図の説明 (最大クラスの地震の震源域) を加筆)

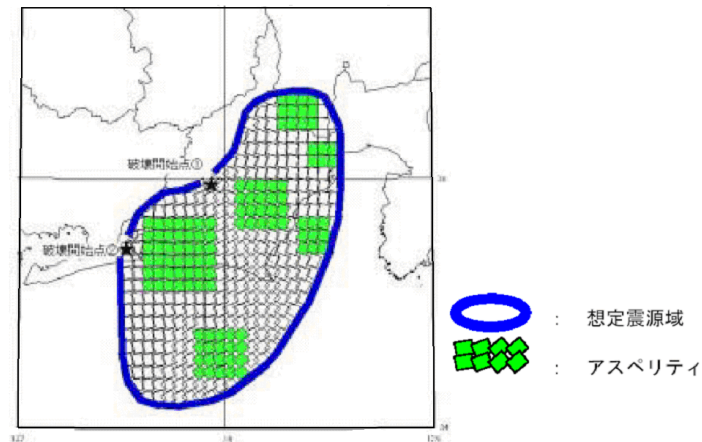
<補足説明資料③-09 プレート間地震に関する知見>

南海トラフで発生するプレート間地震に関する知見

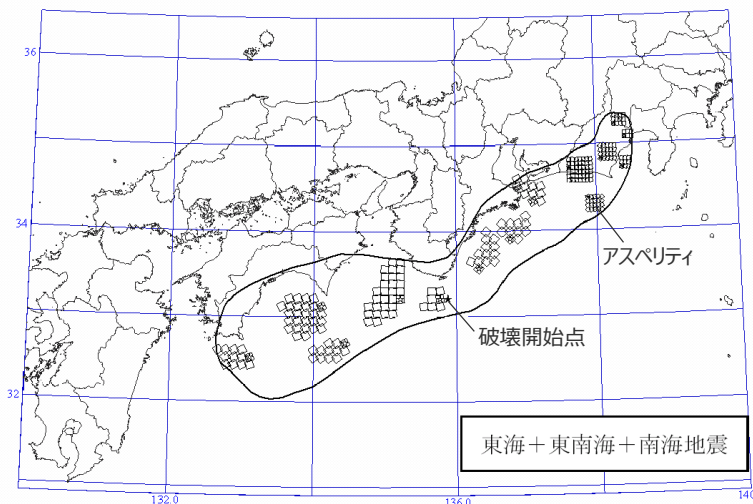
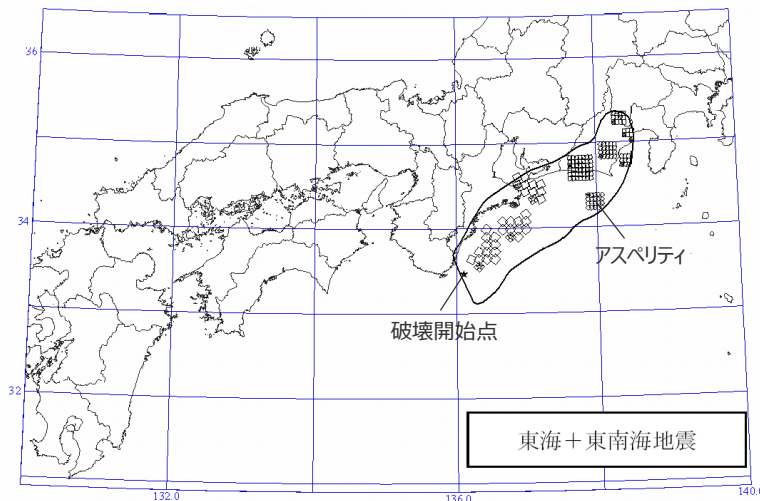
(行政機関による知見 (中央防災会議「東海地震に関する専門調査会」(2001)、「東南海、南海地震等に関する専門調査会」(2003) (強震断層モデル)))

○中央防災会議において、「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。)が設置され、想定東海地震や想定東海地震、東南海地震、南海地震の震源域が同時に破壊されるケース等の強震断層モデル (中央防災会議モデル (既往地震)) が設定されている。

対象地震	面積 (km ²)	地震モーメント (Nm)	モーメントマグニチュード	アスペリティの応力低下量 (MPa)
想定東海地震	約9,400	1.1×10^{21}	8.0	21.4
想定東海・東南海地震	約24,000	3.4×10^{21}	8.3	21.4, 21.9
想定東海・東南海・南海地震	約61,000	1.22×10^{22}	8.7	21.4, 21.9, 24.6



<想定東海地震の強震断層モデル (中央防災会議(2001b)による)>



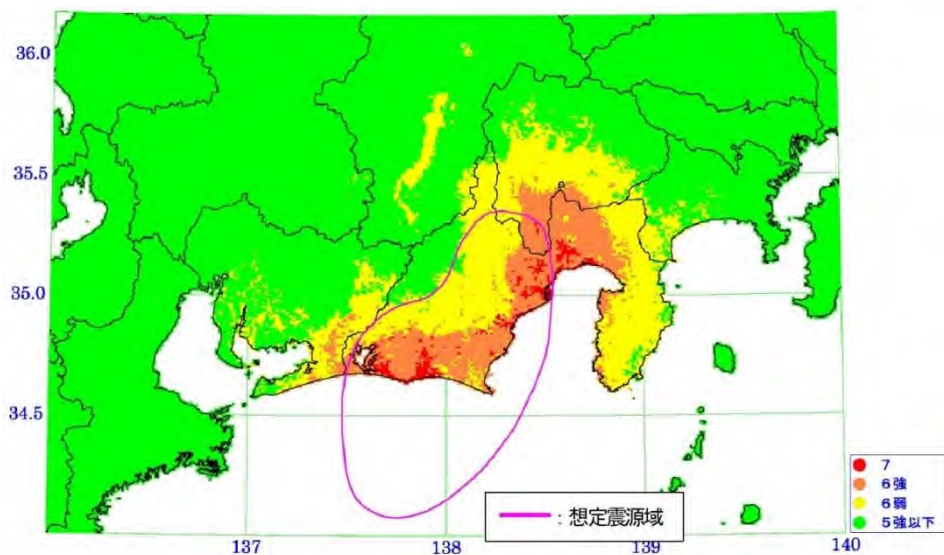
<想定東海・東南海地震、想定東海・東南海・南海地震の強震断層モデル (中央防災会議モデル (既往地震)) >
(中央防災会議(2003b)に図の説明 (アスペリティ、破壊開始点) を加筆)

・「中央防災会議モデル (既往地震)」は参考文献における中央防災会議(2001b)と中央防災会議(2003b)に基づく。以降、同じ。

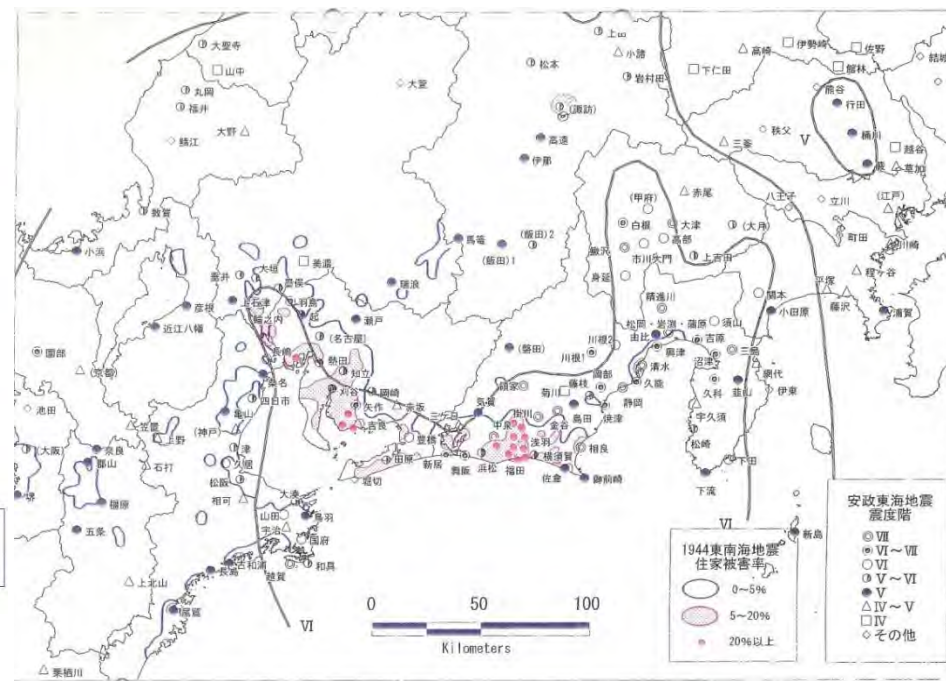
南海トラフで発生するプレート間地震に関する知見

(行政機関による知見 (中央防災会議「東海地震に関する専門調査会」(2001)、「東南海、南海地震等に関する専門調査会」(2003) (強震断層モデルの妥当性確認)))

○想定東海地震の震源域や断層パラメータは、強震動の計算結果による震度分布と1854年安政東海地震 (M8.4) の広域の震度分布の東側の部分との比較等により、その妥当性が確認されている。



<想定東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(2003a)による)

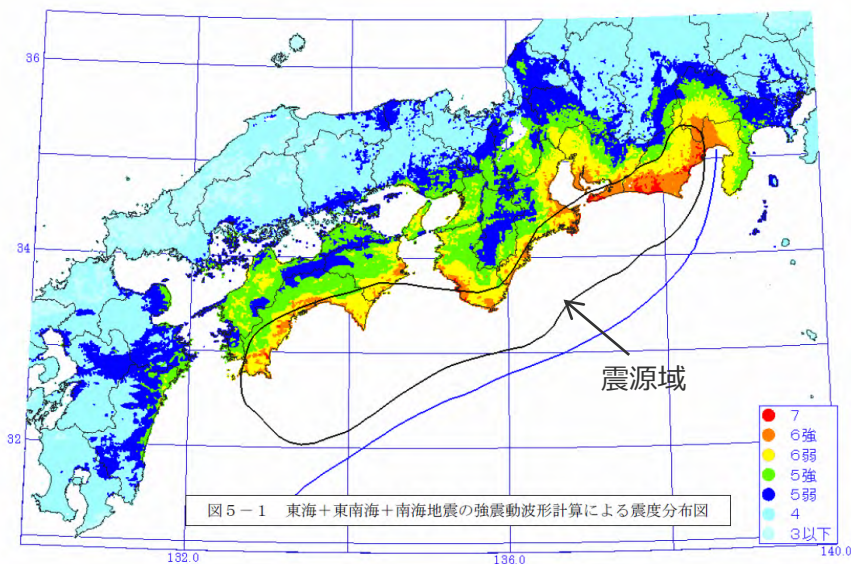


<1854年安政東海地震 (M8.4) の震度分布>
(中央防災会議(2001b)による)

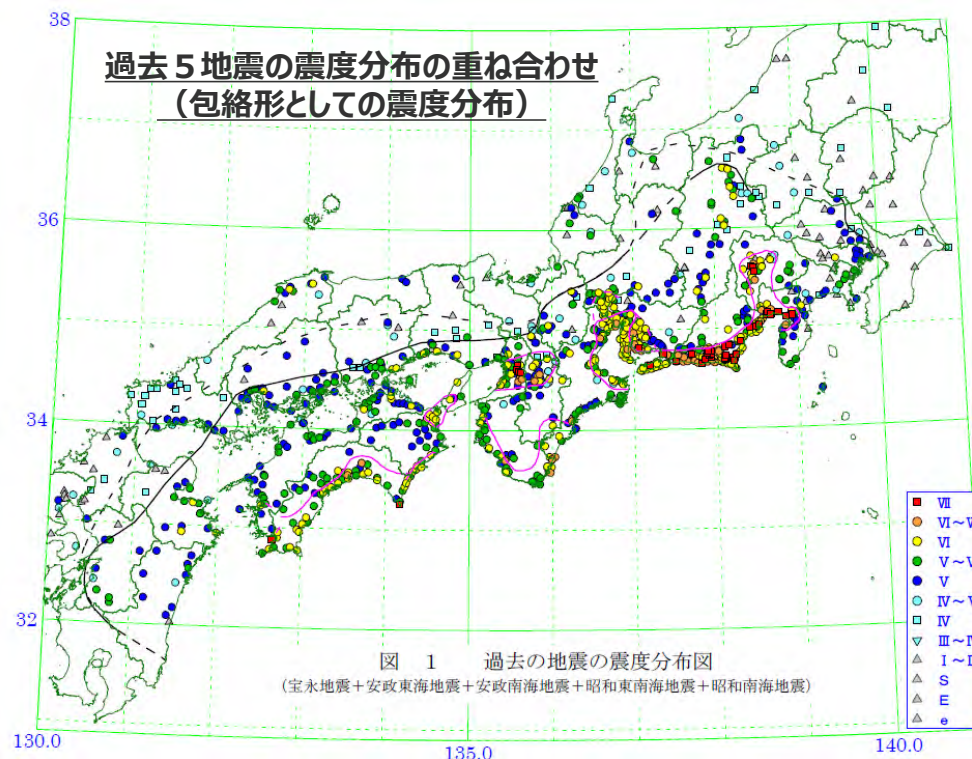
南海トラフで発生するプレート間地震に関する知見

(行政機関による知見 (中央防災会議「東海地震に関する専門調査会」(2001)、「東南海、南海地震等に関する専門調査会」(2003) (強震断層モデルの妥当性確認)))

○想定東海地震・東南海地震及び想定東海地震・東南海地震・南海地震の震源域や断層パラメータについても、強震動の計算結果による震度分布と過去の5地震（宝永地震、安政東海地震、安政南海地震、東南海地震、南海地震）の包絡形としての震度分布との比較等により、その妥当性が確認されている。



<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)に図の説明(震源域)を加筆)



<過去の5地震の震度分布>
(中央防災会議(2003b)に図の説明(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)

南海トラフで発生するプレート間地震に関する知見

(行政機関による知見 (中央防災会議「東海地震に関する専門調査会」(2001)、「東南海、南海地震等に関する専門調査会」(2003) (強震断層モデルの妥当性確認)))

○前述のとおり、中央防災会議モデル(既往地震)は、過去の歴史地震の震度分布との比較等により、その妥当性が確認されており、浜岡地点においても、歴史地震の震度Ⅴに対して、強震動の計算結果による震度は6弱となっており、概ね整合している。

<浜岡地点における震度比較>

対象地震		公開データによる震度階(地表)	
		安政東海地震 佐倉地点	中央防災会議 (浜岡地点: 51387141 メッシュ) (計測震度)
想定東海地震	破壊開始点 1	Ⅴ	6弱 (5.8)
	破壊開始点 2		6弱 (5.8)
想定東海・東南海地震			6弱 (5.8)
想定東海・東南海・南海地震			6弱 (5.8)



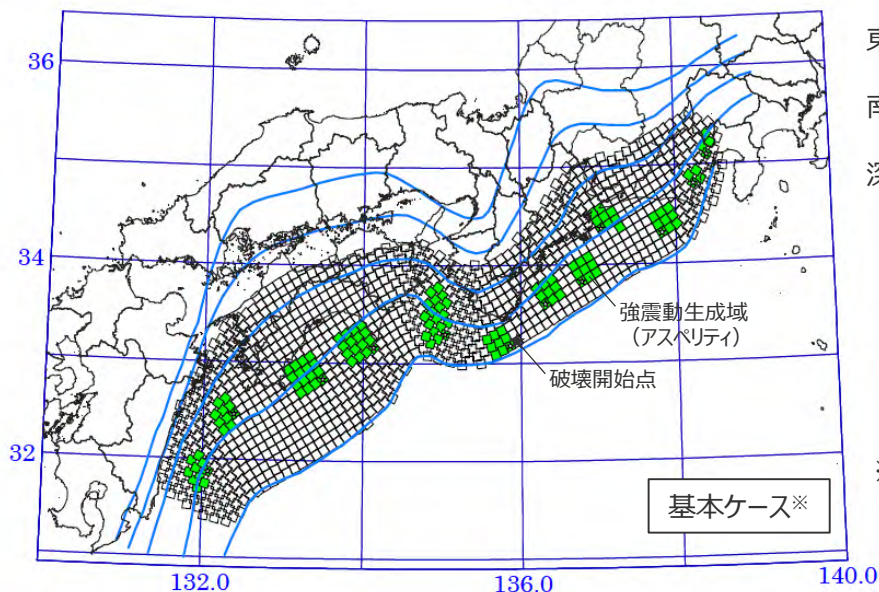
<1854年安政東海地震(M8.4)の震度分布>
(中央防災会議(2001b)に
図の説明(佐倉の震度Ⅴ)を加筆)

南海トラフで発生するプレート間地震に関する知見

(行政機関による知見 (内閣府「南海トラフの巨大地震モデル検討会」(2012) (南海トラフで想定される最大クラスの地震の強震断層モデル)))

- 内閣府「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。) は、2011年東北地方太平洋沖地震を契機として中央防災会議の下に設置された「東北地方太平洋沖地震を教訓とした地震・津波対策に関する専門調査会」により示された「あらゆる可能性を考慮した最大クラスの巨大な地震・津波を検討していくべきである」との考え方にに基づき、発生し得る最大クラスの地震・津波を検討している。
- 南海トラフで想定される最大クラスの地震として設定した強震断層モデル (内閣府モデル (最大クラスの地震)) 及び当該モデルによる震度分布の推計結果について、Mw9クラスの巨大地震の中でも最大級のものであり、これにより推計される震度分布は、最大クラスの地震によるものとし、その地震の想定は、発生頻度は極めて低いものの、発生すれば甚大な被害をもたらす最大クラスの地震に相当するものであるとしている。

面積：約11万km²
モーメントマグニチュードMw：9.0
強震動生成域の応力降下量：34～46MPa程度



東側：駿河湾における南海トラフのトラフ軸
(富士川河口断層帯の領域を含む)
南西側：九州・パラオ海嶺の北側付近で
フィリピン海プレートが厚くなる領域
深さ方向：プレート境界面の深さ約10kmから
プレート境界面の深さ約30kmよりやや
深い深部低周波地震が発生している領域

※基本ケースの強震動生成域の位置は、前述の中央防災会議モデル (既往地震) の強震動生成域の位置を参考として設定されている。

<南海トラフで想定される最大クラスの地震の強震断層モデル (内閣府モデル (最大クラスの地震)) >
(内閣府(2012)に図の説明 (強震動生成域 (アスペリティ) 、破壊開始点) を加筆)

・「内閣府モデル (最大クラスの地震)」は参考文献における内閣府(2012)に基づく。以降、同じ。

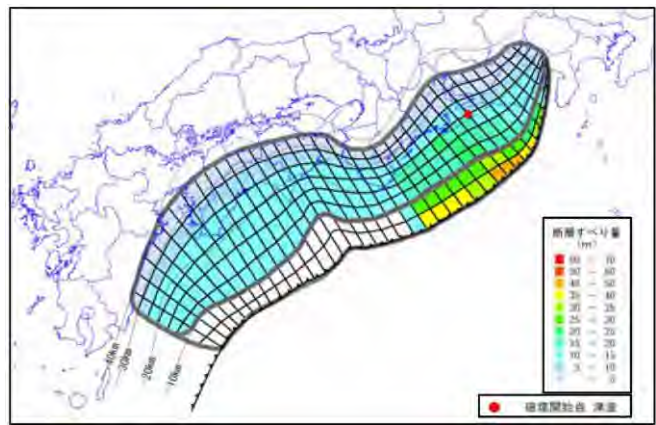
南海トラフで発生するプレート間地震に関する知見

(行政機関による知見 (内閣府「南海トラフの巨大地震モデル検討会」(2012) (南海トラフで想定される最大クラスの地震の強震断層モデル)))

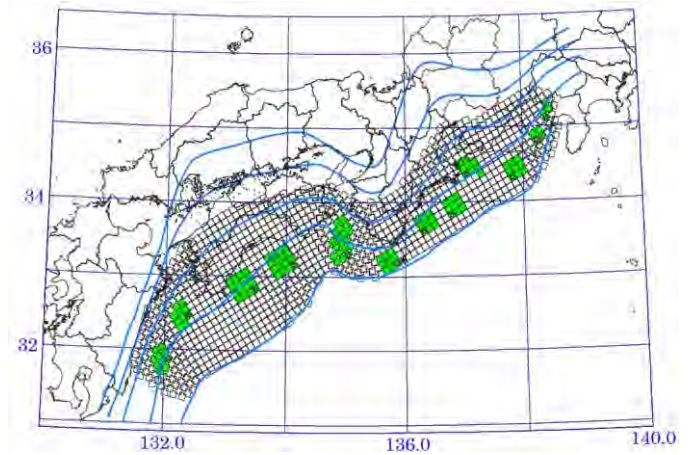
- 内閣府(2012)では、南海トラフで想定される最大クラスの地震・津波として、強震断層モデル及び津波断層モデルを設定している。
- 強震断層モデルは、プレート境界面の深さ10kmよりも深い領域に設定され、強震動生成域もその領域に配置されている。強震動を発生させる領域の設定は、深さ10kmより深い領域でプレートが固着状態にあるとの研究成果に基づいており、深さ10kmからトラフ軸までの領域については、強震動を発生する可能性は低い、高い津波をもたらす可能性があるとしている。
- 津波断層モデルは、強震断層モデルと異なり、深さ10km以浅のプレート境界浅部にすべりの大きな領域や分岐断層が考慮されている。



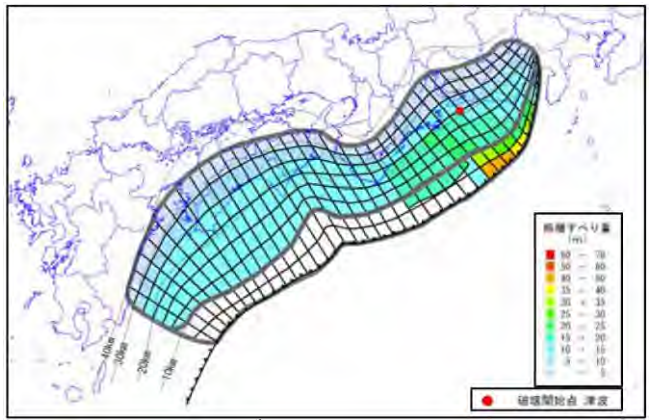
- 内閣府(2012)では、南海トラフで想定される最大クラスの地震・津波として、津波断層モデルには、プレート境界浅部や分岐断層が考慮されているが、強震断層モデルには、プレート境界浅部や分岐断層が考慮されておらず、強震動生成域はプレート境界深部に設定されている。



(津波断層モデル (駿河湾～紀伊半島沖に大すべり域+超大すべり域を設定))



(強震断層モデル (基本ケース))



(津波断層モデル (駿河湾～紀伊半島沖に大すべり域+ (超大すべり域、分岐断層) を設定))

<最大クラスの地震の強震断層モデルと津波断層モデルの例> (内閣府(2012)による)

<補足説明資料③-09 プレート間地震に関する知見>

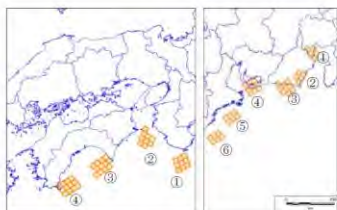
南海トラフで発生するプレート間地震に関する知見

(行政機関による知見 (内閣府「南海トラフの巨大地震モデル検討会」(2015) (南海トラフで想定される最大クラスの地震の長周期地震断層モデル)))

- 内閣府「南海トラフの巨大地震モデル検討会」(2015) (以下、「内閣府(2015)」という。) は、「東北地方太平洋沖地震を教訓とした地震・津波対策に関する専門調査会」(2011)により示された「あらゆる可能性を考慮した最大クラスの巨大な地震・津波を検討すべきである」との考え方にに基づき、前ページの内閣府の「南海トラフの巨大地震モデル検討会」(2012)による強震断層モデルとは別に、過去地震に加え、最大クラスの地震を検討対象として、長周期地震動 (周期2~10秒程度) を推計するために用いる長周期地震断層モデル (内閣府モデル (最大クラスの長周期地震)) を構築している。
- 具体的には、東北地方太平洋沖地震等の知見を踏まえ、周期2~10秒までの長周期地震動は強震動生成域のみのモデルで観測記録を再現できることから、南海トラフで想定される最大クラスの地震の長周期地震断層モデルは、強震動生成域のみのモデルとして、5つの過去地震 (1707年宝永地震、1854年安政東海地震、1854年安政南海地震、1944年昭和東南海地震、1946年昭和南海地震) で強震動生成域を包絡する形で設定され、強震動生成域の応力降下量は30MPaである。

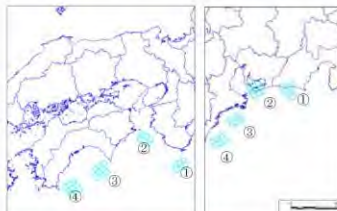


宝永地震



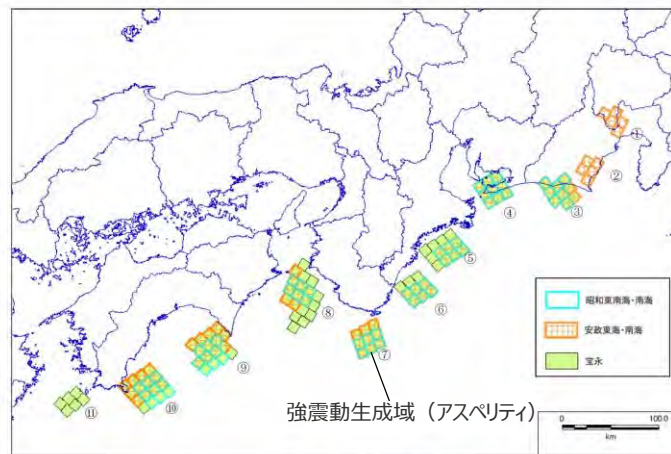
安政南海地震

安政東海地震



昭和南海地震

昭和東南海地震



最大クラスの地震

最大クラスに相当する東北地方太平洋沖地震の SMGA の位置は、それ以前の過去地震で大きな揺れを引き起こしたとされた地域と概ね一致する場所であることを踏まえ、南海トラフの最大クラスの地震は、SMGA の位置を検討対象とした過去地震の全ての SMGA を包絡するモデルとした。なお、過去地震の強震動生成域の面積が異なる場合は最大のものを採用した

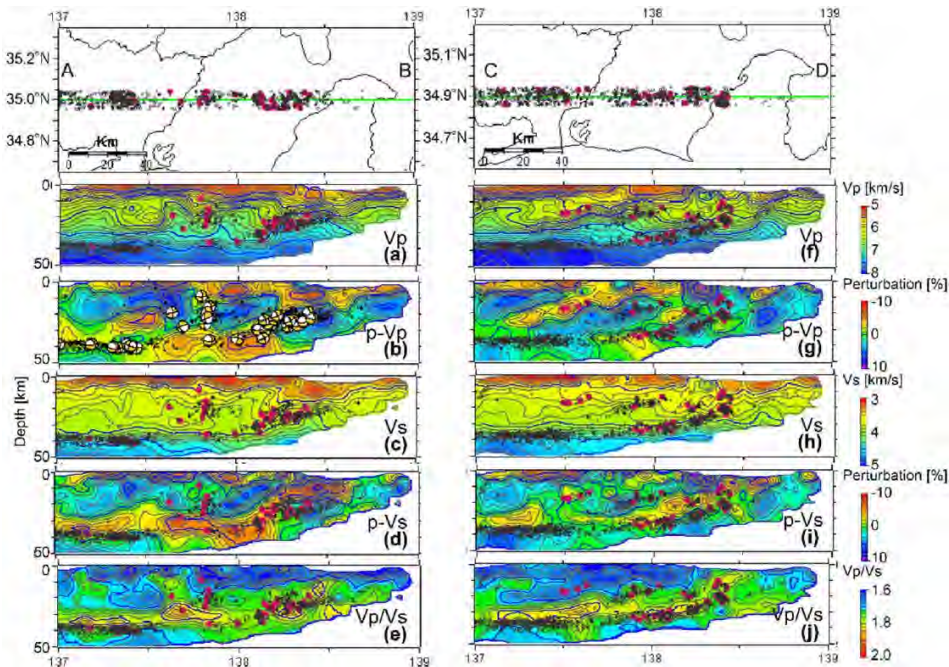
<南海トラフで想定される最大クラスの地震の長周期地震断層モデル> (内閣府(2015)に図の説明 (強震動生成域 (アスペリティ)) を加筆)

・「内閣府モデル (最大クラスの長周期地震)」は参考文献における内閣府(2015)に基づく。以降、同じ。

南海トラフで発生するプレート間地震に関する知見 (プレート境界の形状に関する知見 (Matsubara et al.(2021)))

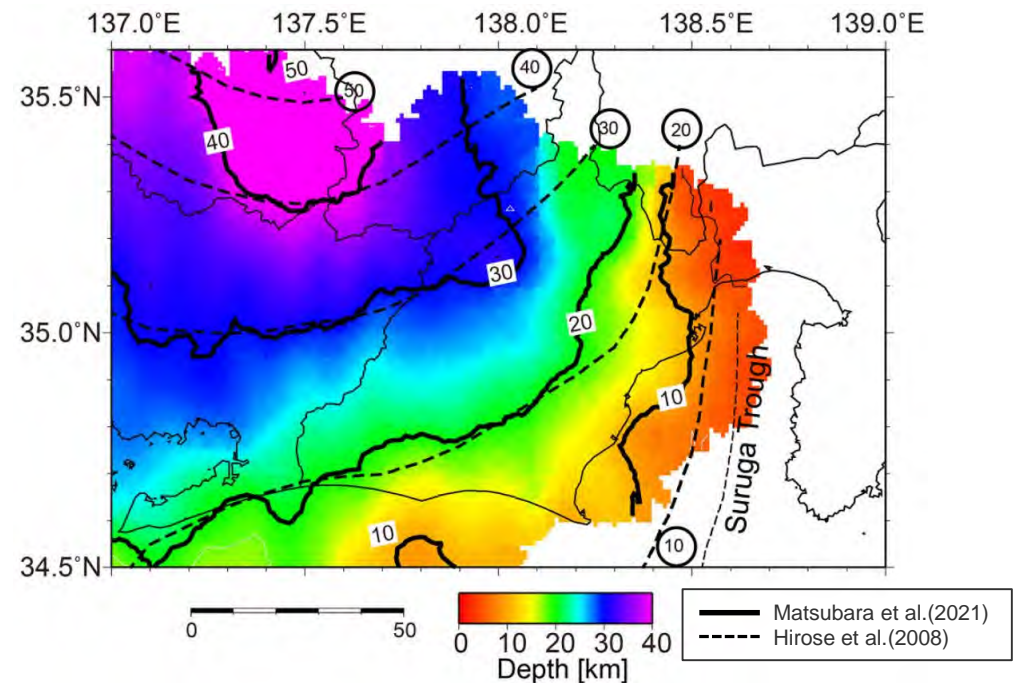
- 浜岡原子力発電所では、内閣府の南海トラフの巨大地震モデル検討会において複数の研究成果を踏まえてプレート境界の形状が設定された内閣府(2012)の最大クラスの地震の断層モデル(内閣府モデル(最大クラスの地震))を用いて地震動評価を行っている。
- 東海地域のフィリピン海プレートの形状に係る新たな知見であるMatsubara et al.(2021)について、一研究成果ではあるが、地震動評価への影響を確認する。

- Matsubara et al.(2021)は、陸域の定常観測点と駿河湾内の臨時海底観測点における地震観測データを活用して、東海地域の速度構造を地震波トモグラフィ法により解析し、その速度構造における低速度かつ高 V_p/V_s な海洋地殻の分布、微小地震の震源分布、低角逆断層型の地震の分布を考慮して、フィリピン海プレート上面の形状を推定している。
- 推定したフィリピン海プレート上面の形状について、右図のとおり、同じく地震波トモグラフィ法による速度構造等に基づき推定されたHirose et al.(2008)によるフィリピン海プレート上面の形状と併せて図示し、駿河トラフから沈み込むフィリピン海プレートの上面は深さ20km程度までの部分が既往のモデルよりも少し浅くなったとしている。



• Earthquakes • Low-angle thrust earthquakes with $60^\circ < \text{rake} < 120^\circ$ and $0^\circ < \text{dip} < 30^\circ$

<Matsubara et al.(2021)による地震波速度構造>
(Matsubara et al.(2021)による)

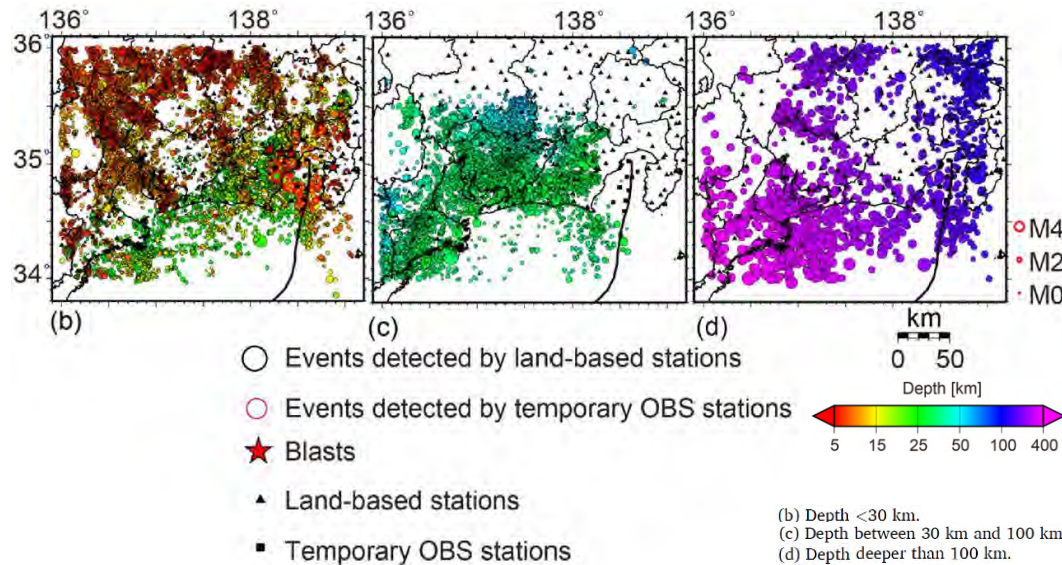


<Matsubara et al.(2021)によるプレート境界>
(Matsubara et al.(2021)に凡例を加筆)

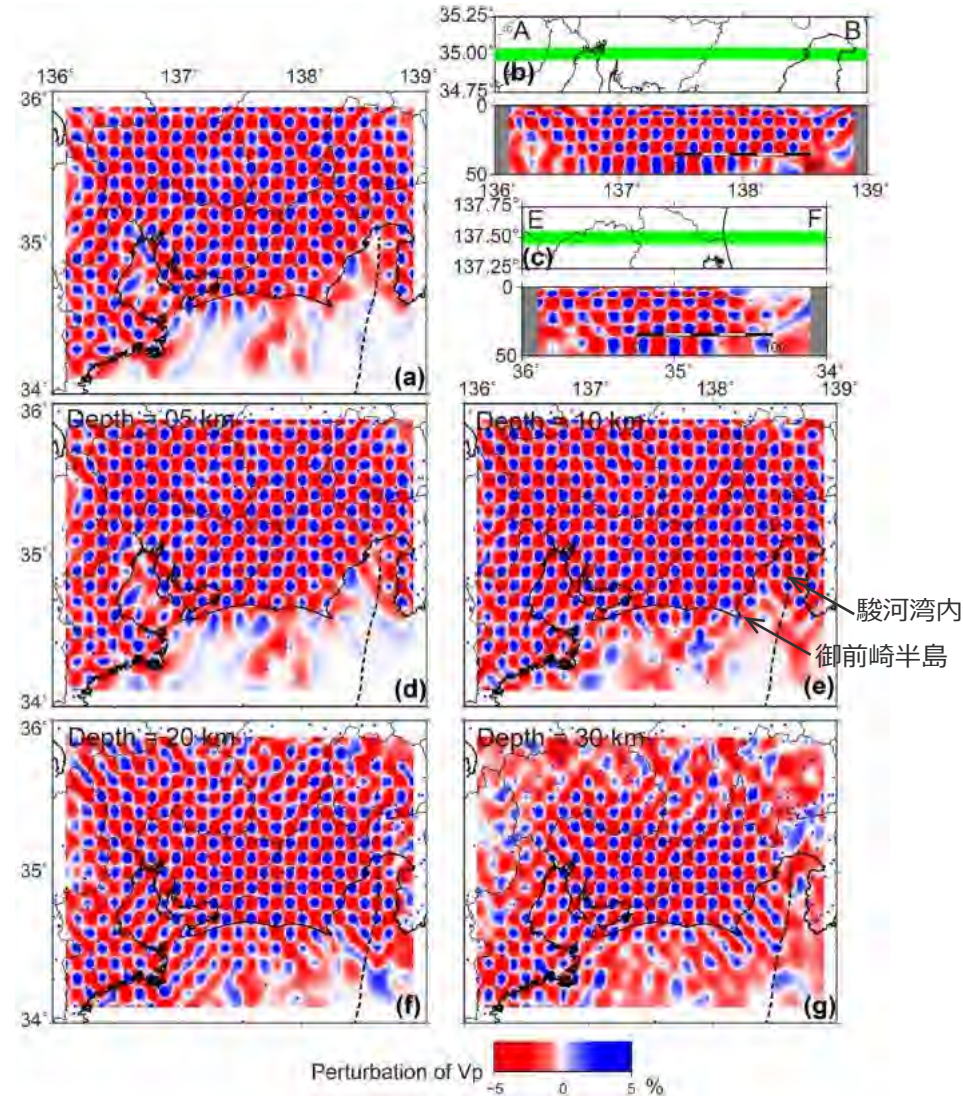
南海トラフで発生するプレート間地震に関する知見

(プレート境界の形状に関する知見 (Matsubara et al.(2021)))

- Matsubara et al.(2021)では、地震波トモグラフィー法による速度構造の推定に当たり、2000年10月～2017年12月の陸域の定常観測網のデータと駿河湾内に設置された臨時海底地震計のデータのP波、S波の到達時刻データ、陸域で実施された4発の人工地震探査の到達時刻データを用いており、定常観測点と臨時海底地震計を組み合わせることにより、プレート境界を交差する波線を用いた解析ができるようになり、浅い沈み込み帯の形状が明らかになったとしている。
- チェッカーボードテストによると、地震波トモグラフィー法による速度構造の解析は、陸域は解析精度が高く、海域は遠州灘沖や御前崎半島周辺では解析精度が低いものの、臨時海底地震観測がされた駿河湾内については陸側と同様に解析精度が高いと考えられる。



＜地震波トモグラフィー法による速度構造の推定に用いられた地震の分布＞
 (Matsubara et al.(2021))にカラースケール、各図の描画深さを加筆



＜チェッカーボードテストの結果＞
 (Matsubara et al.(2021))に半島名称等を加筆

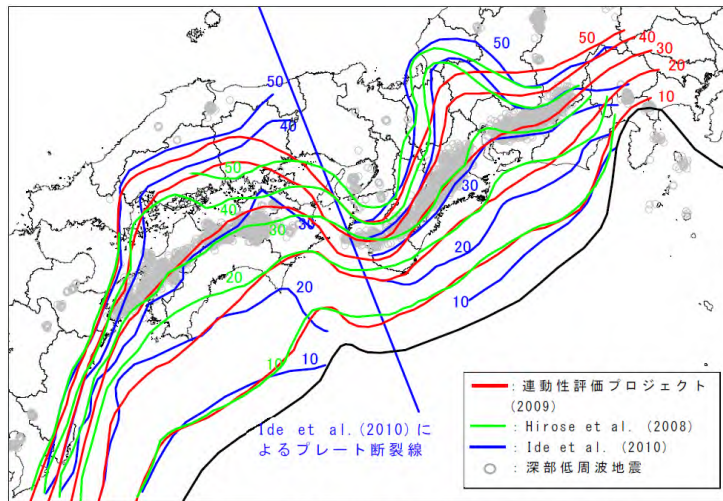
南海トラフで発生するプレート間地震に関する知見 (プレート境界の形状に関する知見 (内閣府(2012)))

- 内閣府(2012)は、フィリピン海プレートの形状 (プレート境界の形状) について、平成20年度から実施している東海・東南海・南海地震の連動性評価研究プロジェクト (以下、「連動性評価プロジェクト」という。) において、探査深度がフィリピン海プレートまで達する多くの地下構造探査が実施され、概ね深さ20～50kmに至る構造を調査・分析した研究成果、Hirose et al.(2008)、Ide et al.(2010)の研究成果、深部低周波地震の分布を踏まえ、プレート境界の形状を設定している。
- 内閣府(2012)によるプレート境界の形状のうち、深さ10km及び20kmの等深線は、以下のとおり、地下構造探査結果等に基づきプレート境界の形状が検討された連動性評価プロジェクト(2009)に基づき設定されている。

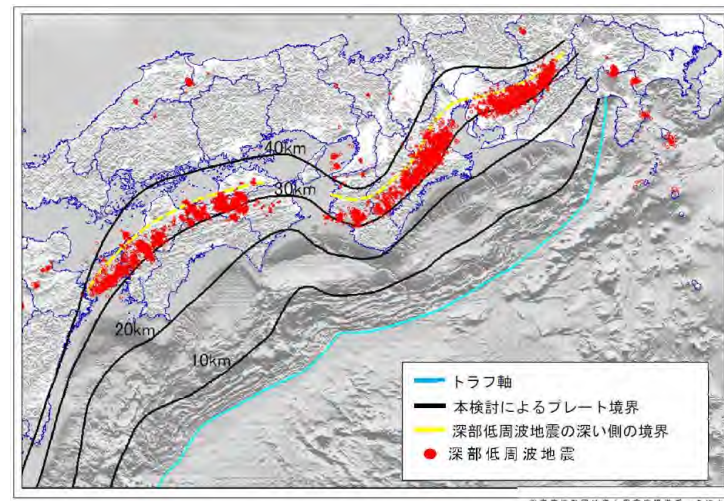
②深さ10km及び20kmの等深線

連動性評価プロジェクト(2009)とHirose et al.(2008)の結果は、概ね一致している。

ここでは、連動性評価プロジェクトによる等深線を基とし、滑らかに繋いだ線とした。なお、四国東部沖における10kmの等深線については、海底地形及びHirose et al.(2008)の結果を参照し、比較的緩やかな曲率を持つ線とした。



図IV.4 プレート形状 各研究成果のコンターの比較



図IV.7 フィリピン海プレートと陸側のプレートの境界面の形状

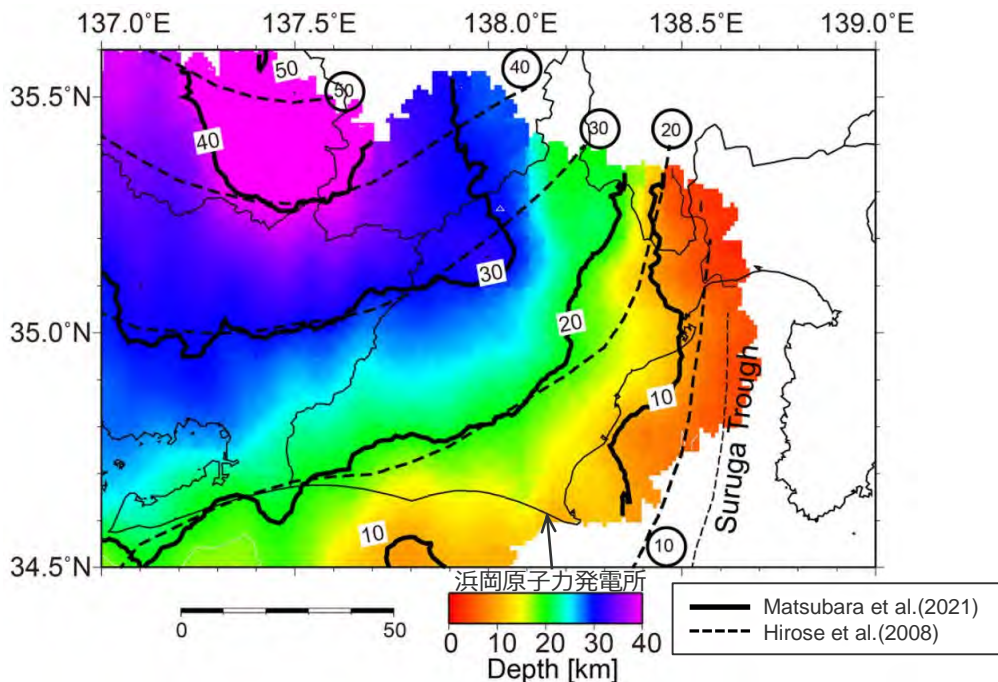
(内閣府(2012)による)

- 浜岡原子力発電所では、上記のとおり内閣府の南海トラフの巨大地震モデル検討会において複数の研究成果を踏まえてプレート境界の形状が設定された内閣府(2012)の最大クラスの地震の断層モデル (内閣府モデル (最大クラスの地震)) を用いて地震動評価を行っている。

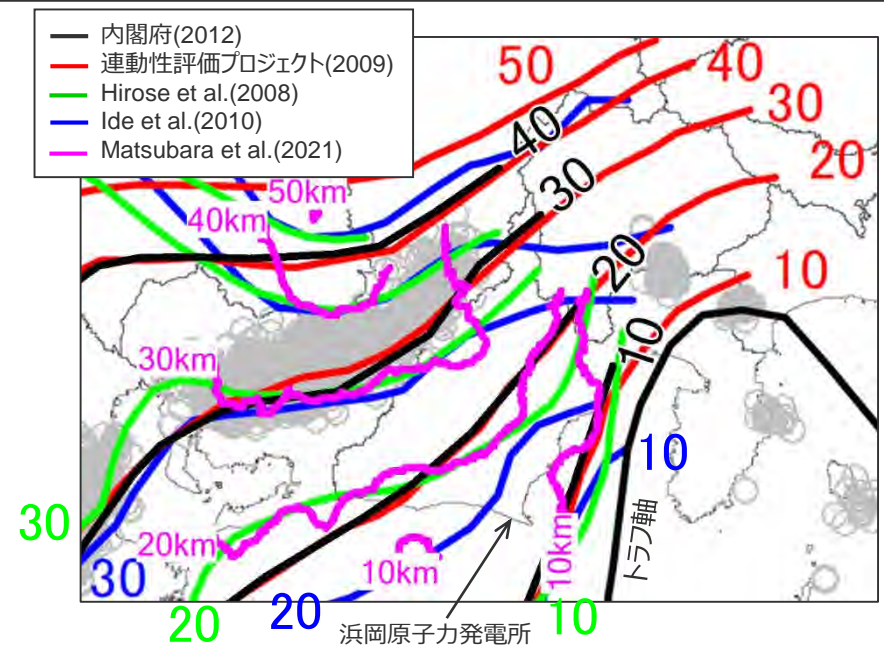
南海トラフで発生するプレート間地震に関する知見

(プレート境界の形状に関する知見 (Matsubara et al.(2021)と内閣府(2012)の比較))

- Matsubara et al.(2021)は、最新の記録を用いて行った地震波トモグラフィ法による速度構造等に基づき東海地域のプレート境界の形状を推定し、同じく地震波トモグラフィ法による速度構造等に基づき推定されたHirose et al.(2008)のプレート境界の形状と比較し、駿河トラフから沈み込むフィリピン海プレートは深さ20km程度までが既往のモデルより少し浅くなったとし、深さ10kmの等深線がやや西側に位置している。
- 内閣府(2021)のプレート境界の形状は、地下構造探査結果等による連動性評価プロジェクト(2009)に基づき深さ10km及び20kmの等深線が設定されており、右図のとおり、深さ10kmの等深線は、Hirose et al.(2008)よりやや西側に位置し、最新の記録を用いて推定されたMatsubara et al.(2021)とより整合的である。また、深さ10km以外の等深線についても、内閣府(2021)はMatsubara et al.(2021)と概ね整合している。



<Matsubara et al.(2021)によるプレート境界>
(Matsubara et al.(2021)に凡例、敷地位置を加筆)

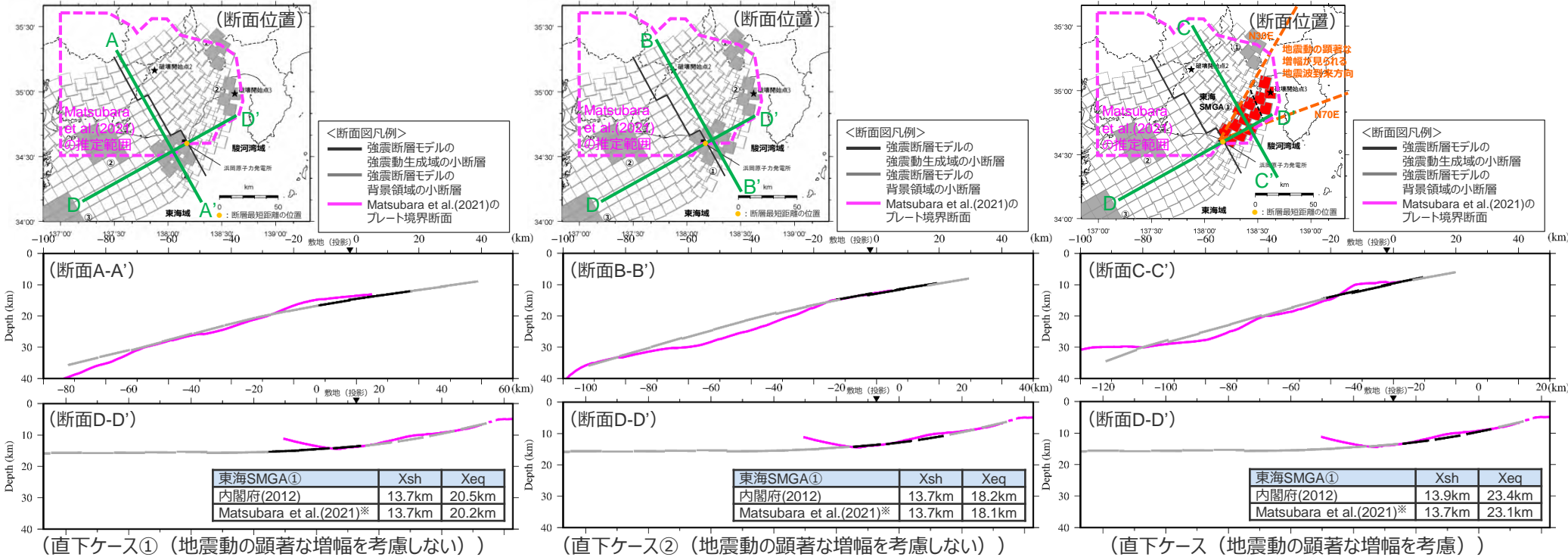


<各知見のプレート境界の比較>
(内閣府(2012)の図に内閣府(2012)とMatsubara et al.(2021)のプレート境界の形状の等深線、凡例、敷地位置、深度、「トラフ軸」を加筆)

南海トラフで発生するプレート間地震に関する知見

(プレート境界の形状に関する知見 (Matsubara et al.(2021)と内閣府(2012)の比較))

- 内閣府モデル (最大クラスの地震) に基づく強震断層モデルについて、敷地への影響が支配的な東海SMGA①を配置した敷地直下及びその周辺に着目して、Matsubara et al.(2021)のプレート境界と断面比較をすると、敷地からやや離れたMatsubara et al.(2021)が推定結果として示している南端のところでやや違いが見られるものの、地震動評価に影響が大きい敷地直下を中心に両者は概ね整合している。
- 影響確認のための試算として、内閣府モデル (最大クラスの地震) に基づく強震断層モデルをベースにMatsubara et al.(2021)において図示されている範囲のプレート境界深さを反映し、敷地への影響が支配的な東海SMGA①の断層最短距離Xsh及び等価震源距離Xeqを算定した結果、いずれも内閣府モデル (最大クラスの地震) に基づく強震断層モデルと概ね同等となっている。



<Matsubara et al.(2021)のプレート境界と内閣府モデル (最大クラスの地震) の強震断層モデルとの断面比較>

(各モデルで東海SMGA①を通る沈み込み方向の断面及びトラフ軸と概ね平行で各モデルの東海SMGA①を共通で通り敷地直下の断層最短距離の位置を通る断面)

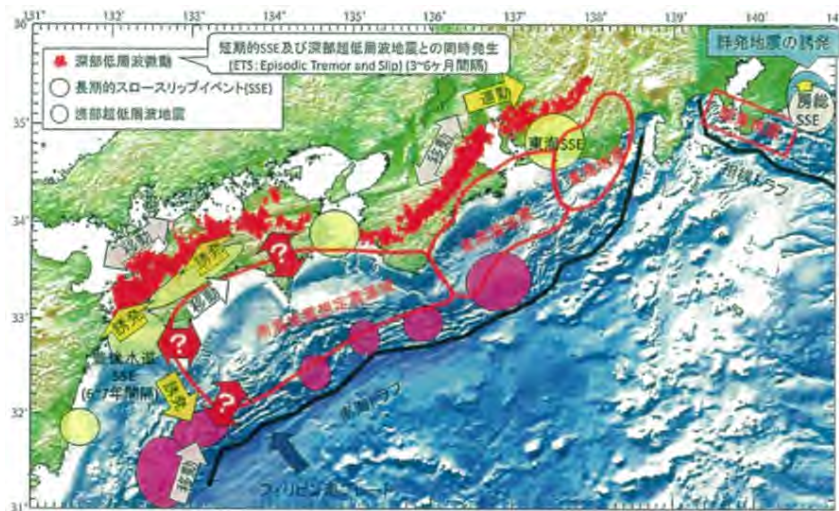
- 浜岡原子力発電所では、内閣府の南海トラフの巨大地震モデル検討会において複数の研究成果を踏まえてプレート境界の形状が設定された内閣府(2012)の最大クラスの地震の断層モデル (内閣府モデル (最大クラスの地震)) を用いて地震動評価を行っている。
- 東海地域のプレート境界の形状を推定した新たな知見 (Matsubara et al.(2021)) について、一研究成果ではあるが、地震動評価への影響の確認を行い、地震動評価に影響が大きい敷地直下及びその周辺について内閣府(2012)と概ね整合していることを確認した。

<補足説明資料③-09 プレート間地震に関する知見>

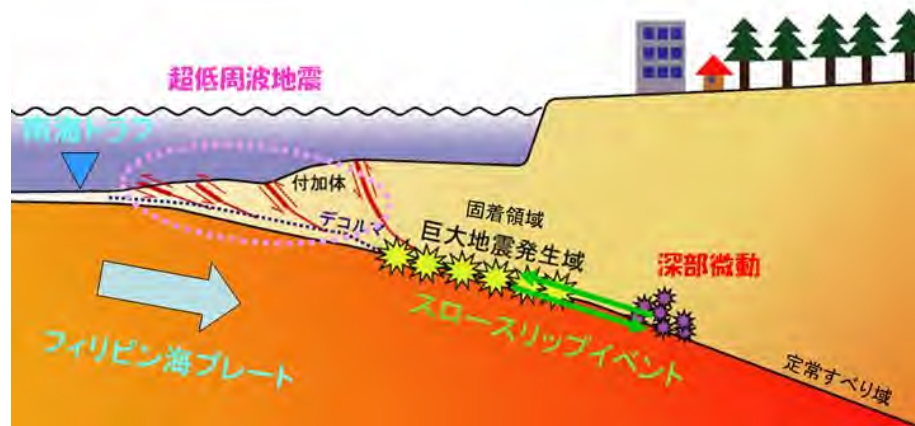
南海トラフで発生するプレート間地震に関する知見

(南海トラフにおける地震時挙動に関する知見 (超低周波地震))

- 南海トラフにおけるプレート沈み込み帯の特徴について、近年の研究 (Obara et al.(2011)等) では、強震動が発生するとされる固着域 (深さ10km~30km程度) より浅部では浅部超低周波地震が、固着域より深部では深部低周波地震が発生していることが報告されている。
- プレート間地震の浅部の破壊伝播形態として、プレート境界面に沿ってトラフ軸まで破壊が伝播する形態や付加体内の分岐断層に沿って破壊が伝播する形態が挙げられる。
- これらの破壊伝播形態は、いずれも浅部超低周波地震が発生している領域 (付加体やデコルマ面) における破壊伝播形態である。



<南海トラフで観測されている現象>
(小原(2017)による)



<西南日本におけるプレート沈み込み帯の模式図>
(防災科学技術研究所(2010)による)

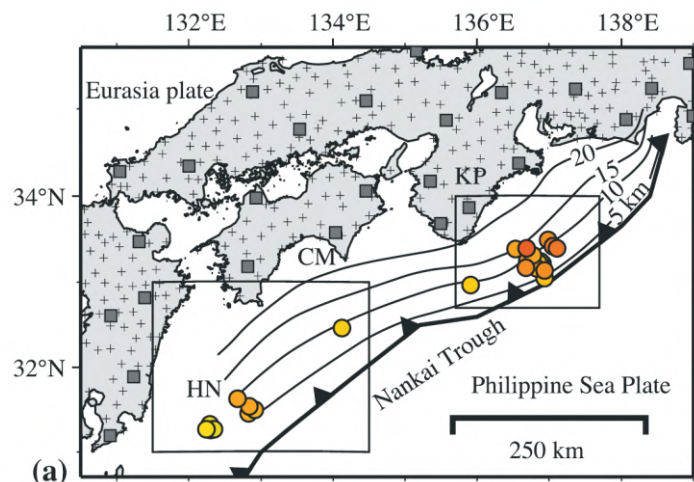
南海トラフで発生するプレート間地震に関する知見

(南海トラフにおける地震時挙動に関する知見 (超低周波地震))

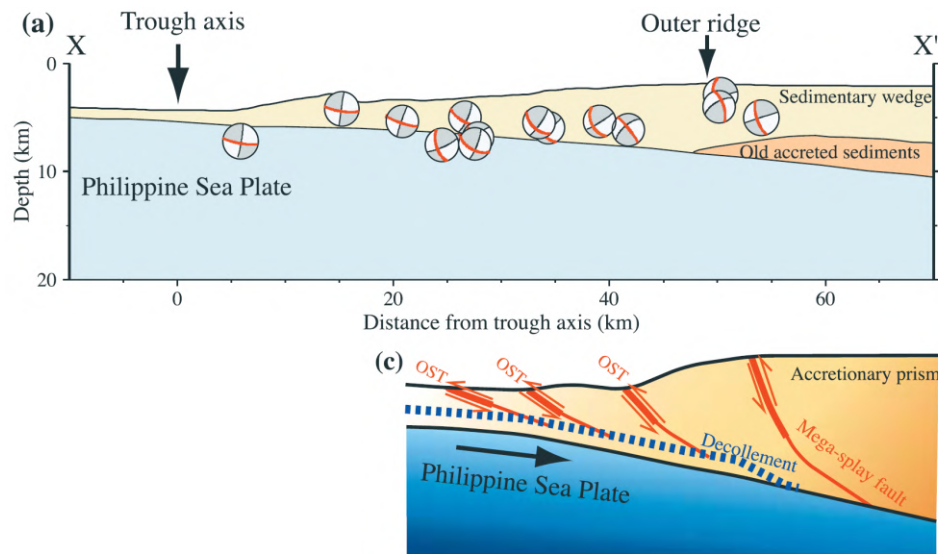
○南海トラフの浅部の特徴として、付加体の発達が挙げられる。この付加体内部では、超低周波地震の発生が観測されており、Ito and Obara(2006a)他により、超低周波地震の分布や応力降下量に関する分析が行われている。



○Ito and Obara(2006a)では、南海トラフ沿いの付加体内部で発生した超低周波地震を対象に、CMTインバージョン解析を実施している。
○この解析結果によると、超低周波地震は、トラフ軸から陸側に50~70kmの範囲で、沈み込むフィリピン海プレート境界の深さ10km以浅に分布している。また、発震機構は逆断層を示し、超低周波地震の発生は、付加体内部におけるアウトオブシークエンススラストや巨大分岐断層といった多くの逆断層系と関連があるとしている。



<付加体で発生した超低周波地震の分布>
(Ito and Obara(2006a)による)



<超低周波地震のCMT解と付加体システムとの関係>
(Ito and Obara(2006a)による)

南海トラフで発生するプレート間地震に関する知見

(南海トラフにおける地震時挙動に関する知見 (超低周波地震))

- Ito and Obara(2006b)では、紀伊半島沖の南海トラフの浅部に分布する付加体内部で発生した超低周波地震を対象に応力降下量を求めている。
- この解析結果によると、超低周波地震の応力降下量は0.1~10kPaであり、通常の地震の0.1~1%であるとしている。また、超低周波地震の極端に小さい応力降下量は、付加体内部の断層強度が、衝上断層系内に存在する流体が原因で弱まっている可能性があることを示唆している。

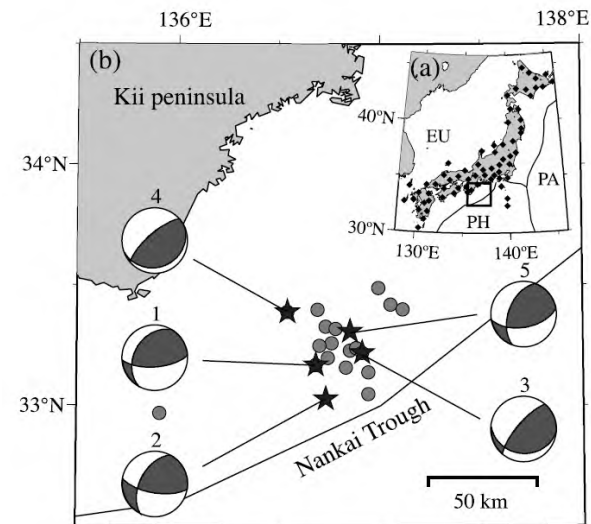


Table 1. Source Parameters of the VLF Earthquakes Observed for a Slightly Distinct *P* Wave

ID	Centroid Time, UT	Lat, °N	Lon, °E	Depth, km	Mw	Moment, Nm	f_c , Hz	Stress Drop, kPa
1	2004/09/12 16:44:17	33.17	136.68	2	3.8	5.517×10^{14}	0.11	0.1–0.8
2	2004/09/16 15:35:21	33.03	136.73	3	3.9	1.029×10^{15}	0.08	0.07–0.6
3	2004/09/18 04:17:59	33.22	136.91	4	3.9	8.406×10^{14}	0.18	0.6–5
4	2004/09/20 05:18:38	33.39	136.54	3	4.1	1.569×10^{15}	0.10	0.2–2
5	2004/09/20 05:59:27	33.31	136.85	2	3.7	3.841×10^{14}	0.24	0.7–6

<紀伊半島沖で発生した浅部超低周波地震の応力降下量>
(Ito and Obara(2006b)による)

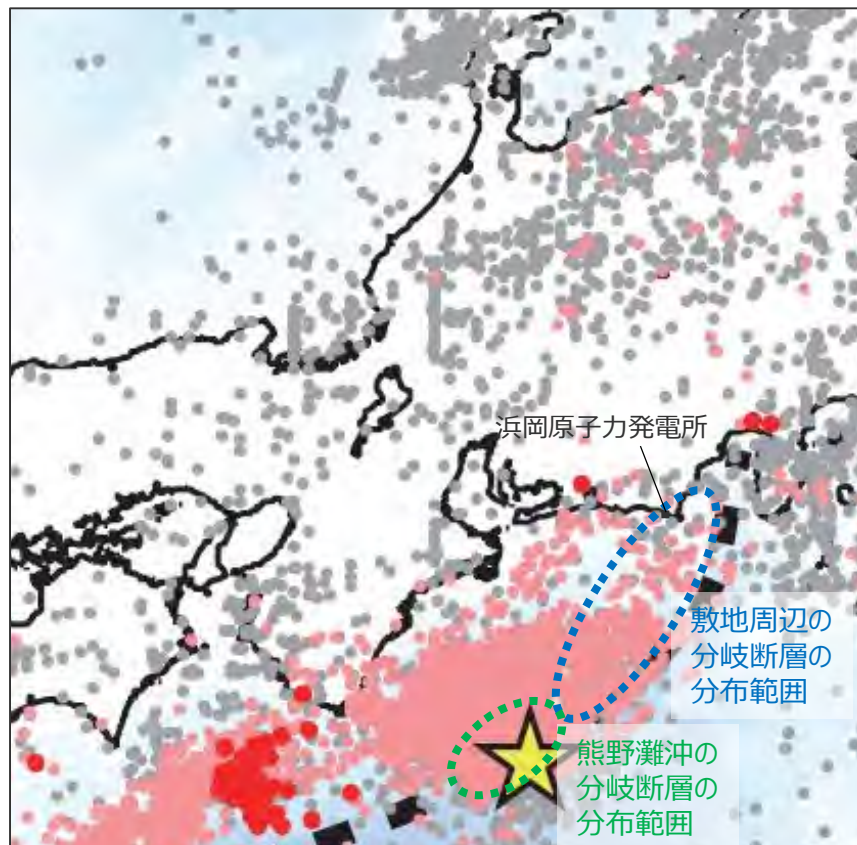
南海トラフで発生するプレート間地震に関する知見

(南海トラフにおける地震時挙動に関する知見 (超低周波地震))

- 防災科学技術研究所(2016)では、日本周辺で発生した浅部超低周波地震の活動を防災科学技術研究所のHi-netに併設された高感度加速度計 (傾斜計) の記録のアレイ解析によって調査している。
- この解析結果によると、浅部超低周波地震は、主として周期10秒以上が卓越するとしている。また、これらの地震は南海トラフに沿って広範囲にわたり発生しており、敷地周辺の分岐断層が分布する範囲でも発生している。



- 浅部超低周波地震は、固着域 (深さ10km以深) より浅い付加体やデコルマ面で発生し、応力降下量が通常の地震に比べ極端に小さく、周期は10秒以上である。

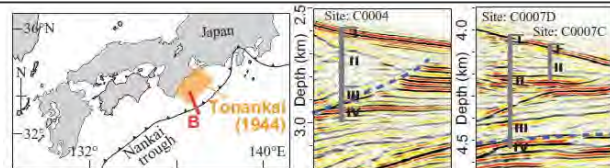


<震央分布 (2003年6月1日~2015年10月31日) >
(浅部超低周波地震: 桃色及び赤色で示された地震)
(防災科学技術研究所(2016)に敷地位置、分岐断層の分布範囲を加筆)

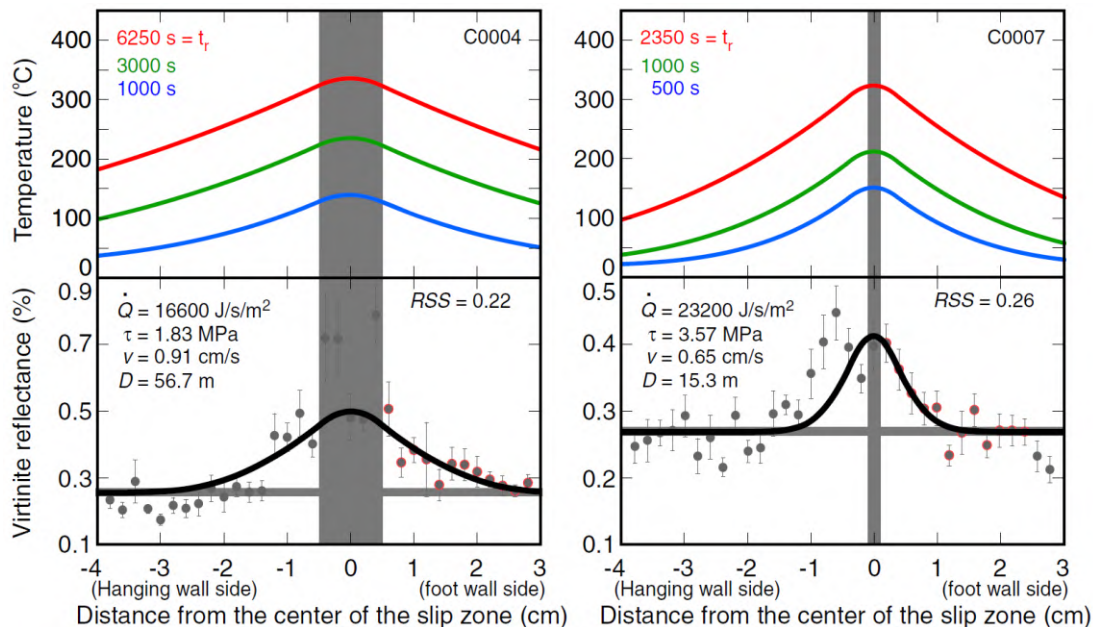
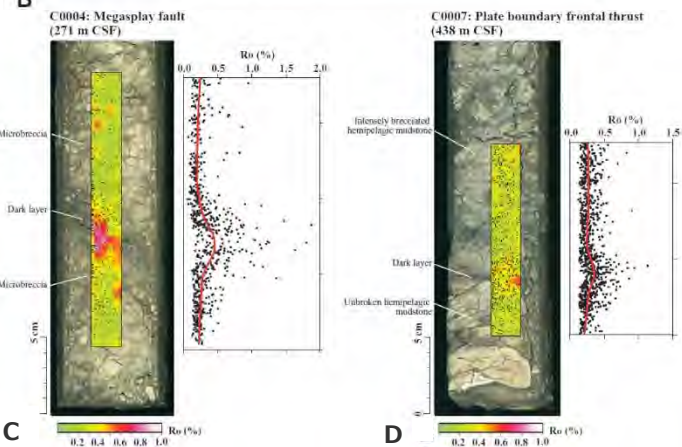
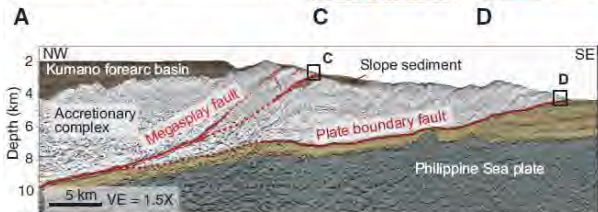
南海トラフで発生するプレート間地震に関する知見

(南海トラフにおける地震時挙動に関する知見 (断層すべり))

- Sakaguchi et al.(2011)は、南海トラフで大深度ボーリング調査を行い、分岐断層の断層面を直接捉えるとともに、断層すべりによると考えられる高温履歴を検出し、プレート境界浅部と分岐断層が地震時に動いている可能性があることを示している。
- その後、Hamada et al.(2015)は、上記調査から得られたボーリングコアに含まれる熱変質物質 (ビトリナイト) 分布の定量的解析を行い、過去の断層すべりのすべり速度やライズタイム等を推定している。解析の結果から、南海トラフの分岐断層及びプレート境界浅部の断層すべりは、ゆっくりとしたすべり速度と長いライズタイムが確認され、この南海トラフのトラフ軸付近の断層すべりの特徴は、通常の地震性すべりと比べてゆっくりで長く、速めの余効変動と調和的であるとしている。



○南海トラフの分岐断層及びプレート境界浅部の断層すべりは、ゆっくりとしたすべり速度と長いライズタイムで特徴づけられる。



<分岐断層 (C) とプレート境界地点 (D) のコア写真>
(Sakaguchi et al.(2011)による)

<ビトリナイト反射率分布との推定値とライズタイム等の算定>
(Hamada et al.(2015)による)

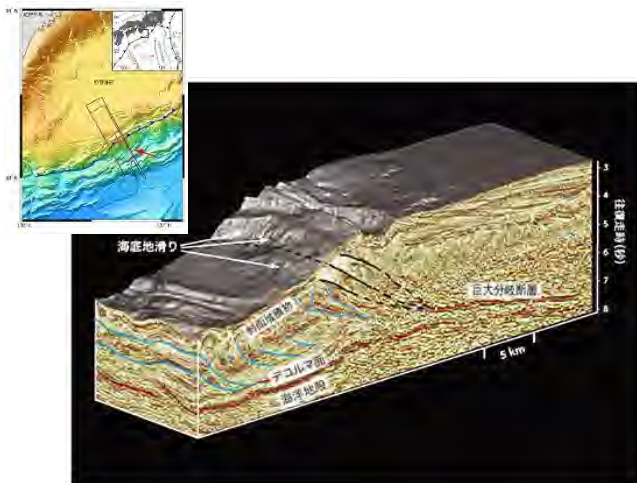
南海トラフで発生するプレート間地震に関する知見

（南海トラフにおける地震時挙動に関する知見（1944年東南海地震の震源過程解析））

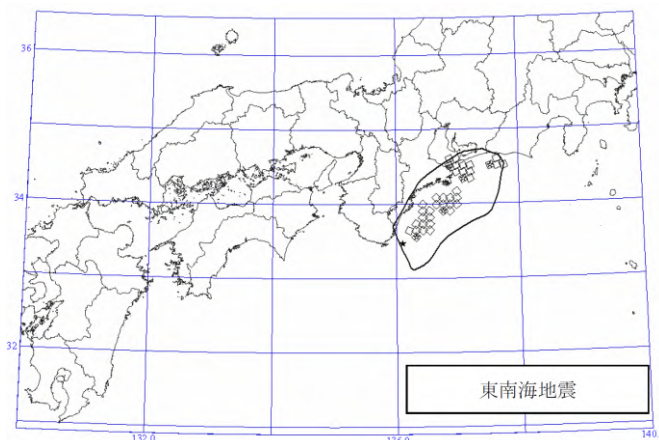
【1944年東南海地震】

- 付加体内に分岐断層が確認されている熊野灘沖を震源とした1944年東南海地震（M7.9）について、強震動励起や津波励起の観点から、震源過程解析に関する知見を整理する。
- 津波励起に関して、Baba et al.(2006)では、分岐断層を考慮したプレート境界モデルを用いて津波波形データのインバージョン解析を行っており、この地震の際に破壊が分岐断層に沿って進行した可能性を指摘している。
- 強震動励起に関して、中央防災会議(2003b)では、東南海地震の震度分布との比較検討等を踏まえ、東南海地震の強震断層モデルを設定している。これによると、強震動生成域は陸側（プレート境界深部）に配置されており、深さ10km以浅において、プレート境界浅部の断層面や分岐断層は考慮されていない。

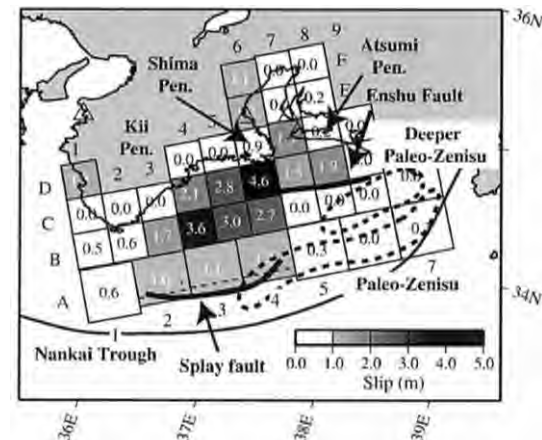
○1944年東南海地震（M7.9）において、津波インバージョン解析では、分岐断層を考慮した研究成果もあるが、震度分布との比較検討等により設定された強震断層モデルでは、プレート境界浅部の断層面や分岐断層は考慮されておらず、強震動生成域はプレート境界深部に考慮されている。



＜熊野灘沖の分岐断層＞
(Moore et al.(2007)による)



＜東南海地震の強震断層モデル＞
(中央防災会議(2003b)による)

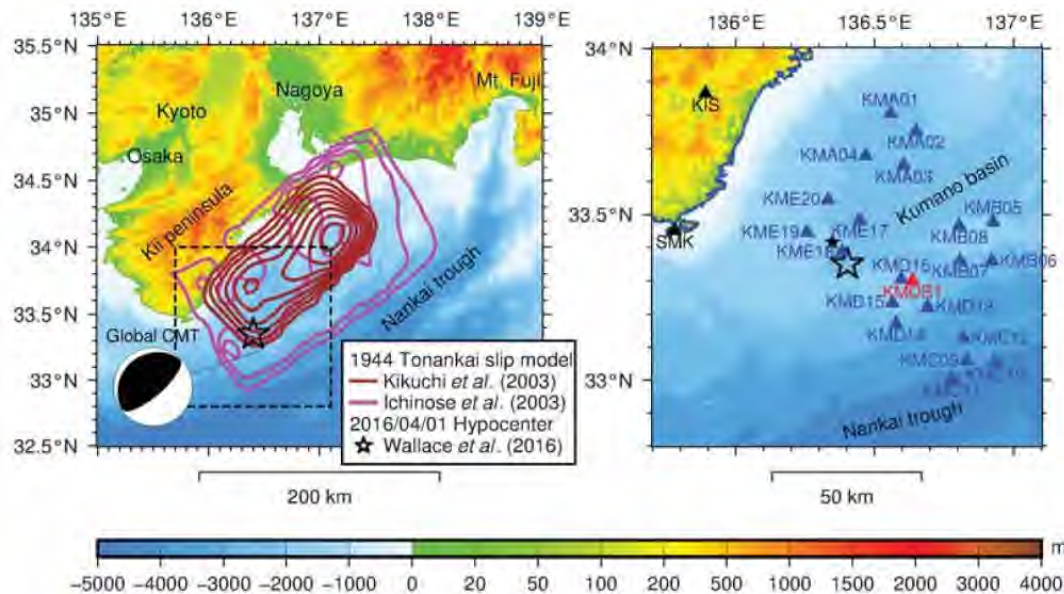


＜東南海地震の津波インバージョン解析結果＞
(Baba et al.(2006)による)

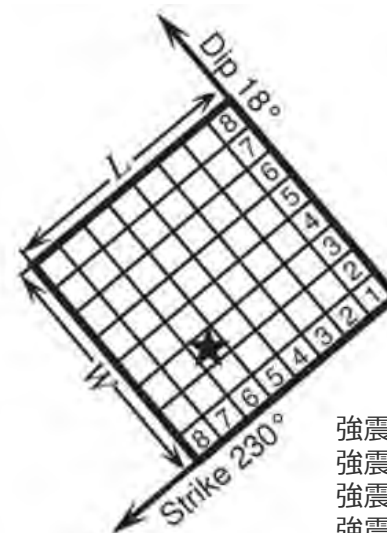
南海トラフで発生するプレート間地震に関する知見

(南海トラフにおける地震時挙動に関する知見 (2016年三重県南東沖の地震))

- 2016年三重県南東沖の地震 (Mj6.5) は、南海トラフ沿いのプレート境界で発生した地震である (Asano(2018))。震源深さは、F-netによると14kmである。
- Asano(2018)は、DONET観測点等で観測された強震記録に基づき、経験的グリーン関数法を用いて、2016年三重県南東沖の地震の強震動生成域を推定している。推定された強震動生成域の面積は20.3km²、応力降下量は22.1MPaとなっている。
- 2016年三重県南東沖の地震の強震動生成域の応力降下量は、過去の歴史地震の震度分布との比較等により、その妥当性が確認された中央防災会議モデル (既往地震) の強震動生成域の応力降下量 (21~25MPa程度) と同程度である。



<2016年三重県南東沖の地震の震央>
(Asano(2018)による)



強震動生成域の長さ：4.5km
 強震動生成域の幅：4.5km
 強震動生成域の面積：20.3km²
 強震動生成域の応力降下量：22.1MPa

<2016年三重県南東沖の地震の強震動生成域>
(Asano(2018)による)

南海トラフで発生するプレート間地震に関する知見

(まとめ)

【行政機関による知見】

地震調査委員会(2013b)による知見

- 地震調査委員会(2013b)は、南海トラフで発生するプレート間地震の発生様式や震源域の広がり方には多様性があるとし、「最大クラスの地震」として評価対象領域全体がすべることによって発生する地震を示している。この「最大クラスの地震」の震源域は、現在の科学的知見に基づいて推定したものとされており、下記の内閣府(2012)による「南海トラフの巨大地震モデル検討会」の想定震源域・想定津波波源域と同じである。

中央防災会議「東海地震に関する専門調査会」(2001)、「東南海、南海地震等に関する専門調査会」(2003)による知見

- 中央防災会議(2001b,2003b)は、想定東海地震や想定東海地震、東南海地震、南海地震の震源域が同時に破壊されるケース等の強震断層モデル（中央防災会議モデル（既往地震））を設定している。これらの震源域や断層パラメータは、過去地震の震度分布との比較等により、その妥当性が確認されている。

内閣府「南海トラフの巨大地震モデル検討会」による知見

- 内閣府(2012)は、2011年東北地方太平洋沖地震（Mw9.0）を契機として設置された「東北地方太平洋沖地震を教訓とした地震・津波対策に関する専門調査会」により示された「あらゆる可能性を考慮した最大クラスの巨大な地震・津波を検討していくべきである」との考え方にに基づき、南海トラフで想定される最大クラスの地震の強震断層モデル（内閣府モデル（最大クラスの地震））を設定している。
- 内閣府(2015)は、内閣府(2012)による強震断層モデルとは別に、過去地震に加え、最大クラスの地震を検討対象として、長周期地震動（周期2～10秒程度）を推計するために用いる長周期地震断層モデル（内閣府モデル（最大クラスの長周期地震））を設定している。

【南海トラフにおける地震時挙動に関する知見】

- プレート間地震の浅部の破壊伝播形態（プレート境界面に沿ってトラフ軸まで破壊が伝播する形態、付加体内の分岐断層に沿って破壊が伝播する形態）は、いずれも浅部超低周波地震が発生している付加体やデコルマ面における破壊伝播であり、超低周波地震の応力降下量は通常の地震に比べ極端に小さく、周期は10秒以上である。また、南海トラフの分岐断層及びプレート境界浅部の断層すべりは、ゆっくりとしたすべり速度と長いライズタイムで特徴づけられる。
- 2016年三重県南東沖の地震（Mj6.5）は、南海トラフ沿いのプレート境界で発生したプレート間地震とされ、強震動生成域のパラメータ（応力降下量22.1MPa）が推定されており、中央防災会議モデル（既往地震）の強震動生成域の応力降下量（21～25MPa）と同程度である。

- 行政機関による知見について、「検討用地震の選定」及び「検討用地震の震源モデルの設定」において反映する。
- 南海トラフにおける地震時挙動に関する知見について、プレート間地震の浅部の破壊伝播形態に関する知見を、「検討用地震の震源モデルの設定」におけるプレート境界浅部及び分岐断層が強震動励起に及ぼす影響確認において反映する。

余白

その他の国内外のプレート間地震に関する知見

(検討概要)

1.1 南海トラフで発生するプレート間地震に関する知見

- 南海トラフについては、歴史地震に関する豊富な記録に加えて、周辺の地震活動、地殻変動、変動地形等に係る数多くの研究が行われており、南海トラフ沿いのプレート境界は、大地震の繰り返しの発生履歴が世界で最も詳しく調べられているプレート境界の一つとして知られている。
- 南海トラフで発生するプレート間地震に係る知見について、以下を対象に整理する。

行政機関による知見（地震調査委員会、中央防災会議、内閣府「南海トラフの巨大地震モデル検討会」）

南海トラフにおける地震時挙動に関する知見

1.2 その他の国内外のプレート間地震に関する知見

- 南海トラフ以外の国内外でこれまでに発生したMw9クラスの巨大地震について、特に、強震動の詳細な検討がなされた2011年東北地方太平洋沖地震（Mw9.0）の知見を中心に、2004年スマトラ島沖地震（Mw9.1）、2010年チリ地震（Mw8.8）・1960年チリ地震（Mw9.5）、1964年アラスカ地震（Mw9.2）の知見について整理する。

1.3 震源域直上の地震動に関する知見

- 浜岡原子力発電所は、南海トラフのプレート間地震の震源域直上に位置することから、以下を対象に震源域直上の地震動に関する知見を整理する。

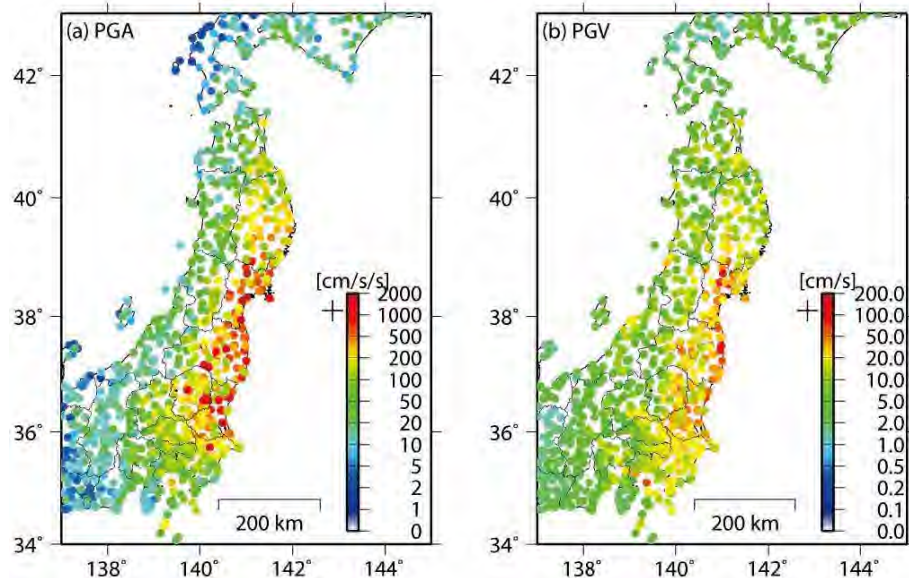
震源域直上の観測記録の特徴及び予測手法との関係

震源域直上の震度データを用いた震源モデルの構築

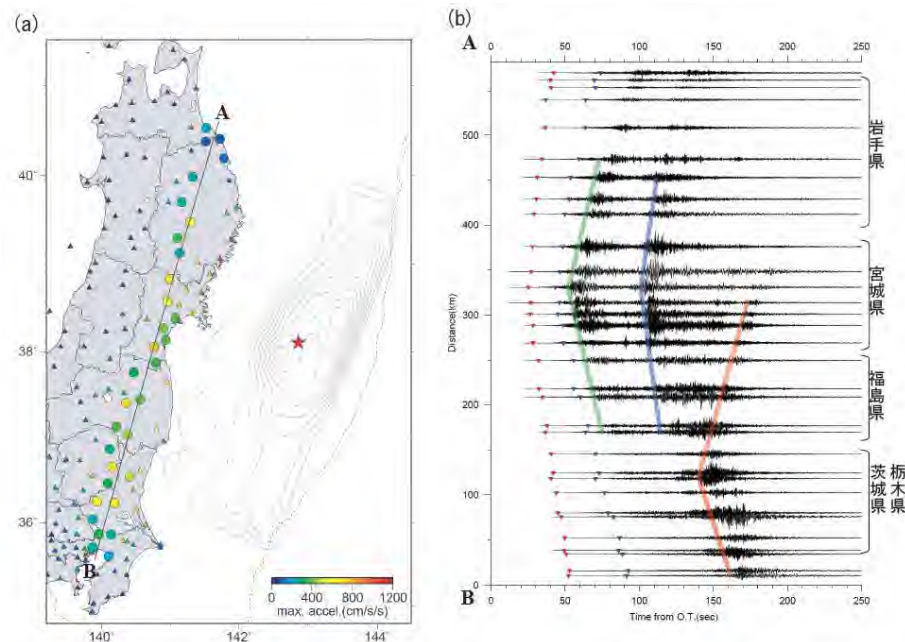
その他の国内外のプレート間地震に関する知見 (東北地方太平洋沖地震 (Mw9.0) の地震動特性 (概要))

- 2011年東北地方太平洋沖地震は、岩手県沖から茨城県沖にかけて、日本海溝の複数の震源域が連動して発生した巨大地震であり、Mwは9.0であった。この地震は強震波形データを始め、数多くのデータが得られており、これまでに国内外で発生したMw9クラスの巨大地震のなかで、強震動の詳細な検討が行われた地震である。
- 以降では、東北地方太平洋沖地震の地震動特性および震源特性を示す。

○東北地方太平洋沖地震は極めて大きな断層で発生したため、最大加速度分布・最大速度分布に示すように、地震動の大きい領域が広域にわたっている。また、ペーストアップ波形に示すように、東北地方の多くの観測点で明瞭な波群が見られており、継続時間が長いことも地震動の特徴として挙げられている。



<東北地方太平洋沖地震の最大加速度分布 (左図) 及び最大速度分布 (右図) >
(東日本大震災合同調査報告書編集委員会(2014)による)

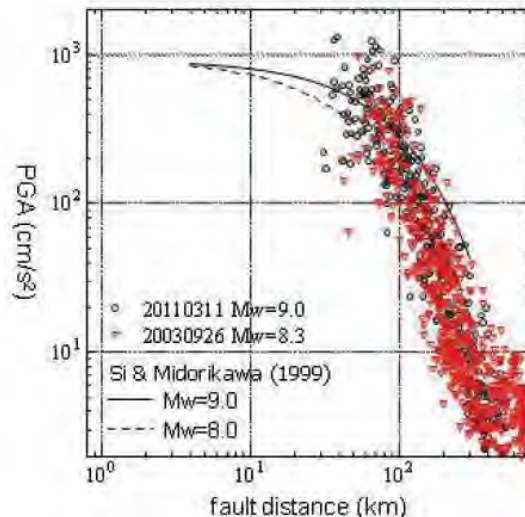


<東北地方太平洋沖地震の3成分合成最大加速度分布 (左図) 及び加速度波形のペーストアップ (右図) >
(気象庁(2012a)による)

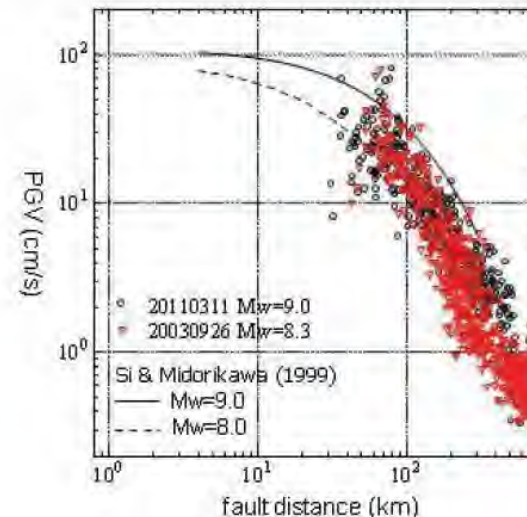
その他の国内外のプレート間地震に関する知見

(東北地方太平洋沖地震 (Mw9.0) の地震動特性 (距離減衰特性))

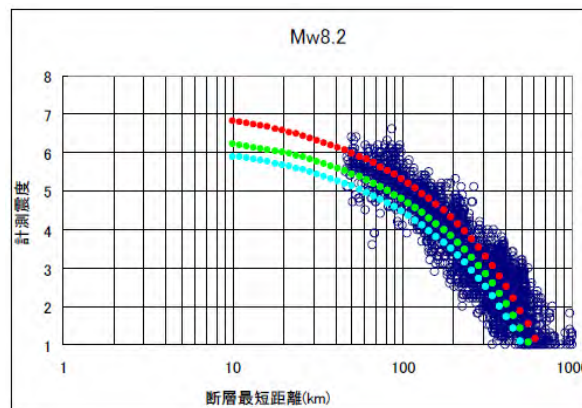
○各観測点の最大加速度、最大速度及び計測震度と震源距離との関係によると、いずれの指標においても、距離減衰式から求められるMwは8.2～8.3程度であり、全体の断層運動により求められる地震の規模Mw9.0に比べて小さい。



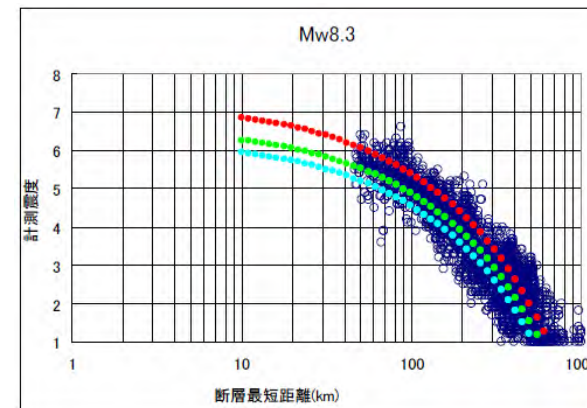
(a) 最大加速度



(b) 最大速度



(a)・(b)はKoketsu(2012)
(c)は内閣府(2012)による



○東北地方太平洋沖地震の観測震度
●距離減衰 (AVS150m/s) ●距離減衰 (AVS400m/s) ●距離減衰 (AVS700m/s)

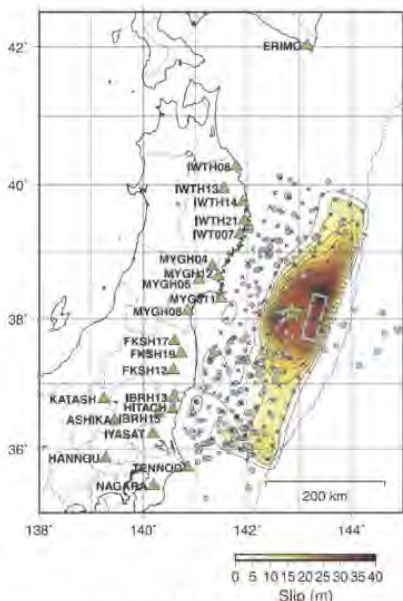
(c) 計測震度

<東北地方太平洋沖地震等における各観測点の最大加速度、最大速度及び計測震度と震源距離との関係>

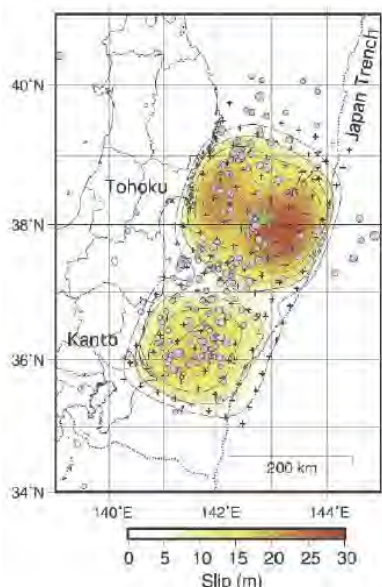
その他の国内外のプレート間地震に関する知見

(東北地方太平洋沖地震 (Mw9.0) の地震動特性 (強震動生成域とすべりの大きい領域との関係))

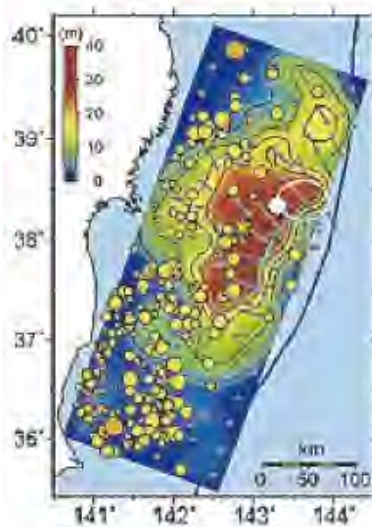
- 東北地方太平洋沖地震の震源過程は、強震波形・遠地地震波形データ、地殻変動データ、津波波形データ等を用いた震源インバージョン解析により検討されている。
- 周期数~10秒以上の周期帯の震源過程を表す解析結果 (最終すべり量分布) によると、破壊開始点付近から海溝軸にかけての浅い領域に大すべり領域が見られる。
- 周期10秒より短周期側の強震動生成に係る震源過程を表す解析結果 (経験的グリーン関数法による特性化震源モデル) によると、強震動生成域の位置は大すべり領域の位置と異なり、破壊開始点より陸側の深い領域に見られる。



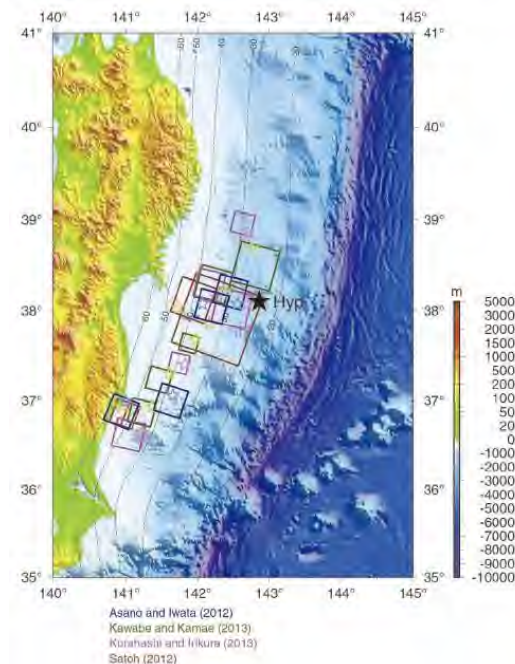
Yoshida Y. et al.(2011)
: 強震波形



Yoshida Y. et al.(2011)
: 遠地波形



Yokota et al.(2011)
: ジョイントインバージョン



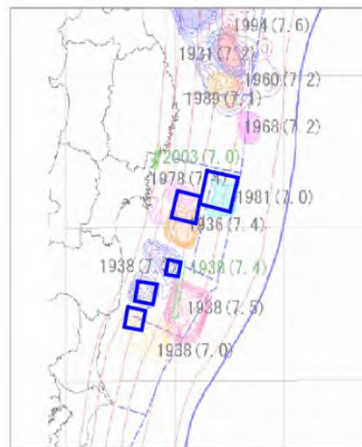
<東北地方太平洋沖地震の経験的グリーン関数法による特性化震源モデル>
(東日本大震災合同調査報告書編集委員会(2014)による)

<東北地方太平洋沖地震の震源過程解析による最終すべり量分布>
(東日本大震災合同調査報告書編集委員会(2014)による)

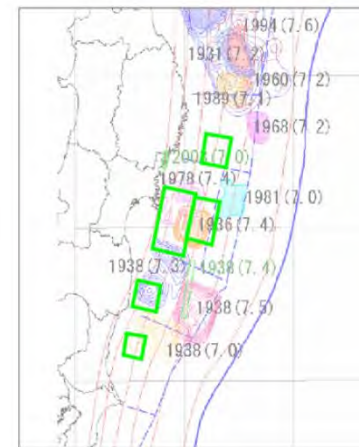
その他の国内外のプレート間地震に関する知見

(東北地方太平洋沖地震 (Mw9.0) の地震動特性 (強震動生成域の位置))

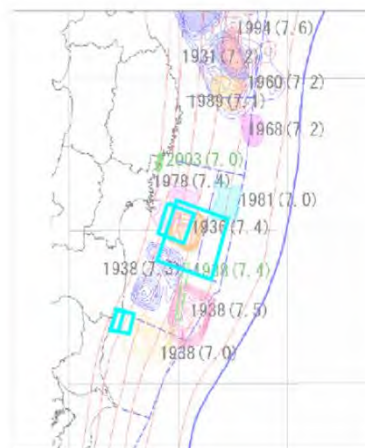
- 東北地方太平洋沖地震の強震動生成域の位置と過去の地震の震源過程解析結果との比較によると、推定された強震動生成域は、過去に発生した地震の強震動生成域と概ね類似した場所に位置している。
- また、それぞれの震源モデルは強震動生成域のみでモデル化されており、各観測点の観測波形には、その近傍に位置する強震動生成域による影響が支配的であることを示している。



(a)



(b)



(c)

- : 川辺(2011)
- : 佐藤(2011)
- : Kurahashi et al (2011)

<東北地方太平洋沖地震の強震動生成域の位置と過去の地震の震源過程解析結果との比較>
(内閣府(2012)による)

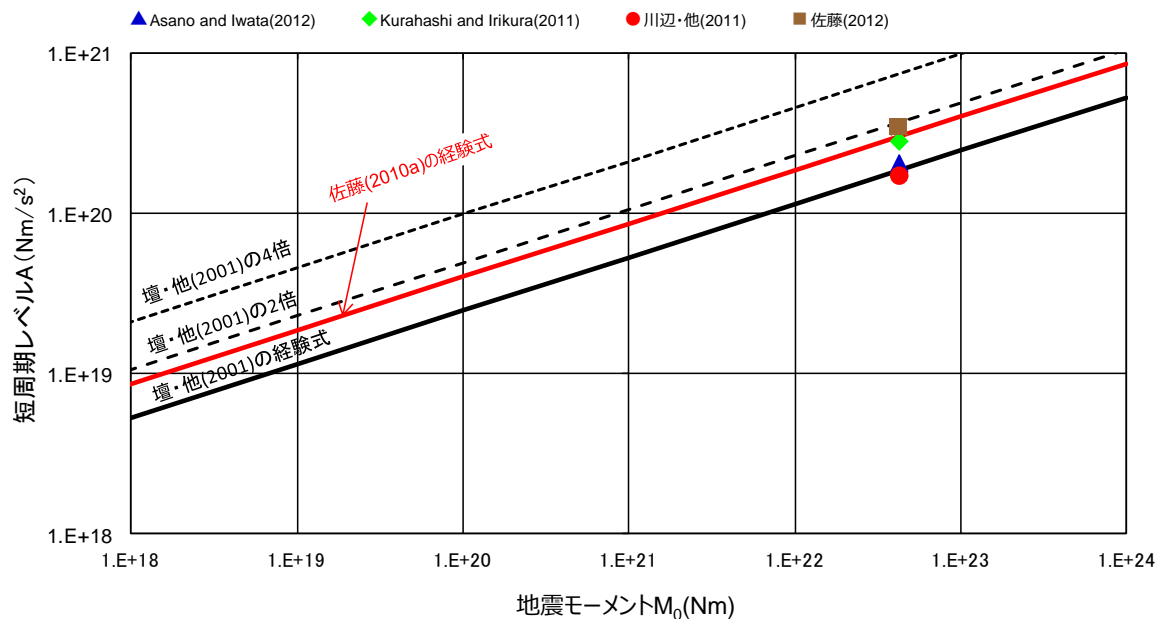
その他の国内外のプレート間地震に関する知見

(東北地方太平洋沖地震 (Mw9.0) の地震動特性 (強震動生成域の応力降下量、短周期レベル))

○東北地方太平洋沖地震の強震動生成域の応力降下量、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、強震動生成域の応力降下量は平均で24MPa程度、平均に標準偏差を加えた値は32MPa程度であり、短周期レベルは太平洋プレートのプレート間地震に基づく佐藤(2010a)による経験式と同程度であり、壇・他(2001)による経験式の1~2倍程度である。

<東北地方太平洋沖地震の強震動生成域の応力降下量>

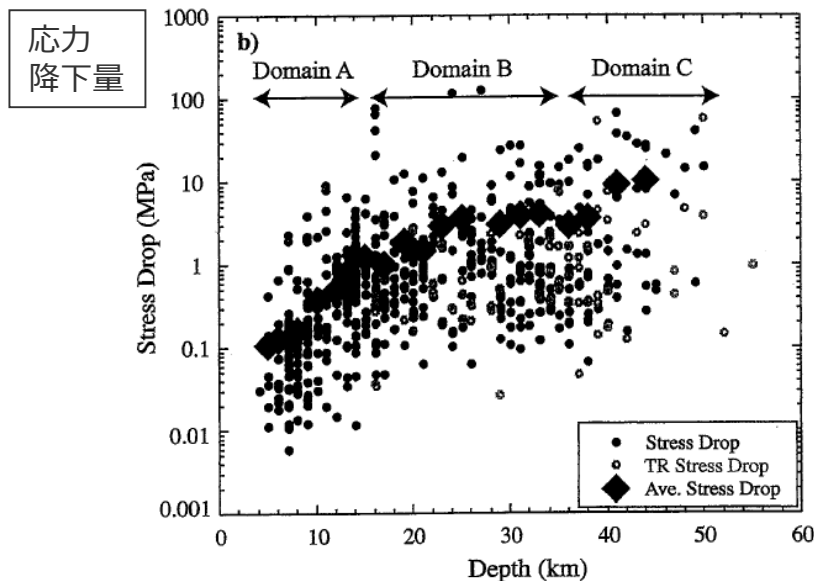
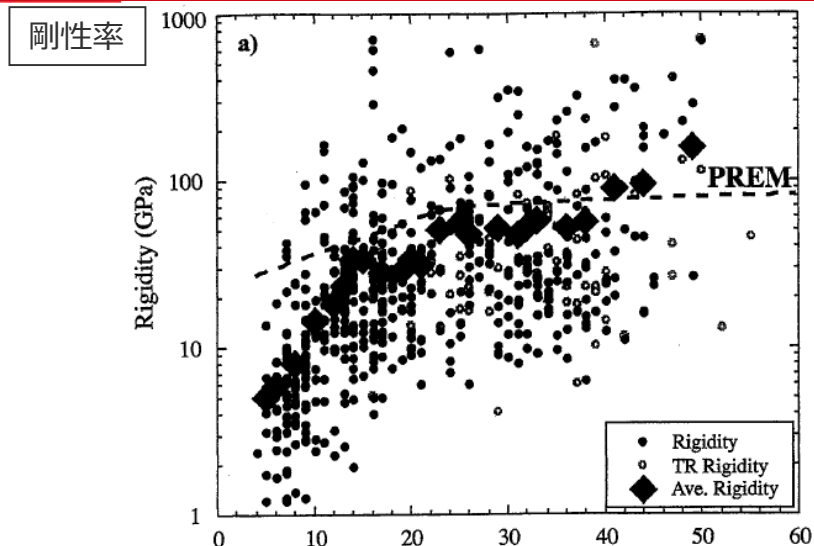
文献	強震動生成域の 応力降下量 (MPa)	平均値	標準 偏差
Asano and Iwata (2012)	SMGA①	23.9	23.9 8.6
	SMGA②	27.8	
	SMGA③	17.5	
	SMGA④	6.6	
Kurahashi and Irikura (2011)	SMGA①	41.3	
	SMGA②	23.6	
	SMGA③	29.5	
	SMGA④	16.4	
	SMGA⑤	26.0	
川辺・他 (2011)	SMGA①	18.9	
	SMGA②	21.6	
	SMGA③	27.0	
	SMGA④	10.8	
	SMGA⑤	23.1	
佐藤 (2012)	SMGA①	39.8	
	SMGA②	25.9	
	SMGA③	29.1	
	SMGA④	20.6	



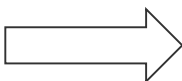
<東北地方太平洋沖地震のM₀ - A関係>

その他の国内外のプレート間地震に関する知見

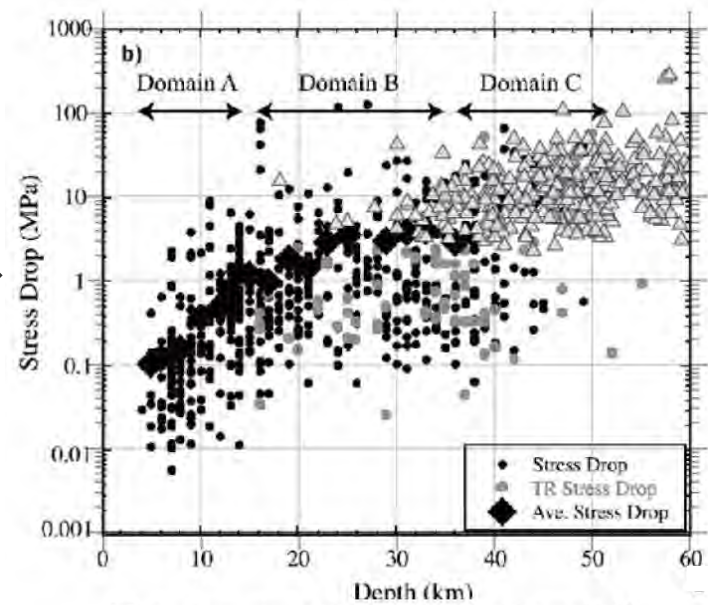
(東北地方太平洋沖地震 (Mw9.0) の地震動特性 (応力降下量の深さ依存))



- Lay et al.(2012)では、短周期レベルとの相関が高い震源の剛性率及び応力降下量と深さとの関係について分析しており、その結果によると、剛性率については、震源が深くなるほど大きくなる傾向が見られる。
- また、応力降下量についても同様の傾向が見られており、Lay et al.(2012)による分析結果に深部領域のデータを加えた中村(2012) による分析結果においても、同様の傾向が見られている。



深部領域の
データを追加



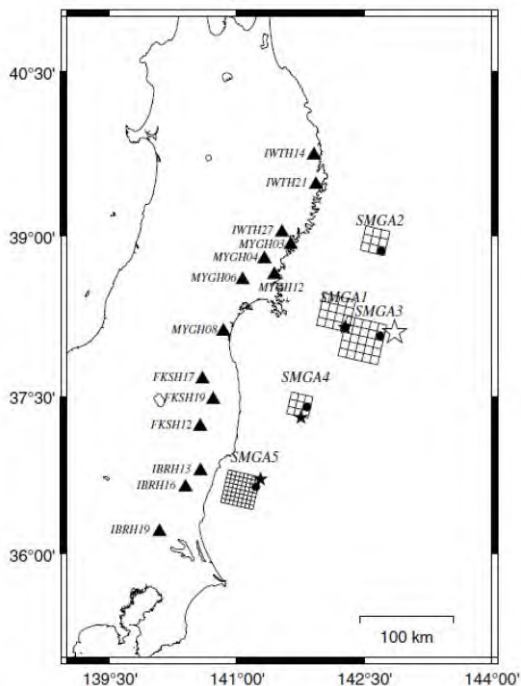
<プレート間地震における震源の剛性率及び応力降下量と深さとの関係>
(Lay et al.(2012)による)

<プレート間地震における応力降下量と深さとの関係>
(中村(2012)による)

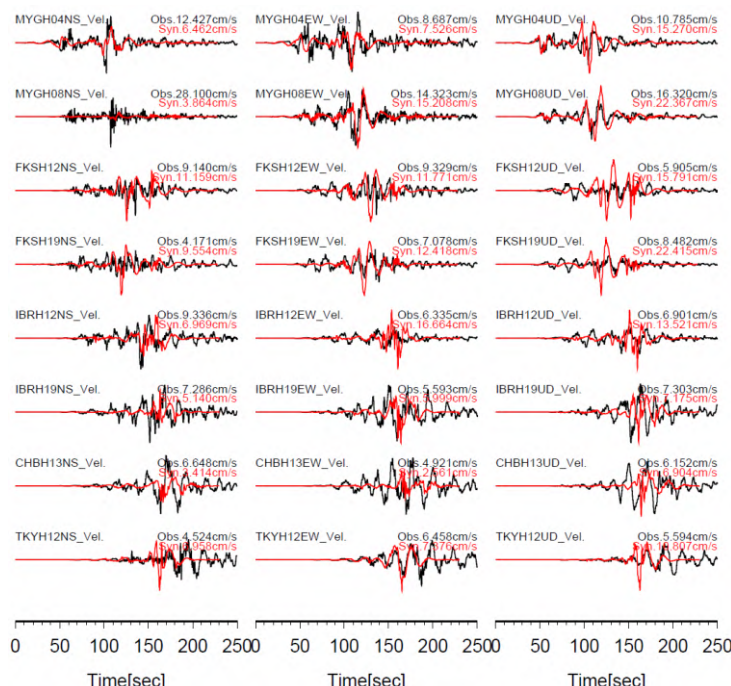
その他の国内外のプレート間地震に関する知見

(東北地方太平洋沖地震 (Mw9.0) の地震動特性 (地震動評価))

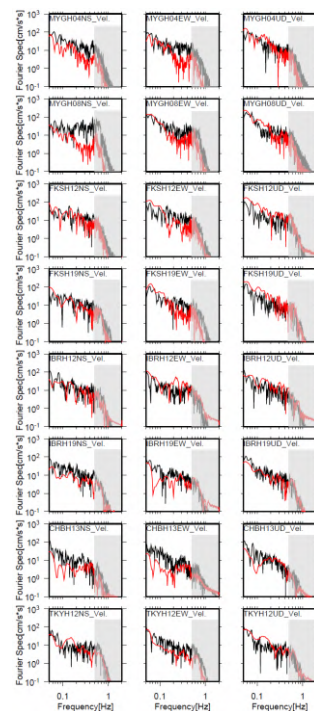
○倉橋・入倉(2017)では、Kurahashi and Irikura(2013)が検討した強震動生成域のみで構成される2011年東北地方太平洋沖地震の強震断層モデルを用いて長周期地震動シミュレーションを実施しており、この地震で観測された周期2~10秒の長周期地震動は5つの強震動生成域の足し合わせでほぼ再現できることがわかったとしている。周期10秒程度までの地震動は、強震動生成域のみで評価が可能であると考えられる。



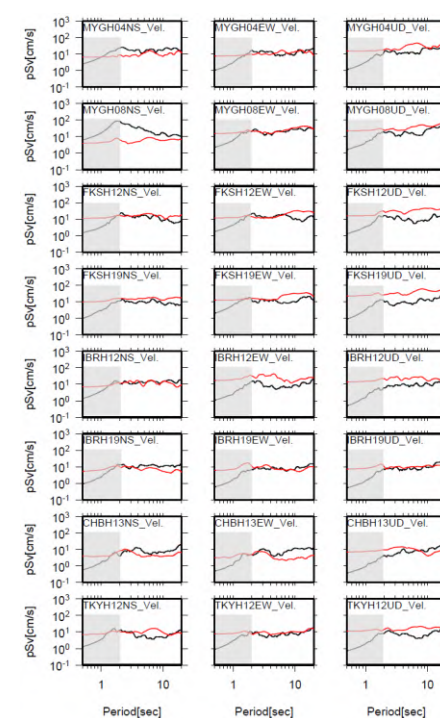
<Kurahashi and Irikura(2013)による強震断層モデル>



(速度波形)



(速度フーリエスペクトル)



(速度応答スペクトル)

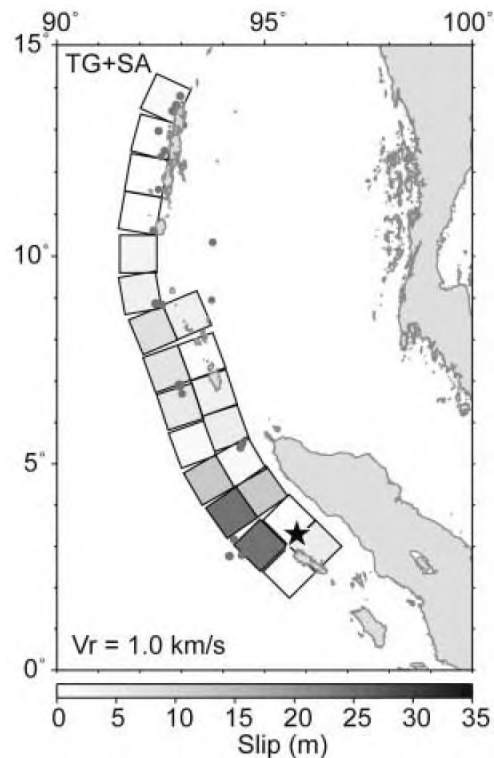
<観測記録とシミュレーション結果との比較 (バンドパスフィルター : 0.05~0.5Hz) >
(倉橋・入倉(2017)による)

その他の国内外のプレート間地震に関する知見

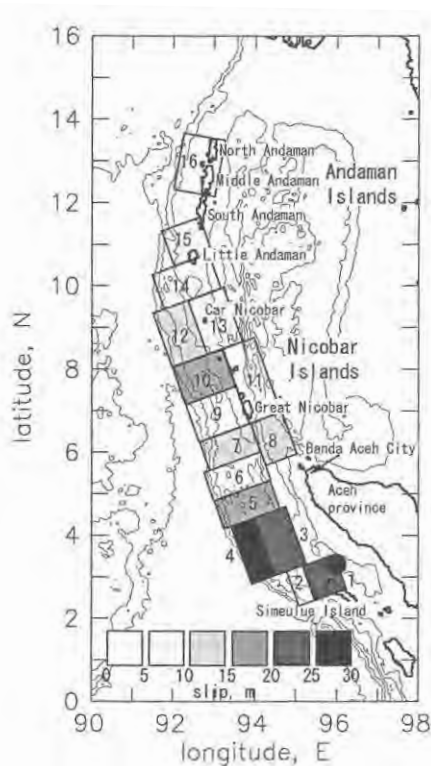
(2004年スマトラ島沖地震 (Mw9.1) の震源特性)

【2004年スマトラ島沖地震 (Mw9.1)】

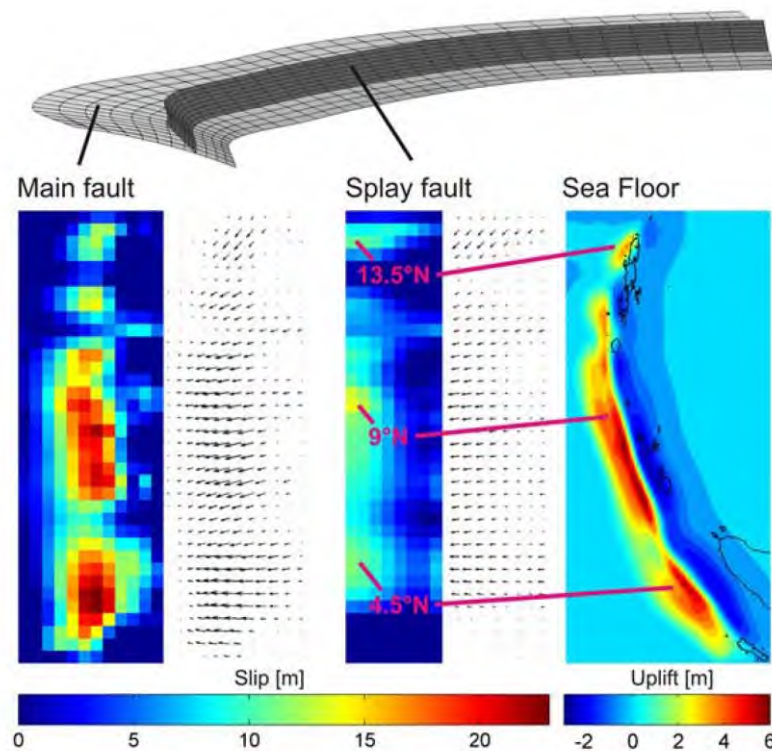
- 2004年スマトラ島沖地震の震源過程について、津波波形データや地殻変動データを用いた震源インバージョン解析の結果では、プレート境界浅部にすべりの大きな領域が推定されている。
- 地殻変動データを用いたHoechner et al.(2008)では、分岐断層を含めたモデルを対象に震源インバージョン解析が実施され、プレート境界浅部にすべりの大きな領域が推定されるとともに、分岐断層においてもすべり領域が推定されている。



<津波波形データに基づくすべり分布>
(Fujii and Satake(2007)による)



<津波波形データに基づくすべり分布>
(谷岡・岩崎(2006)による)

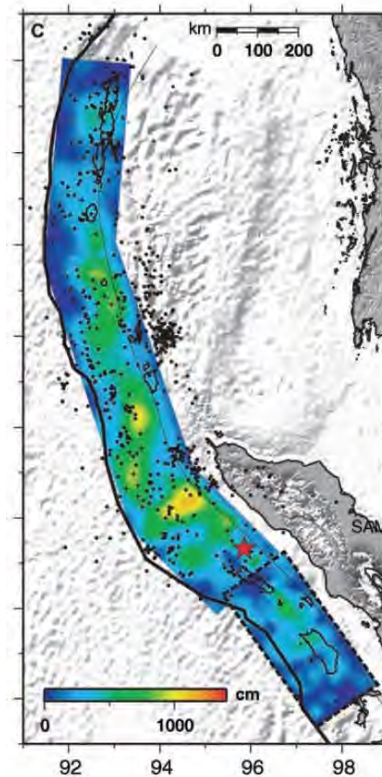
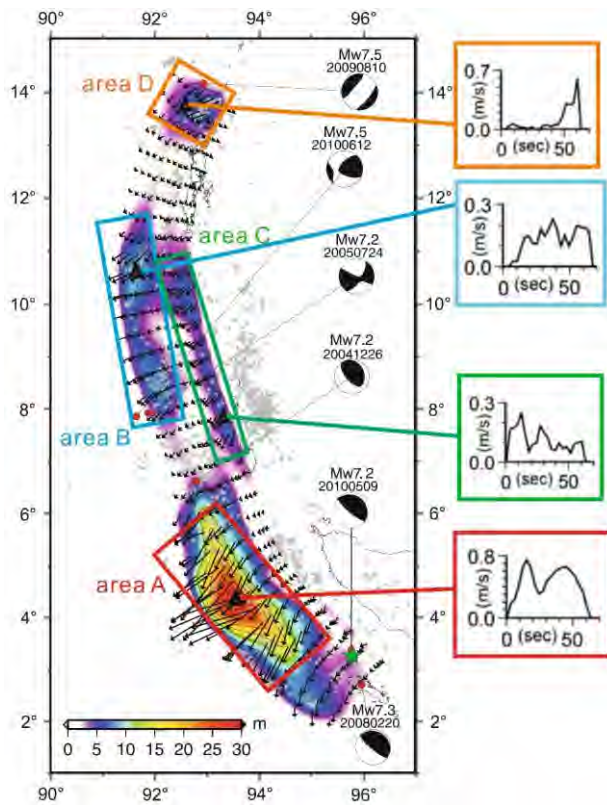
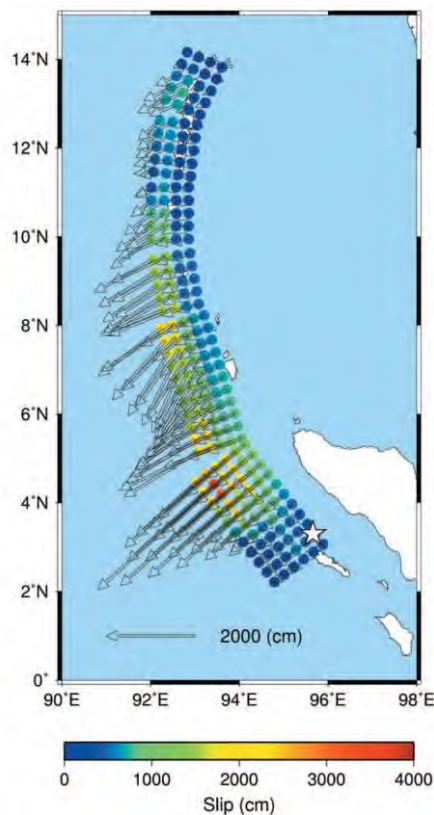


<地殻変動データに基づくすべり分布>
(Hoechner et al.(2008)による)

その他の国内外のプレート間地震に関する知見 (2004年スマトラ島沖地震 (Mw9.1) の震源特性)

【2004年スマトラ島沖地震 (Mw9.1)】

○遠地地震波形データを用いた周期数秒～100秒以上の周期帯の震源過程を表す解析結果でも、津波波形データや地殻変動データを用いた場合と同様に、基本的にプレート境界浅部にすべりの大きな領域が推定されている。



＜遠地地震波形と地殻変動データに基づくすべり分布＞
(Rhie et al.(2007)による)

＜遠地地震波形データに基づくすべり分布＞
(Yoshimoto and Yamanaka(2014)による)

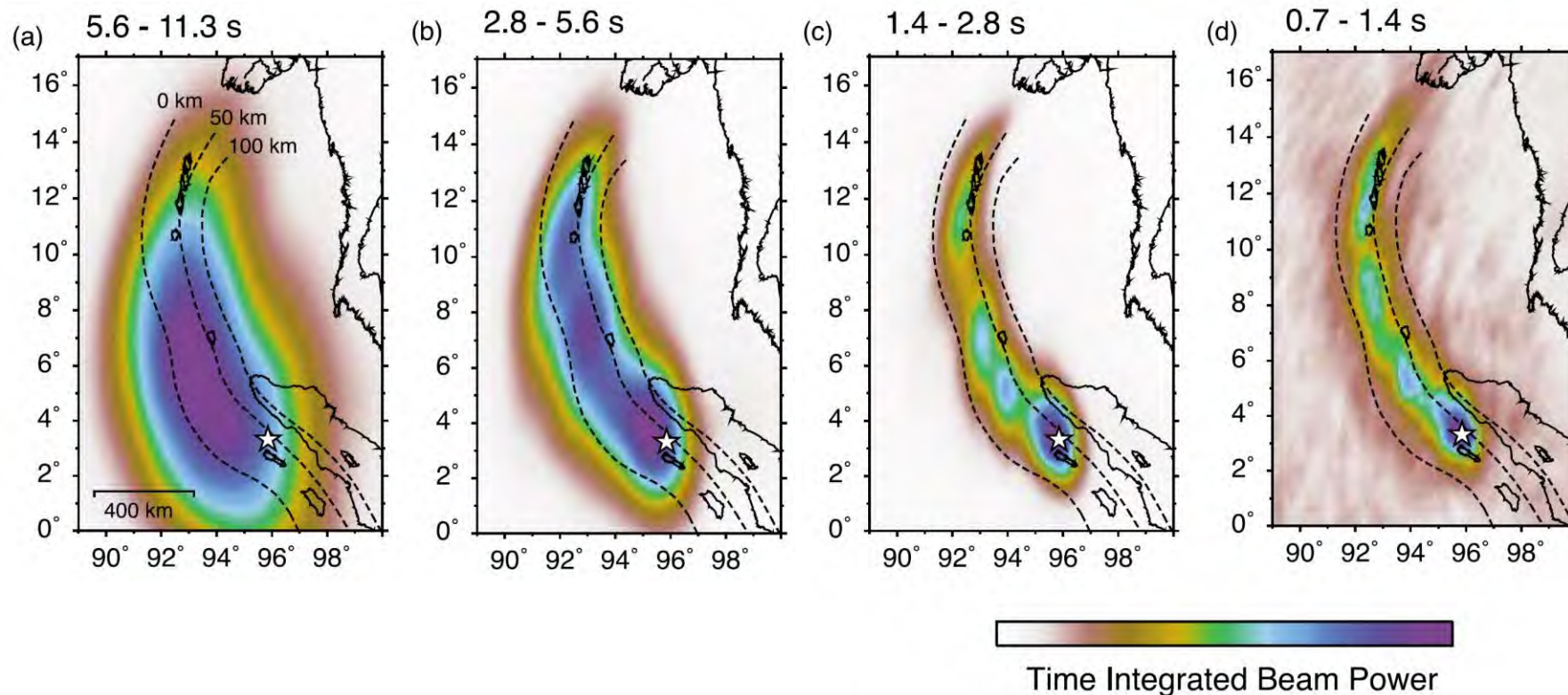
＜遠地地震波形データ等に基づくすべり分布＞
(Ammon et al.(2005)による)

その他の国内外のプレート間地震に関する知見

(2004年スマトラ島沖地震 (Mw9.1) の震源特性)

【2004年スマトラ島沖地震 (Mw9.1)】

○バックプロジェクション法による震源過程解析では、遠地地震波形データを用いて周期10秒程度以下の破壊エネルギーの放射領域が求められており、周期が短くなるほどプレート境界の深部にエネルギーの放射領域が推定されている。



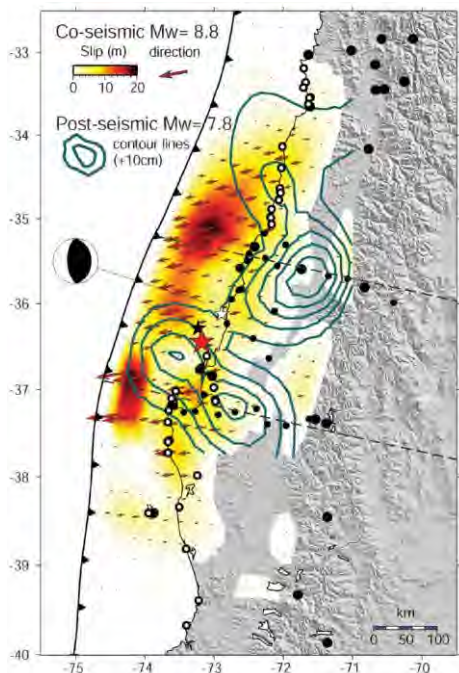
<バックプロジェクション法による各周期帯の破壊エネルギー放射領域の推定結果>
(Lay et al.(2012)による)

その他の国内外のプレート間地震に関する知見

(2010年チリ地震 (Mw8.8) ・1960年チリ地震 (Mw9.5) の震源特性)

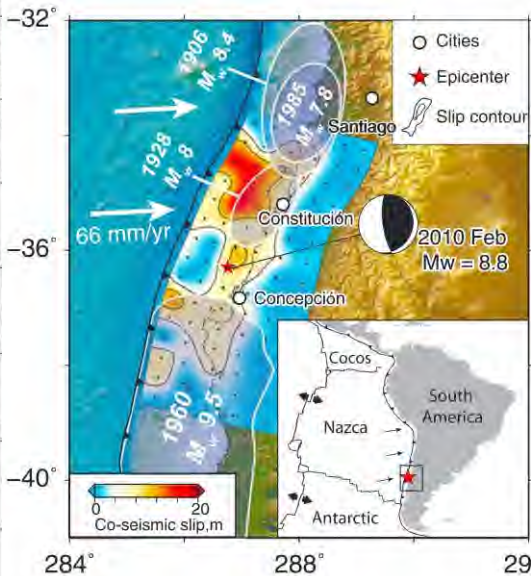
【2010年チリ地震 (Mw8.8) ・1960年チリ地震 (Mw9.5) 】

○2010年チリ地震・1960年チリ地震の震源過程について、津波波形データや地殻変動データを用いた震源インバージョン解析の結果では、基本的にプレート境界の浅部にすべりの大きな領域が推定されている。



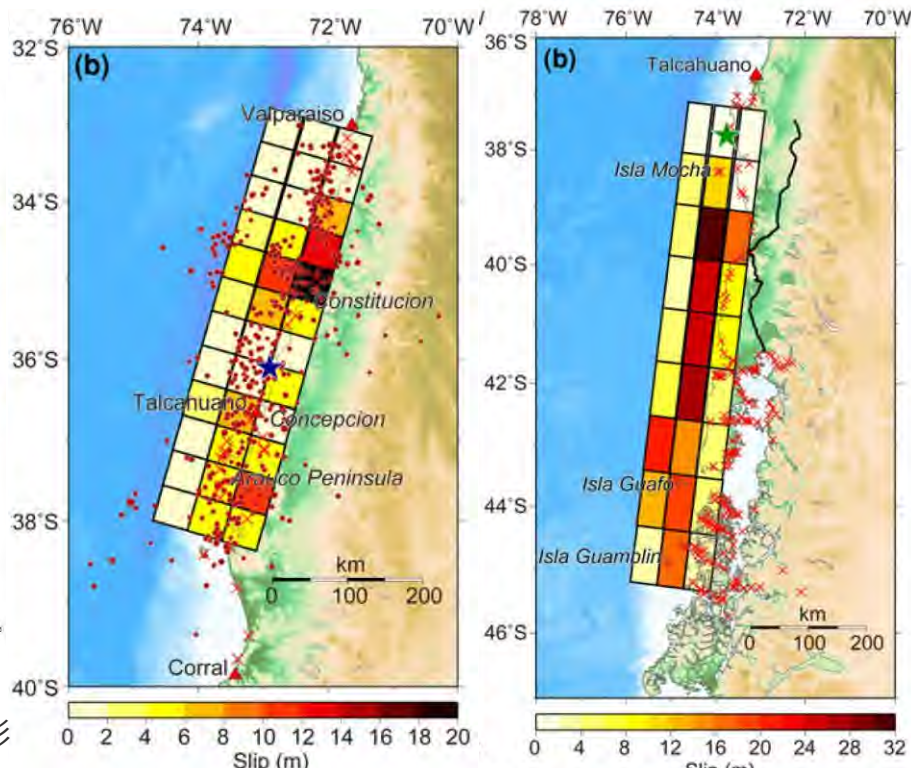
(2010年チリ地震)

<地殻変動データに基づくすべり分布>
(Vigny et al.(2011)による)



(2010年チリ地震)

<地殻変動、遠地地震波形、津波波形データに基づくすべり分布>
(Yue et al.(2014)による)



(2010年チリ地震)

(1960年チリ地震)

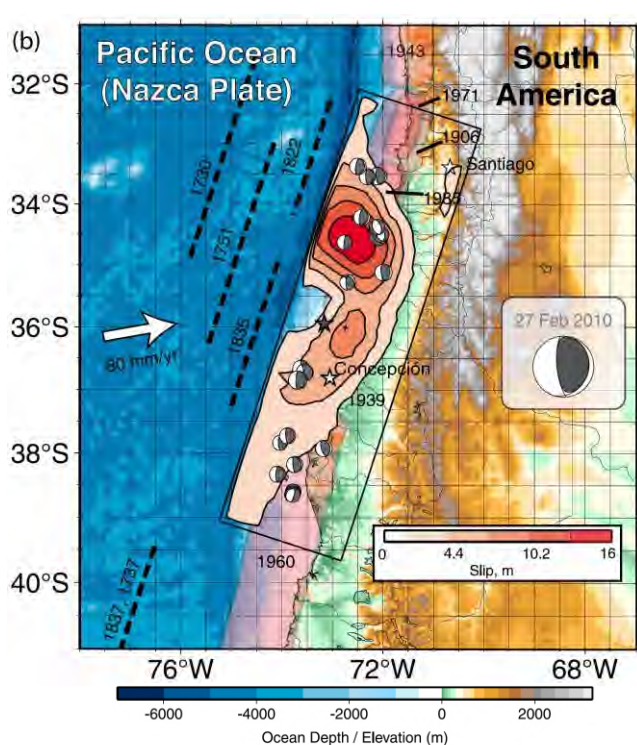
<津波波形と地殻変動データに基づくすべり分布>
(Fujii and Satake(2013)による)

その他の国内外のプレート間地震に関する知見

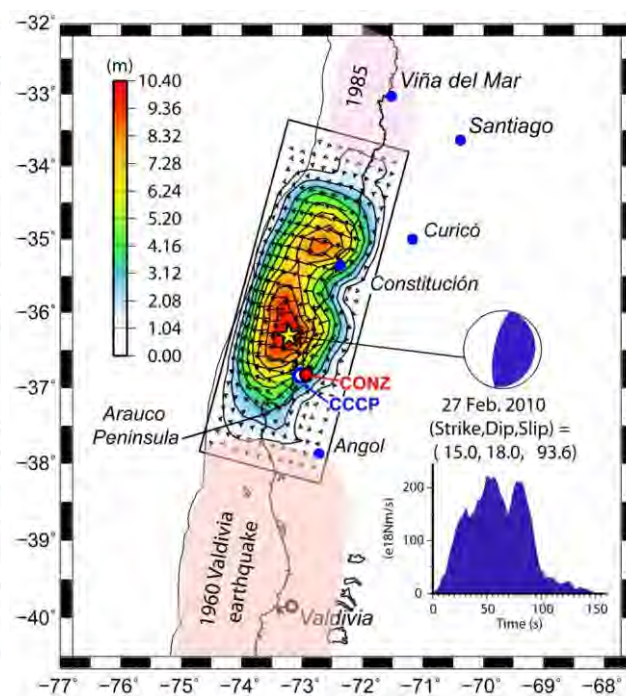
(2010年チリ地震 (Mw8.8) の震源特性)

【2010年チリ地震 (Mw8.8) 】

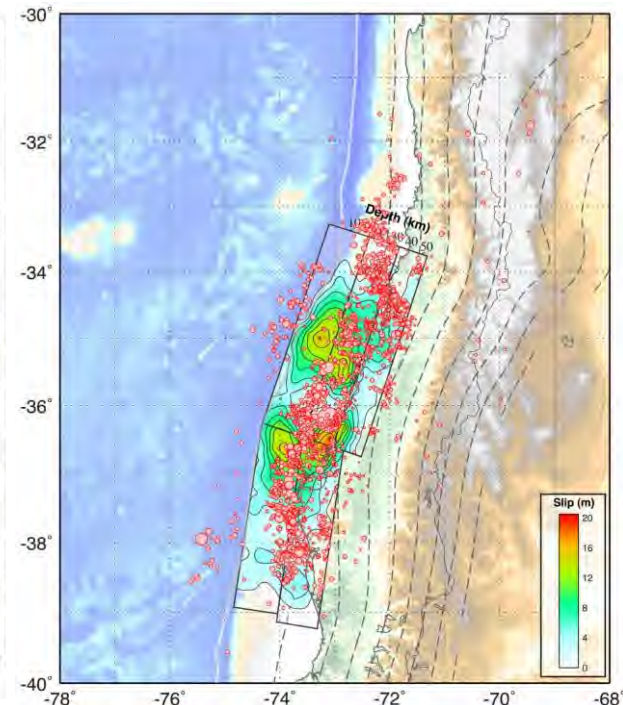
○遠地地震波形データを用いた解析結果では、プレート境界浅部にすべりの大きな領域が推定されている。



<遠地地震波形データに基づくすべり分布>
(Lay et al.(2010)による)



<遠地地震波形データに基づくすべり分布>
(Pulido et al.(2011)による)



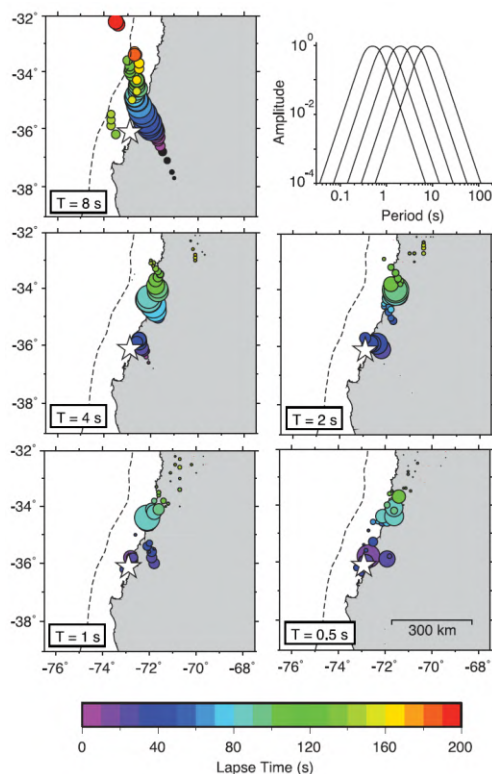
<遠地地震波形データに基づくすべり分布>
(Hayes et al.(2013)による)

その他の国内外のプレート間地震に関する知見

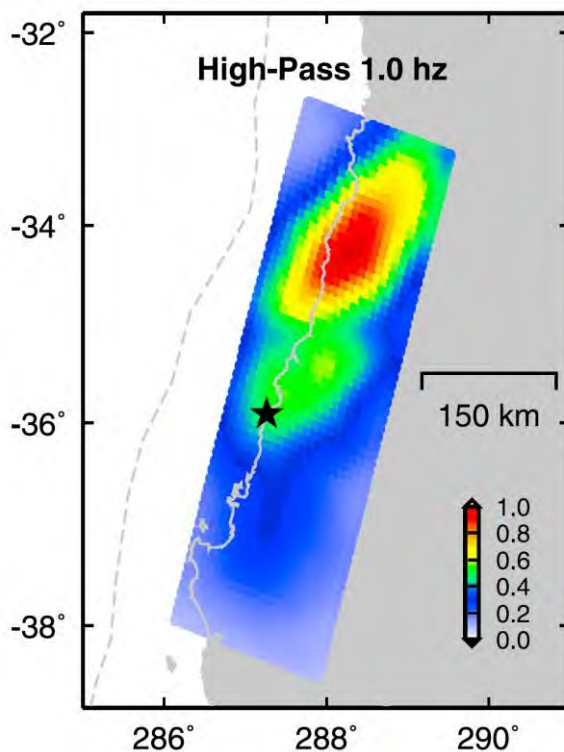
(2010年チリ地震 (Mw8.8) の震源特性)

【2010年チリ地震 (Mw8.8)】

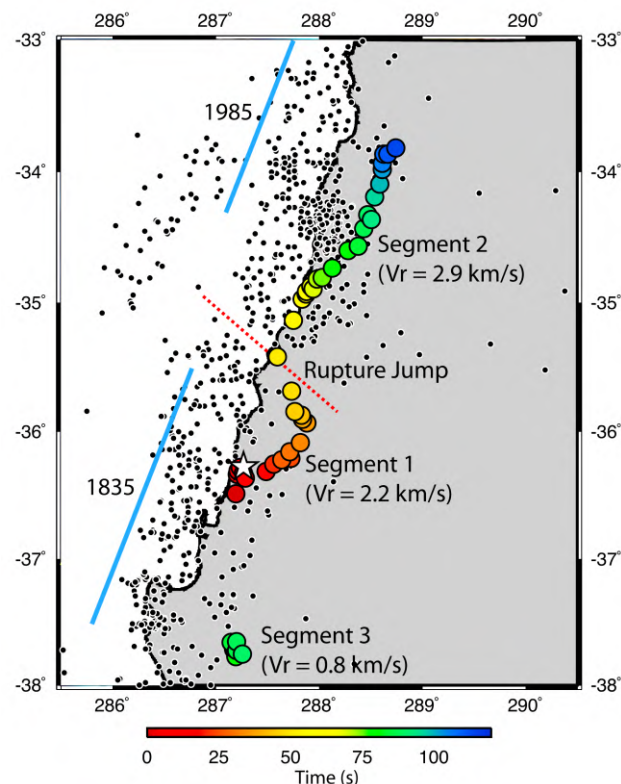
- バックプロジェクション法による震源過程解析では、Koper et al.(2012)において、遠地地震波形データを用いて破壊エネルギーの放射領域が求められており、周期が短くなるほどプレート境界の深部にエネルギーの放射領域が推定されている。
- また、Wang and Mori(2011) やKiser and Ishii(2011)では、周期0.2～1秒の破壊エネルギー放射領域がプレート境界の深部に推定されている。



<バックプロジェクション法による周期毎の破壊エネルギー放射領域の推定結果>
(Koper et al.(2012)による)



<バックプロジェクション法による周期1秒以下の破壊エネルギー放射領域の推定結果>
(Wang and Mori(2011)による)



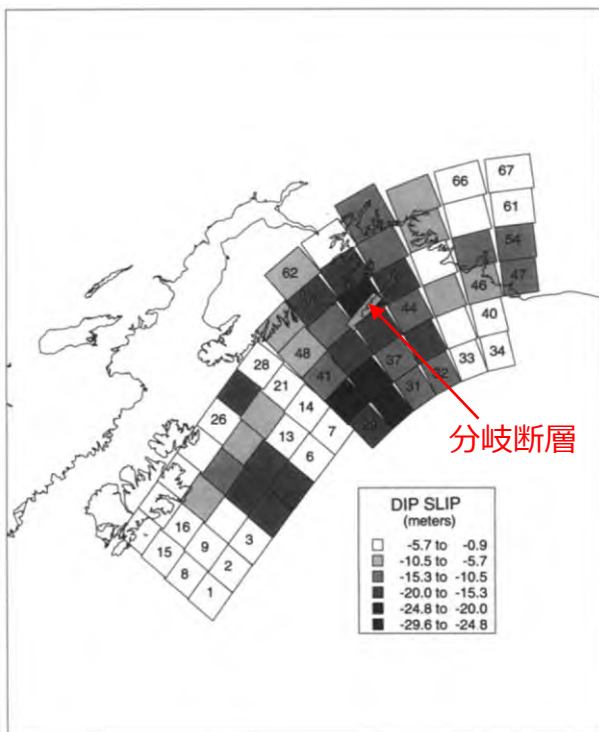
<バックプロジェクション法による周期0.2～1秒の破壊エネルギー放射領域の推定結果>
(Kiser and Ishii(2011)による)

その他の国内外のプレート間地震に関する知見

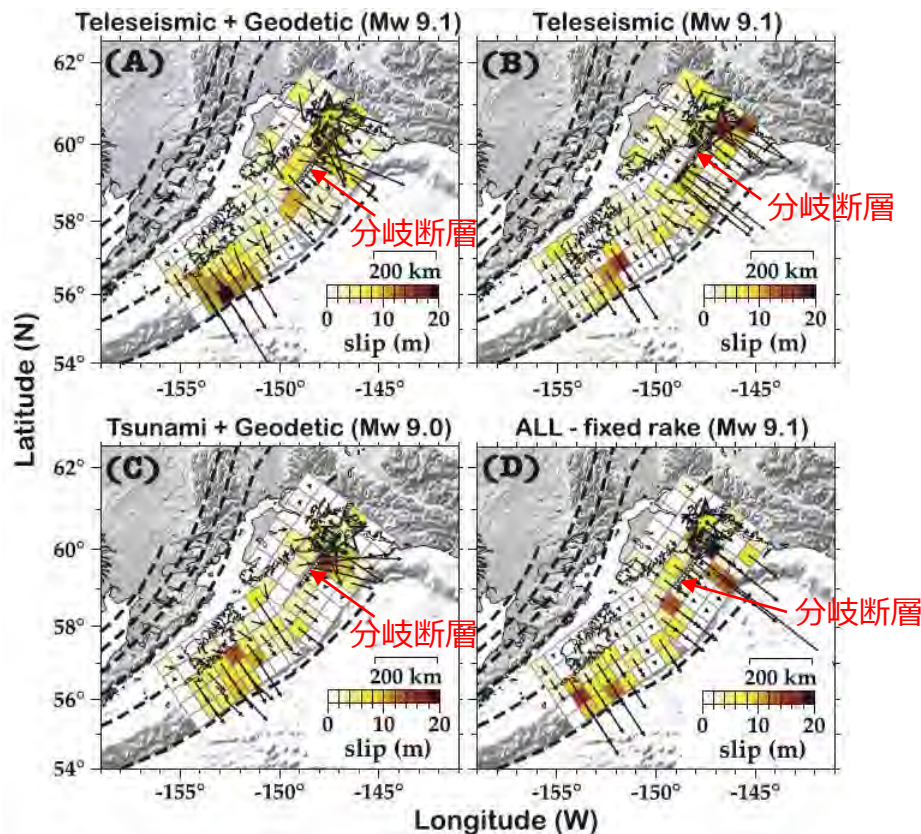
(1964年アラスカ地震 (Mw9.2) の震源特性)

【1964年アラスカ地震 (Mw9.2)】

○1964年アラスカ地震の震源過程について、地殻変動データ、津波波形データ、遠地地震波形データを用いた震源インバージョン解析では、分岐断層が考慮されたプレート境界モデルを対象として検討がなされており、海溝軸付近のプレート境界浅部にすべりの大きな領域や分岐断層が推定されている。



<地殻変動データに基づくすべり分布>
(Holdahl and Sauber(1994)に「分岐断層」と矢印を加筆)



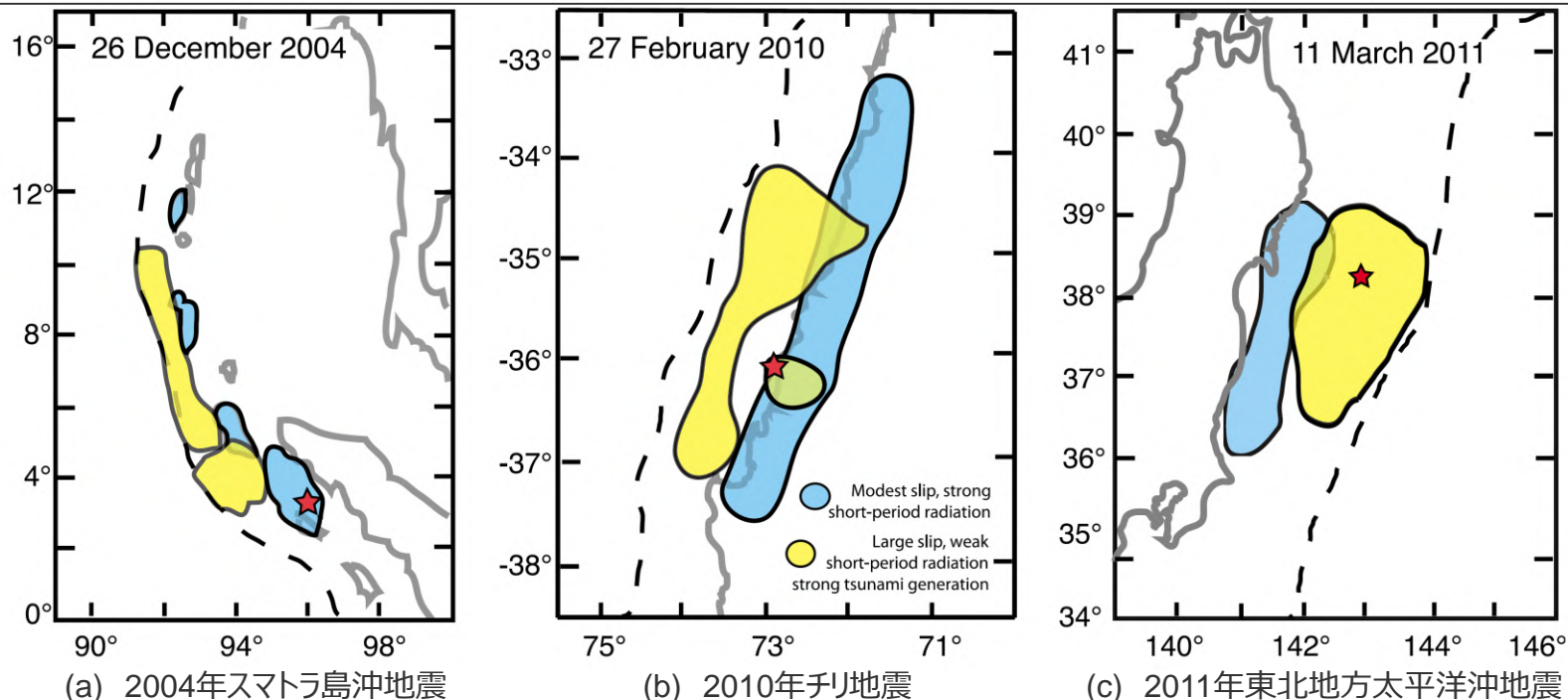
<遠地地震波形、地殻変動、津波波形データに基づくすべり分布>
(Ichinose et al.(2007)に「分岐断層」と矢印を加筆)

その他の国内外のプレート間地震に関する知見

(2004年スマトラ島沖地震 (Mw9.1)、2010年チリ地震 (Mw8.8)、2011年東北地方太平洋沖地震 (Mw9.0) の震源特性 (強震動生成域とすべりの大きい領域との関係))

【2004年スマトラ島沖地震 (Mw9.1)、2010年チリ地震 (Mw8.8)、2011年東北地方太平洋沖地震 (Mw9.0)】

- Lay et al.(2012)では、2004年スマトラ島沖地震、2010年チリ地震、2011年東北地方太平洋沖地震が発生した際の沈み込み帯におけるすべりが大きな領域と短周期の破壊エネルギー放射領域を示している。
- この知見によると、2011年東北地方太平洋沖地震と同様、2004年スマトラ島沖地震及び2010年チリ地震においても、すべりの大きい領域が沈み込み帯の浅い位置にあるのに対し、短周期の破壊エネルギー放射領域は沈み込み帯の深い位置にある。



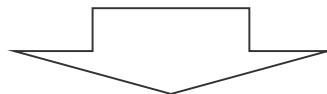
<東北地方太平洋沖地震等の強震動生成域とすべりの大きい領域の概要>
(Lay et al.(2012)による)

⇒以上の検討によると、日本及び世界の沈み込み帯で発生した巨大プレート間地震 (2011年東北地方太平洋沖地震、2004年スマトラ島沖地震、1960年・2010年チリ地震、1964年アラスカ地震) の震源過程解析において、強震動を励起する領域はプレート境界深部に推定されるのに対し、プレート境界浅部にすべりの大きな領域や分岐断層が推定されている。

その他の国内外のプレート間地震に関する知見

(まとめ)

- これまでに国内外で発生したMw9クラスの巨大地震のうち、強震動の詳細な検討が行われた2011年東北地方太平洋沖地震（Mw9.0）の主な知見は以下のとおり。
 - ・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。
 - ・強震動励起について、強震動生成域とすべりの大きな領域が異なり、すべりの大きな領域は破壊開始点付近から海溝軸にかけての浅い領域に見られるのに対し、強震動生成域の位置は破壊開始点より陸側の深い領域に見られる。また、強震動生成域は、過去に発生した地震の強震動生成域と概ね類似した場所に位置している。
 - ・強震動生成域の応力降下量は平均で24MPa程度、平均に標準偏差を加えた値は32MPa程度であり、短周期レベルは太平洋プレートのプレート間地震に基づく佐藤(2010a)による経験式と同程度であり、壇・他(2001)による経験式の1～2倍程度である。
- その他の国外で発生したMw9クラスの地震（2004年スマトラ島沖地震（Mw9.1）、2010年・1960年チリ地震（Mw8.8, 9.5）、1964年アラスカ地震（Mw9.2））においても、2011年東北地方太平洋沖地震と同様、強震動を励起する領域はプレート境界深部に推定されるのに対し、プレート境界浅部にすべりの大きな領域や分岐断層が推定されている。



- これらのMw9クラスの巨大地震に関する知見について、距離減衰式から求められる地震規模（Mw）の知見を「地震動評価」の「応答スペクトルに基づく地震動評価」、それ以外の知見を「検討用地震の震源モデルの設定」の「基本震源モデルの設定」において反映する。

震源域直上の地震動に関する知見

(検討概要)

1.1 南海トラフで発生するプレート間地震に関する知見

- 南海トラフについては、歴史地震に関する豊富な記録に加えて、周辺の地震活動、地殻変動、変動地形等に係る数多くの研究が行われており、南海トラフ沿いのプレート境界は、大地震の繰り返しの発生履歴が世界で最も詳しく調べられているプレート境界の一つとして知られている。
- 南海トラフで発生するプレート間地震に係る知見について、以下を対象に整理する。

行政機関による知見（地震調査委員会、中央防災会議、内閣府「南海トラフの巨大地震モデル検討会」）

南海トラフにおける地震時挙動に関する知見

1.2 その他の国内外のプレート間地震に関する知見

- 南海トラフ以外の国内外でこれまでに発生したMw9クラスの巨大地震について、特に、強震動の詳細な検討がなされた2011年東北地方太平洋沖地震（Mw9.0）の知見を中心に、2004年スマトラ島沖地震（Mw9.1）、2010年チリ地震（Mw8.8）・1960年チリ地震（Mw9.5）、1964年アラスカ地震（Mw9.2）の知見について整理する。

1.3 震源域直上の地震動に関する知見

- 浜岡原子力発電所は、南海トラフのプレート間地震の震源域直上に位置することから、以下を対象に震源域直上の地震動に関する知見を整理する。

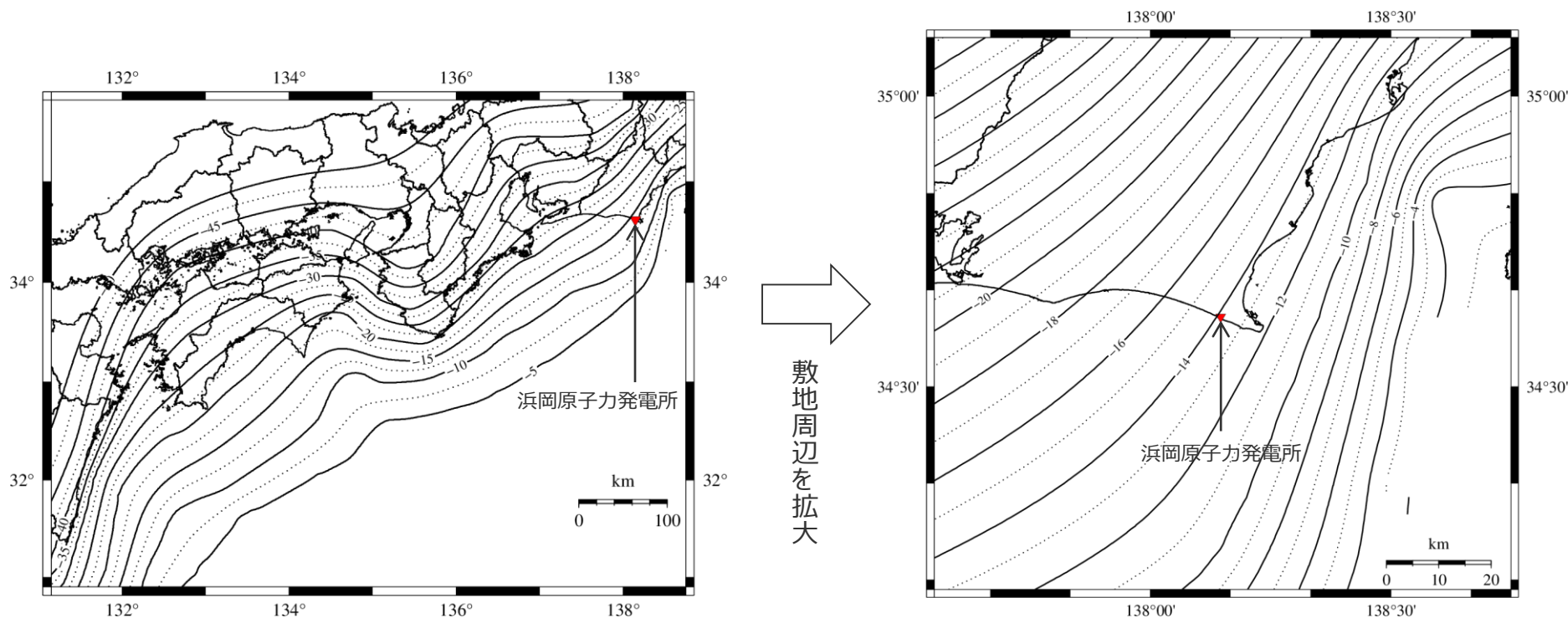
震源域直上の観測記録の特徴及び予測手法との関係

震源域直上の震度データを用いた震源モデルの構築

震源域直上の地震動に関する知見

(検討概要)

- 南海トラフのプレート間地震において、震源域は陸側に広がっており、浜岡原子力発電所等の評価地点は震源域の直上に位置する。
- 以降では、「震源域直上の観測記録の特徴及び予測手法との関係」、「震源域直上の震度データを用いた震源モデルの構築」を示す。

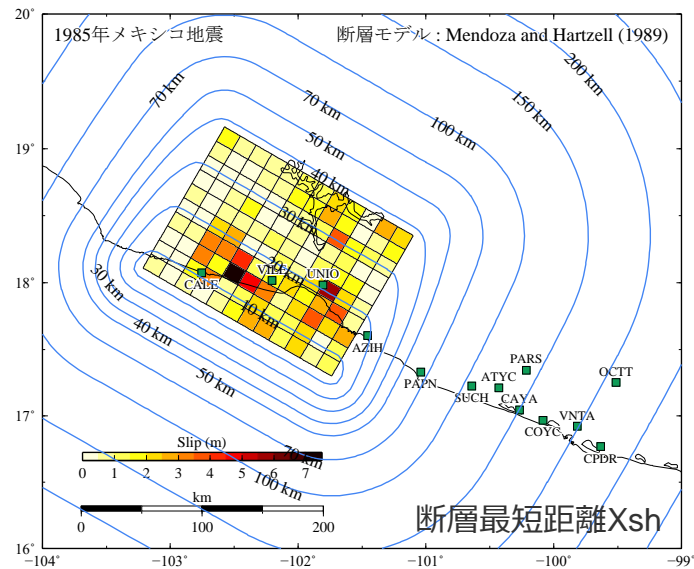
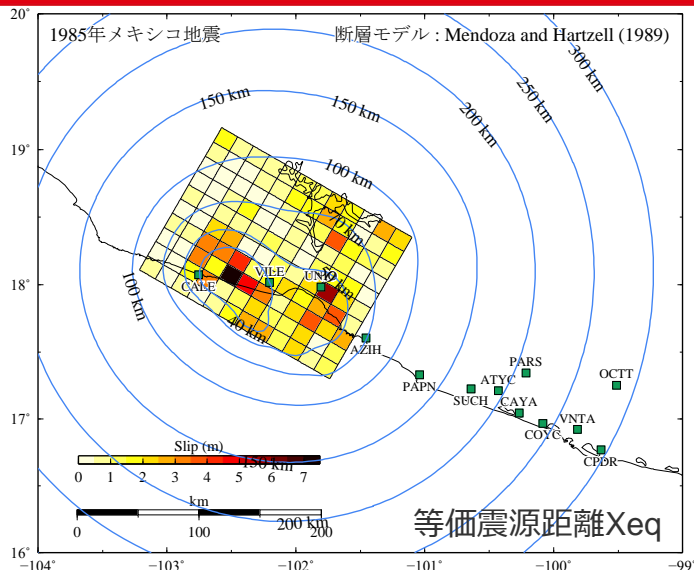


<フィリピン海プレートの上面深度※>

※内閣府(2012)に基づき、フィリピン海プレートの上面深度のコンター（単位：km）を描画。

震源域直上の地震動に関する知見

(震源域直上の観測記録の特徴及び予測手法との関係 (1985年メキシコ地震))



- 1985年メキシコ地震 (Mw8.0※) は、震源域直上で観測記録が得られた地震であり、プレート境界面の深度が浅く、敷地周辺(浜岡)におけるプレート境界面との関係と類似している。
- これらの震源域直上の観測点の地質条件は、一部を除き、岩盤に分類されており、観測記録の距離減衰特性の検討として、Noda et al.(2002)の方法による応答スペクトルとの比較の他、表層地盤の影響を補正することができるZhao et al.(2006)の方法による応答スペクトルとの比較を行う。

※MwはUSGSによる。

<観測点の一覧>

観測点	最大加速度(Gal)			Xeq (km)	Xsh (km)	地質条件	
	水平1	水平2	上下				
VILE	125.4	121.5	57.4	39.8	16.5	Tonalite	石英閃緑岩
CALE	139.7	140.7	88.1	40.3	10.8	Meta-Andesite Breccia	変成安山岩 角礫岩
UNIO	165.6	148.3	128.2	44.1	20.8	Meta-Andesite Breccia	変成安山岩 角礫岩
AZIH	98.6	154.1	100.5	69.3	18.8	Tonalite	石英閃緑岩
PAPN	153.1	110.1	83.3	130.0	64.4	Leucocratic Dykes Intruding Altered Granodiorite	変成花崗閃緑岩
SUCH	97.6	77.5	48.8	173.9	106.3	Granodiorite	花崗閃緑岩
ATYC	52.6	59.3	60.3	194.8	126.6	Granodiorite	花崗閃緑岩
PARS	119.6	89.0	70.8	209.6	139.7	Diorite	閃緑岩
CAYA	41.2	49.8	23.0	219.9	150.5	Alluvium (Sand)	沖積層
COYC	40.2	33.5	18.2	241.4	171.5	Gneiss	片麻岩
VNTA	19.1	22.0	16.3	269.3	198.7	Granitic Gneiss	花崗岩質片麻岩
OCTT	47.9	53.6	20.1	284.9	209.6	Quartz Monzonite	石英モンゾナイト
CPDR	24.9	16.3	13.4	295.1	223.9	Gneiss	片麻岩

■ : 震源域直上の観測点

<1985年メキシコ地震の震源モデルと観測点との関係>

震源域直上の地震動に関する知見

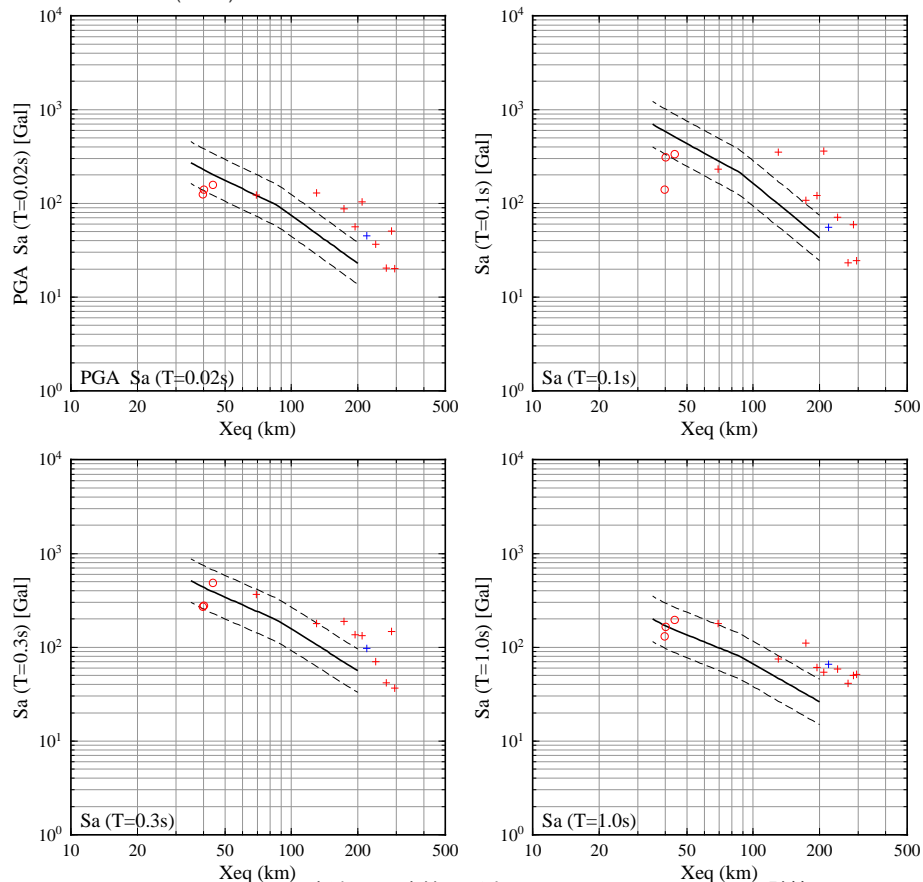
(震源域直上の観測記録の特徴及び予測手法との関係 (1985年メキシコ地震))

<Noda et al.(2002)の方法による応答スペクトル>

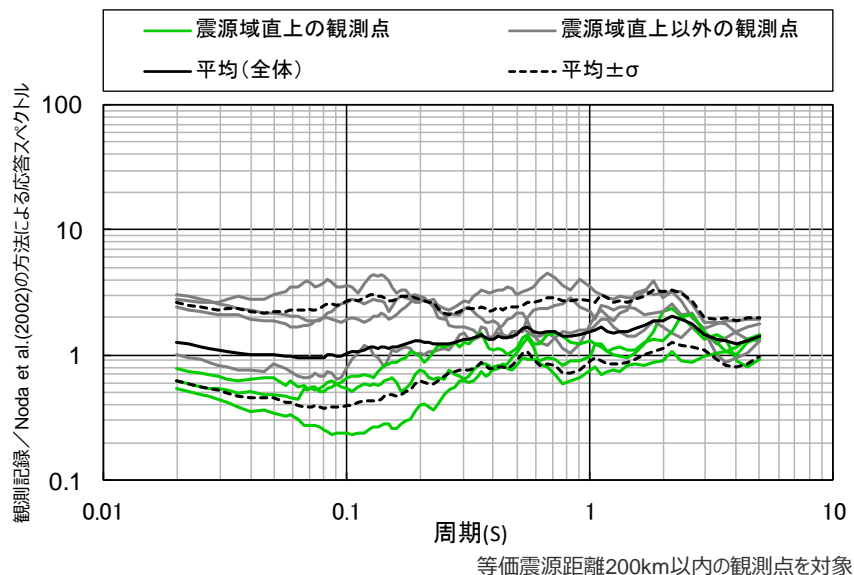
- 1985年メキシコ地震の距離減衰特性について、震源域直上の観測点を含めて、特異な傾向は見られない。
- 観測記録とNoda et al.(2002)の方法による応答スペクトルとの比によると、震源域直上の観測点では平均よりもやや小さい傾向が見られる。

- 花崗岩、閃緑岩、変成安山岩等の観測点 (震源域直上) ○ 沖積層の観測点 (震源域直上)
- + 花崗岩、閃緑岩、変成安山岩等の観測点 (震源域直上以外) + 沖積層の観測点 (震源域直上以外)

--- Noda et al.(2002)



・Noda et al.(2002)の方法による応答スペクトルはMj7.8、Vs2,200m/sとして計算



<1985年メキシコ地震の観測記録と
Noda et al.(2002)の方法による応答スペクトルとの比>

<1985年メキシコ地震の距離減衰特性 (等価震源距離) >

震源域直上の地震動に関する知見

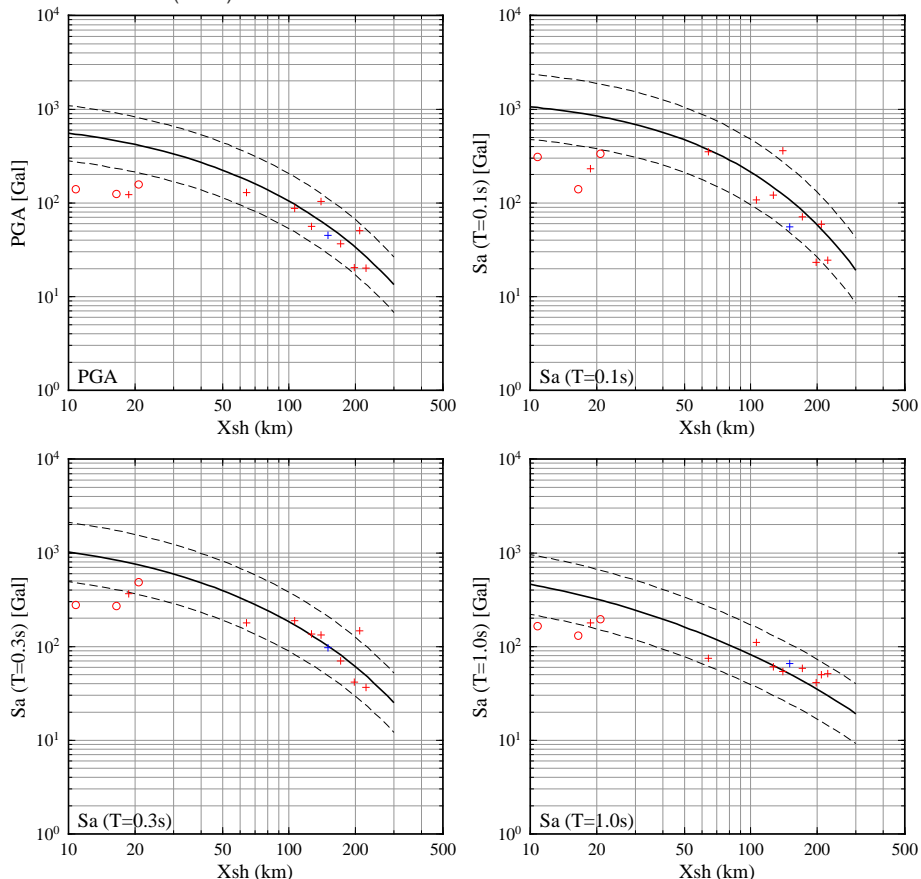
(震源域直上の観測記録の特徴及び予測手法との関係 (1985年メキシコ地震))

<Zhao et al.(2006)の方法による応答スペクトル>

- 1985年メキシコ地震の距離減衰特性について、震源域直上の観測点を含めて、特異な傾向は見られない。
- 観測記録とZhao et al.(2006)の方法による応答スペクトルとの比によると、震源域直上の観測点では平均よりもやや小さい傾向が見られる。

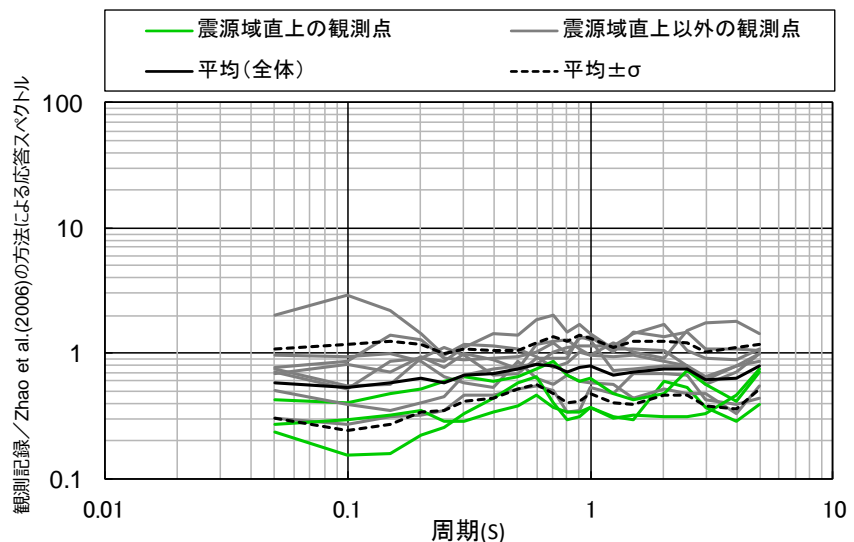
- 花崗岩、閃緑岩、変成安山岩等の観測点 (震源域直上)
- 沖積層の観測点 (震源域直上)
- + 花崗岩、閃緑岩、変成安山岩等の観測点 (震源域直上以外)
- + 沖積層の観測点 (震源域直上以外)

--- Zhao et al.(2006)



・Zhao et al.(2006)の方法による応答スペクトルは、 $M_w 8.0$, $h=27\text{km}$, 地盤条件SC1として計算

<1985年メキシコ地震の距離減衰特性 (断層最短距離)>



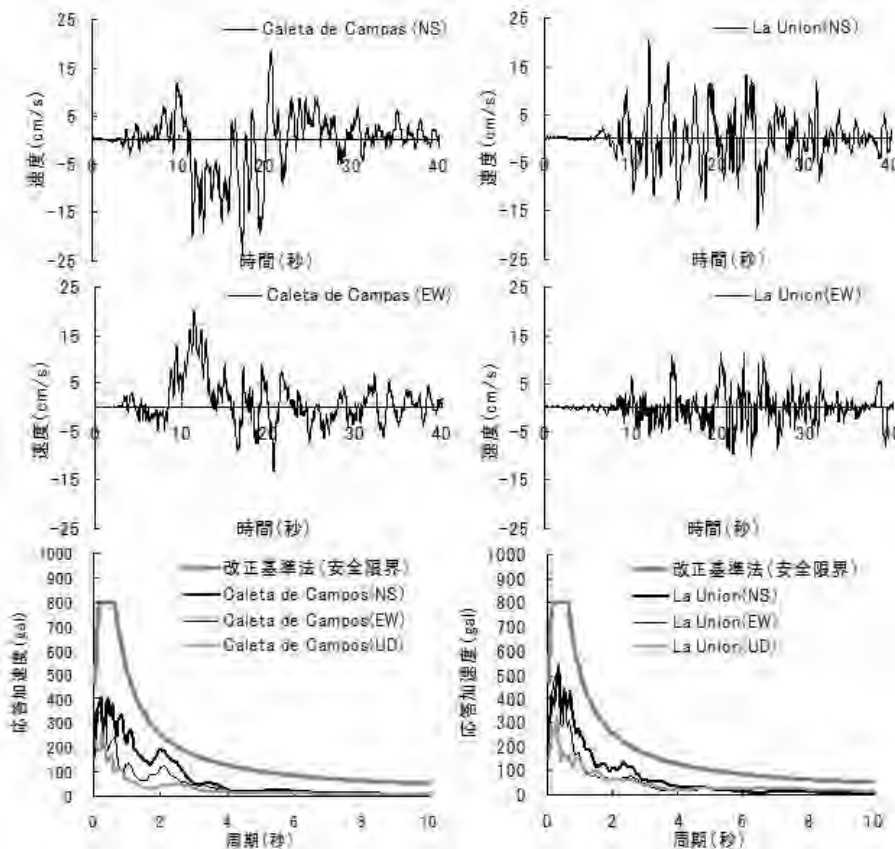
断層最短距離200km以内の観測点を対象

<1985年メキシコ地震の観測記録と Zhao et al.(2006)の方法による応答スペクトルとの比>

震源域直上の地震動に関する知見

(震源域直上の観測記録の特徴及び予測手法との関係 (1985年メキシコ地震))

- 久田(2001)によれば、震源断層の直上に観測点がある場合でも、断層面が10~20km以上深ければ観測される波形は directivity効果が弱くランダム波とみなせ、短周期の卓越する波形となるとしている。
- また、海岸線沿いの各観測点は断層面までの深さが20km以上あり、破壊伝播が遠ざかるbackward側 (Caleta de Campos) だけでなく、近づくforward側 (La Union) においても短周期成分の卓越するほぼランダムな波形となるとしている。



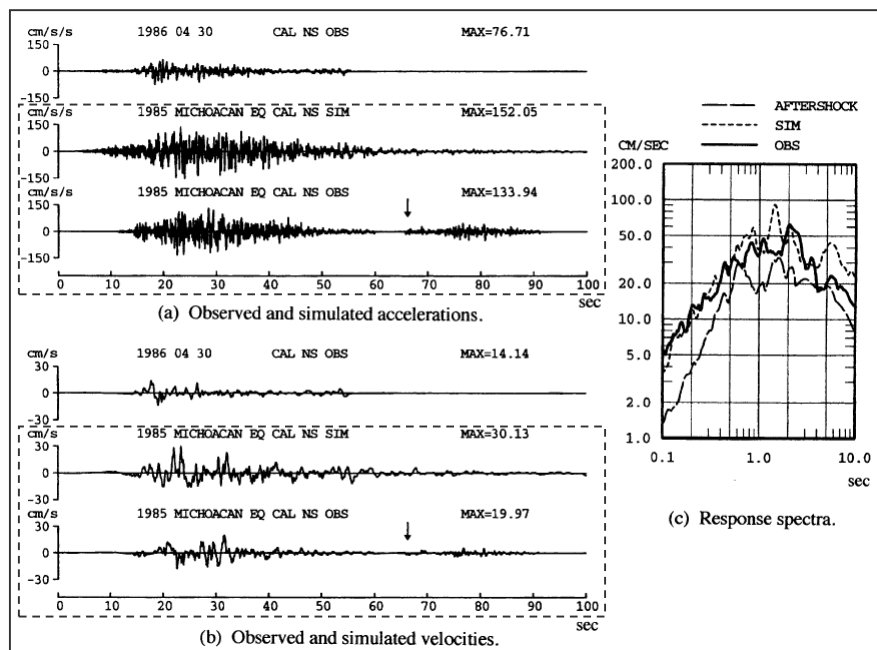
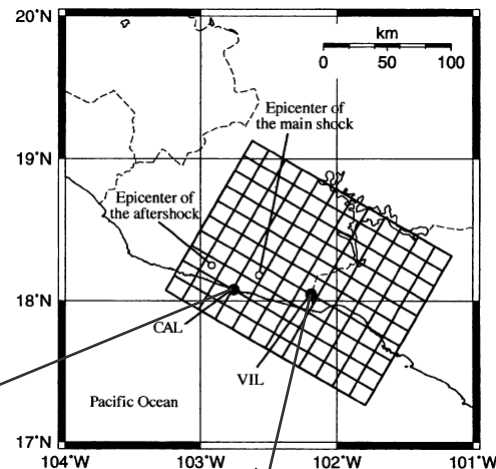
<1985年メキシコ (Michoacan) 地震の震源断層と速度波形、及び応答スペクトル (ランダム位相タイプ) >
(久田(2001)に赤下線を加筆)

震源域直上の地震動に関する知見

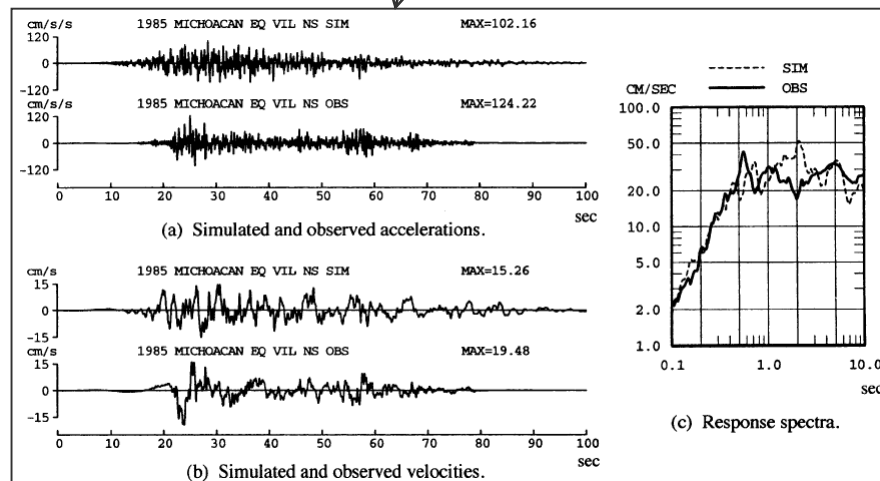
(震源域直上の観測記録の特徴及び予測手法との関係 (1985年メキシコ地震))

<半経験的手法 (断層モデルを用いた手法) >

○1985年メキシコ地震については、半経験的手法 (断層モデルを用いた手法) によるシミュレーションに基づき、観測記録の再現検討が行われており、Dan and Sato(1999)によると、震源域直上の観測点 (CAL観測点、VIL観測点) を含めて、観測記録が再現されている。



(CAL観測点)

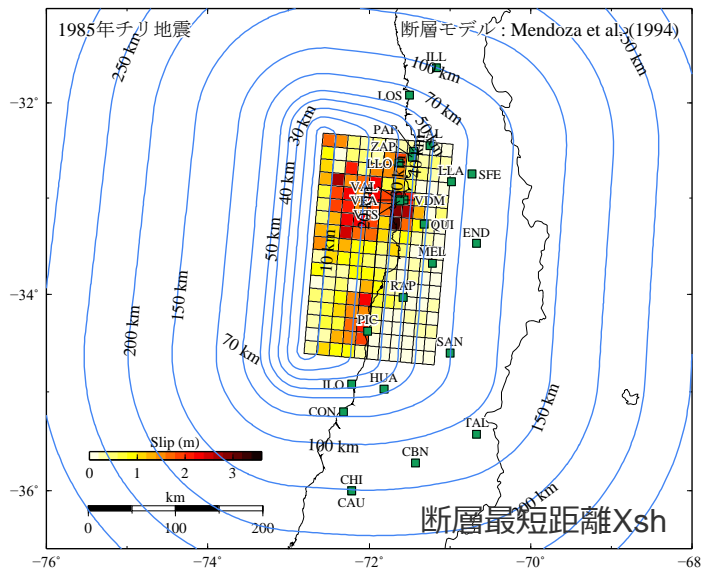
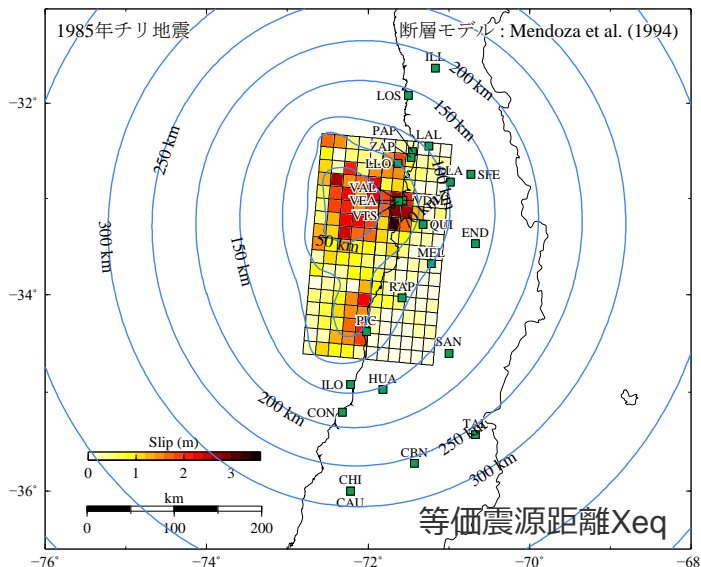


(VIL観測点)

<観測記録とシミュレーション結果>
(Dan and Sato(1999)による)

震源域直上の地震動に関する知見

(震源域直上の観測記録の特徴及び予測手法との関係 (1985年チリ地震))



- 1985年チリ地震 (Mw7.9※) は、震源域直上で観測記録が得られた地震であり、プレート境界面の深度は1985年メキシコ地震に比べてやや深い。
- これらの震源域直上の観測点の地質条件は、多くが沖積層に分類され、1985年メキシコ地震に比べて設置条件は悪く、観測記録の距離減衰特性の検討として、表層地盤の影響を補正することができるZhao et al.(2006)の方法による応答スペクトルとの比較を行う。

<観測点の一覧>

※MwはUSGSによる。

■ : 震源域直上の観測点

観測点	最大加速度(Gal)			Xeq (km)	Xsh (km)	地質条件	
	水平1	水平2	上下				
VAL	162.0	172.4	121.3	56.7	33.1	-	-
VEA	162.7	291.5	-	56.7	33.1	-	-
VTS	209.0	223.0	173.0	57.0	33.7	-	-
VDM	355.7	232.8	169.6	59.4	35.9	Sandstone, volcanic rock	砂岩, 火山岩
LLO	436.9	698.3	848.8	69.8	31.3	Sandstone, volcanic rock	砂岩, 火山岩
PIC	254.0	175.0	119.0	73.7	24.5	Slates, sandstone, limestone	粘板岩, 砂岩, 石灰岩
QUI	232.0	255.0	181.0	75.6	48.7	-	-
ZAP	265.0	299.0	190.0	82.0	38.4	Granite	花崗岩
PAP	226.4	-	193.1	87.3	39.1	Granite	花崗岩
RAP	219.0	87.6	61.3	93.8	40.2	Marine & Continental Sediments	海成, 陸成堆積物
MEL	673.0	518.0	250.0	99.6	55.2	Granitic Rock	花崗岩質岩石
LAL	130.7	173.6	-	104.4	48.1	Alluvium	沖積層
LLA	345.5	465.3	222.8	105.1	62.4	Soft alluvium	軟弱な沖積層
SFE	303.5	425.1	200.6	129.4	73.6	Alluvium	沖積層
END	124.0	120.0	94.6	133.0	79.8	Firm Gravel	締まった砂利
ILO	221.0	273.0	85.3	136.1	36.7	Sandstone, alluvium	砂岩, 沖積層
LOS	24.5	33.9	19.8	142.5	62.8	Sedimentary Rocks	堆積岩
HUA	170.0	130.0	83.0	153.8	46.6	Alluvium	沖積層
SAN	285.0	333.0	119.0	167.2	69.6	Alluvium	沖積層
CON	128.0	78.5	38.9	178.8	64.7	-	-
ILL	115.1	89.6	51.7	186.2	99.8	Soft alluvium	軟弱な沖積層
CBN	47.7	44.1	29.6	257.7	124.9	-	-
TAL	167.9	164.0	64.8	258.9	116.1	-	-
CHI	53.8	61.0	35.1	281.5	151.2	Alluvium	沖積層
CAU	84.3	111.0	41.2	281.5	151.2	-	-

<1985年チリ地震の震源モデルと観測点との関係>

震源域直上の地震動に関する知見

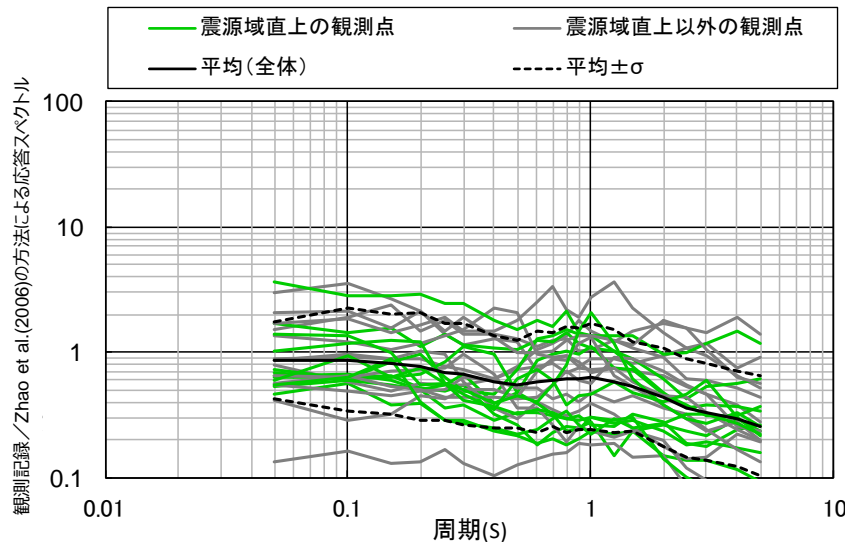
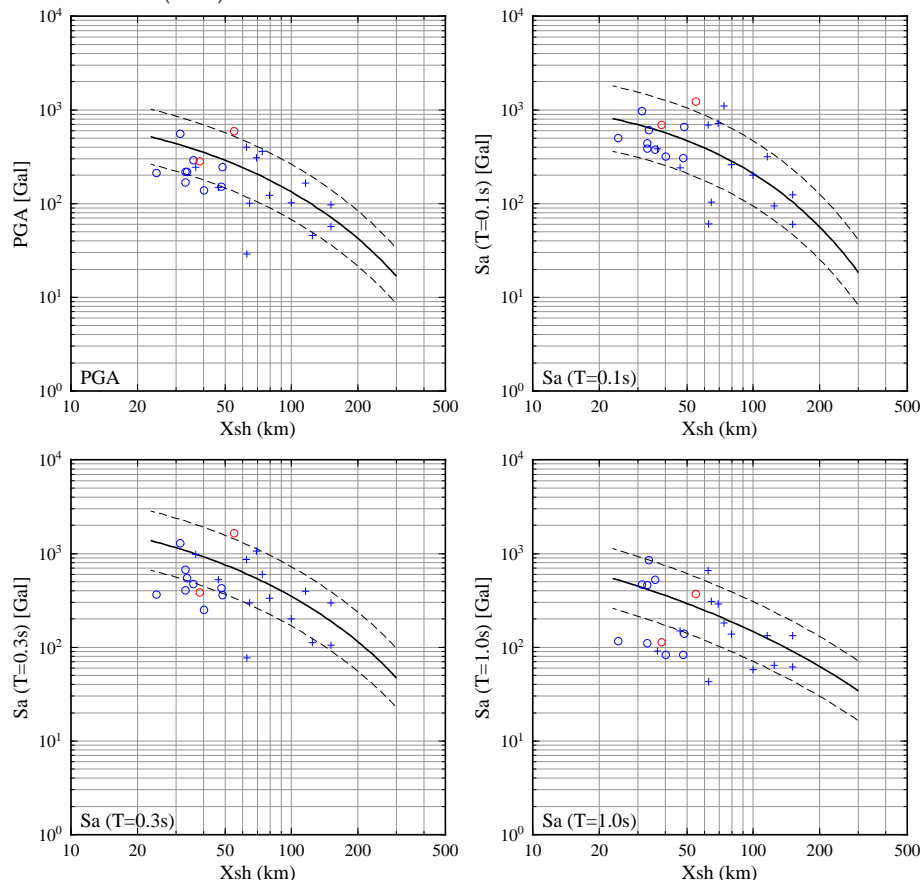
(震源域直上の観測記録の特徴及び予測手法との関係 (1985年チリ地震))

<Zhao et al.(2006)の方法による応答スペクトル>

○ 1985年チリ地震の距離減衰特性について、設置条件の影響等によりばらつきは大きいものの、震源域直上の観測点を含めて特異な傾向は見られず、観測記録とZhao et al.(2006)の方法による応答スペクトルとの比においても、震源域直上の観測点で特異な傾向は見られない。

- 花崗岩、花崗岩質岩石の観測点 (震源域直上)
- 沖積層、砂岩等の観測点 (震源域直上)
- + 花崗岩、花崗岩質岩石の観測点 (震源域直上以外)
- + 沖積層、砂岩等の観測点 (震源域直上以外)

--- Zhao et al.(2006)



断層最短距離200km以内の観測点を対象

<1985年チリ地震の観測記録と
Zhao et al.(2006)の方法による応答スペクトルとの比>

・Zhao et al.(2006)の方法による応答スペクトルは、Mw7.9, h=33km, 地盤条件SC3として計算

<1985年チリ地震の距離減衰特性 (断層最短距離Xsh) >

震源域直上の地震動に関する知見

(震源域直上の観測記録の特徴及び予測手法との関係 (2010年チリ地震))

- 2010年チリ地震 (Mw8.8※) は、震源域直上で観測記録が得られた地震であり、1985年チリ地震 (Mw7.9※) に比べ、大きな断層で発生し、地震規模が大きい。
- これらの震源域直上の観測点の地質条件は、1985年チリ地震と同様、多くが沖積層に分類され、観測記録の距離減衰特性の検討として、表層地盤の影響を補正することができるZhao et al.(2006)の方法による応答スペクトルとの比較を行う。
- その際には、2010年チリ地震のMw8.8は Zhao et al.(2006)の方法の適用範囲外であるため、参考として、適用範囲内の最大規模Mw8.3を用いる。

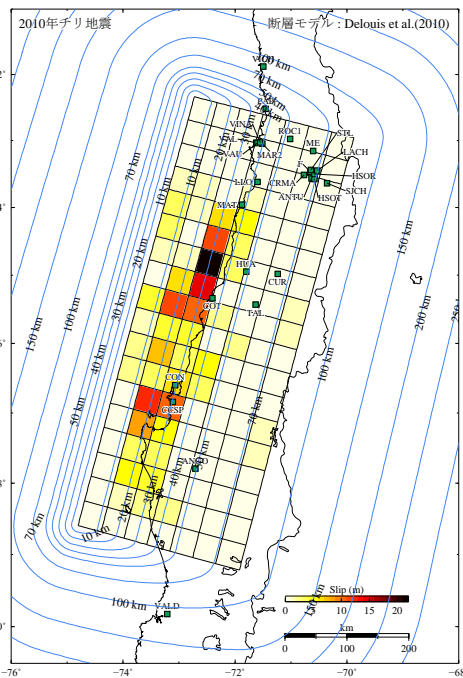
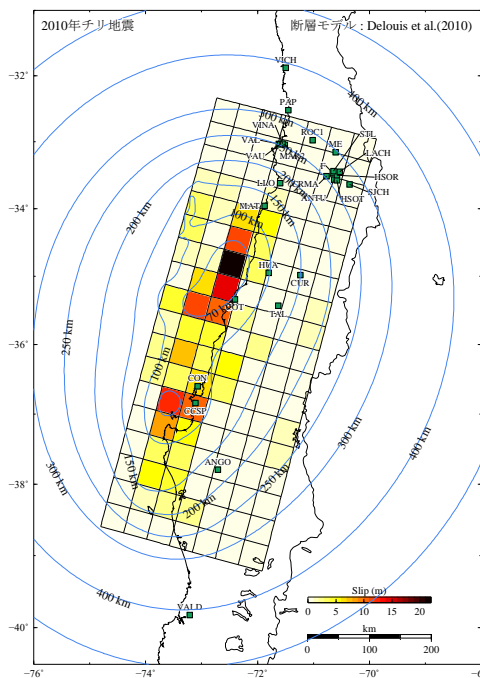
※MwはUSGSによる。

等価震源距離Xeq

断層最短距離Xsh

<観測点の一覧>

■ : 震源域直上の観測点



観測点	最大加速度(Gal)			Xeq (km)	Xsh (km)	地質条件
	水平1	水平2	上下			
COT	527.3	613.8	345.8	72.7	36.1	Silt
CCSP	638.3	593.7	571.4	82.7	30.5	Sand and gravel
CON	393.2	280.5	359.5	87.8	29.4	-
HUA	374.7	442.8	370.5	98.5	48.9	Alluvium. Dense Gravel
TAL	462.3	407.5	213.6	127.9	57.6	Alluvium. Dense Gravel
MAT	337.5	280.9	234.6	128.9	38.3	Sand
CUR	465.5	405.6	191.4	149.7	64.3	Alluvial deposit
ANGO	916.6	683.7	281.4	177.4	49.5	Pyroclastic flow deposit
LLO	319	546.6	661.4	182.5	42.4	Sandstone and volcanic rock. Dense sand
VAL	216.3	262.1	141.1	251.6	37	Fill. Soil. Artificial fill
VAU	129	295.4	69	251.9	37.7	Volcanic rock. Rock
CRMA	549.5	478.6	236.5	253.2	64	Pumicite
Mar2	345.2	331.5	256.1	254.2	39.7	Silty sand with poorly graded gravel
VINA	214.4	324.6	179.6	254.9	38.6	Alluvium and sand. Sand
ANTU	224.3	265.2	163.6	259.8	67.9	Gravel
HSOT	260.3	262.8	128.5	263.4	69.4	Gravel and alluvium
F	210.6	302.2	172.4	266.4	66.4	Gravel
STL	238.8	331.8	235.8	269.4	66.4	Intrusive rock
HSOR	292.4	287	273.2	269.5	68.7	Clay and Gravel
LACH	302.1	226.2	159.7	277.4	69.6	Alluvium and gravel
SJCH	461	471.4	240.1	277.8	76.3	Gravel
ROC1	184	130.7	104.6	287.8	52.3	Intrusive rock
ME	182.1	130.4	99.5	297.1	64.9	-
PAP	291.2	408.6	153.5	318.1	38.6	Granite. Weathered rock
VICH	32.3	25.4	20.9	390.8	83.5	-
VALD	89.6	132.3	51	409.4	109.2	Silty clay

<2010年チリ地震の震源モデルと観測点との関係>

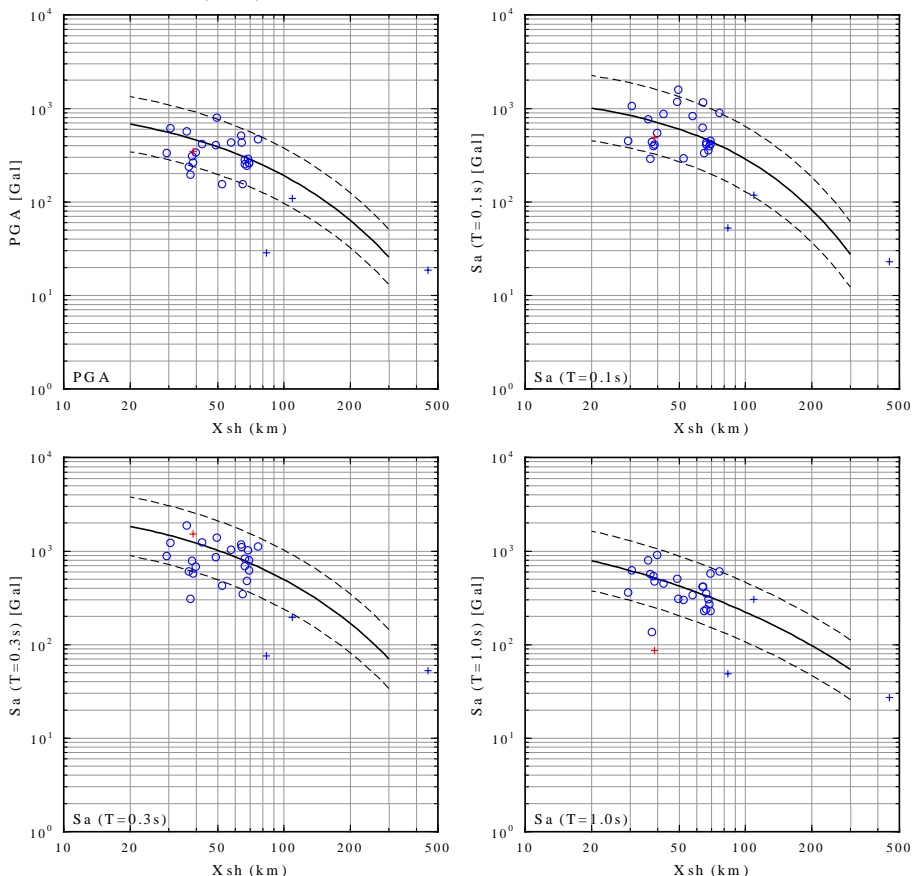
震源域直上の地震動に関する知見

(震源域直上の観測記録の特徴及び予測手法との関係 (2010年チリ地震))

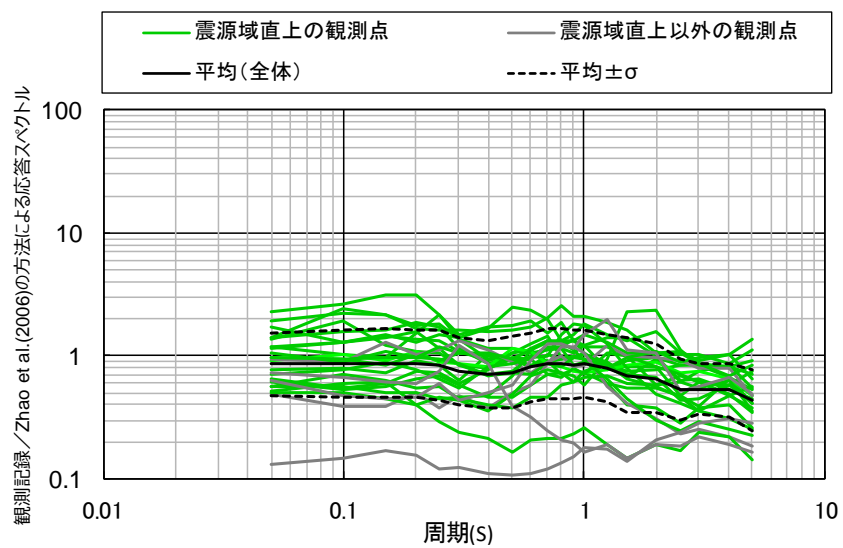
<Zhao et al.(2006)の方法による応答スペクトル>

○ 2010年チリ地震の距離減衰特性について、設置条件の影響等によりばらつきは大きいものの、震源域直上の観測点を含めて特異な傾向は見られず、観測記録とZhao et al.(2006)の方法による応答スペクトルとの比においても、震源域直上の観測点で特異な傾向は見られない。

- 花崗岩類の観測点 (震源域直上)
 - それ以外、または不明の観測点 (震源域直上)
 - + 花崗岩類の観測点 (震源域直上以外)
 - + それ以外、または不明の観測点 (震源域直上以外)
- Zhao et al.(2006)



○ 以上の検討によると、震源域直上の観測記録に特異な傾向は見られず、既往の予測手法（経験的手法や半経験的手法）を用いて地震動評価を行うことができることを確認。



断層最短距離200km以内の観測点を対象

<2010年チリ地震の観測記録と
Zhao et al.(2006)の方法による応答スペクトルとの比>

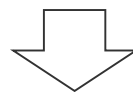
・Zhao et al.(2006)の方法による応答スペクトルは、Mw8.3, h=35km, 地盤条件SC3として計算
<2010年チリ地震の距離減衰特性 (断層最短距離Xsh) >

震源域直上の地震動に関する知見

(震源域直上の震度データを用いた震源モデルの検討 (概要))

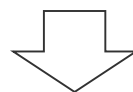
<震度データの類似性>

- 中央防災会議(2003b)によると、南海トラフの歴史地震の震源域や規模はそれぞれ異なり多様性があるが、これらの震度分布には震源域直上を含めて、類似性が確認されている。



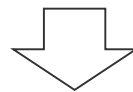
<震度データに基づく短周期地震波発生域の類似性>

- 南海トラフの歴史地震において、震度データに基づき短周期地震波発生域が推定されており、それぞれの歴史地震の短周期地震波発生域は、概ね類似した場所に見られる。



<震度データに基づく南海トラフの地震の震源モデル>

- 中央防災会議(2001b,2003b)では、短周期地震波発生域との相関がある震度データ（震源域直上を含む）を用いて、既往の予測手法によって南海トラフの歴史地震の震度分布を概ね再現した震源モデルが構築されている。



<プレート間地震の地震動評価への反映>

- 中央防災会議(2001b,2003b)によって、震源域直上を含む震度データに基づき構築された震源モデルを踏まえて、敷地におけるプレート間地震の地震動評価を実施。

震源域直上の地震動に関する知見

(震源域直上の震度データを用いた震源モデルの検討 (震度データの類似性))

<震度データの類似性>

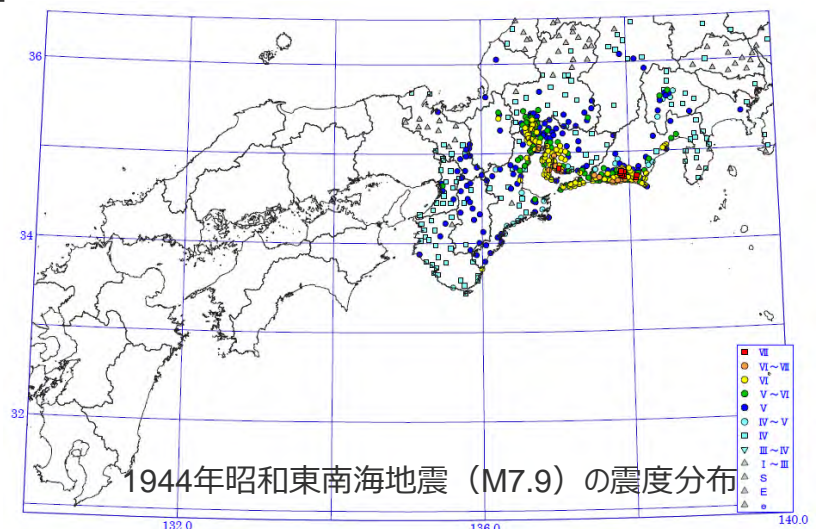
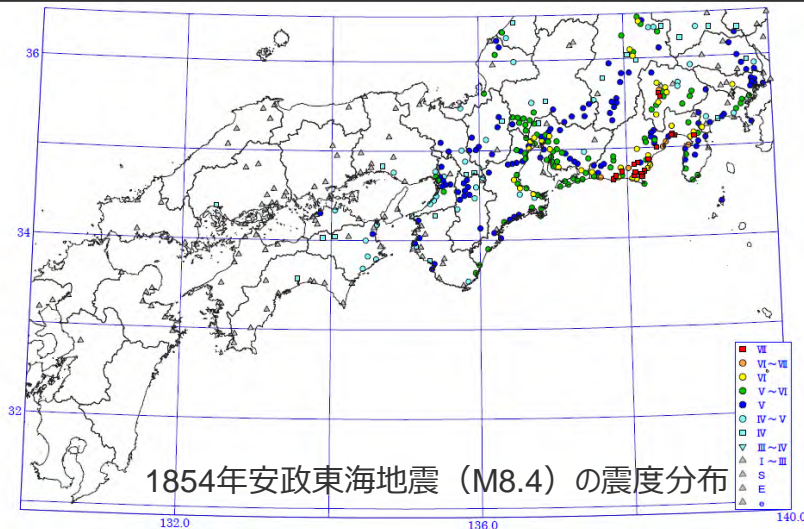
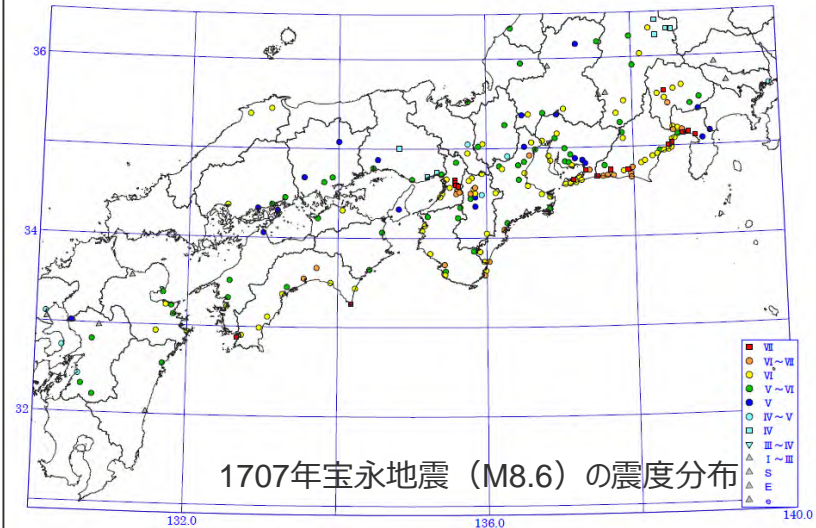
○中央防災会議(2003b)によると、南海トラフの歴史地震の震源域や規模はそれぞれ異なり多様性があるが、これらの震度分布(宝永地震、安政東海地震、昭和東南海地震など)には、震源域直上を含めて、以下に示す類似性が見られるとしている。

(宝永地震と安政東海地震)

- ・紀伊半島東側より以東の震度分布は類似している。

(昭和東南海地震)

- ・昭和東南海地震は、安政東海地震に比べ規模の小さな地震であるが、震度6以上の地域は、宝永地震及び安政東海地震の静岡県中部以西の震度6の地域と類似している。



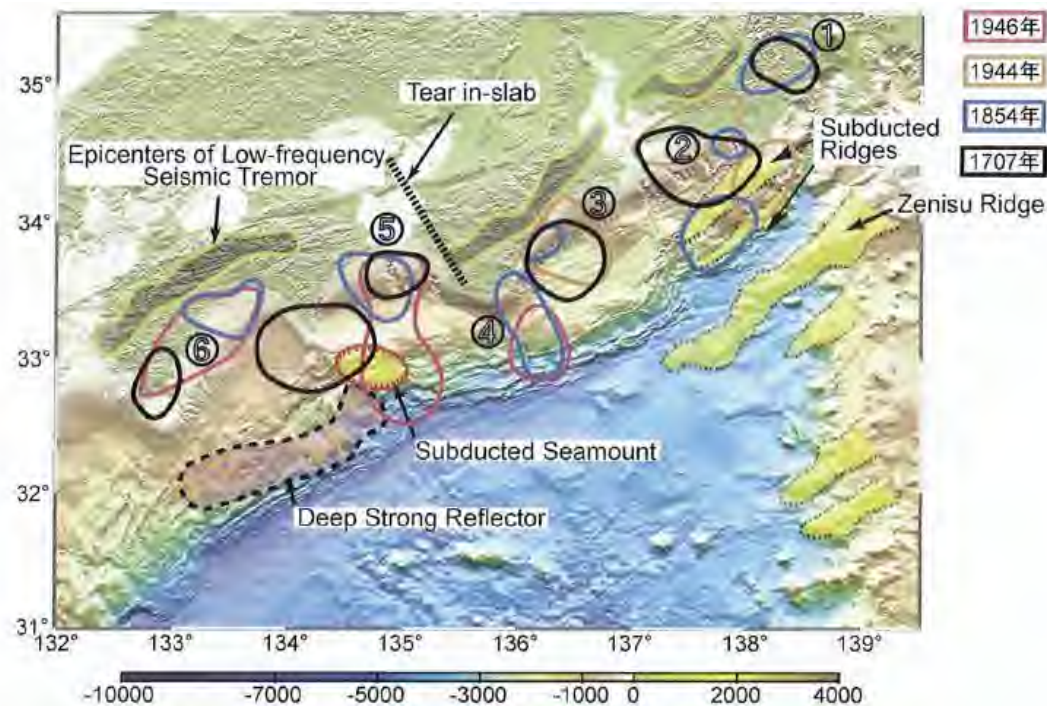
<南海トラフの歴史地震の震度分布>
(中央防災会議(2003b)による)

震源域直上の地震動に関する知見

(震源域直上の震度データを用いた震源モデルの検討 (短周期地震波発生域の類似性))

<震度データに基づく短周期地震波発生域の類似性>

- 神田・他(2004)、武村・神田(2006)では、震度データのインバージョン解析手法を用いて、歴史地震の短周期地震波発生域を評価しており、南海トラフではほぼ毎回、同じような破壊パターンで同じアスペリティが破壊し、その結果、ほぼ同じ場所に短周期地震波発生域が形成されていることが分かってきたとしている。
- したがって、短周期地震波発生域は震度データに基づき評価することが可能であり、震度データの類似性に伴い、短周期地震波発生域にも類似性があると考えられている。



<歴史地震の短周期地震波発生域>
(神田・他(2004)による)

震源域直上の地震動に関する知見

（震源域直上の震度データを用いた震源モデルの検討（南海トラフ地震の震源モデルとその反映））

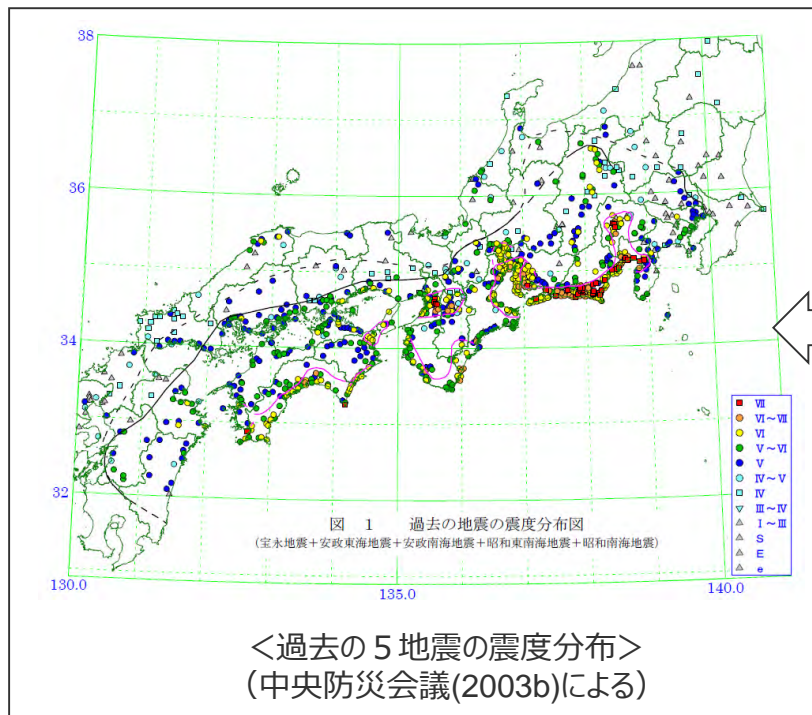
＜震度データに基づく南海トラフの地震の震源モデル＞

- 中央防災会議(2001b,2003b)では、前述のとおり、短周期地震波発生域との相関がある震度データ（震源域直上を含む）を用いて、既往の予測手法によって南海トラフの歴史地震の震度分布を概ね再現した震源モデルが構築されている。



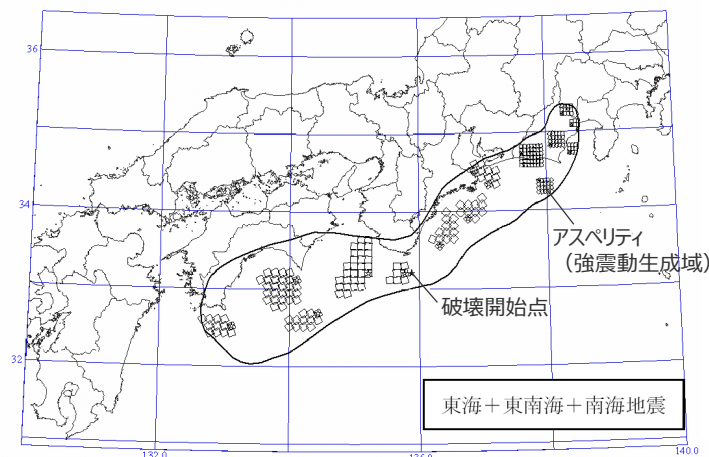
＜プレート間地震の地震動評価への反映＞

- このように震源域直上を含む震度データに基づき構築された震源モデルを踏まえて、敷地におけるプレート間地震の地震動評価を実施。

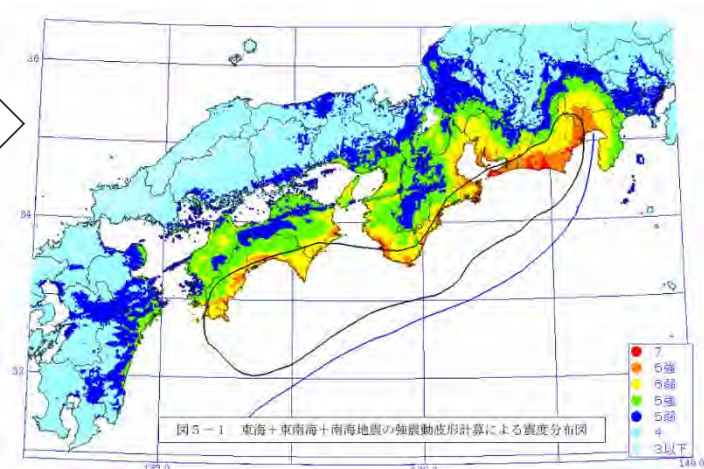


＜過去の5地震の震度分布＞
(中央防災会議(2003b)による)

強震動の計算結果が歴史地震の震度分布を概ね再現できるような震源モデルが構築されている



＜想定東海・東南海・南海地震の強震断層モデル＞
(中央防災会議(2003b)に図の説明（アスペリティ（強震動生成域）、破壊開始点）を加筆）



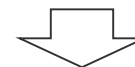
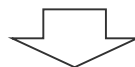
＜強震動の計算結果による震度分布＞
(中央防災会議(2003b)による)

震源域直上の地震動に関する知見

(まとめ)

<南海トラフのプレート間地震の特徴>

- 南海トラフのプレート間地震において、震源域は陸側に広がっており、浜岡原子力発電所等の評価地点は震源域の直上に位置する。

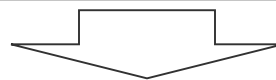


<震源域直上の観測記録の特徴及び予測手法との関係>

- 1985年メキシコ地震、1985年チリ地震及び2010年チリ地震の観測記録の分析によると、震源域直上の観測記録に特異な傾向は見られず、既往の予測手法（経験的手法や半経験的手法）を用いて地震動評価を行うことができる。

<震源域直上の震度データを用いた震源モデルの構築>

- 南海トラフのプレート間地震において、歴史地震の震度データは震源域直上を含めて類似性が確認され、短周期地震波発生域との相関も認められており、この震度データを用いて、中央防災会議(2001b,2003b)では、既往の予測手法によって震度分布を概ね再現した震源モデルが構築されている。
- このように構築された震源モデルを踏まえて、敷地におけるプレート間地震の地震動評価を実施。



- 震源域直上を含む震度データに基づき構築された震源モデル（中央防災会議モデル（既往地震））を踏まえ、「地震動評価」において既往の予測手法（Noda et al.(2002)の方法、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）を用いた地震動評価を行う。

補足説明資料③-10

プレート間地震の検討用地震（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の選定（補足）

概要

敷地周辺で震度5弱（震度V）程度以上となった被害地震（プレート間地震）

南海トラフで発生した地震

相模トラフで発生した地震



相模トラフで発生した地震は敷地からの距離が遠いことから、その影響については、敷地からの距離が近く、敷地への影響がより大きい**南海トラフで発生した地震**で代表。



南海トラフで発生する地震

想定東海地震（Mw8.0）、想定東海・東南海地震（Mw8.3）、想定東海・東南海・南海地震（Mw8.7）

- 中央防災会議「東海地震に関する専門調査会」(2001)及び「東南海、南海地震等に関する専門調査会」(2003)
：南海トラフで発生した1707年宝永地震（M8.6）、1854年安政東海地震（M8.4）及び1944年東南海地震（M7.9）等の過去の地震時の被害実態との比較検討等を踏まえ、強震断層モデルを設定（中央防災会議モデル（既往地震））。

南海トラフで想定される最大クラスの地震（Mw9.0）

- 内閣府「南海トラフの巨大地震モデル検討会」(2012)
：「あらゆる可能性を考慮した最大クラスの巨大な地震・津波を検討していくべきである」との考え方にに基づき、南海トラフで想定される最大クラスの地震として強震断層モデル（Mw9.0）を設定（内閣府モデル（最大クラスの地震））。
- 内閣府「南海トラフの巨大地震モデル検討会」(2015)
：長周期地震動（周期2～10秒程度）を推計するため、内閣府(2012)と同じ考え方にに基づき、南海トラフで想定される最大クラスの地震の長周期地震断層モデルを設定（内閣府モデル（最大クラスの長周期地震））。



- ①内閣府モデル（最大クラスの地震）と中央防災会議モデル（既往地震）の比較（p.185～）
- ②内閣府モデル（最大クラスの地震）と内閣府モデル（最大クラスの長周期地震）の比較（p.189～）



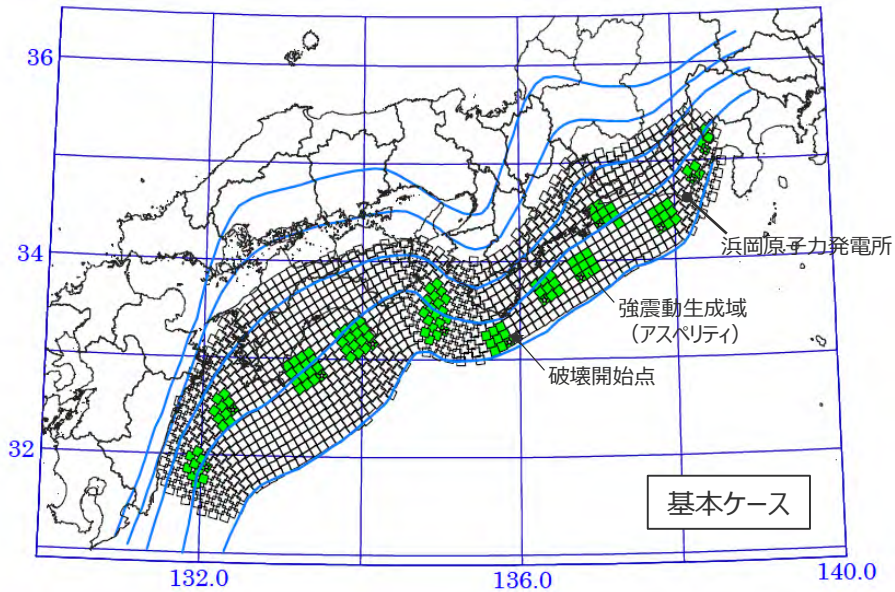
敷地への影響が大きい**内閣府(2012)による南海トラフで想定される最大クラスの地震（Mw9.0、内閣府モデル（最大クラスの地震））**を検討用地震（地震動の顕著な増幅を考慮しない）として選定。

<補足説明資料③-10 プレート間地震の検討用地震（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の選定（補足）>

①内閣府モデル（最大クラスの地震）と中央防災会議モデル（既往地震）の比較（概要）

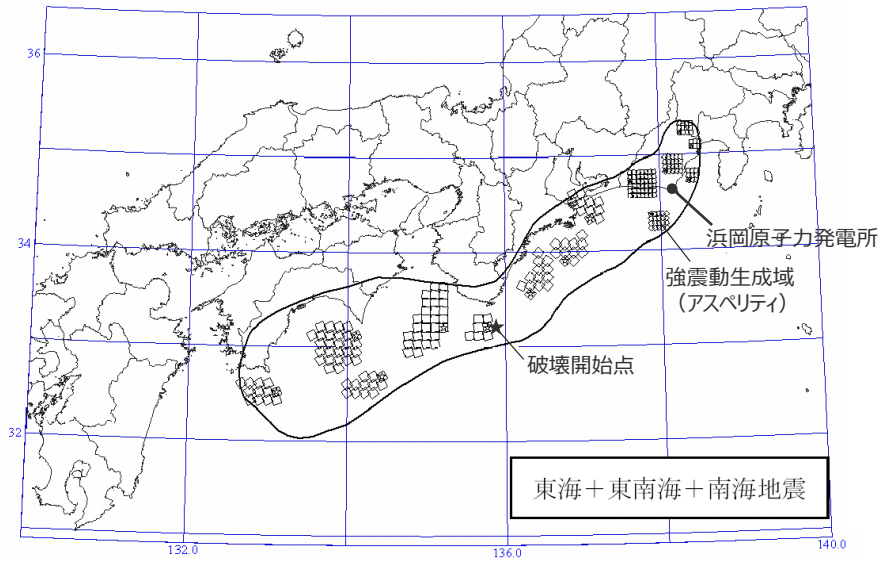
- 内閣府モデル（最大クラスの地震）と中央防災会議モデル（既往地震）について、震源断層パラメータ（震源断層面積、地震規模、強震動生成域の応力降下量、地震モーメントと短周期レベルの関係）の比較を行う。
- また、統計的グリーン関数法による地震動評価を行い、地震動レベルの比較を行う。

面積：約11万km²
 モーメントマグニチュードMw：9.0
 強震動生成域の応力降下量：34～46MPa程度



<内閣府モデル（最大クラスの地震）>
 （内閣府(2012)に敷地位置、図の説明（強震動生成域（アスペリティ）、破壊開始点）を加筆）

面積：約6.1万km²
 モーメントマグニチュードMw：8.7
 強震動生成域の応力降下量：21～25MPa程度



<中央防災会議モデル（既往地震）>
 （中央防災会議(2003b)に敷地位置、図の説明（強震動生成域（アスペリティ）、破壊開始点）を加筆）

<補足説明資料③-10 プレート間地震の検討用地震（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の選定（補足）>

①内閣府モデル（最大クラスの地震）と中央防災会議モデル（既往地震）の比較 （震源断層パラメータ）

○内閣府モデル（最大クラスの地震）は、中央防災会議モデル（既往地震）に比べて、地震規模や強震動生成域の応力降下量が大きい。

震源断層パラメータ	中央防災会議モデル（既往地震） （中央防災会議(2003b)）	内閣府モデル（最大クラスの地震） （内閣府(2012)）
設定方針	歴史地震の震度分布（5地震の包絡形）を概ね再現した強震断層モデル（想定東海・東南海・南海地震）	南海トラフで想定される最大クラスの地震として設定された強震断層モデル
震源断層面積	約6.1万km ²	約11万km ² （深さ方向、南西方向に拡張）
地震規模	Mw8.7	Mw9.0
強震動生成域の応力降下量	21～25MPa程度	34～46MPa程度※
強震動生成域の位置	歴史地震の震度分布（5地震の包絡形）の再現検討を踏まえて設定	中央防災会議モデル（既往地震）の強震動生成域の位置を踏まえて設定

※敷地への影響が大きい強震動生成域の応力降下量は45.4MPa。

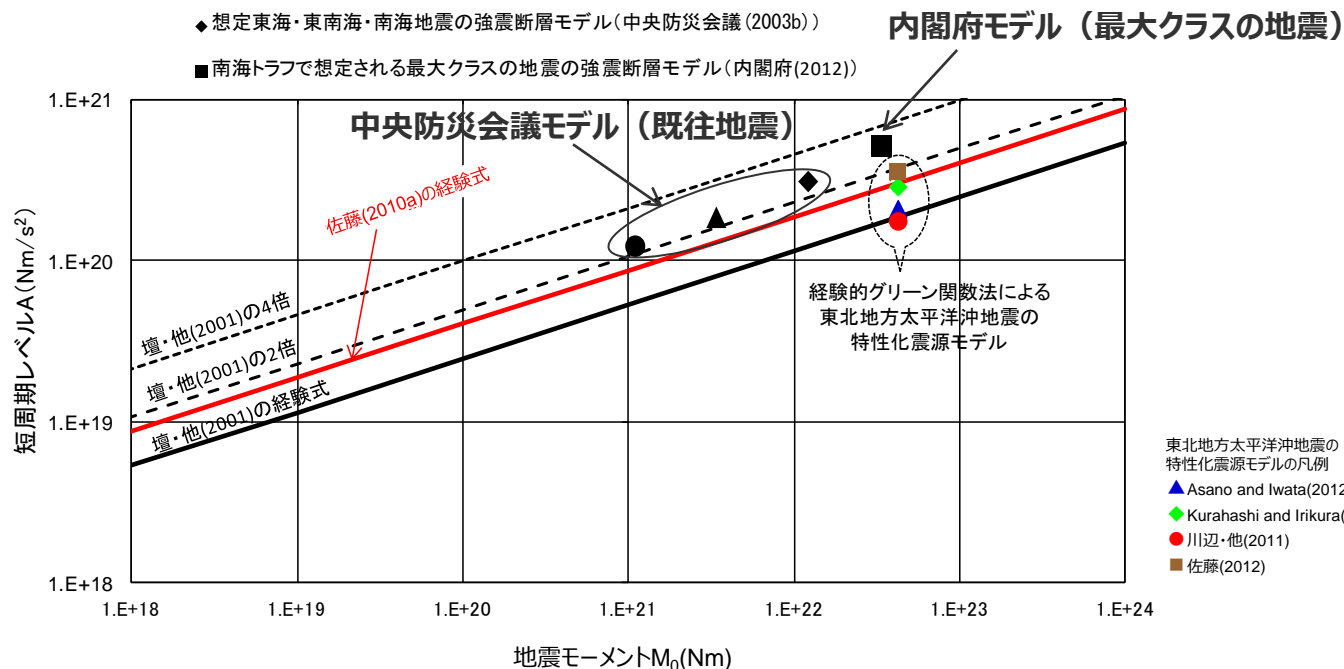
<補足説明資料③-10 プレート間地震の検討用地震（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の選定（補足）>

①内閣府モデル（最大クラスの地震）と中央防災会議モデル（既往地震）の比較 （震源断層パラメータ）

○内閣府モデル（最大クラスの地震）は、強震動生成域の応力降下量が34～46MPa程度であり、中央防災会議モデル（既往地震）の強震動生成域の応力降下量（21～25MPa程度）に比べ大きく、短周期レベルについても大きな設定となっている。

・内閣府モデル（最大クラスの地震）は、強震動生成域の応力降下量が東北地方太平洋沖地震の平均値（24MPa程度）やそれに標準偏差を加えた値（32MPa程度）に比べ、大きな設定となっており（補足説明資料③-09参照）、短周期レベルについても、東北地方太平洋沖地震が壇・他(2001)の経験式による値の1～2倍程度であるのに対し、当該モデルは壇・他(2001)の経験式による値の3倍程度となっている。

- 想定東海地震の強震断層モデル(中央防災会議(2001b))
- ▲ 想定東海・東南海地震の強震断層モデル(中央防災会議(2003b))
- ◆ 想定東海・東南海・南海地震の強震断層モデル(中央防災会議(2003b))
- 南海トラフで想定される最大クラスの地震の強震断層モデル(内閣府(2012))

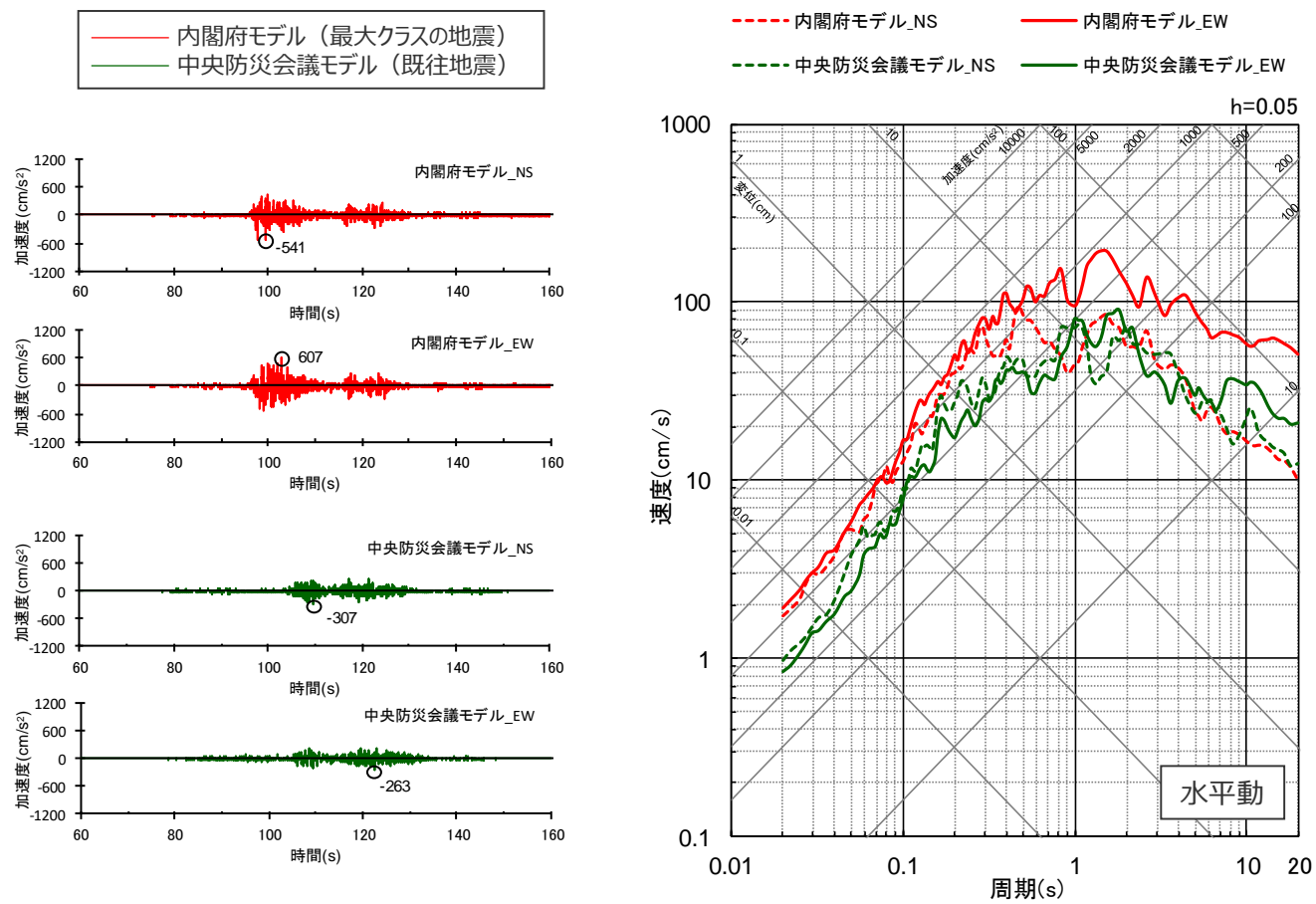


<強震断層モデルのM₀ - A関係の比較>

<補足説明資料③-10 プレート間地震の検討用地震（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の選定（補足）>

①内閣府モデル（最大クラスの地震）と中央防災会議モデル（既往地震）の比較 （地震動評価結果）

○内閣府モデル（最大クラスの地震）及び中央防災会議モデル（既往地震）の地震動評価結果（統計的グリーン関数法）を比較した結果、内閣府モデル（最大クラスの地震）の方が大きいことを確認した。



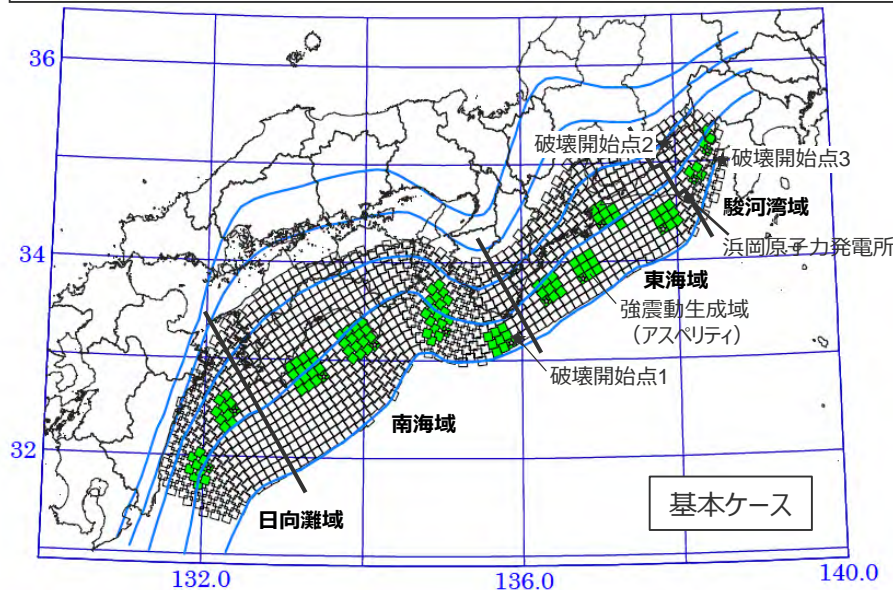
<地震動評価結果の比較（左図：加速度時刻歴波形、右図：応答スペクトル）>

<補足説明資料③-10 プレート間地震の検討用地震（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の選定（補足）>

②内閣府モデル（最大クラスの地震）と内閣府モデル（最大クラスの長周期地震）の比較（概要）

- 内閣府モデル（最大クラスの地震）と内閣府モデル（最大クラスの長周期地震）について、震源断層パラメータの比較を行う。この比較に当たっては、内閣府モデル（最大クラスの長周期地震）は、強震動生成域のみのモデル化がされているため、微視的断層パラメータ（強震動生成域の面積、強震動生成域の地震モーメント、強震動生成域の応力降下量及び短周期レベル）の比較を行うこととし、両モデルの対象領域の違いを踏まえた比較も行う。
- また、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※1による地震動評価を行い、地震動レベルの比較を行う。

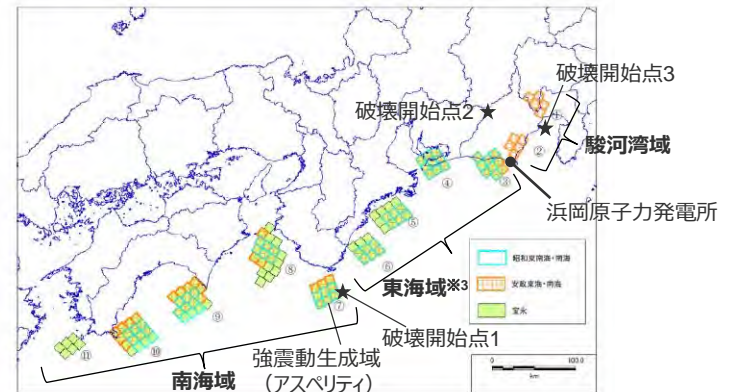
強震動生成域の面積※2：約12,700km²（約10,600km²）
 強震動生成域の地震モーメント※2：7.9×10²¹Nm（7.0×10²¹Nm）
 強震動生成域の応力降下量：34～46MPa程度
 短周期レベル※2：5.08×10²⁰Nm/s²（4.82×10²⁰Nm/s²）



<内閣府モデル（最大クラスの地震）>

（内閣府(2012)に敷地位置、図の説明（強震動生成域（アスペリティ）、破壊開始点、領域の名称）を加筆）

強震動生成域の面積：約11,800km²
 強震動生成域の地震モーメント：5.1×10²¹Nm
 強震動生成域の応力降下量：30MPa
 短周期レベル：3.37×10²⁰Nm/s²



<内閣府モデル（最大クラスの長周期地震）>

（内閣府(2015)に敷地位置、図の説明（強震動生成域（アスペリティ）、破壊開始点、領域の名称）を加筆）

- ※1 内閣府モデル（最大クラスの長周期地震）が、長周期地震動（周期2～10秒程度）を推計するためのモデルであることを踏まえ、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地震動評価を行う。
- ※2 括弧内の値は、駿河湾域、東海、南海域の3領域の震源断層パラメータを表す。
- ※3 内閣府(2015)では、東南海域と記載されているが、本資料では内閣府(2012)と合わせて東海域と記載。

・後述のとおり、内閣府モデル（最大クラスの地震）に破壊開始点を追加（破壊開始点1～3）して基本震源モデルを設定していることから、ここでの地震動評価では破壊開始点1～3を対象とした。

<補足説明資料③-10 プレート間地震の検討用地震（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の選定（補足）>

②内閣府モデル（最大クラスの地震）と内閣府モデル（最大クラスの長周期地震）の比較 （震源断層パラメータ）

- 内閣府モデル（最大クラスの地震）と強震動生成域のみのモデル化である内閣府モデル（最大クラスの長周期地震）について、微視的断層パラメータ（強震動生成域の面積、強震動生成域の地震モーメント、強震動生成域の応力降下量及び短周期レベル）を比較した。
- その際、両モデルの対象領域の違いを踏まえ、内閣府モデル（最大クラスの地震）について、駿河湾域、東海域、南海域及び日向灘域の4領域の震源断層パラメータに加え、駿河湾域、東海域及び南海域の3領域の震源断層パラメータも比較した。
- その結果、長周期の地震動に及ぼす影響が大きい強震動生成域の地震モーメントや、短周期の地震動に及ぼす影響が大きい強震動生成域の応力降下量及び短周期レベルは、内閣府モデル（最大クラスの地震）の方が、内閣府モデル（最大クラスの長周期地震）より大きい。

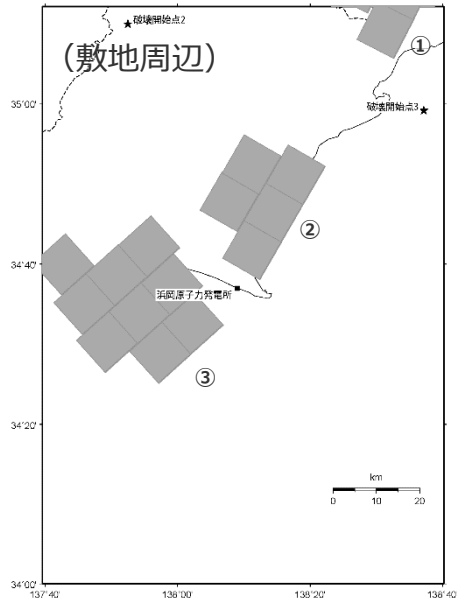
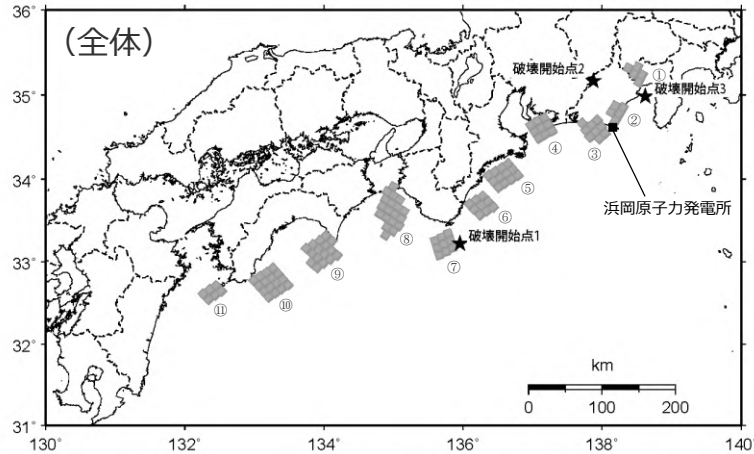
<震源断層パラメータの比較>

震源断層パラメータ	内閣府モデル（最大クラスの地震） （内閣府(2012)） 駿河湾域、東海域、南海域、日向灘域	内閣府モデル（最大クラスの地震） （内閣府(2012)） 駿河湾域、東海域、南海域	内閣府モデル（最大クラスの長周期地震） （内閣府(2015)） 駿河湾域、東海域、南海域
設定方針	南海トラフで想定される最大クラスの地震として設定された強震断層モデル		南海トラフで想定される最大クラスの地震として設定された強震断層モデル
強震動生成域の面積	約12,700km ²	約10,600km ²	約11,800km ²
強震動生成域の地震モーメント	7.9×10 ²¹ Nm	7.0×10 ²¹ Nm	5.1×10 ²¹ Nm
強震動生成域の応力降下量	34～46MPa程度※		30MPa
短周期レベル	5.08×10 ²⁰ Nm/s ²	4.82×10 ²⁰ Nm/s ²	3.37×10 ²⁰ Nm/s ²
強震動生成域の位置	中央防災会議モデル（既往地震）の強震動生成域の位置を踏まえて設定		歴史地震の震度分布（5地震の包絡形）の再現検討を踏まえて設定

※敷地への影響が大きい強震動生成域の応力降下量は45.4MPa。

<補足説明資料③-10 プレート間地震の検討用地震（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の選定（補足）>

②内閣府モデル（最大クラスの地震）と内閣府モデル（最大クラスの長周期地震）の比較
（震源モデル及び震源断層パラメータ（内閣府モデル（最大クラスの長周期地震）））



<内閣府モデル（最大クラスの長周期地震）の震源モデル>

・丸数字はプレート間地震の強震動生成域のNo.を表す。

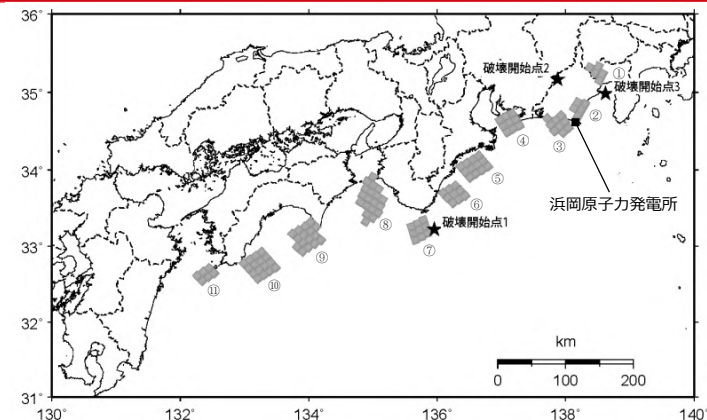
<内閣府モデル（最大クラスの長周期地震）の震源断層パラメータ>

震源断層パラメータ	南海	東南海	駿河湾
面積 (km ²)		6,722	5,077
地震モーメント(Nm)		3.2E+21	1.9E+21
短周期レベル(Nm/s ²)			3.37E+20
SMGA	⑪	⑦	③
面積 (km ²)	608.1	929.2	914.0
地震モーメント(Nm)	1.8E+20	3.5E+20	3.4E+20
Mw	7.4	7.6	7.6
応力パラメータ(MPa)	30.0	30.0	30.0
SMGA		⑧	④
面積 (km ²)	—	1,959.9	913.5
地震モーメント(Nm)	—	1.1E+21	3.4E+20
Mw	—	8.0	7.6
応力パラメータ(MPa)	—	30.0	30.0
SMGA		⑨	⑤
面積 (km ²)	—	1,612.9	1,237.5
地震モーメント(Nm)	—	8.0E+20	5.4E+20
Mw	—	7.9	7.8
応力パラメータ(MPa)	—	30.0	30.0
SMGA		⑩	⑥
面積 (km ²)	—	1,611.5	926.5
地震モーメント(Nm)	—	8.0E+20	3.5E+20
Mw	—	7.9	7.6
応力パラメータ(MPa)	—	30.0	30.0
破壊伝播速度 (km/s)	2.7	2.7	2.7
fmax(Hz)	6.0	6.0	6.0

・ρ、Vs (ρ：密度(2.8g/cm³), Vs：S波速度(3.82km/s)) は内閣府(2012)と同じ。

<補足説明資料③-10 プレート間地震の検討用地震（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の選定（補足）>

②内閣府モデル（最大クラスの地震）と内閣府モデル（最大クラスの長周期地震）の比較 （震源断層パラメータ（内閣府モデル（最大クラスの長周期地震）））



<内閣府モデル（最大クラスの長周期地震）の強震動生成域のパラメータ>

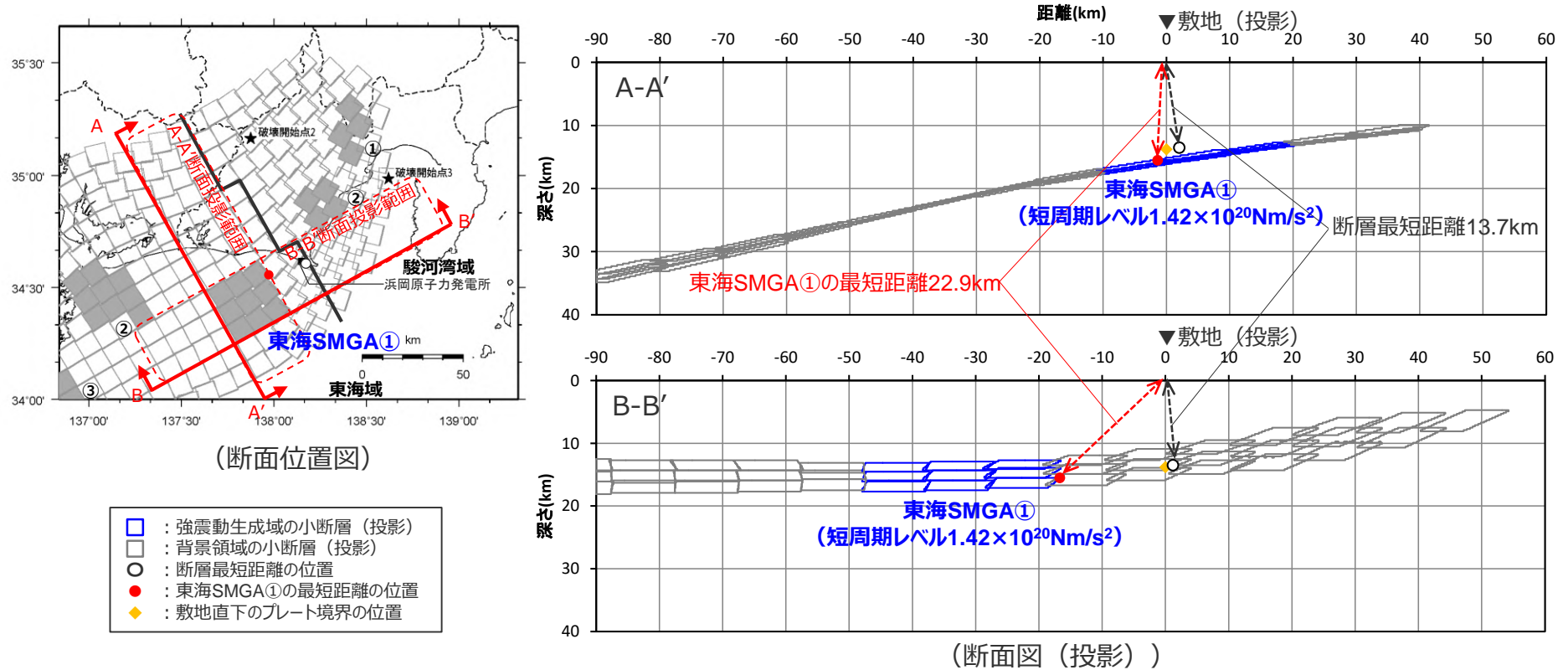
強震動生成域 No.	強震動生成域の 面積 Sa(km ²)	強震動生成域の 応力パラメータ Δσa(MPa)	強震動生成域の 平均すべり量 Da(m)	強震動生成域の 地震モーメント M ₀ a(MPa)	強震動生成域の 短周期レベル Aa(Nm/s ²)	強震動生成域の 最短距離 Xsha(km)
①	569.8	30	7.3	1.7×10 ²⁰	7.41×10 ¹⁹	64.5
②	515.9	30	6.6	1.4×10 ²⁰	7.05×10 ¹⁹	13.9
③	914.0	30	9.1	3.4×10 ²⁰	9.38×10 ¹⁹	16.0
④	913.5	30	9.1	3.4×10 ²⁰	9.38×10 ¹⁹	76.2
⑤	1237.5	30	10.6	5.4×10 ²⁰	1.09×10 ²⁰	135.5
⑥	926.5	30	9.2	3.5×10 ²⁰	9.45×10 ¹⁹	185.1
⑦	929.2	30	9.2	3.5×10 ²⁰	9.46×10 ¹⁹	254.5
⑧	1959.9	30	13.7	1.1×10 ²¹	1.37×10 ²⁰	292.2
⑨	1612.9	30	12.1	8.0×10 ²⁰	1.25×10 ²⁰	396.3
⑩	1611.5	30	12.1	8.0×10 ²⁰	1.25×10 ²⁰	475.4
⑪	608.1	30	7.2	1.8×10 ²⁰	7.65×10 ¹⁹	559.8

・丸数字はプレート間地震の強震動生成域のNo.を表す。

<補足説明資料③-10 プレート間地震の検討用地震（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の選定（補足）>

②内閣府モデル（最大クラスの地震）と内閣府モデル（最大クラスの長周期地震）の比較
 （敷地における地震動に支配的と考えられる強震動生成域の短周期レベルと最短距離）

○内閣府モデル（最大クラスの地震）では、敷地における地震動に支配的な強震動生成域（東海SMGA①（短周期レベル $1.42 \times 10^{20} \text{Nm/s}^2$ ））（後述参照）は、断層最短距離となる位置からやや離れて位置している。



<内閣府モデル（最大クラスの地震）における東海SMGA①と敷地との位置関係>

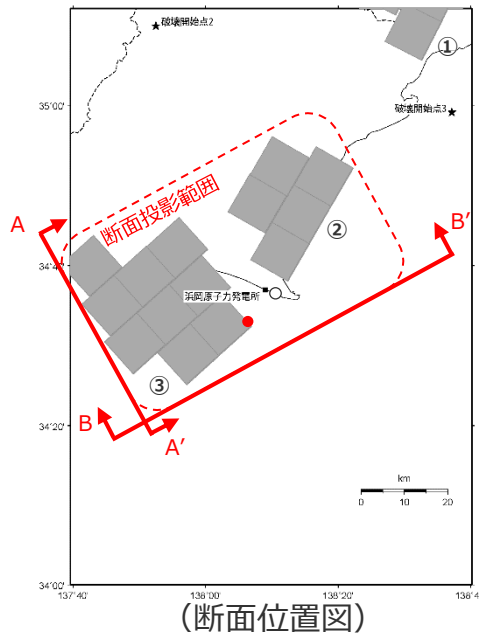
・黒字の丸数字はプレート間地震の強震動生成域のNo.を表す。

<補足説明資料③-10 プレート間地震の検討用地震（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の選定（補足）>

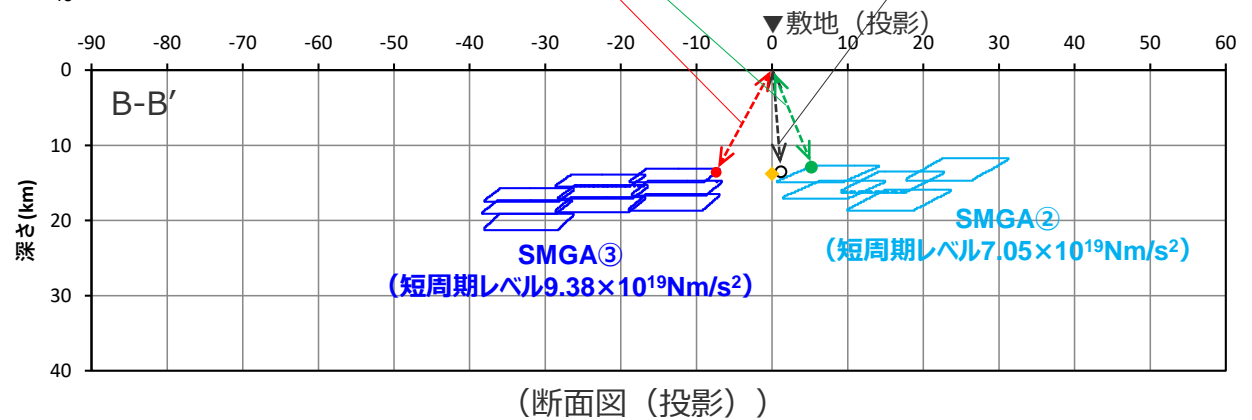
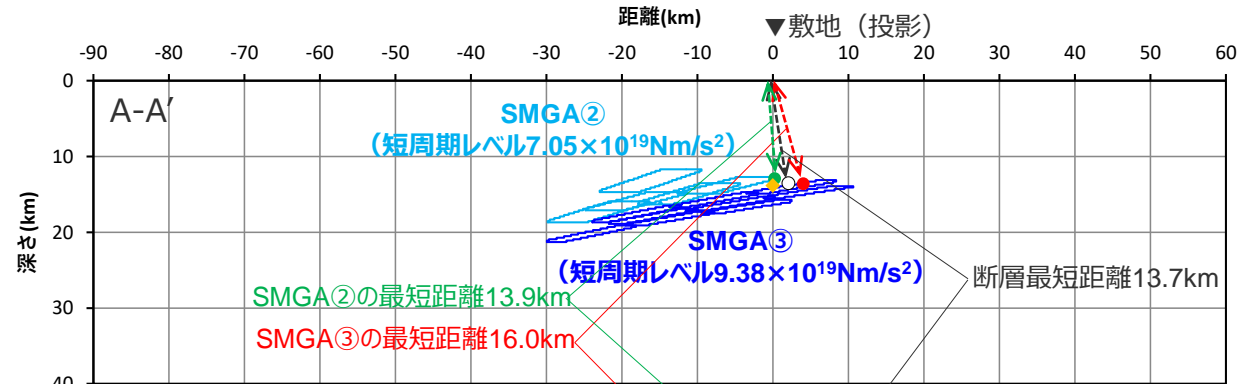
②内閣府モデル（最大クラスの地震）と内閣府モデル（最大クラスの長周期地震）の比較
 （敷地における地震動に支配的と考えられる強震動生成域の短周期レベルと最短距離）

○内閣府モデル（最大クラスの長周期地震）では、敷地における地震動に支配的と考えられる強震動生成域（SMGA③（短周期レベル $9.38 \times 10^{19} \text{Nm/s}^2$ ））と強震動生成域（SMGA②（短周期レベル $7.05 \times 10^{19} \text{Nm/s}^2$ ））が敷地近傍に位置している。

※断層最短距離の位置と敷地直下のプレート境界の位置は、内閣府(2012)に基づく。



- : 強震動生成域の小断層（投影）
- : 背景領域の小断層（投影）
- : 断層最短距離の位置
- : SMGA②の最短距離の位置
- : SMGA③の最短距離の位置
- ◆ : 敷地直下のプレート境界の位置



<内閣府モデル（最大クラスの長周期地震）※におけるSMGA②及びSMGA③と敷地との位置関係>

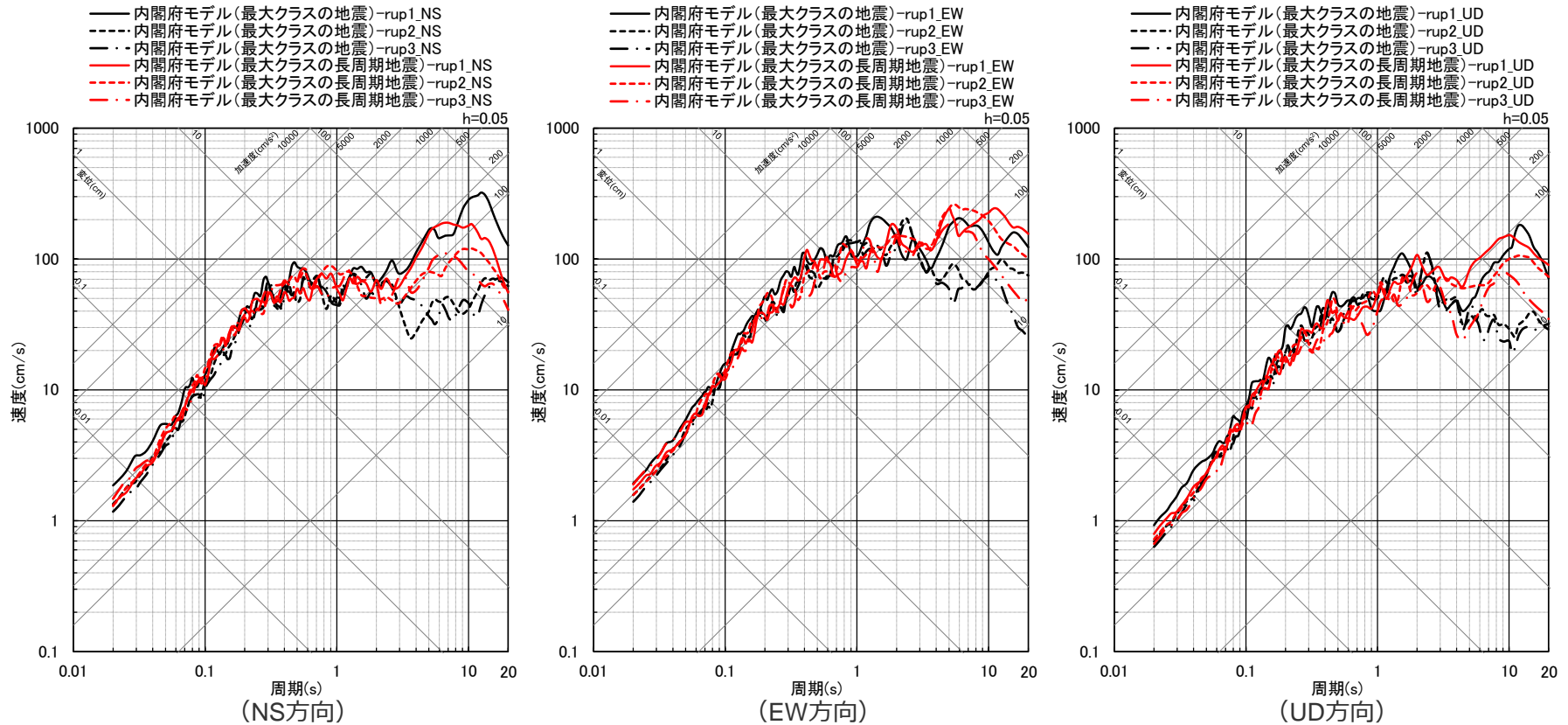
・黒字の丸数字はプレート間地震の強震動生成域のNo.を表す。

<補足説明資料③-10 プレート間地震の検討用地震（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の選定（補足）>

②内閣府モデル（最大クラスの地震）と内閣府モデル（最大クラスの長周期地震）の比較 （地震動評価結果）

- 内閣府モデル（最大クラスの地震）及び内閣府モデル（最大クラスの長周期地震）について、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地震動評価結果を比較した結果、両者の地震動レベルが同程度であることを確認した。
- これは、内閣府モデル（最大クラスの長周期地震）の敷地における地震動に支配的と考えられる強震動生成域（SMGA③（短周期レベル $9.38 \times 10^{19} \text{Nm/s}^2$ ）とSMGA②（短周期レベル $7.05 \times 10^{19} \text{Nm/s}^2$ ））が、内閣府モデル（最大クラスの地震）の敷地における地震動に支配的な強震動生成域（東海SMGA①（短周期レベル $1.42 \times 10^{20} \text{Nm/s}^2$ ））に比べて、短周期レベルは小さいものの、敷地のより近くに位置していることが原因であると考えられる。

○不確かさの考慮において、強震動生成域の位置の不確かさを考慮した震源モデルをベースモデルとして扱い、各不確かさとの組合せを考慮する方針としており、両モデルについて、敷地直下に強震動生成域を配置したケースの地震動評価も行い、地震動レベルの比較を行う。

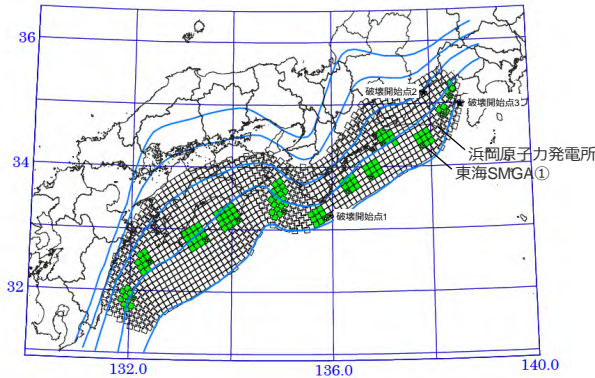


<断層モデルを用いた手法による地震動評価結果の比較（応答スペクトル）（破壊開始点1~3）>

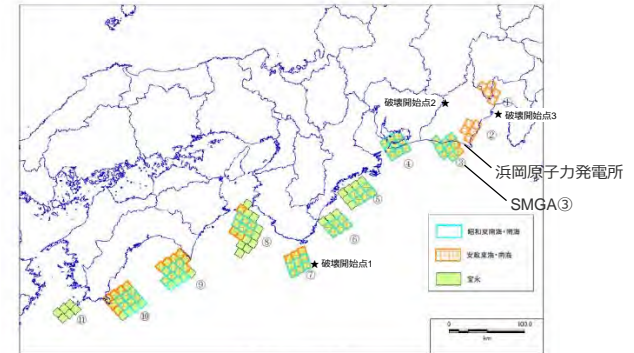
<補足説明資料③-10 プレート間地震の検討用地震（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の選定（補足）>

②内閣府モデル（最大クラスの地震）と内閣府モデル（最大クラスの長周期地震）の比較 （概要（敷地直下に強震動生成域を配置した場合））

○内閣府モデル（最大クラスの長周期地震）について、右図に示すとおり、強震動生成域（SMGA③）を敷地直下に配置したモデル（内閣府モデル（最大クラスの長周期地震）（直下ケース））を設定して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地震動評価を行い、内閣府モデル（最大クラスの地震）について、強震動生成域を敷地直下に配置したモデル（内閣府モデル（最大クラスの地震）（直下ケース①、直下ケース②）※の地震動評価結果と比較する。



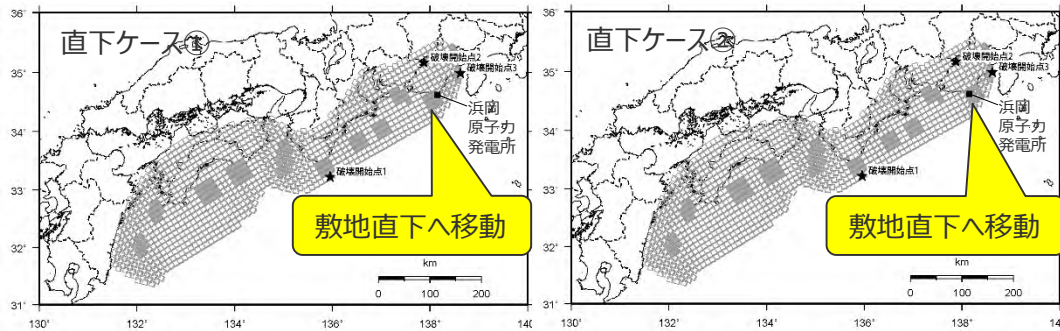
<内閣府モデル（最大クラスの地震）>（内閣府(2012)に敷地位置、図の説明（破壊開始点、東海SMGA①）を加筆）



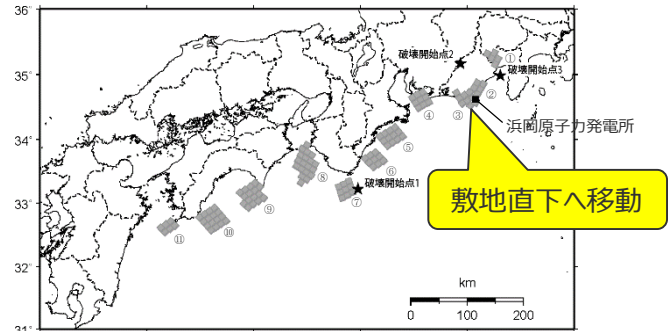
<内閣府モデル（最大クラスの長周期地震）>（内閣府(2015)に敷地位置、図の説明（破壊開始点、SMGA③）を加筆）

東海SMGA①を敷地直下に配置

SMGA③を敷地直下に配置



<内閣府モデル（最大クラスの地震）（直下ケース①、直下ケース②）※の震源モデル>



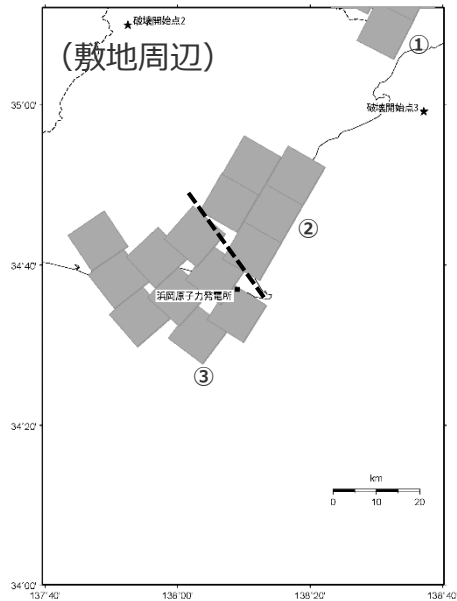
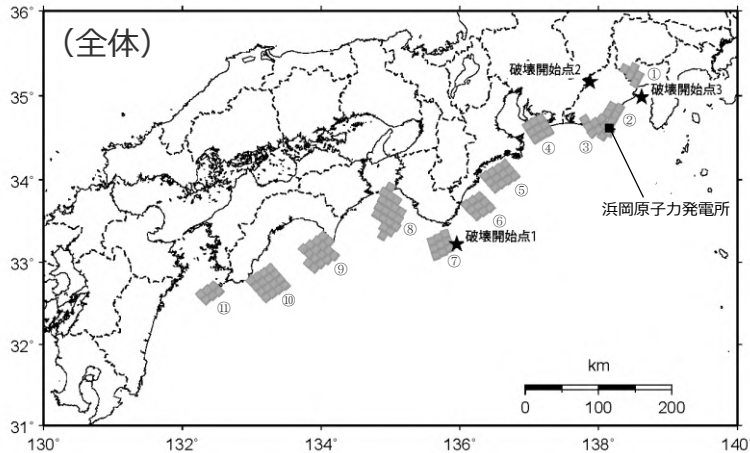
<内閣府モデル（最大クラスの長周期地震）（直下ケース）の震源モデル>

※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、直下ケース②）（地震動の顕著な増幅を考慮しない）に該当。

・内閣府モデル（最大クラスの地震）に破壊開始点を追加（破壊開始点1～3）して基本震源モデルを設定していることから、ここでの地震動評価では破壊開始点1～3を対象とした。

<補足説明資料③-10 プレート間地震の検討用地震（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の選定（補足）>

②内閣府モデル（最大クラスの地震）と内閣府モデル（最大クラスの長周期地震）の比較
 （震源モデル及び震源断層パラメータ（内閣府モデル（最大クラスの長周期地震）（直下ケース）））



<内閣府モデル（最大クラスの長周期地震）（直下ケース）の震源モデル>

<内閣府モデル（最大クラスの長周期地震）（直下ケース）の震源断層パラメータ>

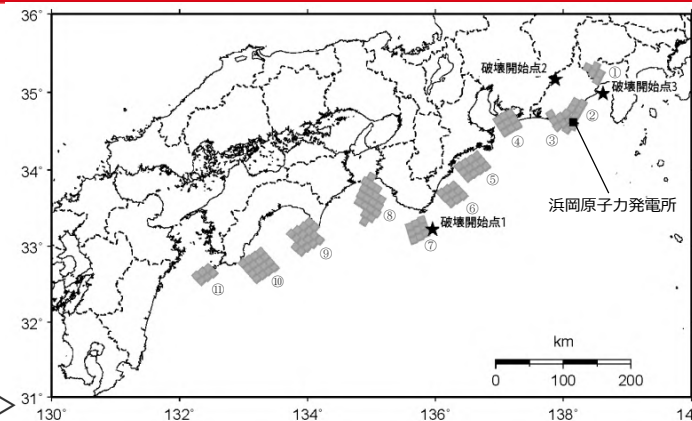
震源断層パラメータ	南海		東南海	駿河湾
面積 (km ²)	6,722		5,077	
地震モーメント(Nm)	3.2E+21		1.9E+21	
短周期レベル(Nm/s ²)	3.37E+20			
SMGA	⑪	⑦	③	①
面積 (km ²)	608.1	929.2	914.0	569.8
地震モーメント(Nm)	1.8E+20	3.5E+20	3.4E+20	1.7E+20
Mw	7.4	7.6	7.6	7.4
応力パラメータ(MPa)	30.0	30.0	30.0	30.0
SMGA		⑧	④	②
面積 (km ²)	—	1,959.9	913.5	515.9
地震モーメント(Nm)	—	1.1E+21	3.4E+20	1.4E+20
Mw	—	8.0	7.6	7.4
応力パラメータ(MPa)	—	30.0	30.0	30.0
SMGA		⑨	⑤	
面積 (km ²)	—	1,612.9	1,237.5	—
地震モーメント(Nm)	—	8.0E+20	5.4E+20	—
Mw	—	7.9	7.8	—
応力パラメータ(MPa)	—	30.0	30.0	—
SMGA		⑩	⑥	
面積 (km ²)	—	1,611.5	926.5	—
地震モーメント(Nm)	—	8.0E+20	3.5E+20	—
Mw	—	7.9	7.6	—
応力パラメータ(MPa)	—	30.0	30.0	—
破壊伝播速度(km/s)	2.7	2.7	2.7	2.7
fmax(Hz)	6.0	6.0	6.0	6.0

・p、Vs (ρ : 密度(2.8g/cm³), Vs : S波速度(3.82km/s)) は内閣府(2012)と同じ。

・ 黒字の丸数字はプレート間地震の強震動生成域のNo.を表す。
 ・ --- : SMGA②とSMGA③の境界を表す。

<補足説明資料③-10 プレート間地震の検討用地震（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の選定（補足）>

②内閣府モデル（最大クラスの地震）と内閣府モデル（最大クラスの長周期地震）の比較
（震源断層パラメータ（内閣府モデル（最大クラスの長周期地震）（直下ケース）））



<内閣府モデル（最大クラスの長周期地震）（直下ケース）の強震動生成域のパラメータ>

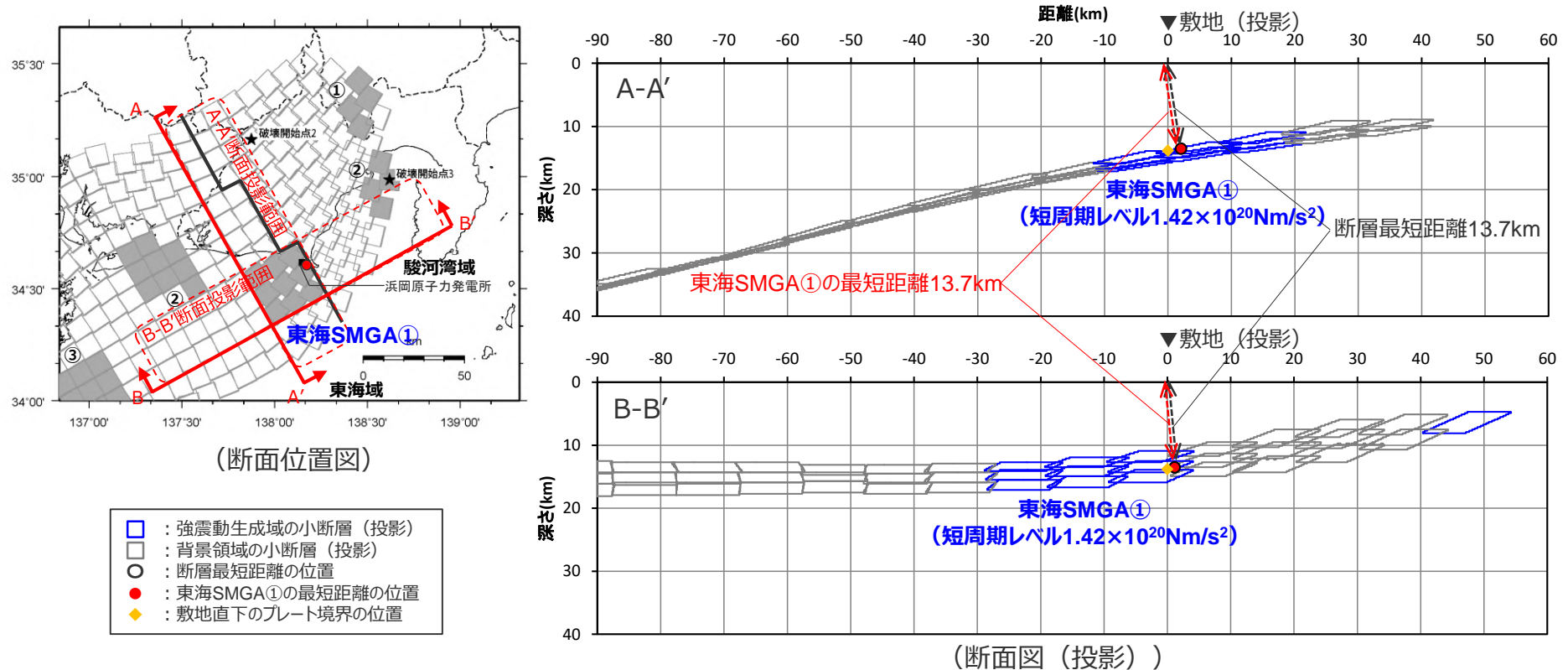
強震動生成域 No.	強震動生成域の 面積 Sa(km ²)	強震動生成域の 応力パラメータ Δσa(MPa)	強震動生成域の 平均すべり量 Da(m)	強震動生成域の 地震モーメント M ₀ a(MPa)	強震動生成域の 短周期レベル Aa(Nm/s ²)	強震動生成域の 最短距離 Xsha(km)
①	569.8	30	7.3	1.7×10 ²⁰	7.41×10 ¹⁹	64.5
②	515.9	30	6.6	1.4×10 ²⁰	7.05×10 ¹⁹	13.9
③	914.0	30	9.1	3.4×10 ²⁰	9.38×10 ¹⁹	13.7
④	913.5	30	9.1	3.4×10 ²⁰	9.38×10 ¹⁹	76.2
⑤	1237.5	30	10.6	5.4×10 ²⁰	1.09×10 ²⁰	135.5
⑥	926.5	30	9.2	3.5×10 ²⁰	9.45×10 ¹⁹	185.1
⑦	929.2	30	9.2	3.5×10 ²⁰	9.46×10 ¹⁹	254.5
⑧	1959.9	30	13.7	1.1×10 ²¹	1.37×10 ²⁰	292.2
⑨	1612.9	30	12.1	8.0×10 ²⁰	1.25×10 ²⁰	396.3
⑩	1611.5	30	12.1	8.0×10 ²⁰	1.25×10 ²⁰	475.4
⑪	608.1	30	7.2	1.8×10 ²⁰	7.65×10 ¹⁹	559.8

・丸数字はプレート間地震の強震動生成域のNo.を表す。

＜補足説明資料③-10 プレート間地震の検討用地震（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の選定（補足）＞

②内閣府モデル（最大クラスの地震）と内閣府モデル（最大クラスの長周期地震）の比較 （敷地における地震動に支配的と考えられる強震動生成域の短周期レベルと最短距離）

○内閣府モデル（最大クラスの地震）（直下ケース①）では、敷地における地震動に支配的な強震動生成域（東海SMGA①（短周期レベル $1.42 \times 10^{20} \text{Nm/s}^2$ ））（震源断層パラメータの詳細は後述の不確かさを考慮した震源モデルを参照）は、敷地直下に位置しており、断層最短距離の位置（下図○）に東海SMGA①の最短距離の位置（下図●）がある（敷地からの最短距離が最も短い位置に、敷地における地震動に支配的な東海SMGA①が位置している）。



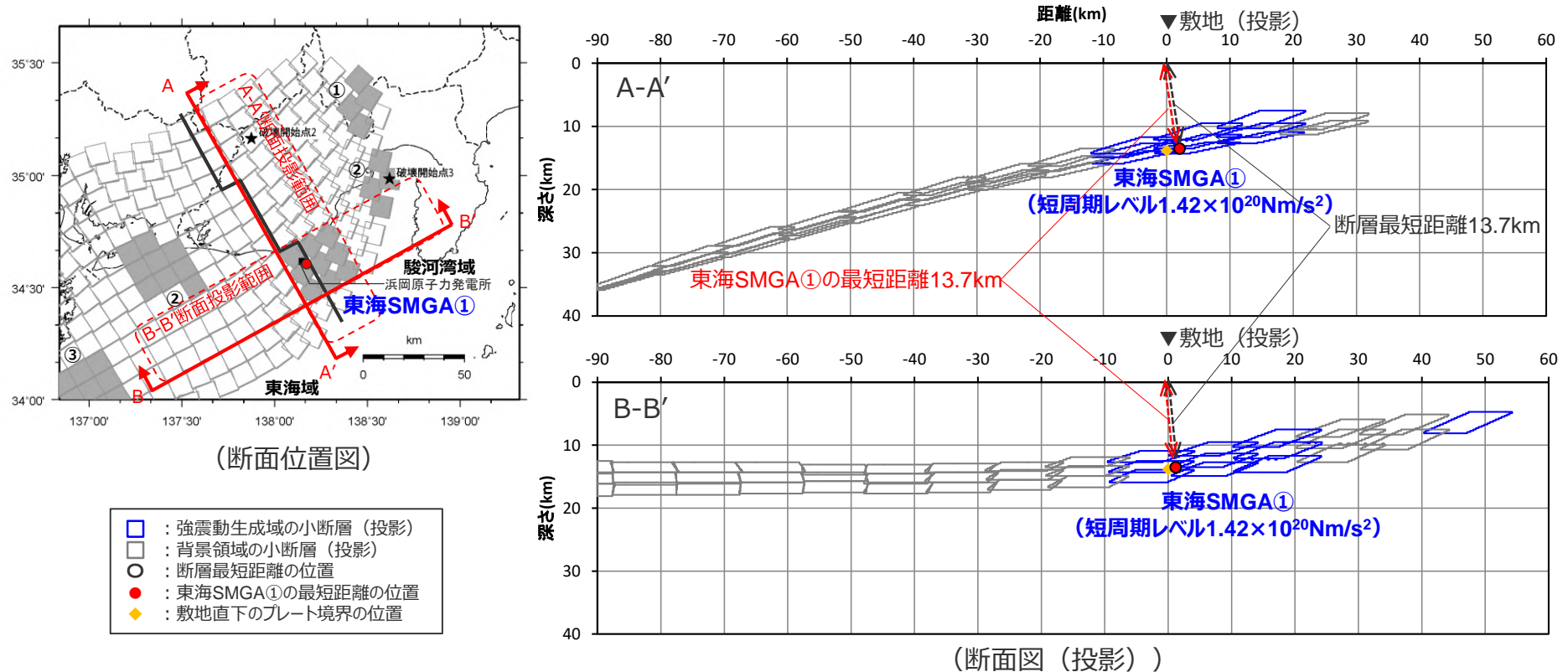
＜内閣府モデル（最大クラスの地震）（直下ケース①）における東海SMGA①と敷地との位置関係＞

・黒字の丸数字はプレート間地震の強震動生成域のNo.を表す。

<補足説明資料③-10 プレート間地震の検討用地震（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の選定（補足）>

②内閣府モデル（最大クラスの地震）と内閣府モデル（最大クラスの長周期地震）の比較 （敷地における地震動に支配的と考えられる強震動生成域の短周期レベルと最短距離）

○内閣府モデル（最大クラスの地震）（直下ケース②）では、敷地における地震動に支配的な強震動生成域（東海SMGA①（短周期レベル $1.42 \times 10^{20} \text{Nm/s}^2$ ））（震源断層パラメータの詳細は後述の不確かさを考慮した震源モデルを参照）は、敷地直下に位置しており、断層最短距離の位置（下図○）に東海SMGA①の最短距離の位置（下図●）がある（敷地からの最短距離が最も短い位置に、敷地における地震動に支配的な東海SMGA①が位置している）。



<内閣府モデル（最大クラスの地震）（直下ケース②）における東海SMGA①と敷地との位置関係>

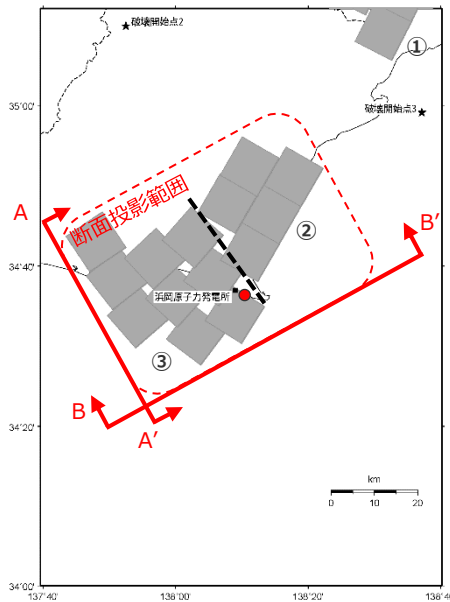
・黒字の丸数字はプレート間地震の強震動生成域のNo.を表す。

<補足説明資料③-10 プレート間地震の検討用地震（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の選定（補足）>

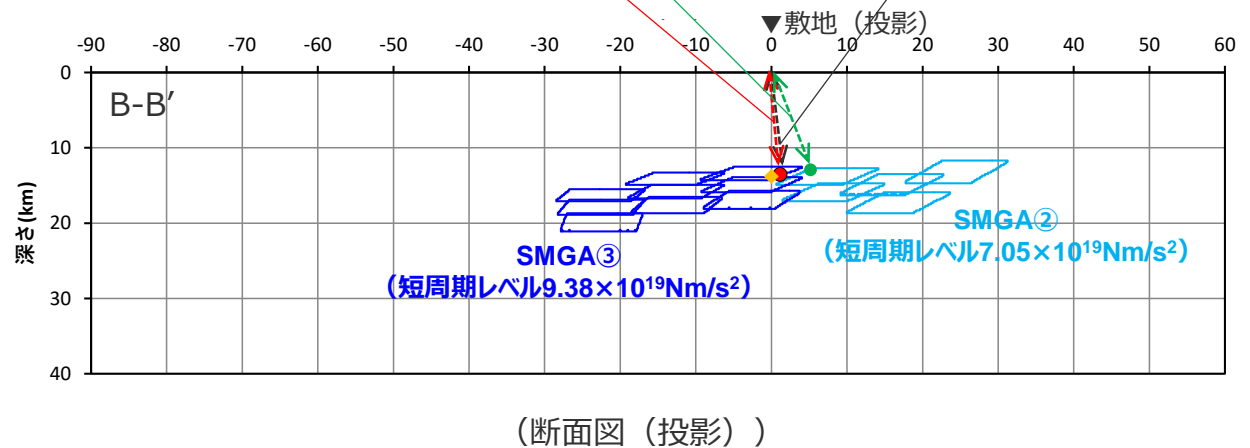
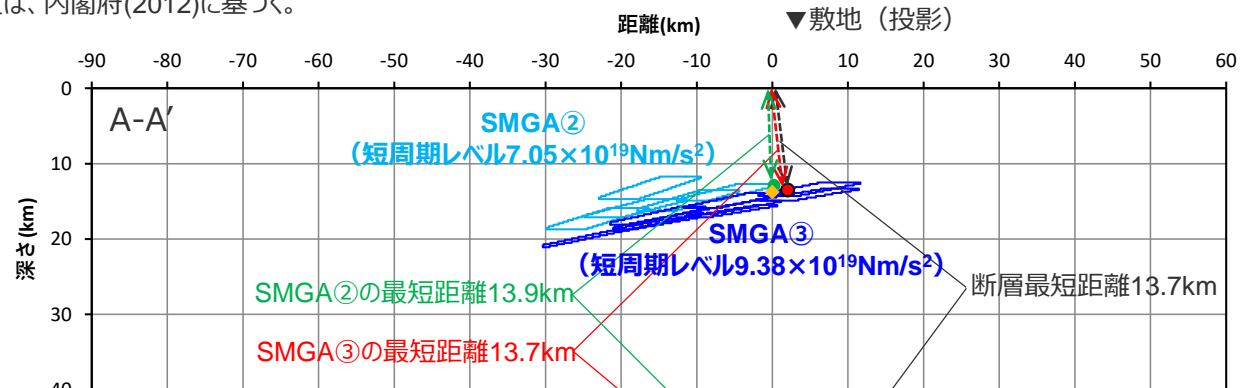
②内閣府モデル（最大クラスの地震）と内閣府モデル（最大クラスの長周期地震）の比較 （敷地における地震動に支配的と考えられる強震動生成域の短周期レベルと最短距離）

○内閣府モデル（最大クラスの長周期地震）（直下ケース）は、SMGA②及びSMGA③（短周期レベル（SMGA②+SMGA③） $1.17 \times 10^{20} \text{Nm/s}^2$ ）が敷地直下に位置しており、断層最短距離の位置（下図○）※にSMGA③の最短距離の位置（下図●）がある（敷地からの最短距離が最も短い位置に、敷地における地震動に支配的なSMGA③が位置している）。

※断層最短距離の位置と敷地直下のプレート境界の位置は、内閣府(2012)に基づく。



- □ : 強震動生成域の小断層（投影）
- : 背景領域の小断層（投影）
- : 断層最短距離の位置
- : SMGA②の最短距離の位置
- : SMGA③の最短距離の位置
- ◆ : 敷地直下のプレート境界の位置

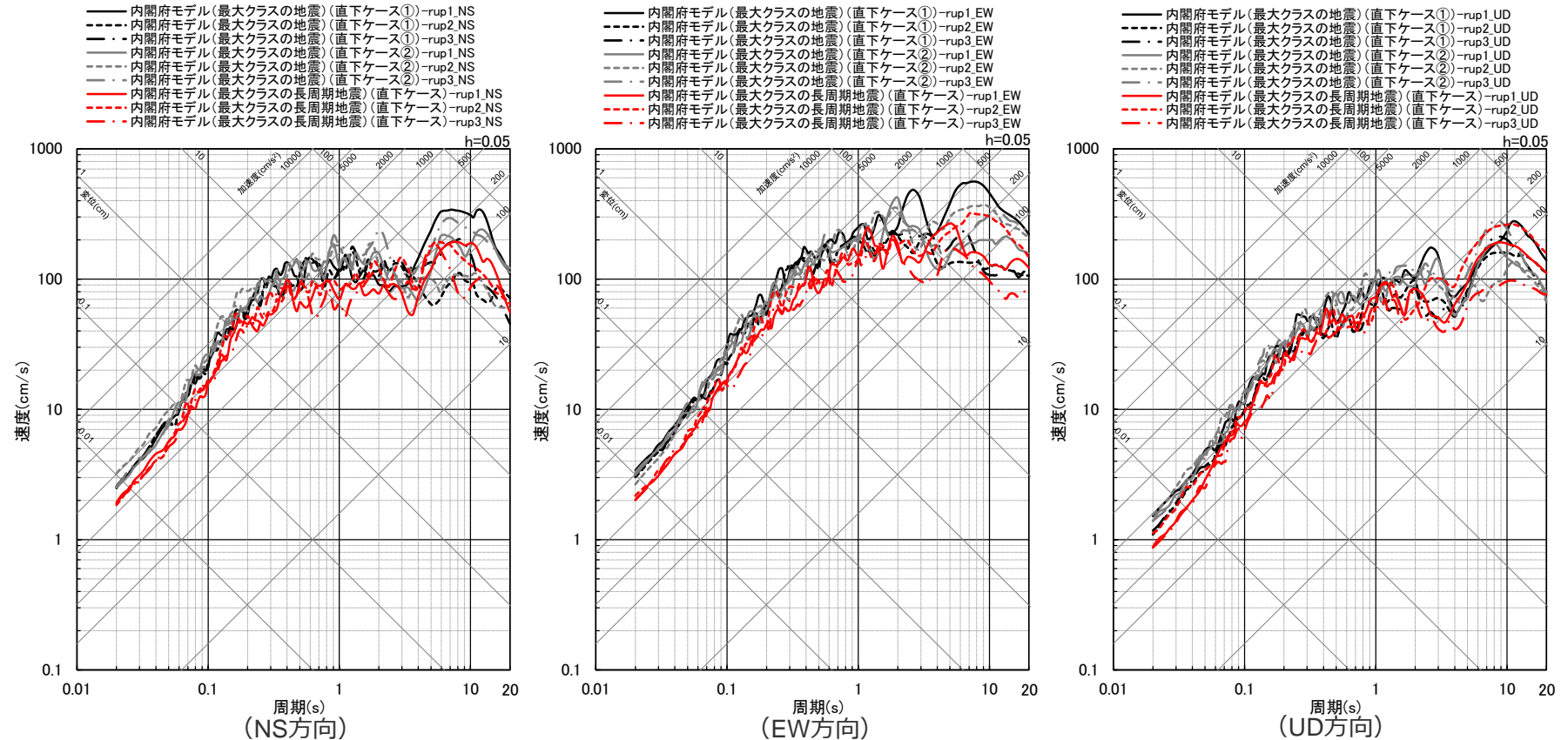


<内閣府モデル（最大クラスの長周期地震）（直下ケース）におけるSMGA②及びSMGA③と敷地との位置関係>

<補足説明資料③-10 プレート間地震の検討用地震（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の選定（補足）>

②内閣府モデル（最大クラスの地震）と内閣府モデル（最大クラスの長周期地震）の比較 （地震動評価結果（敷地直下に強震動生成域を配置した場合））

- 内閣府モデル（最大クラスの地震）（直下ケース①、直下ケース②）と内閣府モデル（最大クラスの長周期地震）（直下ケース）について、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地震動評価結果を比較した結果、内閣府モデル（最大クラスの地震）（直下ケース①、直下ケース②）の地震動レベルの方が内閣府モデル（最大クラスの長周期地震）（直下ケース）より大きくなっていることを確認した。
- これは、内閣府モデル（最大クラスの長周期地震）（直下ケース）の敷地直下に位置するSMGA②及びSMGA③の短周期レベル（ $1.17 \times 10^{20} \text{Nm/s}^2$ ）に比べて、内閣府モデル（最大クラスの地震）（直下ケース①、直下ケース②）の敷地直下に位置する東海SMGA①の短周期レベル（ $1.42 \times 10^{20} \text{Nm/s}^2$ ）の方が大きいことによる。



<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）（破壊開始点1～3）>

○ 以上の比較から、敷地への影響が大きい内閣府(2012)による南海トラフで想定される最大クラスの地震（Mw9.0、内閣府モデル（最大クラスの地震））を検討用地震（地震動の顕著な増幅を考慮しない）として選定。

補足説明資料③-11

プレート間地震の強震動生成域の位置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）

<補足説明資料③-11 プレート間地震の強震動生成域の位置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）>

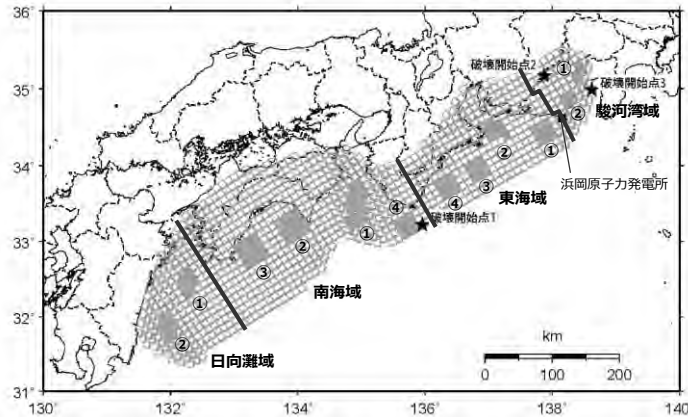
概要

【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、直下ケース②）（地震動の顕著な増幅を考慮しない）】

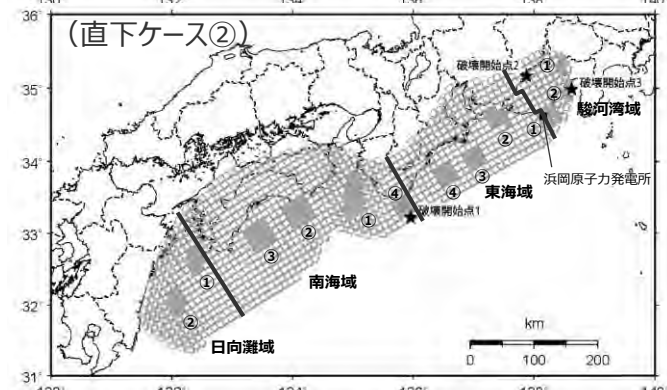
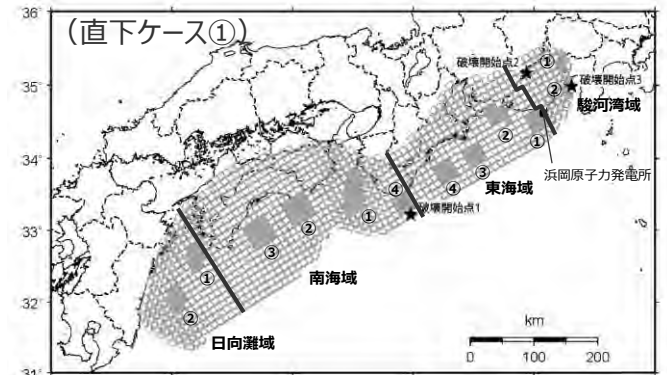
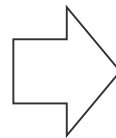
- 基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）※1に対して、強震動生成域を敷地直下に配置して、強震動生成域の位置の不確かさを考慮することで、地震動評価に支配的なパラメータと考えられる強震動生成域の応力降下量及び位置の不確かさと破壊開始点の不確かさを同時に考慮する。
- 強震動生成域の位置の不確かさを考慮にあたっては、基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）において敷地周辺で短周期レベルが大きい東海SMGA①の敷地からの最短距離が重要との観点から、東海SMGA①の敷地からの最短距離が最も短くなるよう敷地直下に配置する。
- 具体的には、東海SMGA①は東海域内に設定された強震動生成域であることを踏まえ、東海SMGA①を東海域内で敷地に最も近い位置に移動させることで、強震動生成域を敷地直下に配置した直下ケース①を設定する。これは、内閣府モデル（最大クラスの地震）の東側ケースに相当する。
- この直下ケース①は、東海SMGA①が敷地からの最短距離が最も短い場所に位置するので、強震動生成域の位置の不確かさの影響を代表できると考えられる※2が、東海SMGA①が敷地の西寄りに位置していることを踏まえ、より慎重な評価を行うため、東海SMGA①を東海域と駿河湾域の境界を越えて敷地からの最短距離が最も短かつ敷地の東寄りに位置するよう配置した直下ケース②も設定する。

※1 基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）には、地震規模（Mw9.0）、強震動生成域の応力降下量、破壊開始点の不確かさを予め考慮。

※2 東海SMGA①の位置を少しずつ移動した場合の影響確認は後述参照。



<基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）>



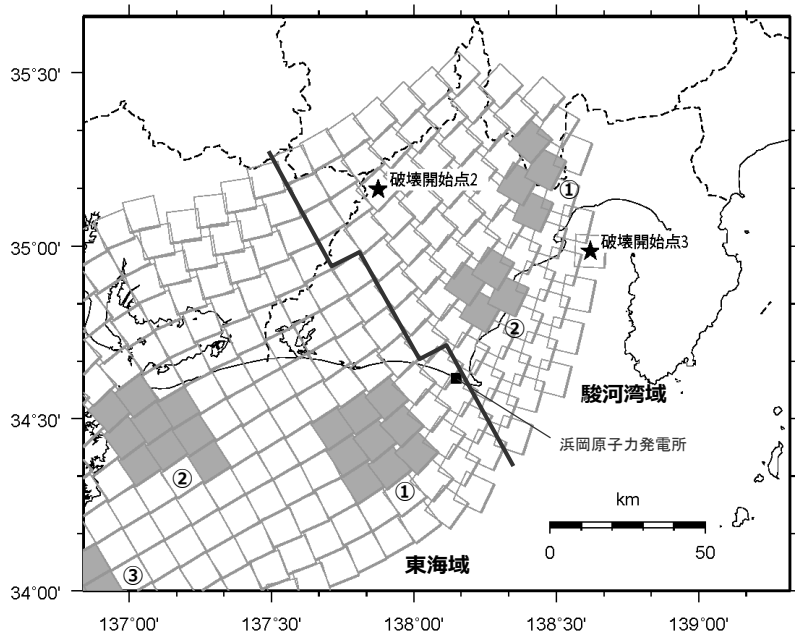
<強震動生成域の位置の不確かさを考慮した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）>

・黒字の丸数字はプレート間地震の強震動生成域のNo.を表す。

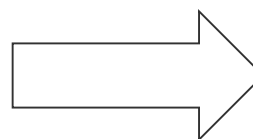
強震動生成域の位置の不確かさを考慮した震源モデル（直下ケース①） （地震動の顕著な増幅を考慮しない）

【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）の設定】

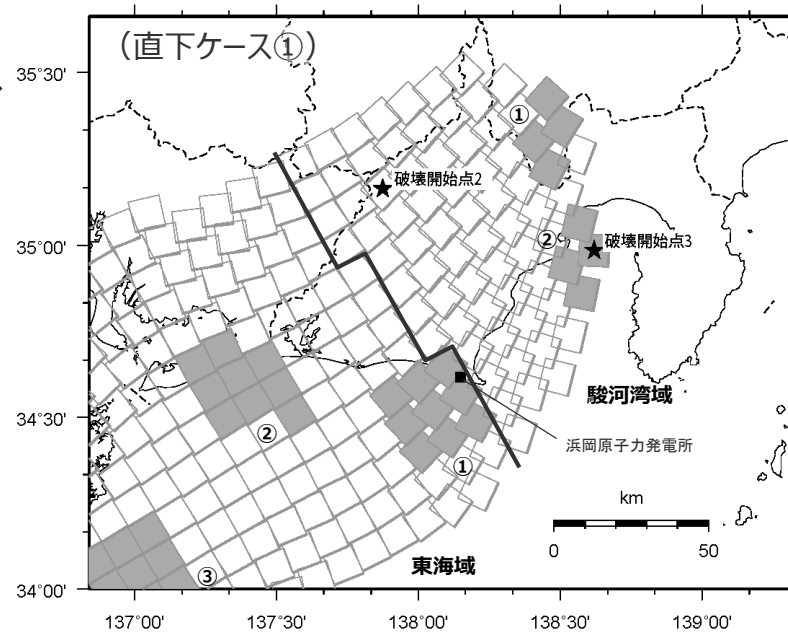
- 基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）は、内閣府(2012)による内閣府モデル（最大クラスの地震）に基づき設定している。内閣府(2012)による内閣府モデル（最大クラスの地震）は、領域毎（駿河湾域、東海域、南海域、日向灘域）にスクーリング則に基づき強震動生成域を設定しており、強震動生成域の位置について、「過去の地震時の強震動生成域と概ね同じ場所に位置する可能性が示唆されるが、その周辺で少し位置が変わる可能性や、やや深い場所にある可能性も考えられる」として、基本ケース以外に強震動生成域の位置を各領域内で移動させた複数のケースを検討している（次ページ参照）。
- そこで、東海SMGA①は東海域内に設定された強震動生成域であることを踏まえ、東海SMGA①を東海域内で敷地に最も近い位置に移動させることで、強震動生成域を敷地直下に配置した直下ケース①（内閣府モデル（最大クラスの地震）の東側ケースに相当）を設定する（東海SMGA①と敷地との位置関係は、後述参照）。



＜基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）＞



東海SMGA①を東海域内で敷地に最も近い位置に移動させることで、強震動生成域を敷地直下に配置

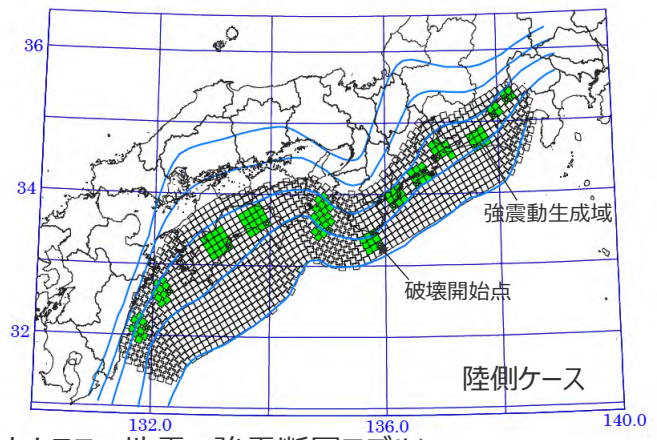
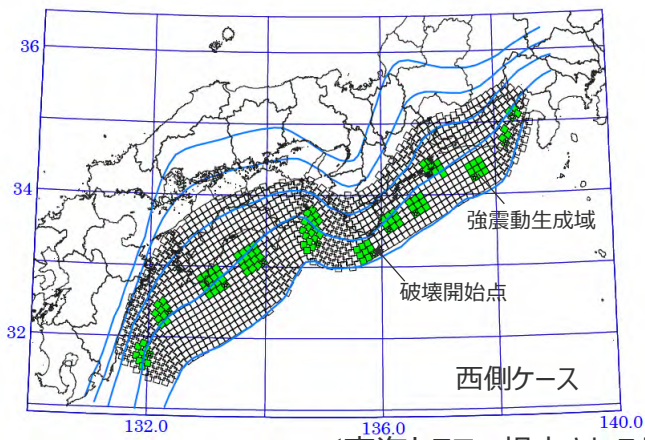
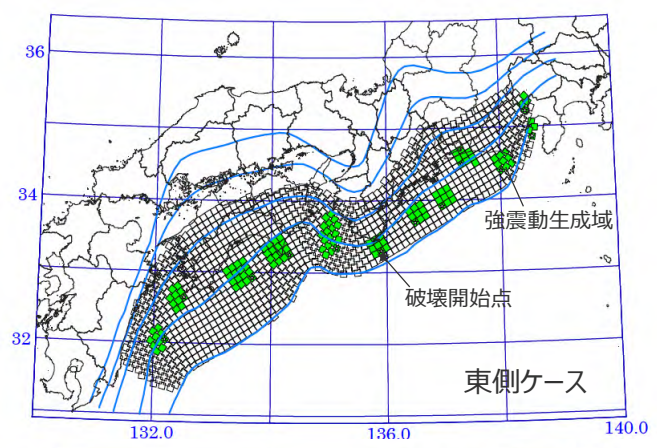
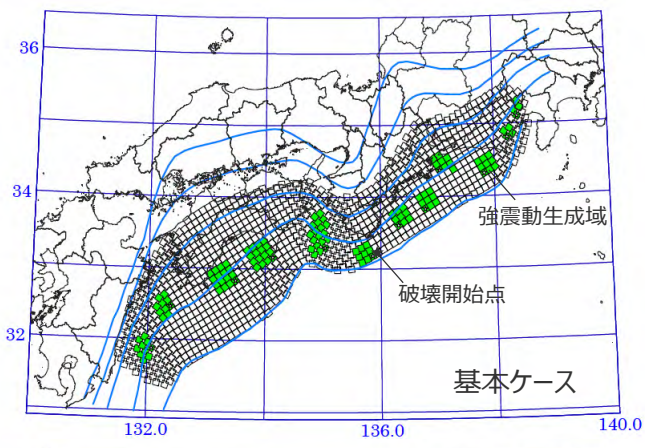


＜強震動生成域の位置の不確かさを考慮した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）＞

<補足説明資料③-11 プレート間地震の強震動生成域の位置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）>

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）

- 内閣府モデル（最大クラスの地震）の強震動生成域の位置について、中央防災会議(2003b)の強震断層モデルによる想定東海・東南海・南海地震の震度分布は、1707年宝永地震以降の5地震の震度を重ね合わせた震度分布を概ね再現したのとなっていることから、このモデルの強震動生成域の位置は、過去の地震の強震動生成域の概ねの位置を示していると考え、この位置を参考に基本ケースの強震動生成域を配置している。
- 検討ケースとして、基本ケースの強震動生成域の位置が東西にずれているケース（東側ケース、西側ケース）や陸域側の深い場所にあるケース（陸側ケース）を設定している。

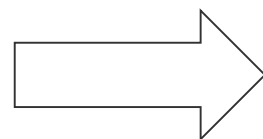
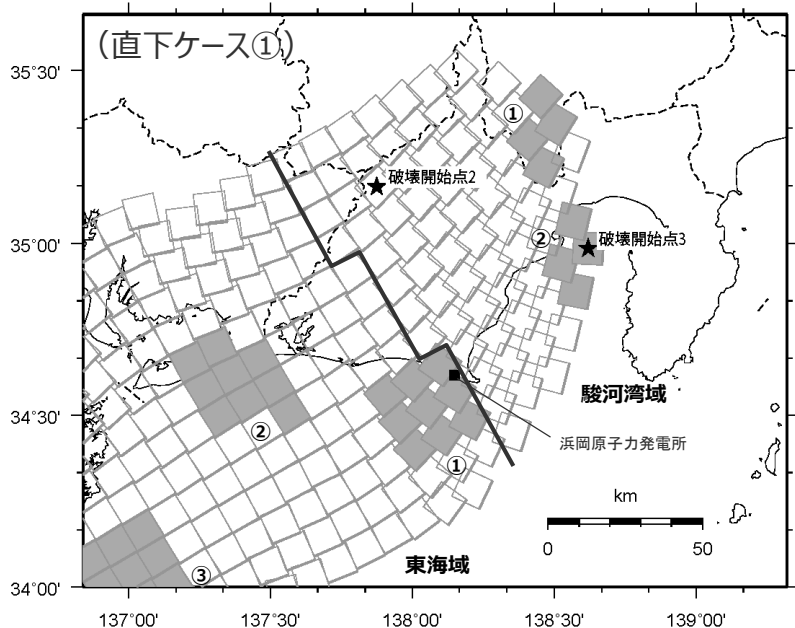


<南海トラフで想定される最大クラスの地震の強震断層モデル>
(内閣府(2012)に図の説明（ケース名称、強震動生成域、破壊開始点）を加筆）

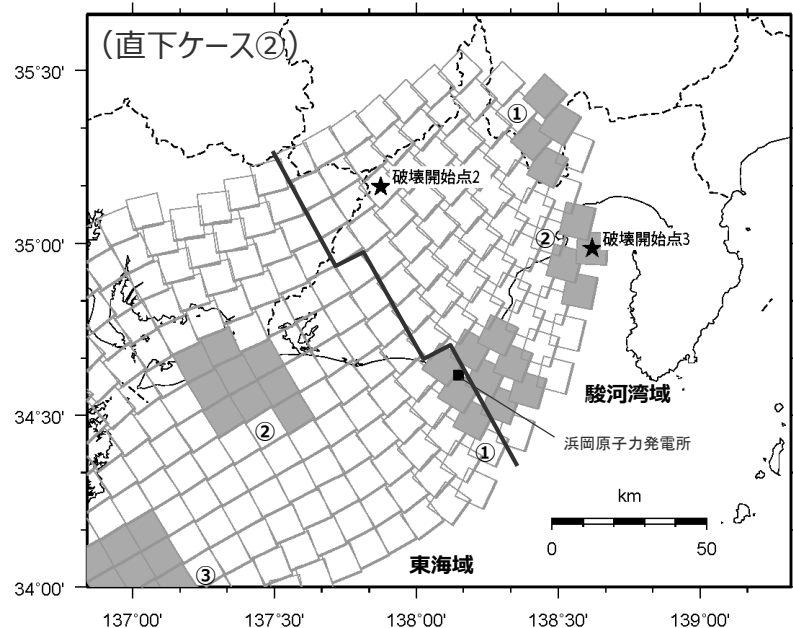
強震動生成域の位置の不確かさを考慮した震源モデル（直下ケース②） （地震動の顕著な増幅を考慮しない）

【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）の設定】

- 直下ケース①は、東海SMGA①が東海域内に設定された強震動生成域であることを踏まえ、東海SMGA①を東海域内で敷地に最も近い位置に移動させることで、強震動生成域を敷地直下に配置して設定した。
- この直下ケース①は、東海SMGA①が敷地からの最短距離が最も短い場所に位置するので、強震動生成域の位置の不確かさの影響を代表できると考えられるが、東海SMGA①が敷地の西寄りに位置していることを踏まえ、より慎重な評価を行うため、東海SMGA①を東海域と駿河湾域の境界を越えて敷地からの最短距離が最も短かつ敷地の東寄りに位置するよう配置した直下ケース②も設定する。
- なお、後述のとおり、直下ケース②と同様に東海SMGA①の敷地からの最短距離が最も短くなるケースのうち直下ケース②よりも東海SMGA①の等価震源距離がやや短いケースについて、念のため、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地震動評価結果の比較を行い、直下ケース②で代表できることを確認している。



東海SMGA①を東海域と駿河湾域の境界を越えて敷地からの最短距離が最も短かつ敷地の東寄りに位置するよう強震動生成域を配置

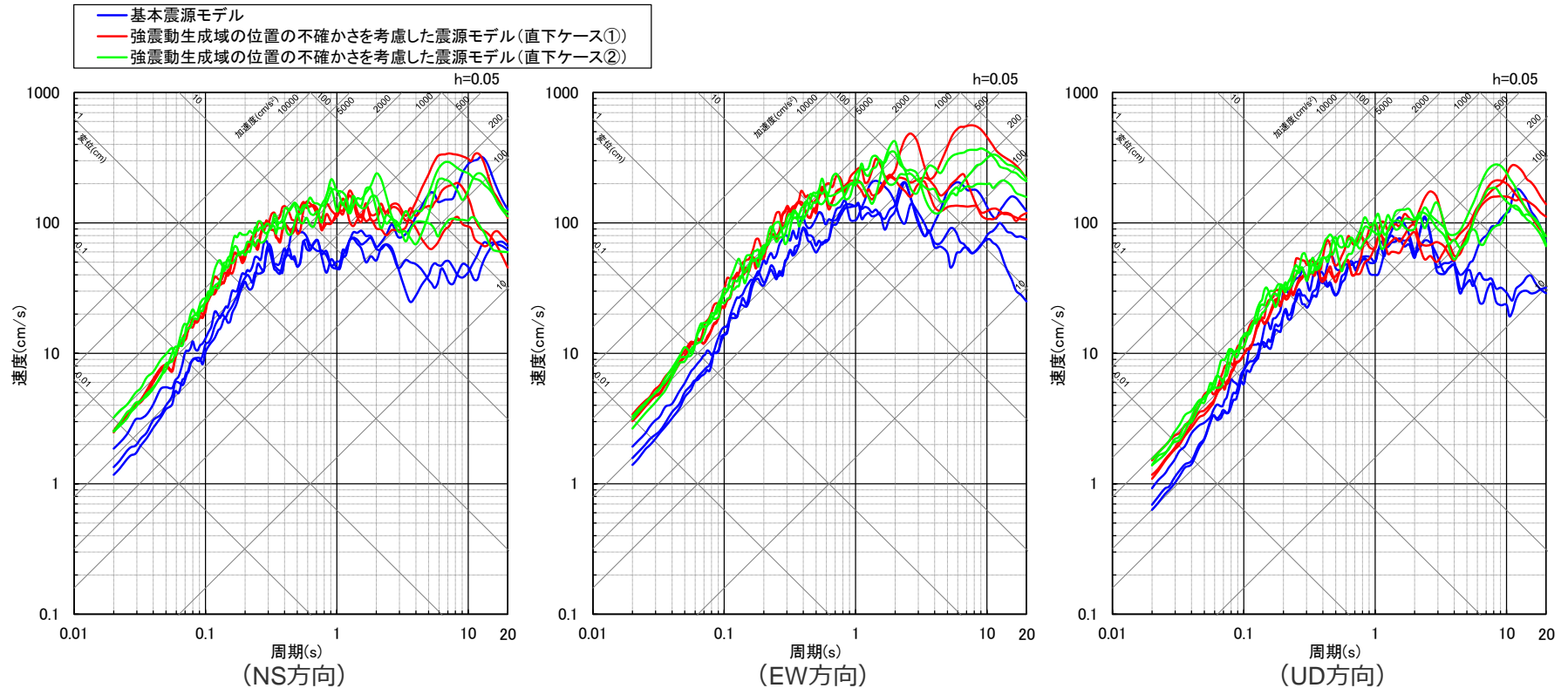


<強震動生成域の位置の不確かさを考慮した震源モデル
（地震動の顕著な増幅を考慮しない）>

<強震動生成域の位置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）>

地震動レベルの比較

- 基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）、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、直下ケース②）（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の断層モデルを用いた手法による地震動評価結果の比較によると、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、直下ケース②）（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の地震動レベルが全周期帯に渡り基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の地震動レベルよりも大きくなっている。
- 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、直下ケース②）（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の地震動レベルは、同程度となっている。

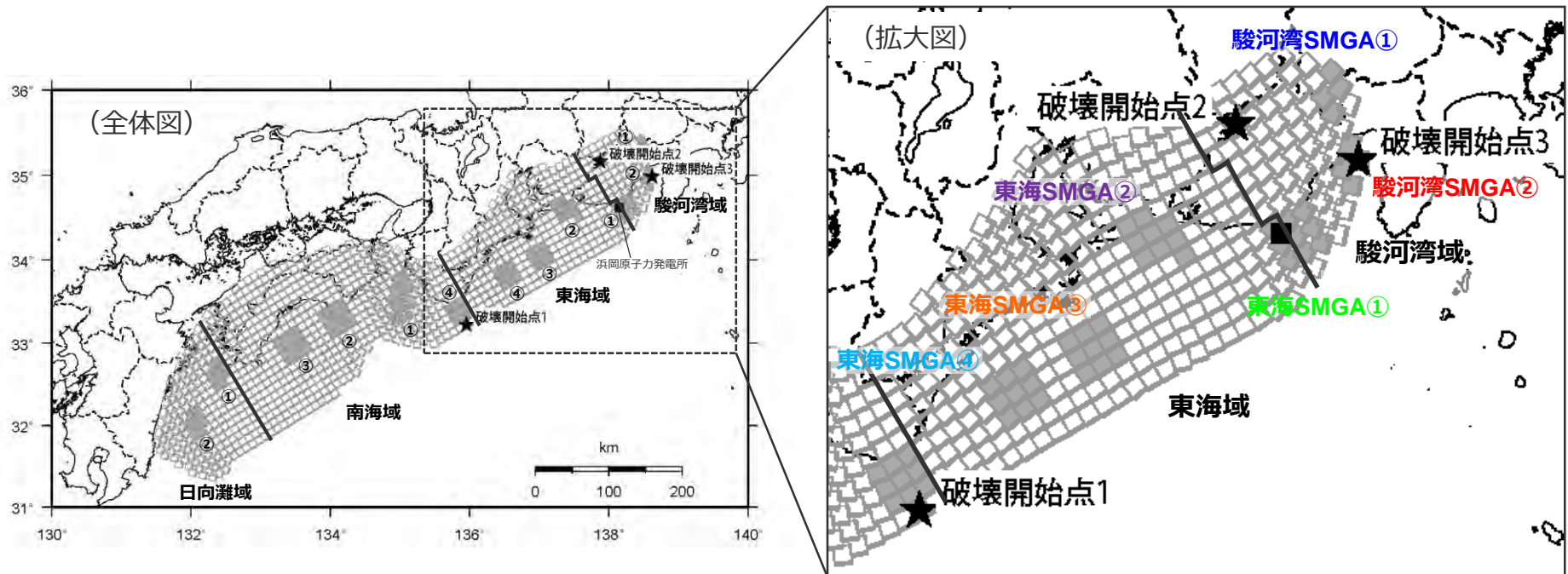


<断層モデルを用いた手法による地震動評価結果の比較（応答スペクトル）>
 （基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）、強震動生成域の位置の不確かさを考慮した震源モデル（直下ケース①、直下ケース②）（地震動の顕著な増幅を考慮しない））

<補足説明資料③-11 プレート間地震の強震動生成域の位置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）>

敷地における地震動に支配的な強震動生成域

○敷地における地震動への影響が最も大きい強震動生成域の分析として、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）を代表に、敷地に近い駿河湾域及び東海域の各強震動生成域（駿河湾SMGA①、②、東海SMGA①～④）を対象として、各強震動生成域による敷地の地震動をそれぞれ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り評価し、震源モデル全体の地震動評価結果との比較を行う。

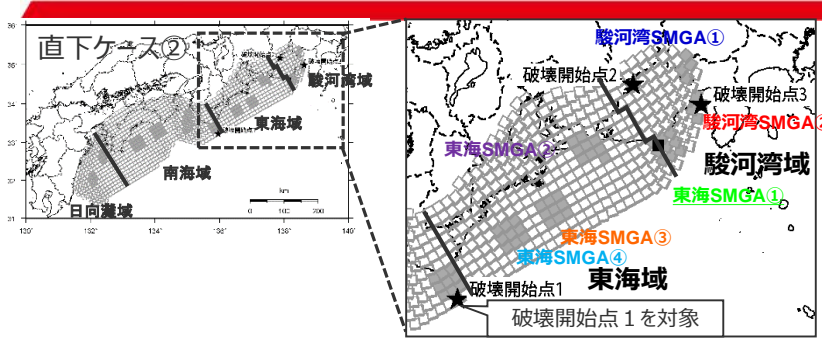


<強震動生成域の位置の不確かさを考慮した震源モデル（直下ケース②）（地震動の顕著な増幅を考慮しない）>

・黒字の丸数字はプレート間地震の強震動生成域のNo.を表す。

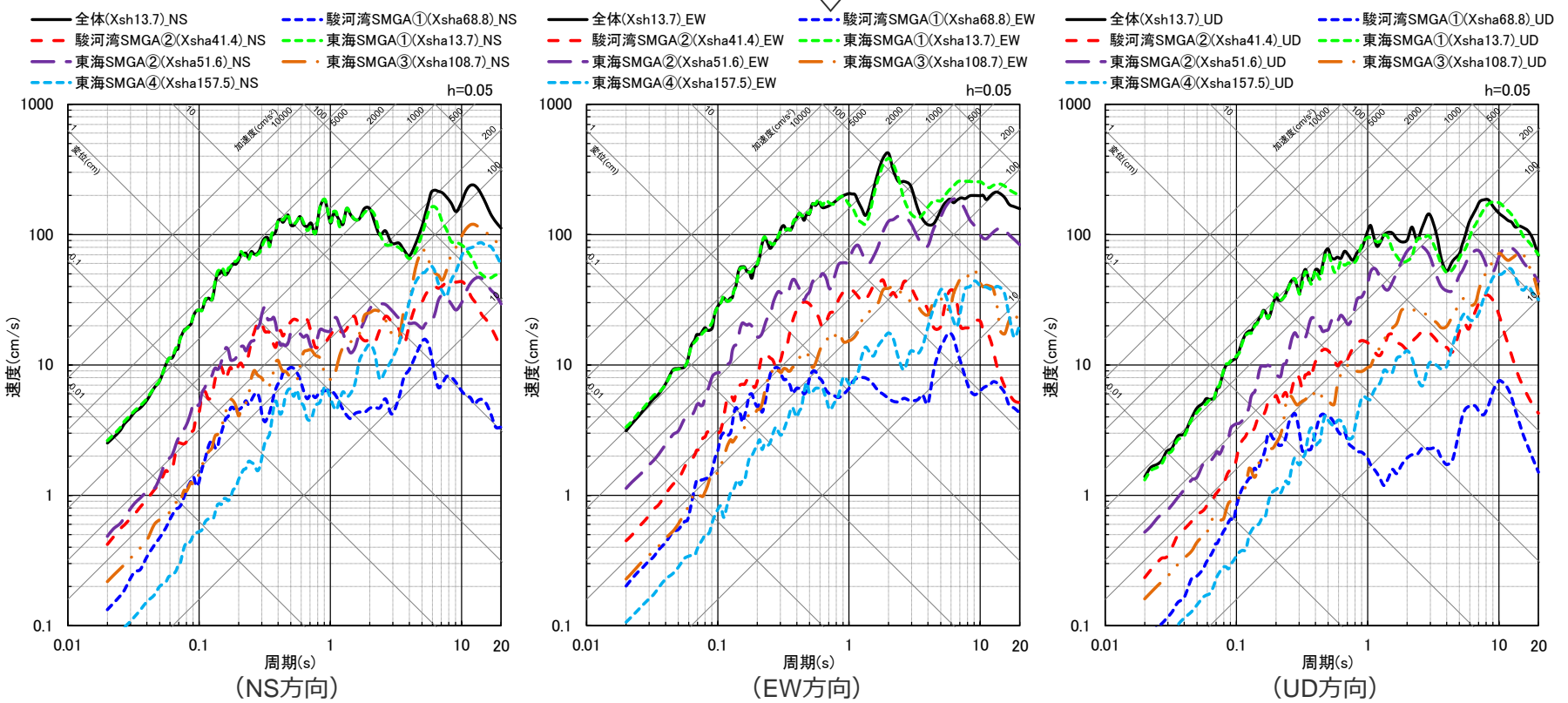
＜補足説明資料③-11 プレート間地震の強震動生成域の位置の不確かさを考慮した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の設定（補足）＞

敷地における地震動に支配的な強震動生成域



各領域の地震動評価結果（応答スペクトル）を比較

○各強震動生成域（SMGA）の地震動評価結果の比較によると、敷地に最も近い敷地直下の東海SMGA①が、敷地における地震動への影響が最も大きく、震源モデル全体の地震動評価結果に対し支配的な強震動生成域となっている。



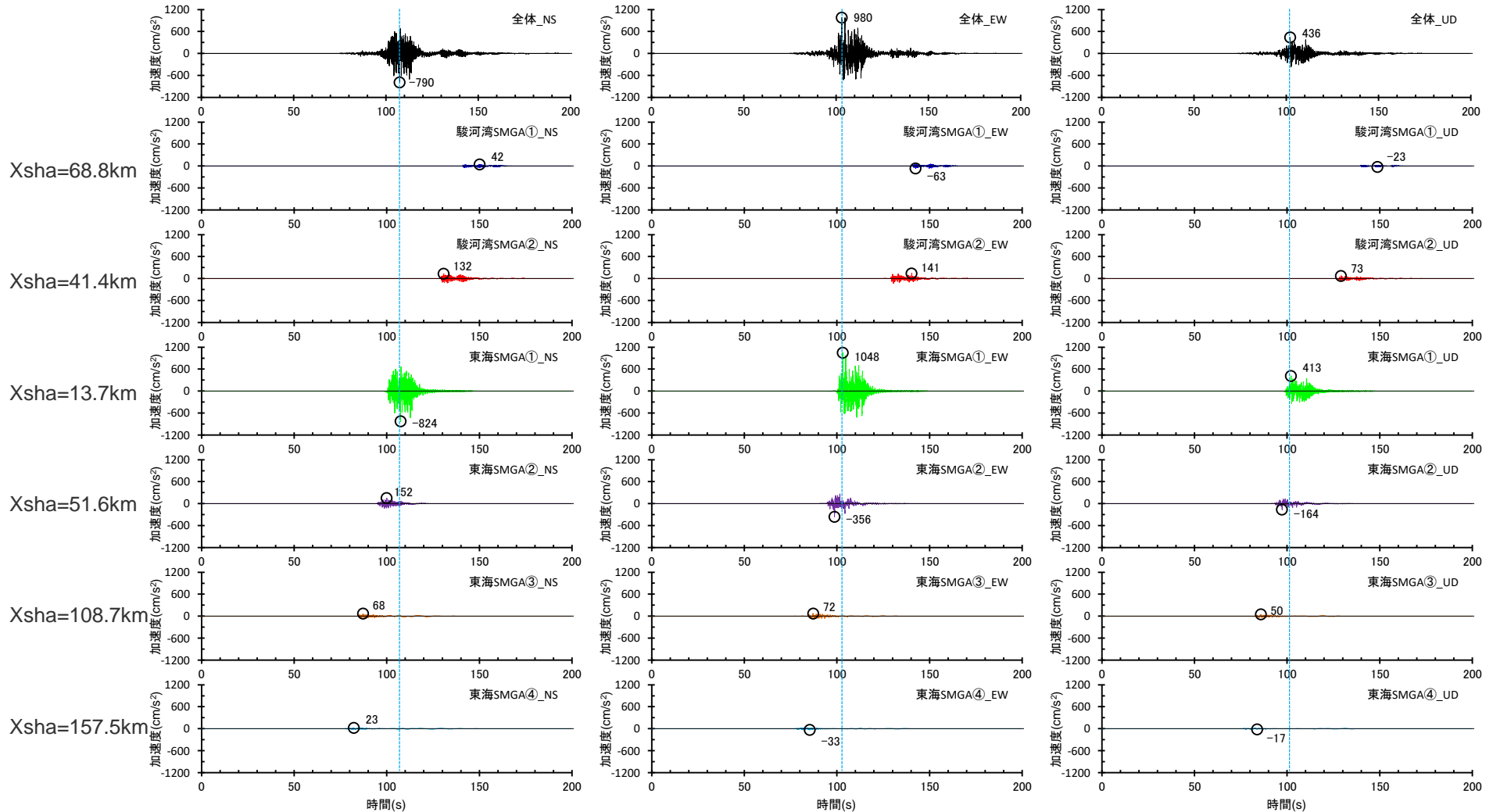
＜応答スペクトルの比較（強震動生成域の位置の不確かさを考慮した震源モデル（直下ケース②）（地震動の顕著な増幅を考慮しない）（破壊開始点1））＞

・ 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。
・ Xshは断層最短距離（km）、Xshaは強震動生成域の最短距離（km）を表す。

<補足説明資料③-11 プレート間地震の強震動生成域の位置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）>

敷地における地震動に支配的な強震動生成域

○ 各強震動生成域（SMGA）の地震動評価結果の比較によると、敷地に最も近い敷地直下の東海SMGA①が、敷地における地震動への影響が最も大きく、震源モデル全体の地震動評価結果に対し支配的な強震動生成域となっている。

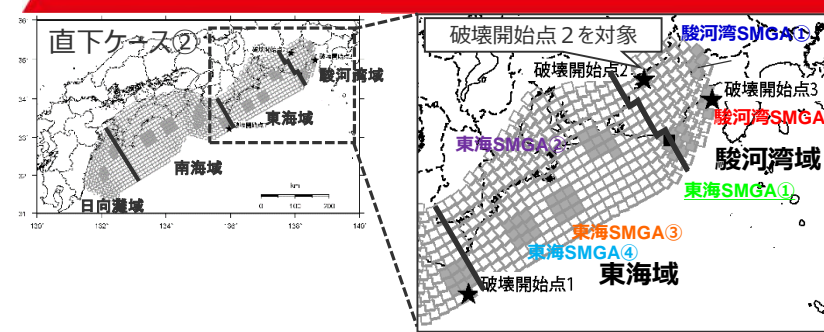


<加速度時刻歴波形の比較（強震動生成域の位置の不確かさを考慮した震源モデル（直下ケース②）（地震動の顕著な増幅を考慮しない）（破壊開始点1））>

・ 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。
 ・ Xshaは、強震動生成域の最短距離（km）を表す。

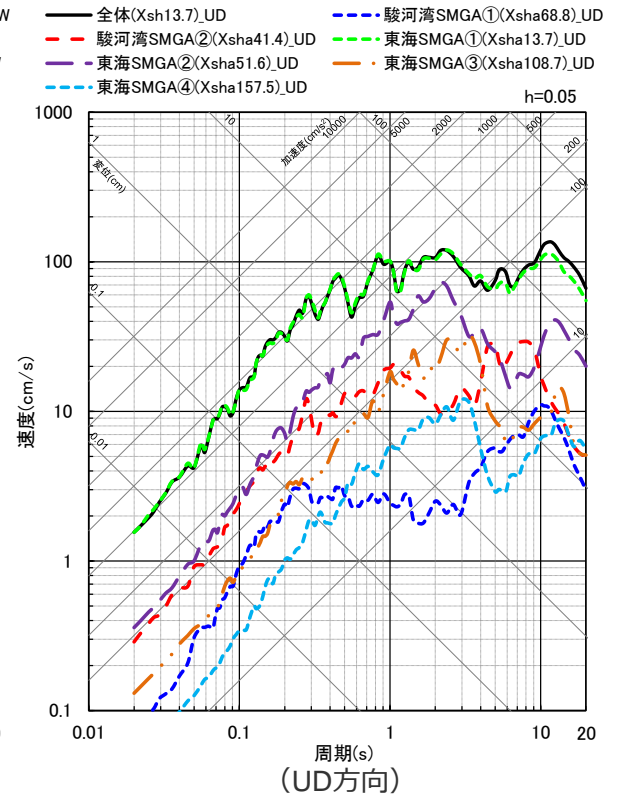
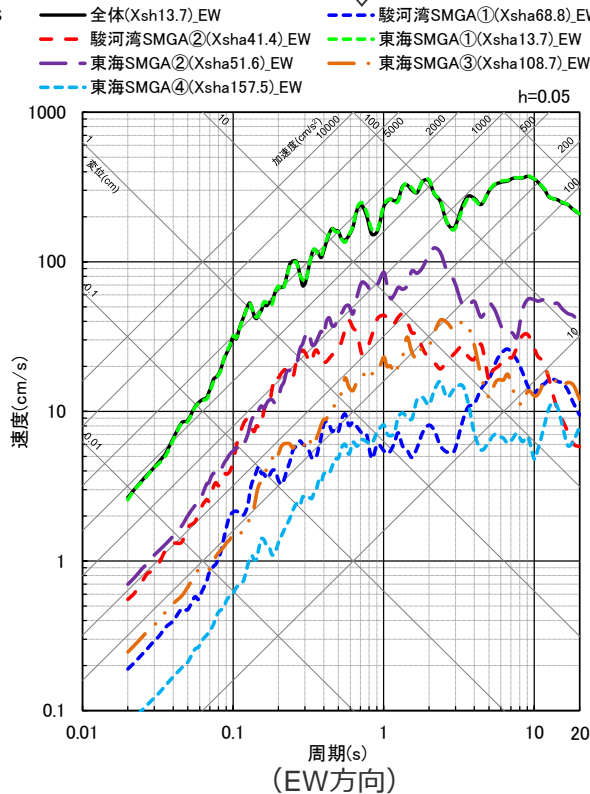
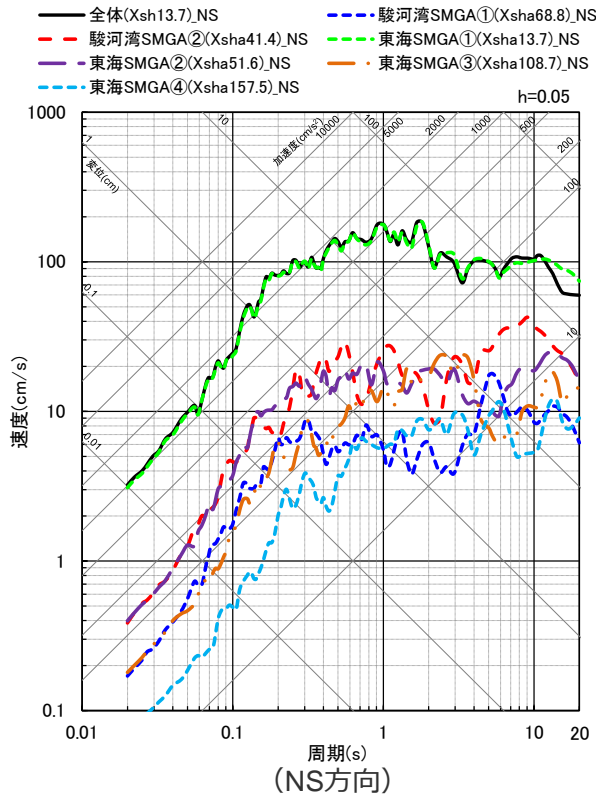
<補足説明資料③-11 プレート間地震の強震動生成域の位置の不確かさを考慮した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の設定（補足）>

敷地における地震動に支配的な強震動生成域



各領域の地震動評価結果（応答スペクトル）を比較

○各強震動生成域（SMGA）の地震動評価結果の比較によると、敷地に最も近い敷地直下の東海SMGA①が、敷地における地震動への影響が最も大きく、震源モデル全体の地震動評価結果に対し支配的な強震動生成域となっている。



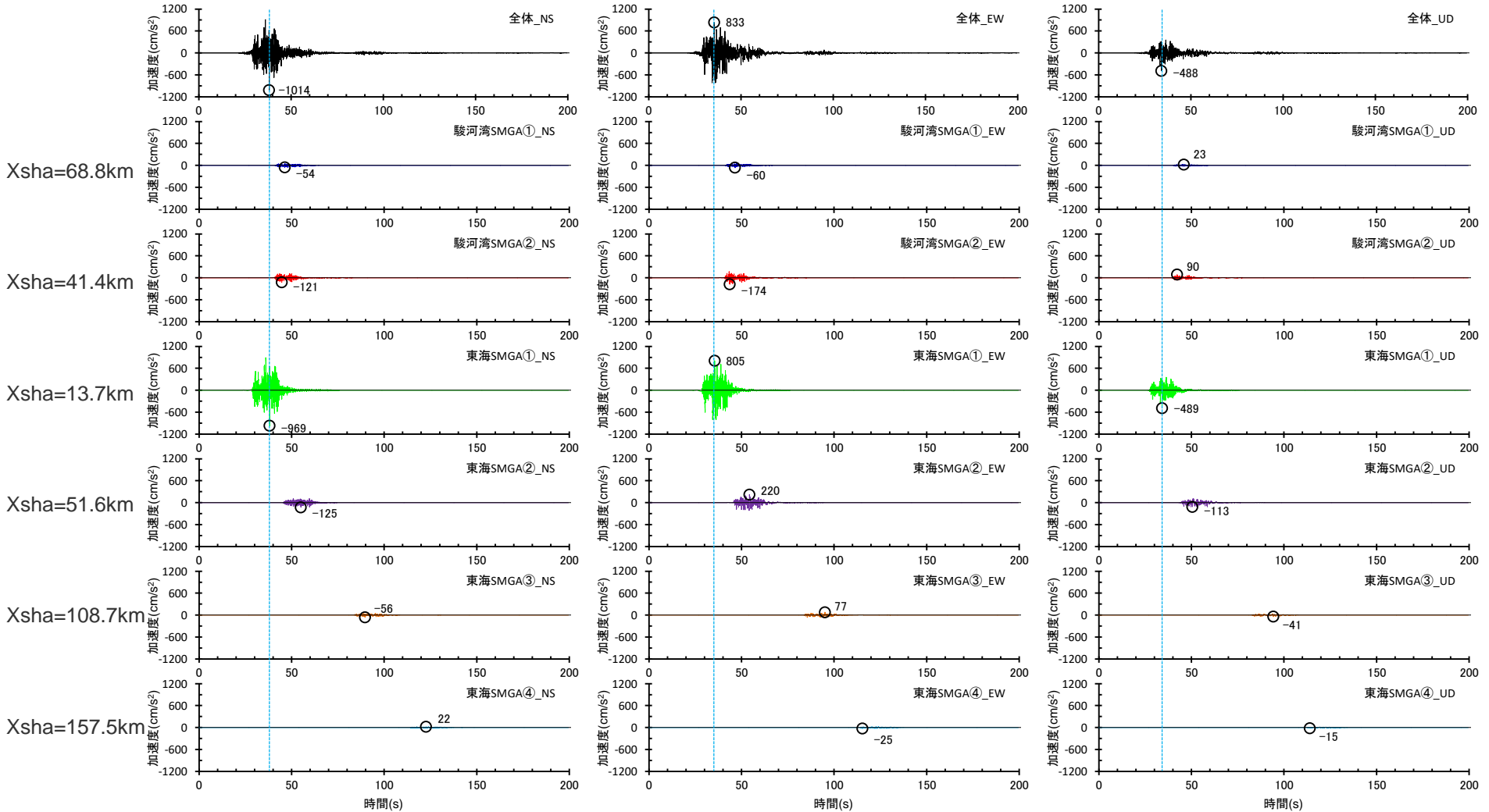
<応答スペクトルの比較（強震動生成域の位置の不確かさを考慮した震源モデル（直下ケース②）（地震動の顕著な増幅を考慮しない）（破壊開始点2））>

・ 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。
 ・ Xshは断層最短距離 (km)、Xshaは強震動生成域の最短距離 (km) を表す。

<補足説明資料③-11 プレート間地震の強震動生成域の位置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）>

敷地における地震動に支配的な強震動生成域

○ 各強震動生成域（SMGA）の地震動評価結果の比較によると、敷地に最も近い敷地直下の東海SMGA①が、敷地における地震動への影響が最も大きく、震源モデル全体の地震動評価結果に対し支配的な強震動生成域となっている。

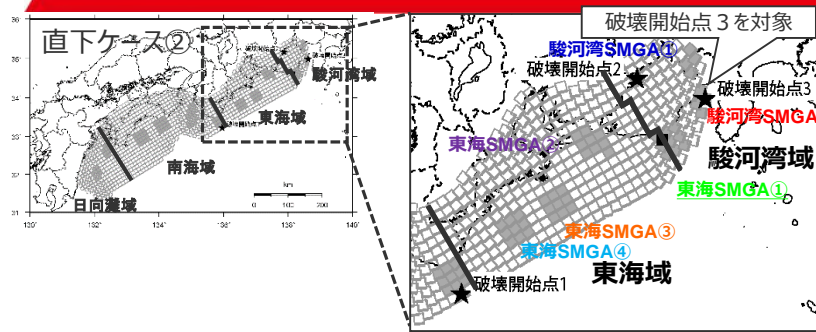


<加速度時刻歴波形の比較（強震動生成域の位置の不確かさを考慮した震源モデル（直下ケース②）（地震動の顕著な増幅を考慮しない）（破壊開始点2））>

・ 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。
 ・ Xshaは、強震動生成域の最短距離（km）を表す。

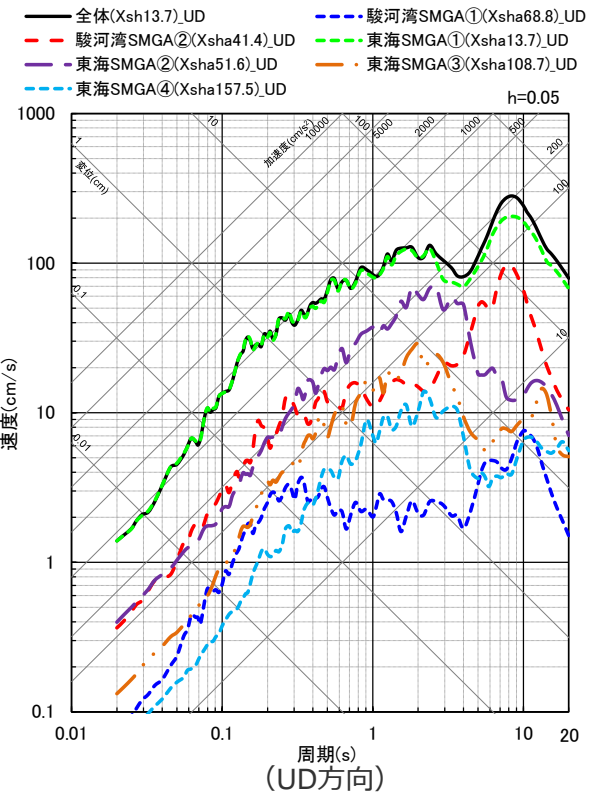
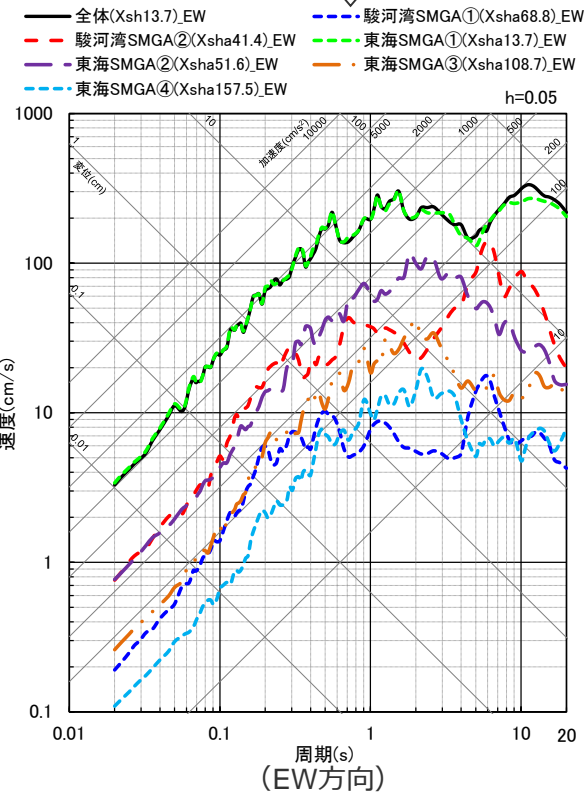
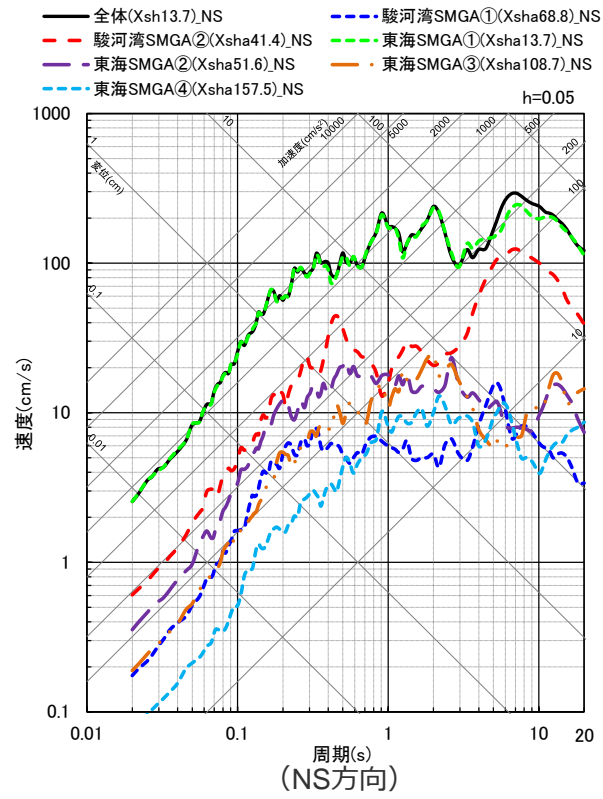
<補足説明資料③-11 プレート間地震の強震動生成域の位置の不確かさを考慮した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の設定（補足）>

敷地における地震動に支配的な強震動生成域



各領域の地震動評価結果（応答スペクトル）を比較

○各強震動生成域（SMGA）の地震動評価結果の比較によると、敷地に最も近い敷地直下の東海SMGA①が、敷地における地震動への影響が最も大きく、震源モデル全体の地震動評価結果に対し支配的な強震動生成域となっている。



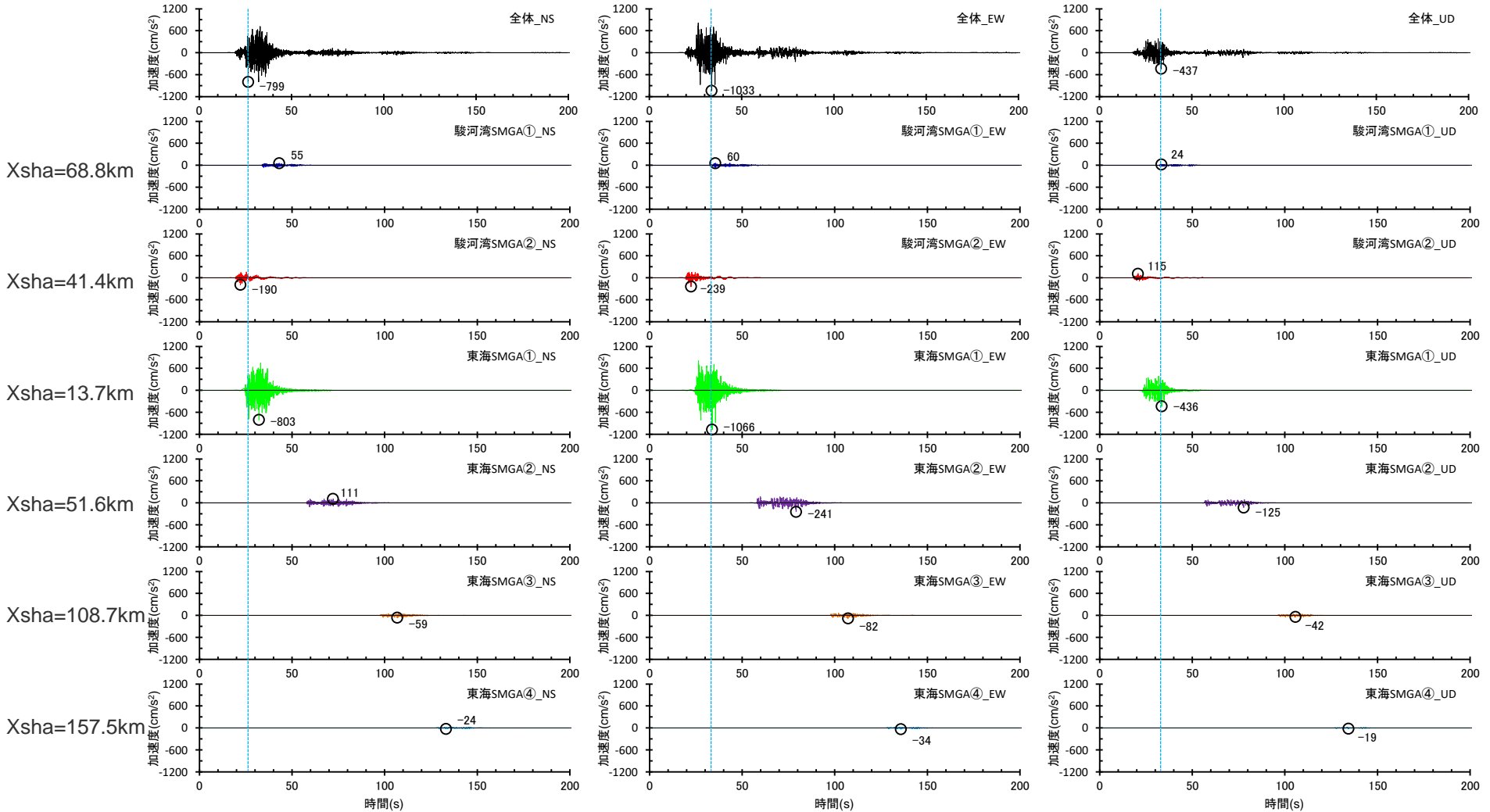
<応答スペクトルの比較（強震動生成域の位置の不確かさを考慮した震源モデル（直下ケース②）（地震動の顕著な増幅を考慮しない）（破壊開始点3））>

・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。
・Xshは断層最短距離（km）、Xshaは強震動生成域の最短距離（km）を表す。

<補足説明資料③-11 プレート間地震の強震動生成域の位置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）>

敷地における地震動に支配的な強震動生成域

○ 各強震動生成域（SMGA）の地震動評価結果の比較によると、敷地に最も近い敷地直下の東海SMGA①が、敷地における地震動への影響が最も大きく、震源モデル全体の地震動評価結果に対し支配的な強震動生成域となっている。



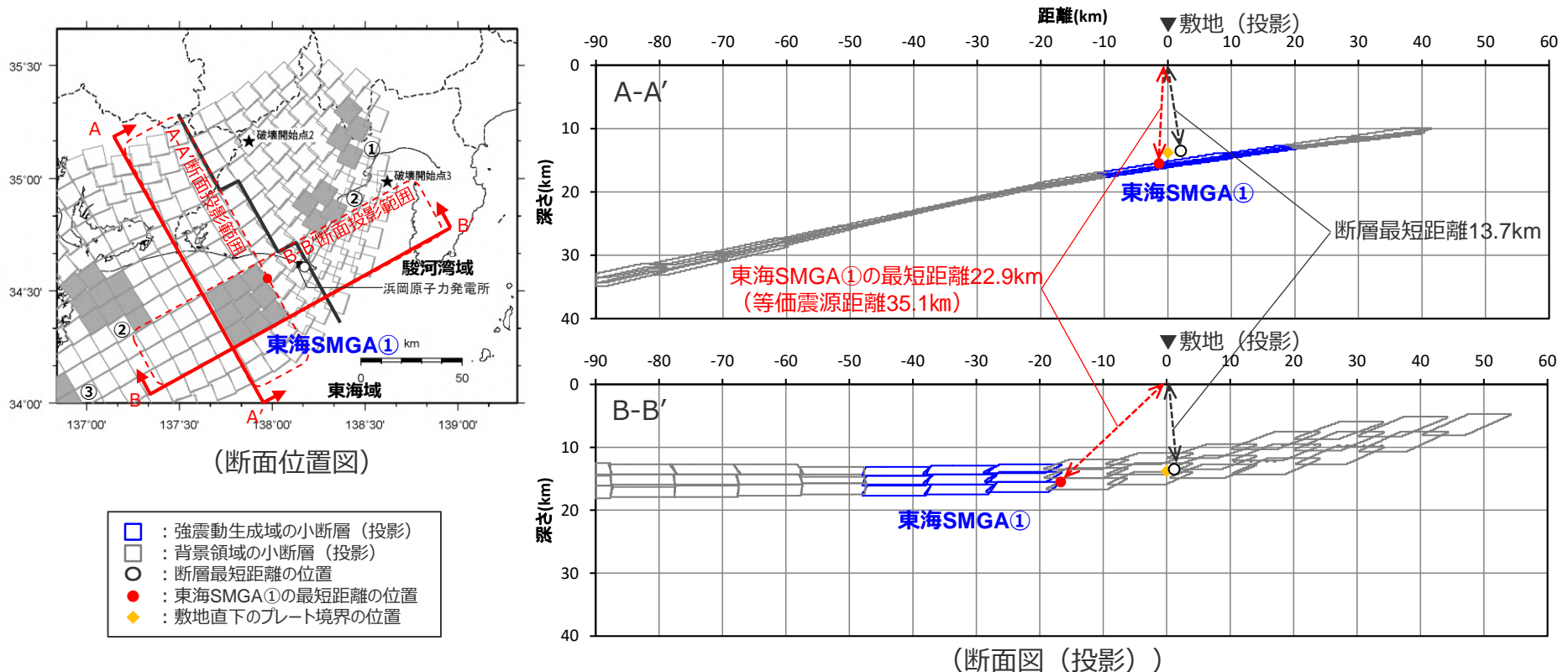
<加速度時刻歴波形の比較（強震動生成域の位置の不確かさを考慮した震源モデル（直下ケース②）（地震動の顕著な増幅を考慮しない）（破壊開始点3））>

・ 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。
 ・ Xshaは、強震動生成域の最短距離（km）を表す。

<補足説明資料③-11 プレート間地震の強震動生成域の位置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）>

敷地における地震動に支配的な強震動生成域と敷地との位置関係

○基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）では、敷地における地震動に支配的な強震動生成域（東海SMGA①）は、断層最短距離となる位置からやや離れて位置している。

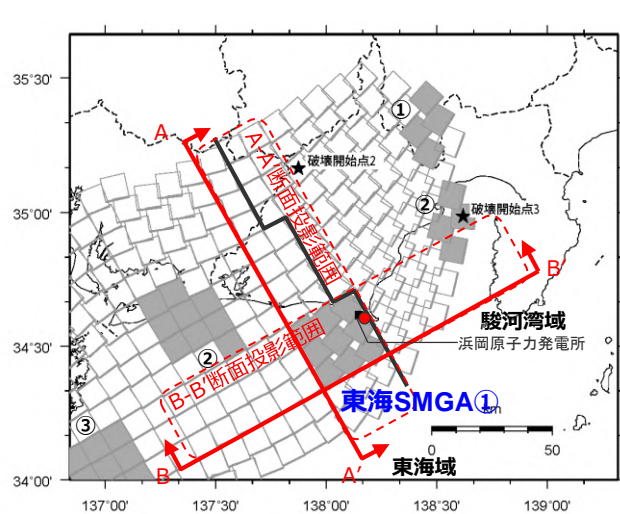


<基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）における東海SMGA①と敷地との位置関係>

<補足説明資料③-11 プレート間地震の強震動生成域の位置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）>

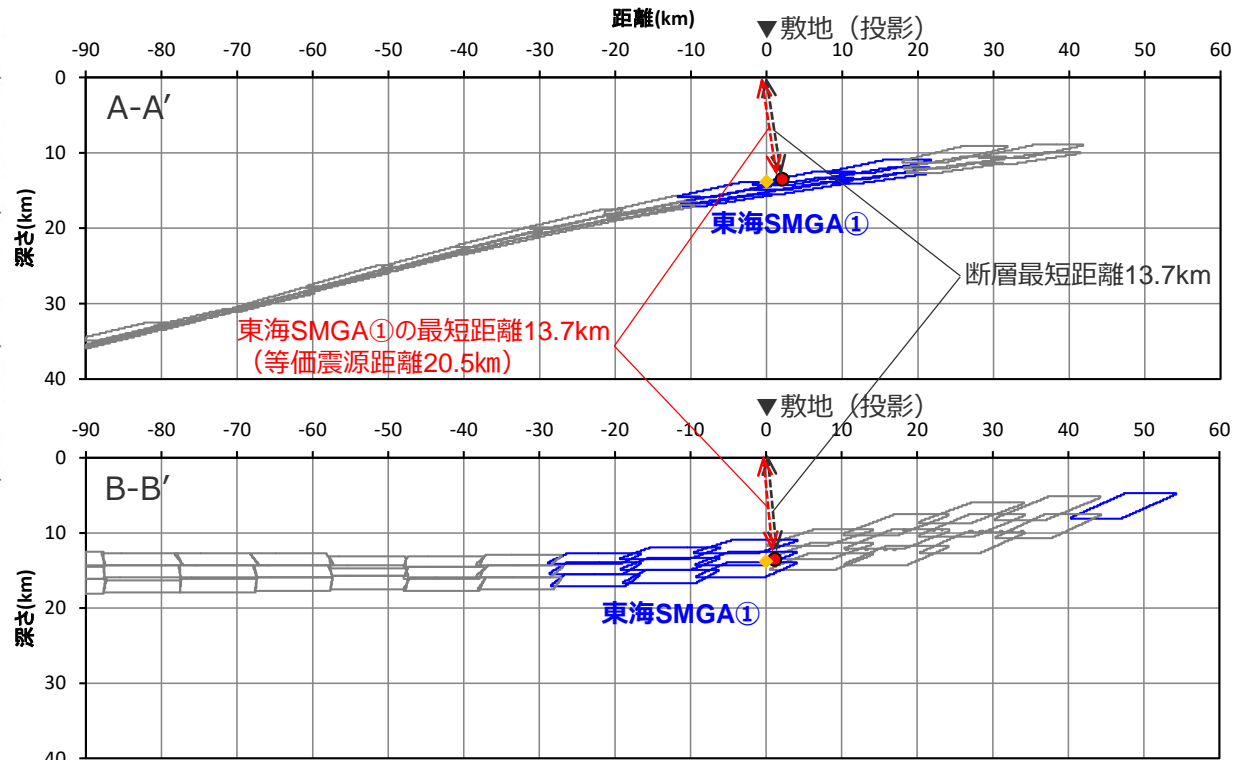
敷地における地震動に支配的な強震動生成域と敷地との位置関係

○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）では、敷地における地震動に支配的な強震動生成域（東海SMGA①）は、敷地直下に位置しており、断層最短距離の位置（下図○）に東海SMGA①の最短距離の位置（下図●）がある（敷地からの最短距離が最も短い位置に、敷地における地震動に支配的な東海SMGA①が位置している）。



(断面位置図)

- : 強震動生成域の小断層 (投影)
- : 背景領域の小断層 (投影)
- : 断層最短距離の位置
- : 東海SMGA①の最短距離の位置
- ◆ : 敷地直下のプレート境界の位置



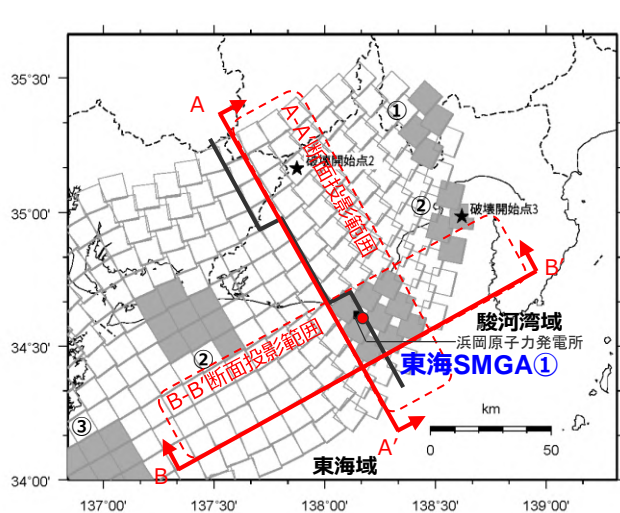
(断面図 (投影))

<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）における東海SMGA①と敷地との位置関係>

<補足説明資料③-11 プレート間地震の強震動生成域の位置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）>

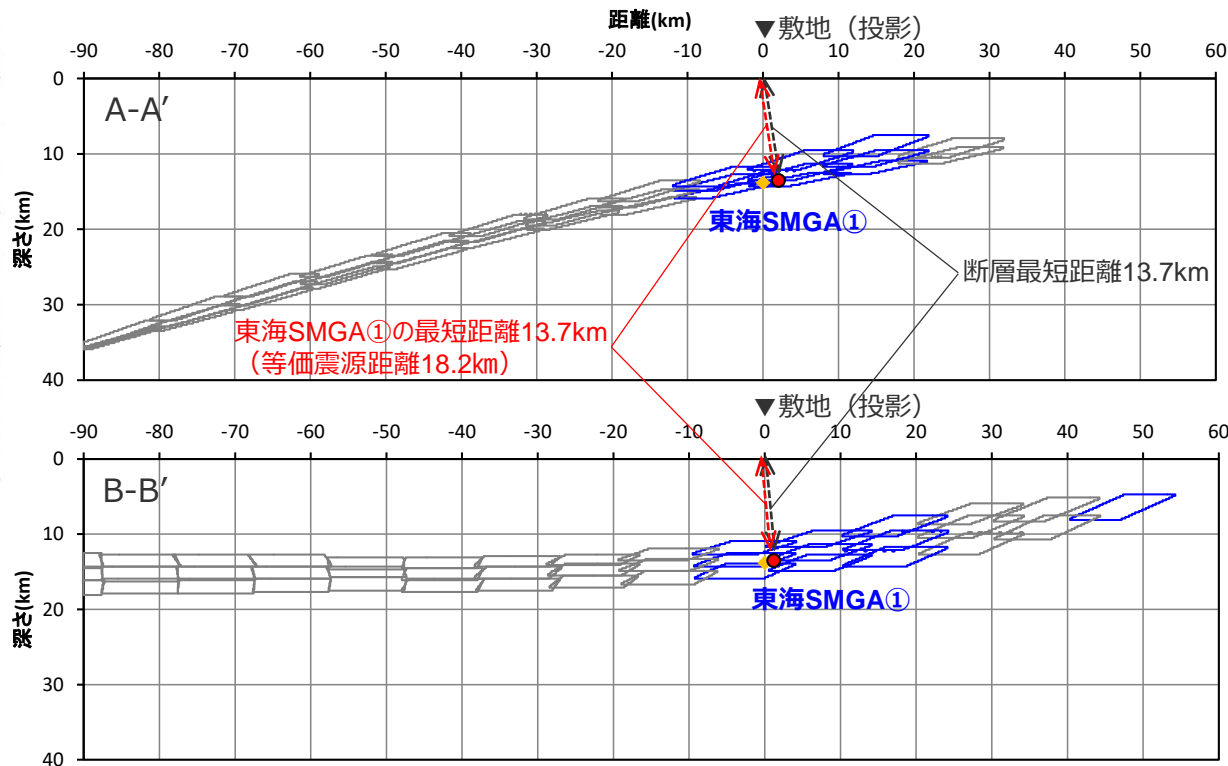
敷地における地震動に支配的な強震動生成域と敷地との位置関係

- 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）では、敷地における地震動に支配的な強震動生成域（東海SMGA①）は、敷地直下に位置しており、断層最短距離の位置（下図○）に東海SMGA①の最短距離の位置（下図●）がある（敷地からの最短距離が最も短い位置に、敷地における地震動に支配的な東海SMGA①が位置している）。



(断面位置図)

- : 強震動生成域の小断層 (投影)
- : 背景領域の小断層 (投影)
- : 断層最短距離の位置
- : 東海SMGA①の最短距離の位置
- ◆ : 敷地直下のプレート境界の位置



(断面図 (投影))

<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）における東海SMGA①と敷地との位置関係>

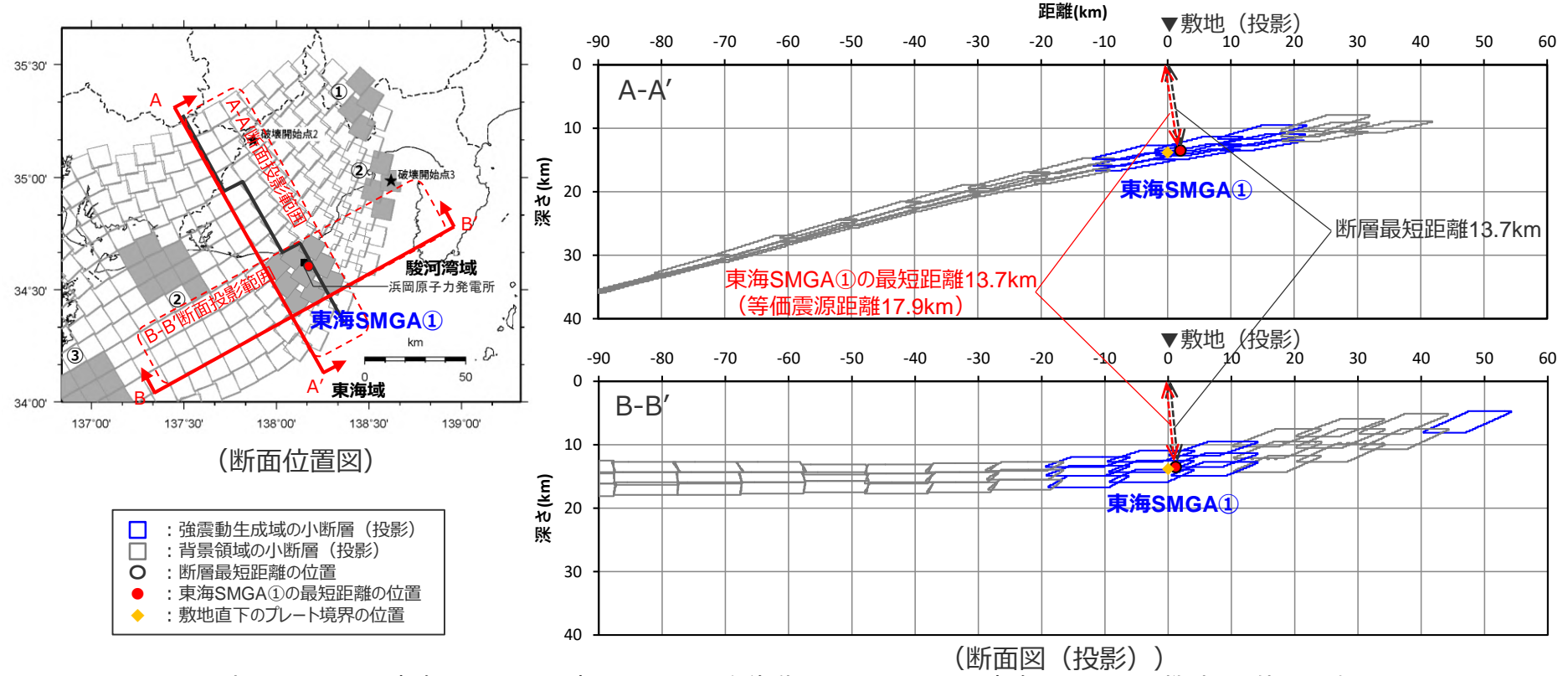
- 強震動生成域の位置の不確かさを考慮した震源モデル（直下ケース①、直下ケース②）（地震動の顕著な増幅を考慮しない）においては、敷地における地震動に支配的な強震動生成域（東海SMGA①）が最短距離の観点で敷地にとって最も保守的な場所に位置している。また、両ケースの等価震源距離は、差が小さく同程度である。

<補足説明資料③-11 プレート間地震の強震動生成域の位置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）>

直下ケース①の東海SMGA①を東に1メッシュ分移動したケース

○以降では、敷地における地震動に支配的な強震動生成域（東海SMGA①）の位置を少しずつ移動した場合に、現状の設定（直下ケース①、直下ケース②）の代表性を確認する。

- 直下ケース①の東海SMGA①を東に1メッシュ分移動したケースでは、敷地における地震動に支配的な東海SMGA①が敷地直下に位置しており、断層最短距離の位置（下図○）に東海SMGA①の最短距離の位置（下図●）がある（敷地からの最短距離が最も短い位置に、敷地における地震動に支配的な東海SMGA①が位置している）。
- 等価震源距離（17.9km）は、直下ケース①（20.5km）や直下ケース②（18.2km）との差は小さく同程度となっている。

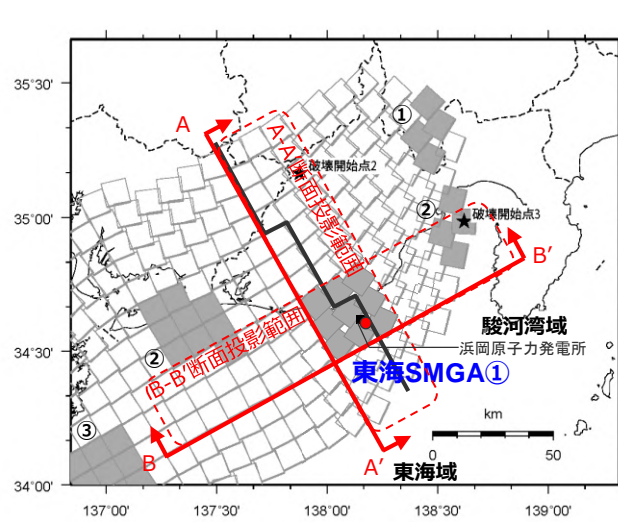


<直下ケース①の東海SMGA①を東に1メッシュ分移動したケースにおける東海SMGA①と敷地との位置関係>

<補足説明資料③-11 プレート間地震の強震動生成域の位置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）>

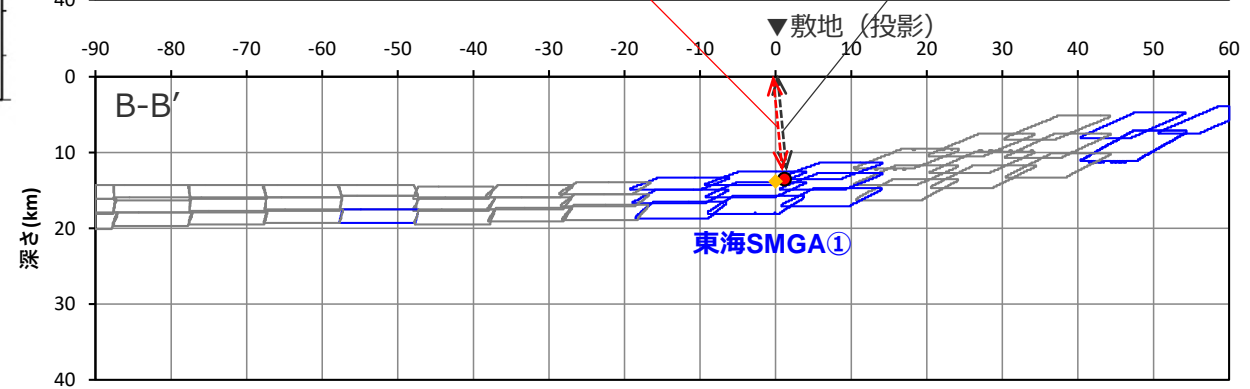
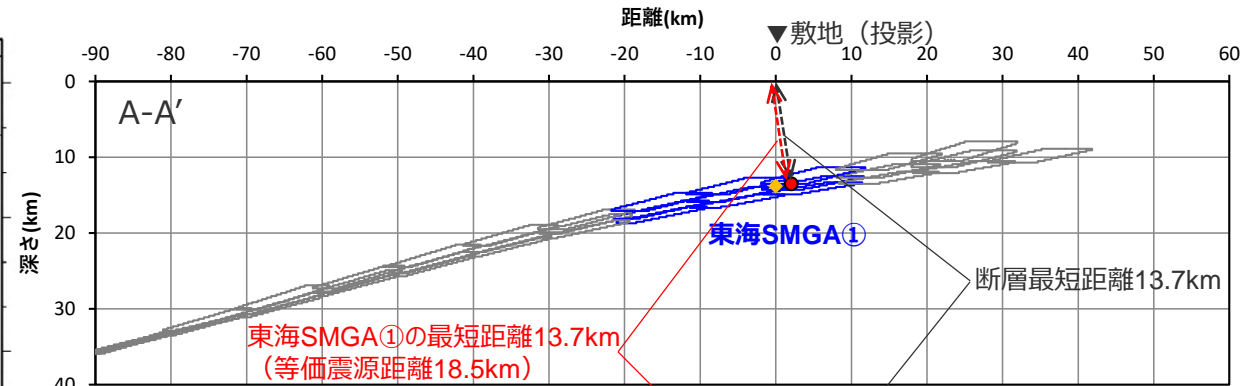
直下ケース①の東海SMGA①を東に1メッシュ分、北に1メッシュ分移動したケース

- 直下ケース①の東海SMGA①を東に1メッシュ分、北に1メッシュ分移動したケースでは、敷地における地震動に支配的な東海SMGA①が敷地直下に位置しており、断層最短距離の位置（下図○）に東海SMGA①の最短距離の位置（下図●）がある（敷地からの最短距離が最も短い位置に、敷地における地震動に支配的な東海SMGA①が位置している）。
- 等価震源距離（18.5km）は、直下ケース①（20.5km）や直下ケース②（18.2km）との差は小さく同程度となっている。



(断面位置図)

- : 強震動生成域の小断層 (投影)
- : 背景領域の小断層 (投影)
- : 断層最短距離の位置
- : 東海SMGA①の最短距離の位置
- ◆ : 敷地直下のプレート境界の位置



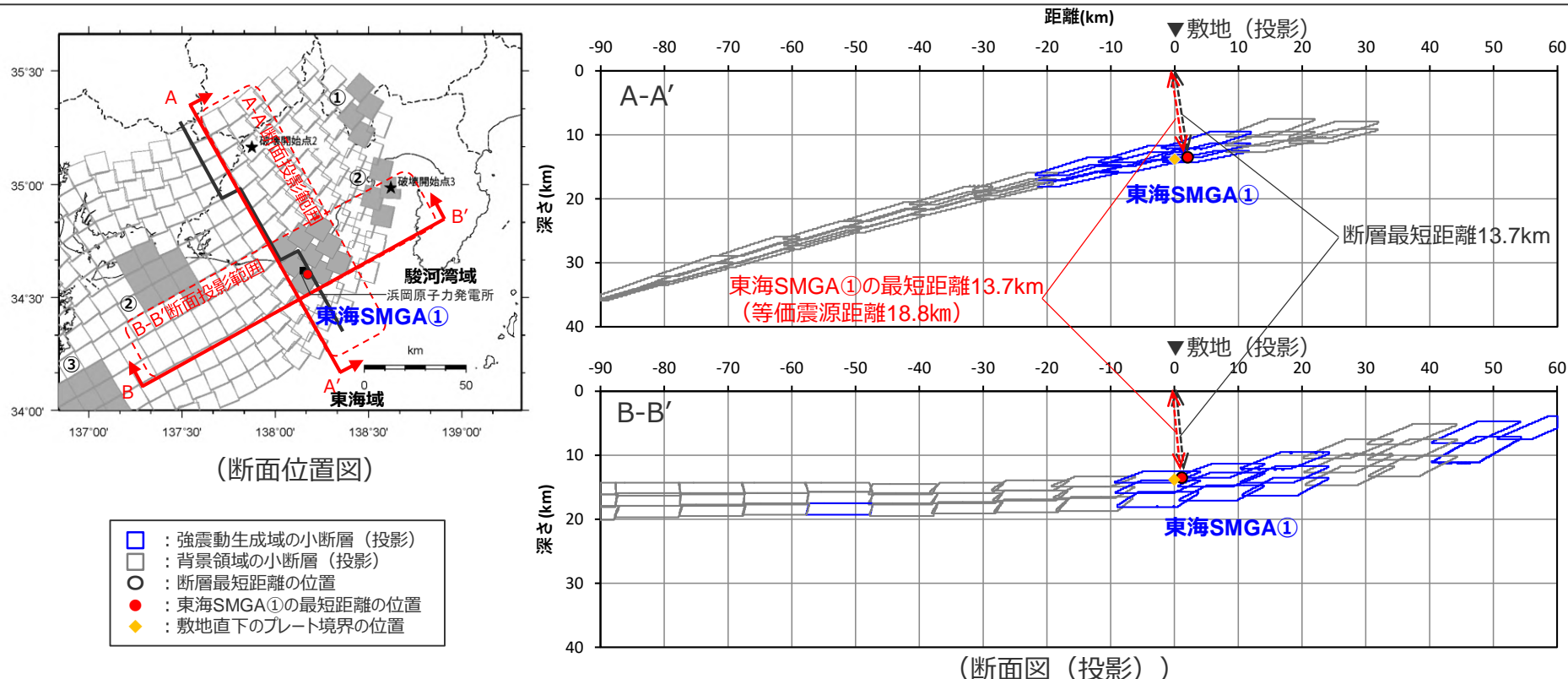
(断面図 (投影))

<直下ケース①の東海SMGA①を東に1メッシュ分、北に1メッシュ分移動したケースにおける東海SMGA①と敷地との位置関係>

<補足説明資料③-11 プレート間地震の強震動生成域の位置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）>

直下ケース①の東海SMGA①を東に2メッシュ分、北に1メッシュ分移動したケース

- 直下ケース①の東海SMGA①を東に2メッシュ分、北に1メッシュ分移動したケースでは、敷地における地震動に支配的な東海SMGA①が敷地直下に位置しており、断層最短距離の位置（下図○）に東海SMGA①の最短距離の位置（下図●）がある（敷地からの最短距離が最も短い位置に、敷地における地震動に支配的な東海SMGA①が位置している）。
- 等価震源距離（18.8km）は、直下ケース①（20.5km）や直下ケース②（18.2km）との差は小さく同程度となっている。



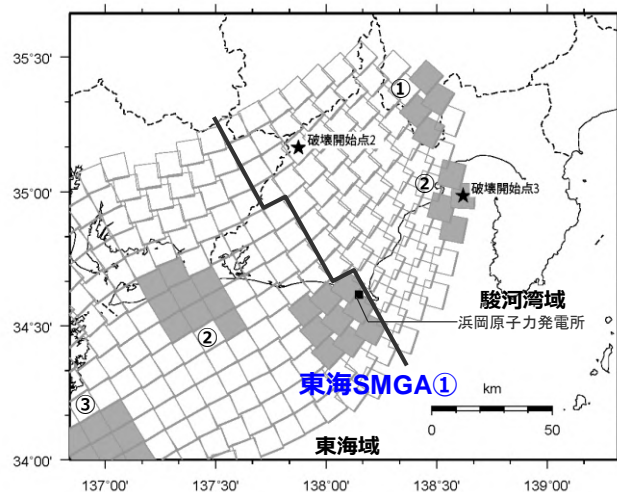
<直下ケース①の東海SMGA①を東に2メッシュ分、北に1メッシュ分移動したケースにおける東海SMGA①と敷地との位置関係>

- 東海SMGA①の位置を少しずつ移動した場合、東海SMGA①は敷地からの最短距離が最も短い場所に位置している。また、等価震源距離（17.9～18.8km）は直下ケース①（20.5km）や直下ケース②（18.2km）との差は小さく同程度である。

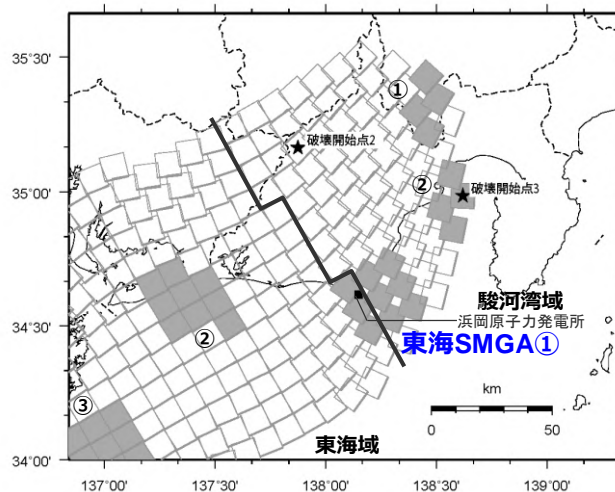
<補足説明資料③-11 プレート間地震の強震動生成域の位置の不確かさを考慮した震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の設定（補足）>

直下ケース①の東海SMGA①を東に1メッシュ分移動したケースの地震動評価結果の比較

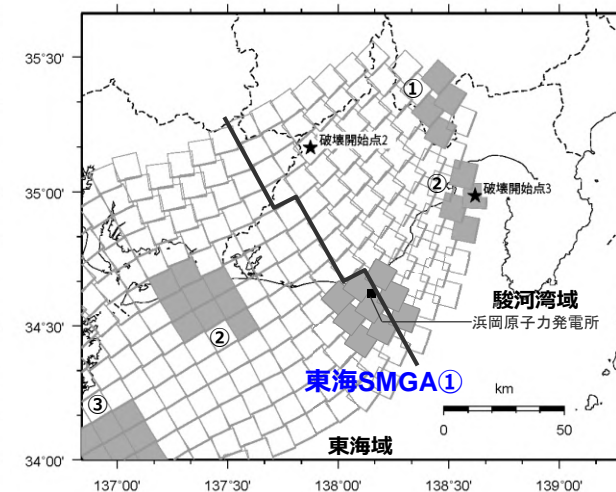
○東海SMGA①について、敷地からの最短距離が最も短い場所に位置しており、等価震源距離の差が小さく同程度であれば、地震動レベルは同程度であると考えられるが、念のため、直下ケース①の東海SMGA①を少しずつ移動したケースのうち直下ケース①、直下ケース②より等価震源距離がやや短い「直下ケース①の東海SMGA①を東に1メッシュ分移動したケース」を対象に、統計的グリーン関数法と波数積分法のハイブリッド合成法による地震動評価を行い、直下ケース①、直下ケース②との地震動評価結果の比較を行う。



(直下ケース①)



(直下ケース②)



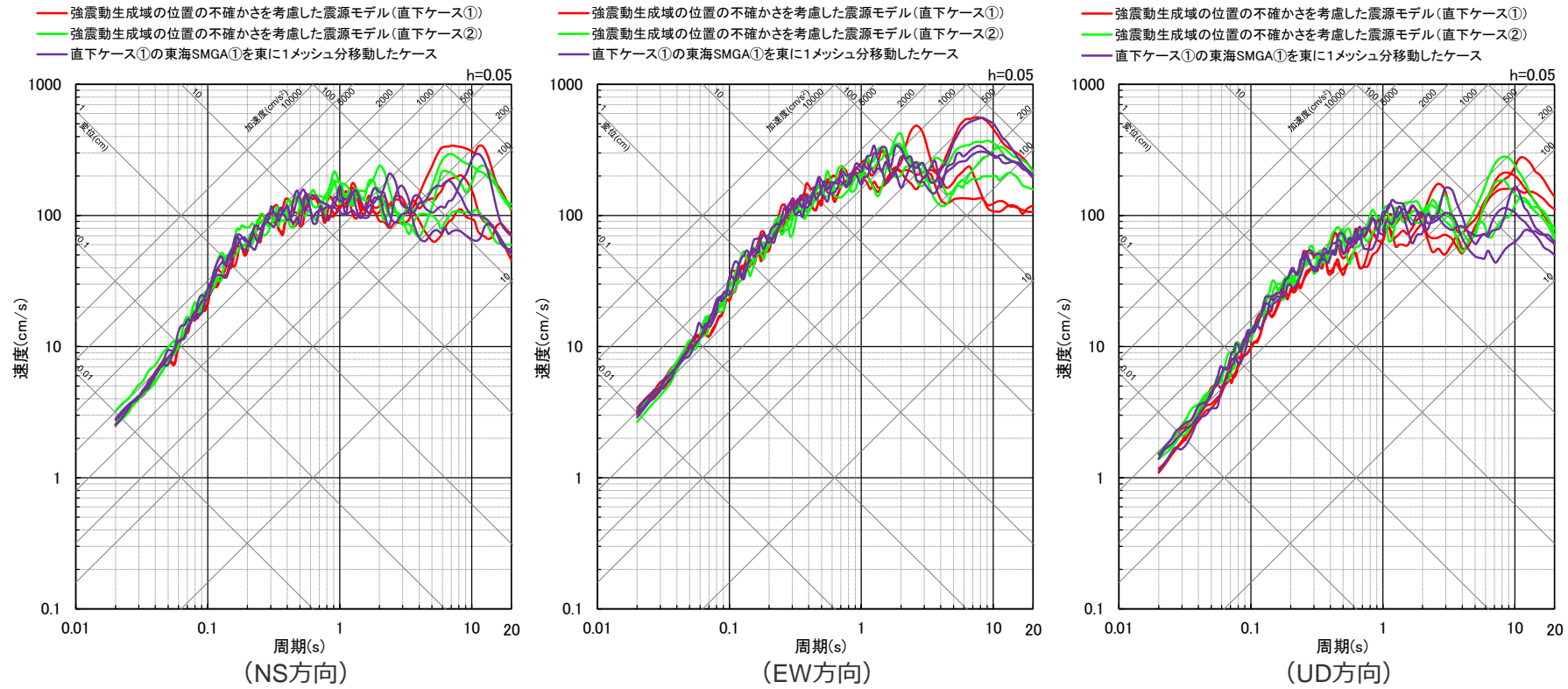
<直下ケース①の東海SMGA①を東に1メッシュ分移動したケース>

<強震動生成域の位置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）>

＜補足説明資料③-11 プレート間地震の強震動生成域の位置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）＞

直下ケース①の東海SMGA①を東に1メッシュ分移動したケースの地震動評価結果の比較

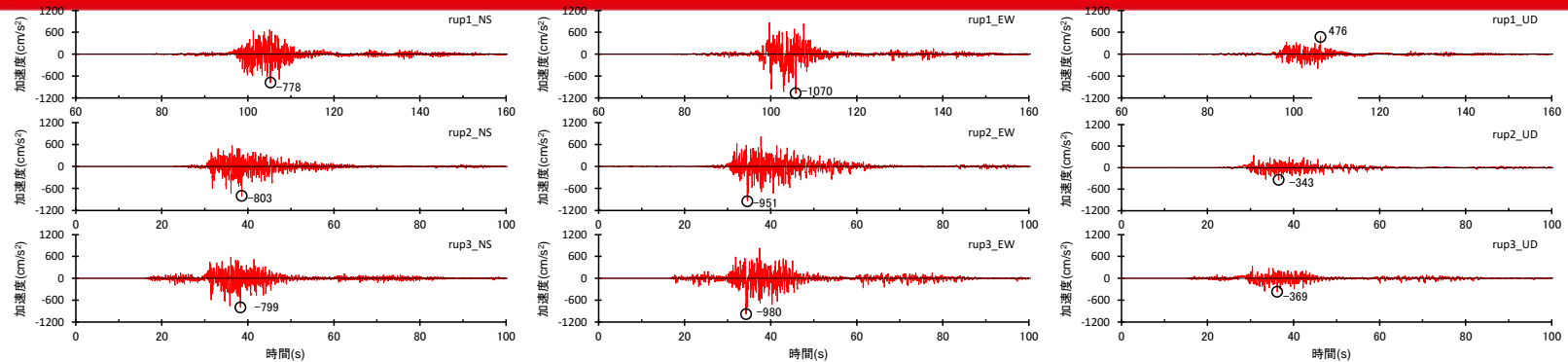
○東海SMGA①の位置を少しずつ移動したケースのうち直下ケース①、直下ケース②より等価震源距離がやや短い「直下ケース①の東海SMGA①を東に1メッシュ分移動したケース」の地震動レベルは、直下ケース①、直下ケース②と同程度である。



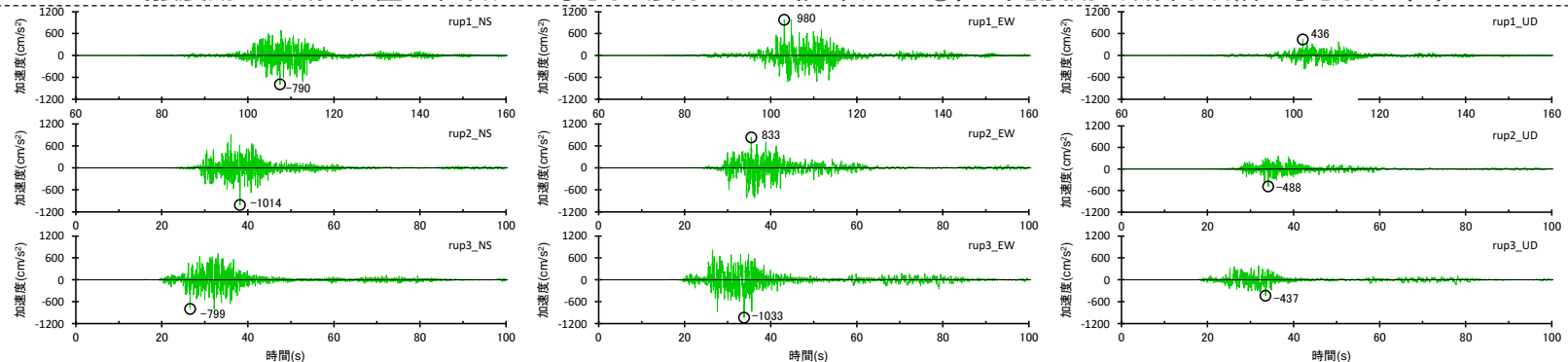
＜断層モデルを用いた手法による地震動評価結果の比較（応答スペクトル）＞
 （強震動生成域の位置の不確かさを考慮した震源モデル（直下ケース①、直下ケース②）（地震動の顕著な増幅を考慮しない）、直下ケース①の東海SMGA①を東に1メッシュ分移動したケース（破壊開始点1～3））

<補足説明資料③-11 プレート間地震の強震動生成域の位置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）>

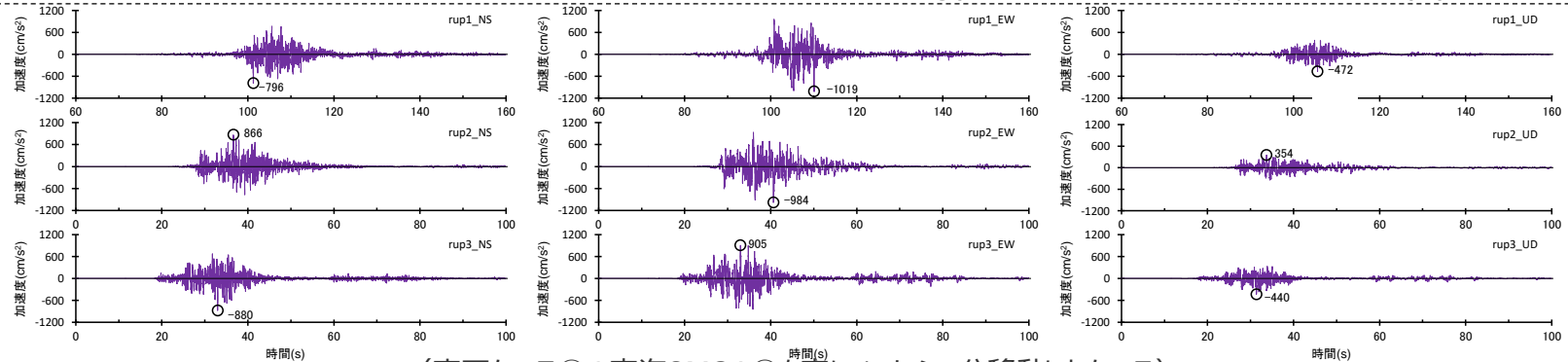
直下ケース①の東海SMGA①を東に1メッシュ分移動したケースの地震動評価結果の比較



（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））



（直下ケース①の東海SMGA①を東に1メッシュ分移動したケース）

<断層モデルを用いた手法による地震動評価結果の比較（加速度時刻歴波形）（破壊開始点1~3）>

まとめ

【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、直下ケース②）（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）に対して、強震動生成域を敷地直下に配置して、強震動生成域の位置の不確かさを考慮することで、地震動評価に支配的なパラメータと考えられる強震動生成域の応力降下量及び位置の不確かさと破壊開始点の不確かさを同時に考慮する。
- 強震動生成域の位置の不確かさの考慮にあたっては、基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）において敷地周辺で短周期レベルが大きい東海SMGA①の敷地からの最短距離が重要との観点から、東海SMGA①の敷地からの最短距離が最も短くなるよう敷地直下に配置する。
- 具体的には、東海SMGA①は東海域内に設定された強震動生成域であることを踏まえ、東海SMGA①を東海域内で敷地に最も近い位置に移動させることで、強震動生成域を敷地直下に配置した直下ケース①を設定する。これは、内閣府モデル（最大クラスの地震）の東側ケースに相当する。
- この直下ケース①は、東海SMGA①が敷地からの最短距離が最も短い場所に位置するので、強震動生成域の位置の不確かさの影響を代表できると考えられるが、東海SMGA①が敷地の西寄りに位置していることを踏まえ、より慎重な評価を行うため、東海SMGA①を東海域と駿河湾域の境界を越えて敷地からの最短距離が最も短かつ敷地の東寄りに位置するよう配置した直下ケース②も設定する。



- 複数設定し得る敷地からの最短距離が最も短いケース（直下ケース①の東海SMGA①を少しずつ移動したケース）について、いずれのケースも、東海SMGA①は敷地からの最短距離が最も短い場所に位置しており、東海SMGA①の等価震源距離は直下ケース①、直下ケース②との差は小さく同程度であることを確認した。
- 東海SMGA①について、敷地からの最短距離が最も短い場所に位置しており、等価震源距離の差が小さく同程度であれば、地震動レベルは同程度であると考えられるが、念のため、直下ケース①、直下ケース②より等価震源距離がやや短い「直下ケース①の東海SMGA①を東に1メッシュ分移動したケース」について地震動評価を行い、地震動レベルが直下ケース①、直下ケース②と同程度であることを確認した。



- 敷地からの最短距離が最も短いケースには、直下ケース①、直下ケース②よりも等価震源距離がやや短いケースもあるが、それらの地震動レベルは同程度であり、強震動生成域の位置の不確かさを考慮するに当たって、上記のとおり、強震動生成域を敷地直下に配置したケースとして、直下ケース①、直下ケース②を考慮していることは適切である。

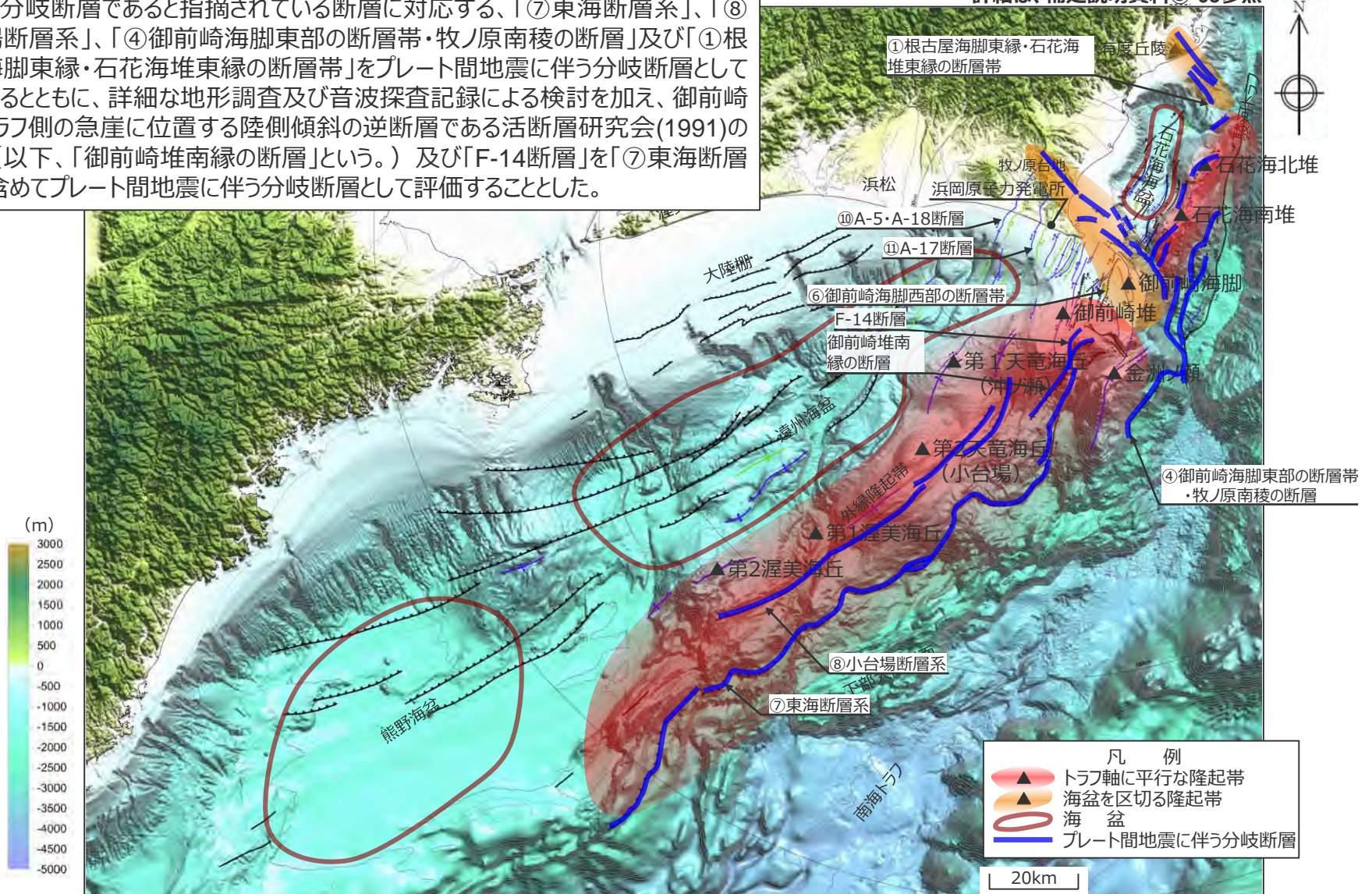
補足説明資料③-12
分岐断層の地震時挙動に関する検討

分岐断層の選定

(プレート間地震に伴う分岐断層の選定結果)

○文献で分岐断層であると指摘されている断層に対応する、「⑦東海断層系」、「⑧小台場断層系」、「④御前崎海脚東部の断層帯・牧ノ原南稜の断層」及び「①根古屋海脚東縁・石花海堆東縁の断層帯」をプレート間地震に伴う分岐断層として選定するとともに、詳細な地形調査及び音波探査記録による検討を加え、御前崎堆のトラフ側の急崖に位置する陸側傾斜の逆断層である活断層研究会(1991)の断層（以下、「御前崎堆南縁の断層」という。）及び「F-14断層」を「⑦東海断層系」に含めてプレート間地震に伴う分岐断層として評価することとした。

詳細は、補足説明資料③-03参照



海上保安庁『海洋台帳』に敷地位置、凡例に示す地形、図の説明（駿河トラフ、南海トラフ、下部大陸斜面、大陸棚、浜松、有度丘陵、牧ノ原台地）、スケールを加筆

検討概要

【南海トラフにおける地震時挙動に関する知見】

（超低周波地震）

- プレート間地震の浅部の破壊伝播形態（プレート境界面に沿ってトラフ軸まで破壊が伝播する形態、付加体内の分岐断層に沿って破壊が伝播する形態）は、いずれも、浅部超低周波地震が発生している付加体やデコルマ面における破壊伝播であり、超低周波地震の応力降下量は通常の地震に比べ極端に小さく、周期は10秒以上である。

（断層すべり）

- 南海トラフの分岐断層及びプレート境界浅部の断層すべりは、ゆっくりとしたすべり速度と長いライズタイムで特徴づけられる。

（1944年東南海地震の震源過程解析）

- 津波波形インバージョン解析では、分岐断層を考慮した研究成果もあるが、震度分布との比較検討等により設定された強震断層モデルでは、プレート境界浅部の断層面や分岐断層は考慮されておらず、強震動生成域はプレート境界深部に設定されている。

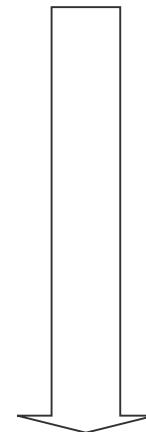
（南海トラフの想定地震に関する知見）

- 内閣府(2012)の「南海トラフの巨大地震モデル検討会」では、南海トラフで想定される最大クラスの地震・津波として、津波断層モデルには、プレート境界浅部や分岐断層が考慮されているが、強震断層モデルには、プレート境界浅部や分岐断層が考慮されておらず、強震動生成域はプレート境界深部に設定されている。

【日本及び世界の沈み込み帯における地震時挙動に関する知見】

（巨大プレート間地震の震源過程解析）

- 日本及び世界の沈み込み帯で発生した巨大プレート間地震（2011年東北地方太平洋沖地震、2004年スマトラ島沖地震、1960年・2010年チリ地震、1964年アラスカ地震）の震源過程解析において、強震動を励起する領域はプレート境界深部に推定されるのに対し、プレート境界浅部にすべりの大きな領域や分岐断層が推定されている。



- 南海トラフや日本及び世界の沈み込み帯における地震時挙動に関する知見から、プレート境界面の破壊に伴い、受動的にプレート境界浅部や分岐断層が破壊しても、強震動励起に及ぼす影響は小さいと考えられる。

【プレート境界浅部及び分岐断層が強震動励起に及ぼす影響確認】

- 上記知見を踏まえて、「プレート境界面の破壊に伴い、受動的にプレート境界浅部や分岐断層が破壊するケース（影響確認モデル）」を設定して、断層モデルを用いた手法による地震動評価を行い、プレート境界面の破壊に伴い、受動的にプレート境界浅部や分岐断層が破壊しても、強震動励起に及ぼす影響は小さいことを確認した。

プレート境界浅部及び分岐断層が強震動励起に及ぼす影響の確認

(検討概要)

南海トラフ、日本及び世界の沈み込み帯における地震時挙動に関する知見

- 南海トラフにおける地震時挙動に関する知見（超低周波地震、断層すべり、1944年東南海地震の震源過程解析、南海トラフの想定地震）、日本及び世界の沈み込み帯における地震時挙動に関する知見（巨大プレート間地震の震源過程解析）から、プレート境界面の破壊に伴い、受動的にプレート境界浅部や分岐断層が破壊しても、強震動励起に及ぼす影響は小さいと考えられる。

プレート境界浅部及び分岐断層が強震動励起に及ぼす影響確認

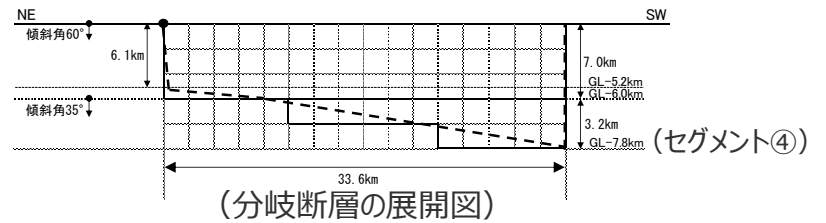
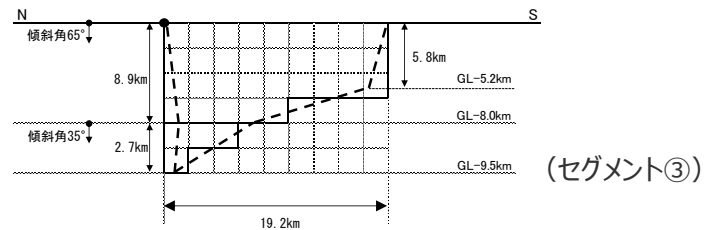
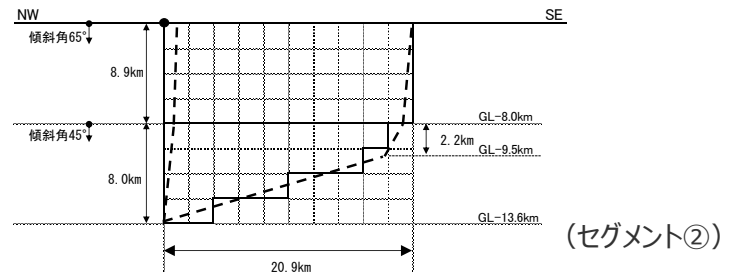
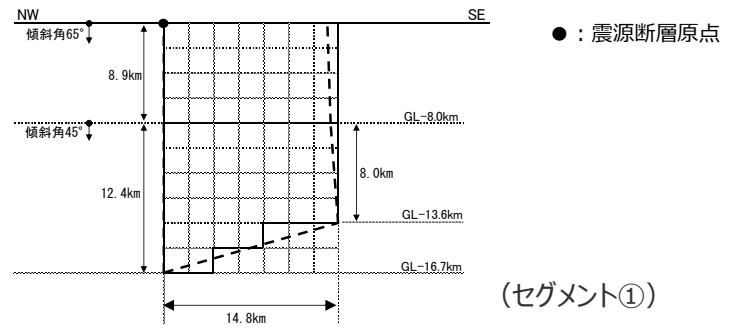
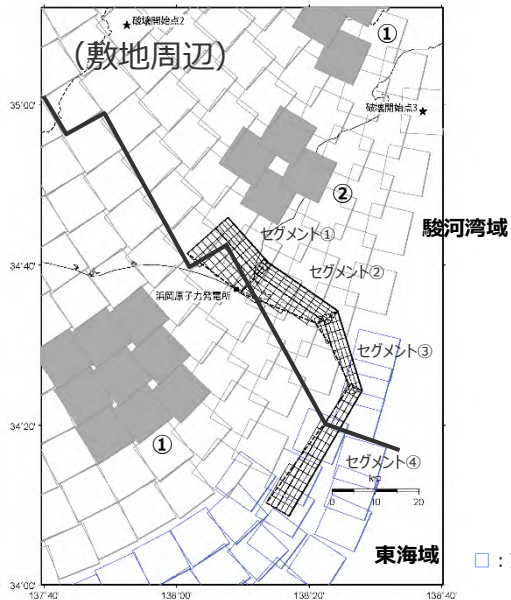
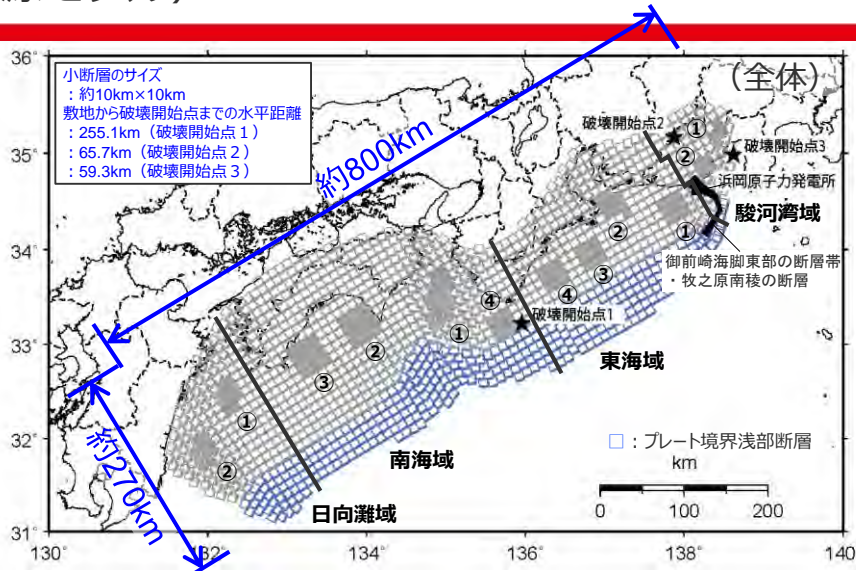
- 以降では、上記を踏まえて、プレート境界面の破壊に伴い、受動的にプレート境界浅部や分岐断層が破壊しても、強震動励起に及ぼす影響が小さいことを確認するため、断層モデルを用いた手法による地震動評価を行う。具体的には以下のとおり。
 - ：プレート間地震の基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）に対して、「**プレート境界面の破壊に伴い、受動的にプレート境界浅部や分岐断層が破壊するケース（影響確認モデル）**」※を設定し、地震動評価結果を比較する。
 - ：プレート境界浅部や分岐断層は、これに連続するプレート境界面（背景領域の小断層）の震源断層パラメータを与えることでモデル化する。
 - ：分岐断層は、敷地への影響が最も大きい「御前崎海脚東部の断層帯・牧ノ原南稜の断層」で代表する。
 - ：地震動評価法は、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用いる。

※ プレート境界面の破壊に伴い、受動的に分岐断層が破壊する場合、当該部におけるプレート境界浅部は破壊しないと考えられるが、ここでは、分岐断層とプレート境界浅部の両方が破壊するとして地震動評価を行う。

<補足説明資料③-12 分岐断層の地震時挙動に関する検討>

プレート境界浅部及び分岐断層が強震動励起に及ぼす影響の確認

(震源モデル)



<影響確認モデル>

・黒字の丸数字はプレート間地震の強震動生成域のNo.を表す。

プレート境界浅部及び分岐断層が強震動励起に及ぼす影響の確認 (震源断層パラメータの設定フロー)

「御前崎海脚東部の断層帯・牧ノ原南稜の断層（断層上端深さ0km）」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 (地質調査結果による)
震源断層幅	: W (地質調査結果、断層傾斜角及び震源断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	: $M_0 = \mu DS$ 、 μ は剛性率
平均応力降下量	: $\Delta\sigma$ (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)) の背景領域の平均応力降下量)
平均すべり量	: D (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)) の背景領域のすべり量)

・プレート境界浅部断層の震源断層パラメータはプレート間地震 (基本震源モデル (地震動の顕著な増幅を考慮しない)) の背景領域と同一に設定。

プレート境界浅部及び分岐断層が強震動励起に及ぼす影響の確認

(震源断層パラメータ)

<プレート間地震の基本震源モデル（南海トラフ最大クラス地震モデル（基本ケース））（プレート境界浅部断層付加）（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>

全体	面積(km ²)	144114			
	平均応力降下量(MPa)	1.9			
	平均すべり量(m)	7.4			
	地震モーメント(Nm)	4.4E+22			
	Mw	9.0			
	短周期レベル(Nm/s ²)	5.08E+20			
各セグメント	セグメント名	日向灘域	南海域	東海域	駿河湾域
	面積(km ²)	19053	53790	29419	7888
	地震モーメント(Nm)	4.3E+21	2.0E+22	8.3E+21	1.2E+21
	Mw	8.4	8.8	8.5	8.0
強震動生成域 SMGA① (深部)	面積(km ²)	1018	1953	910	438
	応力パラメータ(MPa)	34.5	46.4	45.4	34.4
	平均すべり量(m)	11.0	20.5	13.7	7.2
	地震モーメント(Nm)	4.6E+20	1.6E+21	5.1E+20	1.3E+20
	Mw	7.7	8.1	7.7	7.3
強震動生成域 SMGA② (深部)	面積(km ²)	1029	1615	914	415
	応力パラメータ(MPa)	34.5	46.4	45.4	34.4
	平均すべり量(m)	11.1	18.7	13.7	7.0
	地震モーメント(Nm)	4.7E+20	1.2E+21	5.1E+20	1.2E+20
	Mw	7.7	8.0	7.7	7.3
強震動生成域 SMGA③ (深部)	面積(km ²)		1612	913	
	応力パラメータ(MPa)		46.4	45.4	
	平均すべり量(m)		18.6	13.7	
	地震モーメント(Nm)		1.2E+21	5.1E+20	
	Mw		8.0	7.7	
強震動生成域 SMGA④ (深部)	面積(km ²)		929	924	
	応力パラメータ(MPa)		46.4	45.4	
	平均すべり量(m)		14.2	13.8	
	地震モーメント(Nm)		5.4E+20	5.2E+20	
	Mw		7.8	7.7	

	セグメント名	日向灘域	南海域	東海域	駿河湾域
背景領域(深部)	面積(km ²)	17006	47682	25758	7034
	応力パラメータ(MPa)	3.7	3.7	3.7	3.7
	平均すべり量(m)	4.9	8.1	5.9	3.1
	地震モーメント(Nm)	3.4E+21	1.6E+22	6.2E+21	9.0E+20
	Mw	8.3	8.7	8.5	7.9
背景領域(浅部)	面積(km ²)	4297	16675	12685	307
	応力パラメータ(MPa)	3.7	3.7	3.7	3.7
	平均すべり量(m)	4.9	8.1	5.9	3.1
	地震モーメント(Nm)	8.6E+20	5.5E+21	3.1E+21	3.9E+19
	Mw	7.9	8.4	8.3	7.0
その他	破壊伝播速度(km/s)	2.7			
	fmax(Hz)	6.0			
	剛性率(Nm ²)	4.1E+10			

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

プレート境界浅部及び分岐断層が強震動励起に及ぼす影響の確認

(震源断層パラメータ)

<御前崎海脚東部の断層帯・牧ノ原南稜の断層（断層上端深さ0km）の震源断層パラメータ>

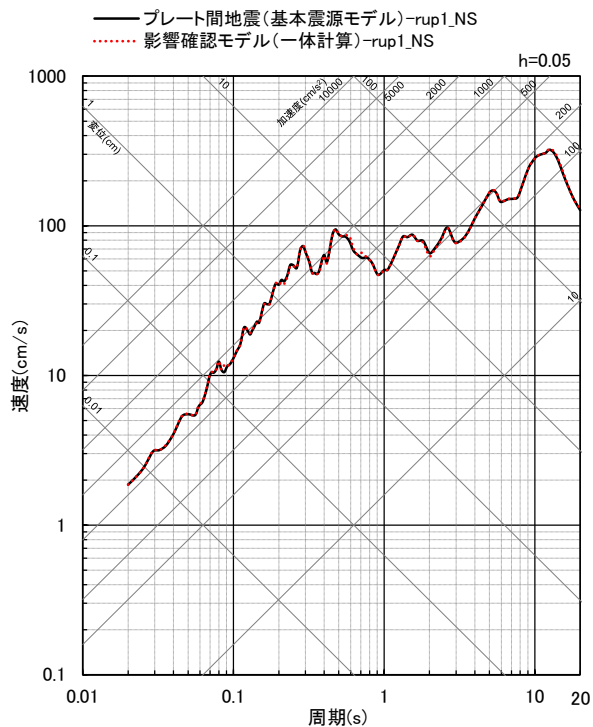
震源断層パラメータ		設定方法	単位	設定値	
震源断層 原点 (北端)	①	北緯(世界測地系)	地質調査結果による	-	34.76572°
		東経(世界測地系)	同上	-	138.12892°
	②	北緯(世界測地系)	同上	-	34.67894°
		東経(世界測地系)	同上	-	138.21890°
	③	北緯(世界測地系)	同上	-	34.57109°
		東経(世界測地系)	同上	-	138.40528°
	④	北緯(世界測地系)	同上	-	34.40580°
		東経(世界測地系)	同上	-	138.46659°
走向	①	同上	-	138.3°NE	
	②	同上	-	124.9°NE	
	③	同上	-	162.9°NE	
	④	同上	-	210.2°NE	
断層 傾斜角	①②	GL-8km以浅	同上	°	65
		GL-8km以深	同上	°	45
	③	GL-8km以浅	同上	°	65
		GL-8km以深	同上	°	35
	④	GL-6km以浅	同上	°	60
		GL-6km以深	同上	°	35
ずれの種類	同上	-	-	逆断層	
震源断層上端深さ	設定方針による	km	0.0		
震源断層下端深さ	①	地震発生層の検討結果による	km	13.6~16.7	
	②	同上	km	9.5~13.6	
	③	同上	km	5.2~9.5	
	④	同上	km	5.2~7.8	
震源断層長さ	①	L ₁ :地質調査結果による	km	13.7	
	②	L ₂ :同上	km	19.8	
	③	L ₃ :同上	km	19.2	
	④	L ₄ :同上	km	33.6	

震源断層パラメータ		設定方法	単位	設定値	
震源 断層幅	①	GL-8km以浅	地質調査結果、断層傾斜角及び震源断層上端深さとの関係による	km	8.9
		GL-8km以深	地質調査結果、断層傾斜角及び震源断層下端深さとの関係による	km	8.0~12.4
	②	GL-8km以浅	地質調査結果、断層傾斜角及び震源断層上端深さとの関係による	km	8.9
		GL-8km以深	地質調査結果、断層傾斜角及び震源断層下端深さとの関係による	km	2.2~8.0
	③	GL-8km以浅	地質調査結果、断層傾斜角及び震源断層上端深さとの関係による	km	5.8~8.9
		GL-8km以深	地質調査結果、断層傾斜角及び震源断層下端深さとの関係による	km	0.0~2.7
	④	GL-6km以浅	地質調査結果、断層傾斜角及び震源断層上端深さとの関係による	km	6.1~7.0
		GL-6km以深	地質調査結果、断層傾斜角及び震源断層下端深さとの関係による	km	0.0~3.2
震源断層面積	①	S ₁ :震源断層長さ及び震源断層幅による	km ²	271.87	
	②	S ₂ :同上	km ²	261.01	
	③	S ₃ :同上	km ²	147.53	
	④	S ₄ :同上	km ²	269.79	
震源断層面積	S=S ₁ +S ₂ +S ₃ +S ₄	km ²	950.20		
等価半径	R=(S/π) ^{0.5}	km	17.39		
地震モーメント	M ₀ =μDS	Nm	1.94E+20		
気象庁マグニチュード	M _J =(logM ₀ -10.72)/1.17(武村(1990))	-	8.2		
モーメントマグニチュード	M _w =(logM ₀ -9.1)/1.5(Kanamori(1977))	-	7.5		
剛性率	μ=ρβ 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))	N/m ²	3.46E+10		
平均すべり量	D:プレート間地震(基本震源モデル)の背景領域による	m	5.90		
平均応力降下量	Δσ:プレート間地震(基本震源モデル)の背景領域による	MPa	3.70		
破壊伝播速度	Vr=0.72β(Celler(1976))	km/s	2.55		
f _{max}	中央防災会議(2004)による	Hz	6.0		

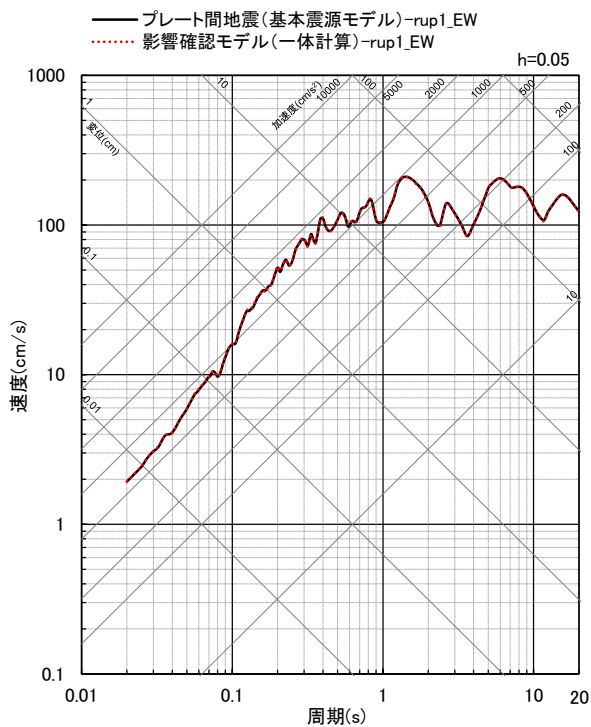
プレート境界浅部及び分岐断層が強震動励起に及ぼす影響の確認

(地震動評価結果：破壊開始点1)

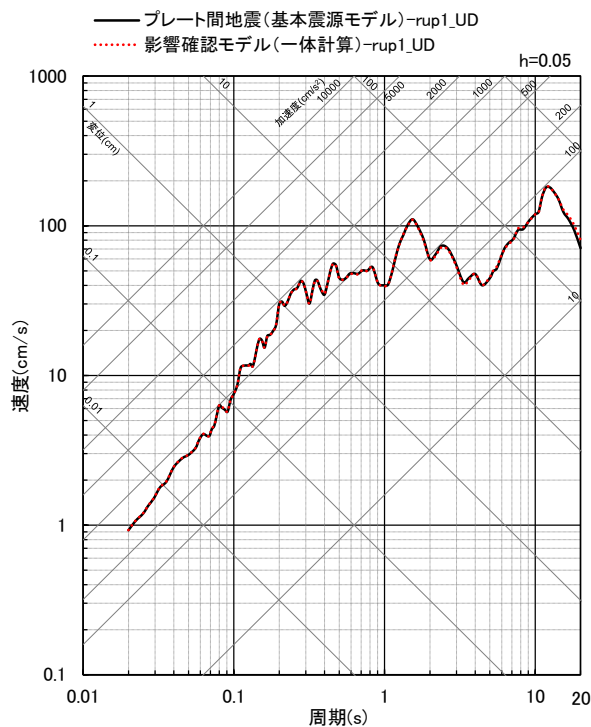
○影響確認モデルの地震動評価結果は、プレート間地震の基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）とほぼ同じ結果となっている。



(NS方向)



(EW方向)



(UD方向)

<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）>

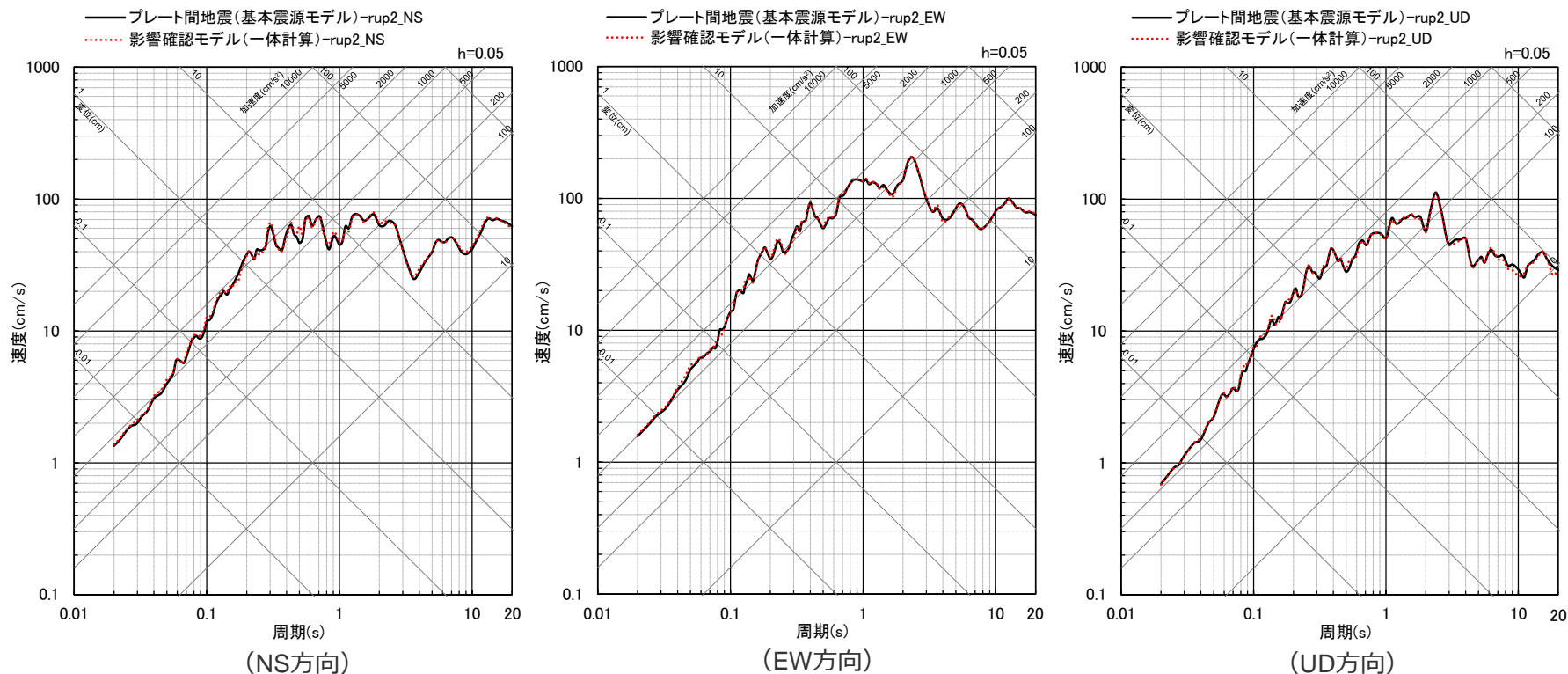
(プレート間地震（基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない））、影響確認モデル（破壊開始点1）)

- ・ 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。
- ・ 破壊開始点はいずれのモデルもプレート間地震の破壊開始点を表す。

プレート境界浅部及び分岐断層が強震動励起に及ぼす影響の確認

(地震動評価結果：破壊開始点2)

○影響確認モデルの地震動評価結果は、プレート間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）とほぼ同じ結果となっている。



<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）>

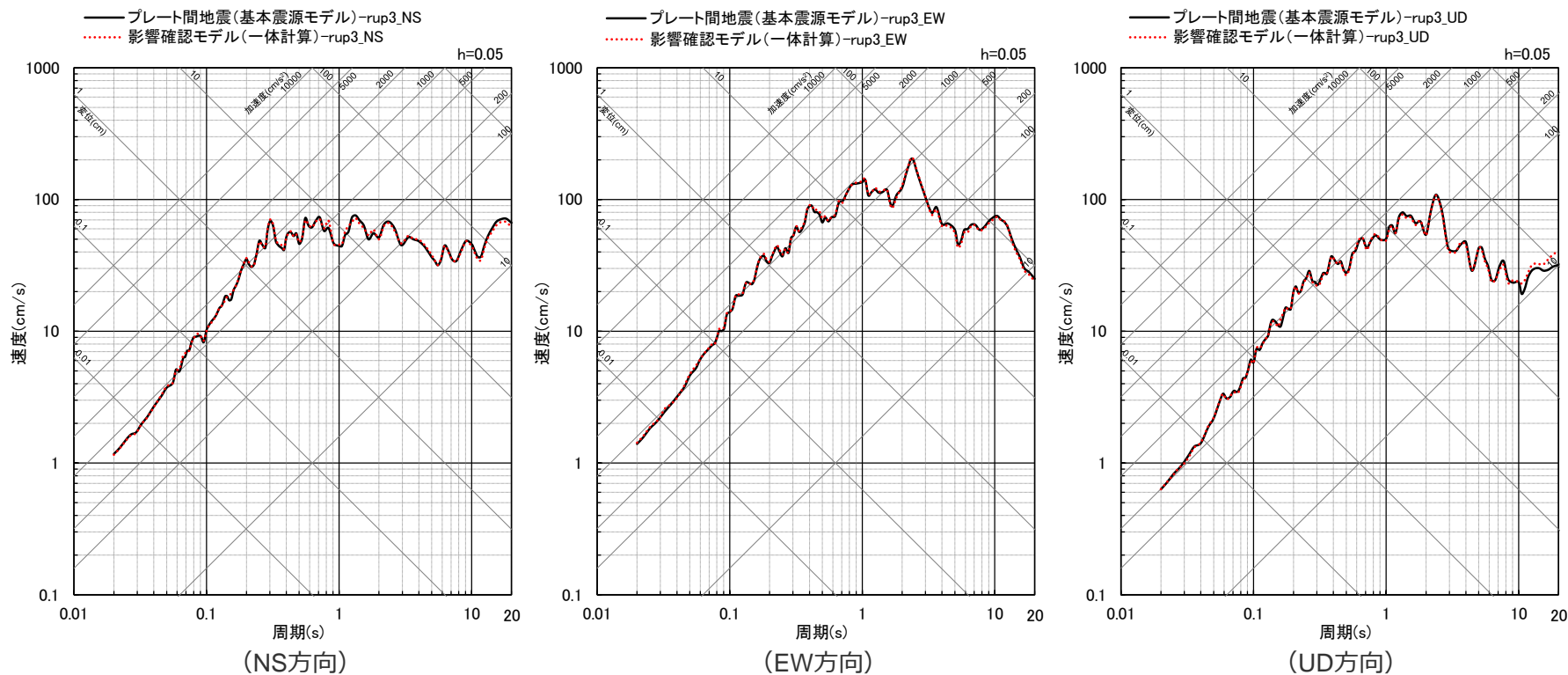
(プレート間地震（基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない））、影響確認モデル（破壊開始点2）)

- ・ 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。
- ・ 破壊開始点はいずれのモデルもプレート間地震の破壊開始点を表す。

プレート境界浅部及び分岐断層が強震動励起に及ぼす影響の確認

(地震動評価結果：破壊開始点3)

○影響確認モデルの地震動評価結果は、プレート間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）とほぼ同じ結果となっている。



<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）>
 (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））、影響確認モデル（破壊開始点3）)

以上の検討から、プレート境界浅部や分岐断層が強震動励起に及ぼす影響は小さいことを確認した。

・ 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。
 ・ 破壊開始点はいずれのモデルもプレート間地震の破壊開始点を表す。

補足説明資料③-13

プレート間地震の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

分岐断層の地震時挙動に関する検討(本編p.236及び補足説明資料③-12参照)

- 敷地周辺には、外縁隆起帯のトラフ側斜面の付加体内等に分岐断層が分布しており、プレート間地震の発生形態の一つとして、プレート間地震の震源断層の破壊に伴い受動的に破壊するものと考えられる。
- 「南海トラフ、日本及び世界の沈み込み帯における地震時挙動に関する知見」及び「プレート境界浅部及び分岐断層が強震動励起に及ぼす影響確認」から、プレート境界面の破壊に伴い、受動的にプレート境界浅部や分岐断層が破壊しても、強震動励起に及ぼす影響は小さいことを確認した。

分岐断層の地震時挙動を踏まえた地震動評価への反映方法

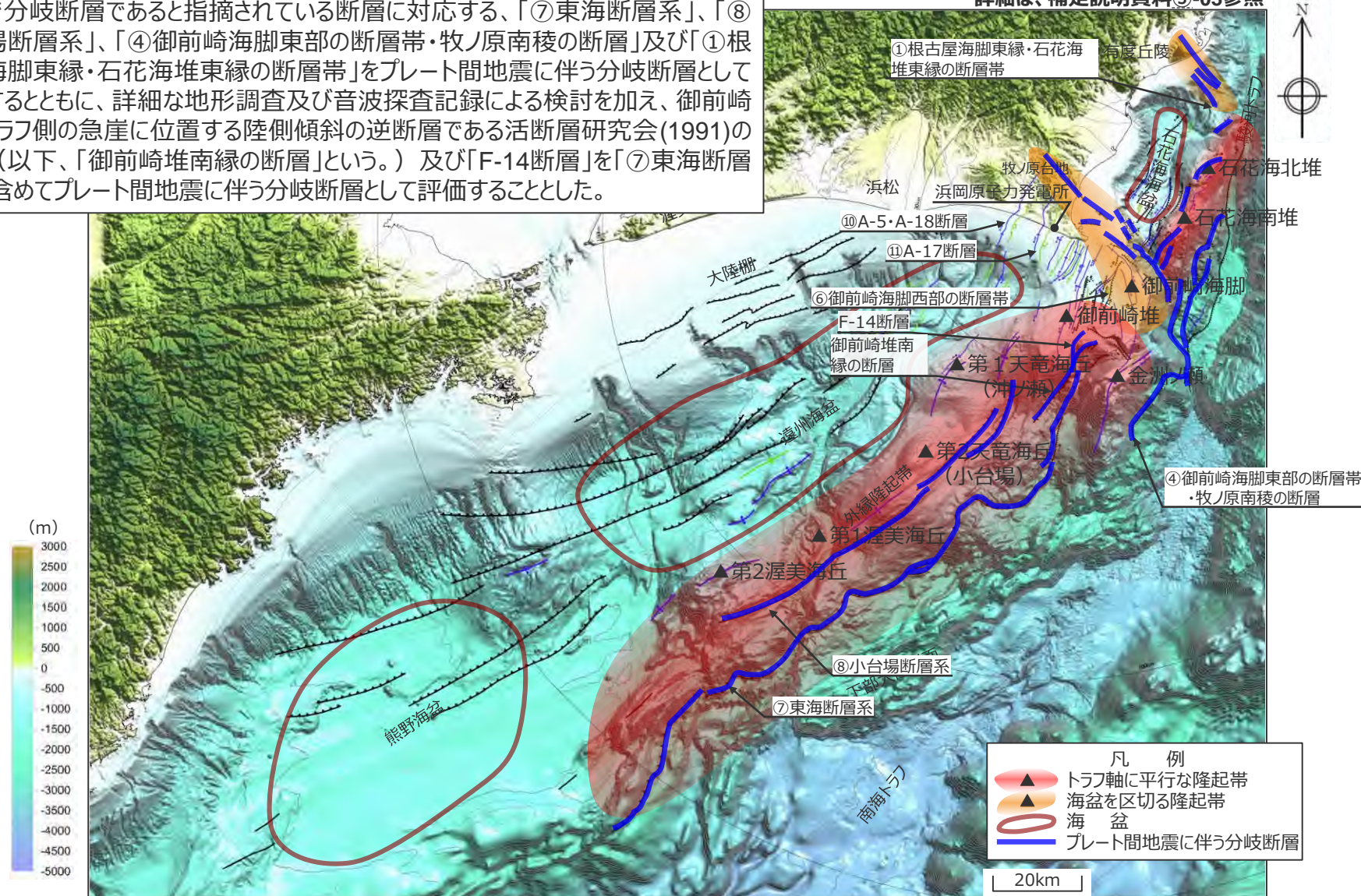
- プレート間地震の地震動評価に関して、基本震源モデル(地震動の顕著な増幅を考慮しない)は、内閣府(2012)の「南海トラフの巨大地震モデル検討会」における南海トラフで想定される最大クラスの地震の強震断層モデル(Mw9.0)を踏まえて設定しており、地震規模、破壊開始点の他、強震動励起に最も影響を及ぼす強震動生成域の応力降下量について、予め不確かさを考慮している。
- また、分岐断層は単独で破壊するものではなく、プレート間地震の発生形態の一つとして、プレート間地震の震源断層の破壊に伴い受動的に破壊するものと考えられる。
- 「分岐断層の地震時挙動に関する検討」で示したとおり、プレート間地震の震源断層の破壊に伴って受動的に分岐断層やプレート境界浅部が破壊しても、強震動励起に及ぼす影響は小さく、これらの影響は、プレート間地震の地震動評価において、強震動励起に係る強震動生成域の応力降下量の不確かさを予め考慮して基本震源モデル(地震動の顕著な増幅を考慮しない)を設定することで代表できると考えられる。
- ただし、敷地周辺の分岐断層のうち、敷地への影響が最も大きい「御前崎海脚東部の断層帯・牧ノ原南稜の断層」は、敷地から近い位置に分布していることから、「分岐断層の強震動励起特性に係る不確かさの考慮」として、プレート間地震の震源断層の破壊に伴い、受動的に分岐断層が破壊し、分岐断層が強震動を発生させると想定したケースを考慮する。
- 分岐断層については、強震動予測レシピ(2020)を参考に強震動生成域(アスペリティ)を有するモデルとして、強震動励起特性が内陸地殻内地震と同程度になるよう震源モデルを設定する。

分岐断層の選定

（プレート間地震に伴う分岐断層の選定結果）

○文献で分岐断層であると指摘されている断層に対応する、「⑦東海断層系」、「⑧小台場断層系」、「④御前崎海脚東部の断層帯・牧ノ原南稜の断層」及び「①根古屋海脚東縁・石花海堆東縁の断層帯」をプレート間地震に伴う分岐断層として選定するとともに、詳細な地形調査及び音波探査記録による検討を加え、御前崎堆のトラフ側の急崖に位置する陸側傾斜の逆断層である活断層研究会(1991)の断層（以下、「御前崎堆南縁の断層」という。）及び「F-14断層」を「⑦東海断層系」に含めてプレート間地震に伴う分岐断層として評価することとした。

詳細は、補足説明資料③-03参照



海上保安庁『海洋台帳』に敷地位置、凡例に示す地形、図の説明（駿河トラフ、南海トラフ、下部大陸斜面、大陸棚、浜松、有度丘陵、牧ノ原台地）、スケールを加筆

活断層の諸元

(プレート間地震に伴う分岐断層の選定結果)

- プレート間地震に伴う分岐断層の諸元は以下のとおり。
- プレート間地震に伴う分岐断層について、敷地への影響が大きい分岐断層を選定する。

<活断層の諸元 (プレート間地震に伴う分岐断層) >

No.	活断層の名称	震源断層長さ※2 (km)	断層傾斜角※3 (°)	震源断層幅※4 (km)	地震モーメント※5 (Nm)	地震規模※6 (Mj)	等価震源距離 (km)
敷地周辺の活断層※1	① 根古屋海脚東縁・石花海堆東縁の断層帯	57.8 [62.6]	①南西45 ②③西45	3.2~13.5	4.04×10 ¹⁹	7.6	38.7
	④ 御前崎海脚東部の断層帯・牧ノ原南稜の断層	82.8 [86.3]	①②深さ8km以浅：南西65 ①②深さ8km以深：南西45 ③深さ8km以浅：西65 ③深さ8km以深：西35 ④深さ6km以浅：北西60 ④深さ6km以深：北西35	0.3~15.8	6.23×10 ¹⁹	7.8	15.2
	⑦a 東海断層系60°ケース	167.1 [167.1]	北西60	2.5~7.9	1.14×10 ²⁰	8.0	48.3
	⑦b 東海断層系25°ケース	167.1 [167.1]	北西25	8.3~28.7	4.06×10 ²⁰	8.5	43.1
	⑧a 小台場断層系60°ケース	109.5 [109.5]	北西60	6.4~9.6	1.15×10 ²⁰	8.0	68.5
	⑧b 小台場断層系25°ケース	109.5 [109.5]	北西25	21.8~30.8	3.79×10 ²⁰	8.4	66.9

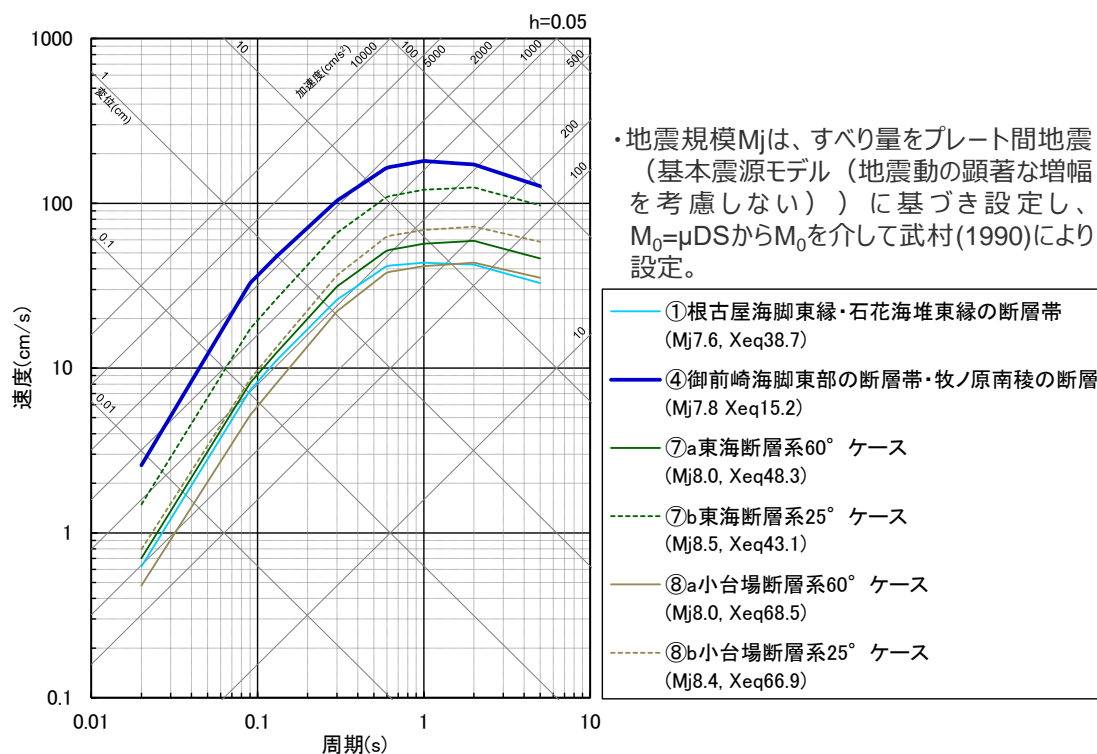
- ※1：敷地から概ね半径30km以内及び海域の活断層。
- ※2：震源断層上端の長さを表す。[]は、活断層長さを表す。
- ※3：敷地周辺の活断層について、地質調査により断層傾斜角が得られている場合には、調査結果に基づき断層傾斜角を設定し、断層傾斜角が得られていないもの、周辺にある同タイプの断層から断層傾斜角が推定できる場合にはそれを参照する。地質調査により断層傾斜角が得られていない場合には、逆断層は45°（「高角」の場合は60°）と断層傾斜角を設定する。方位は、震源断層面の傾斜方向を表す。丸数字はセグメントを表す。
- ※4：地震発生層上端深さは5km、下端深さは内閣府(2012)によるプレート境界面の深さとし、プレート境界面が20kmより深い場合には、深さ20kmとして震源モデルを設定する。
- ※5：すべり量をプレート間地震（基本震源モデル）に基づき設定し、 $M_0 = \mu DS$ から算出する。
- ※6：敷地周辺の活断層について、地震モーメントから武村(1990)により設定する。

・各活断層の震源モデルは第841回資料1-2参照。

<補足説明資料③-13 プレート間地震の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) >

プレート間地震に伴う分岐断層の代表断層 (地震動の顕著な増幅を考慮しない) の選定

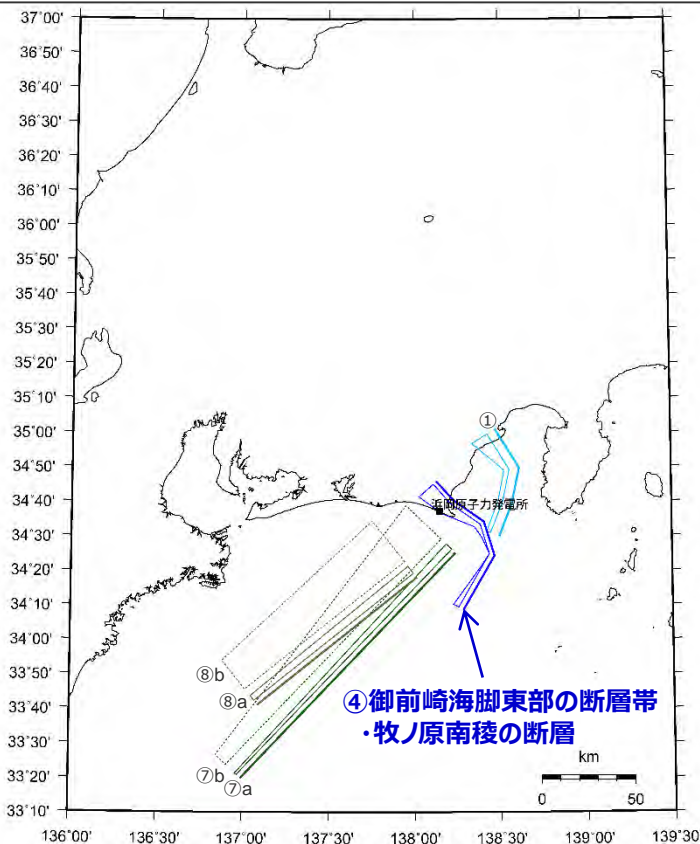
- プレート間地震に伴う分岐断層について、相対的な地震動レベルの大小関係を検討するため、Noda et al.(2002)の方法による応答スペクトルを用いて地震動レベルの比較を行い、敷地への影響が大きい分岐断層 (地震動の顕著な増幅を考慮しない) を選定する。
- プレート間地震に伴う分岐断層である、「①根古屋海脚東縁・石花海堆東縁の断層帯」、「④御前崎海脚東部の断層帯・牧ノ原南稜の断層」、「⑦東海断層系 (⑦a : 60°ケース、⑦b : 25°ケース)」、「⑧小台場断層系 (⑧a : 60°ケース、⑧b : 25°ケース)」については、敷地への影響が大きい「④御前崎海脚東部の断層帯・牧ノ原南稜の断層」を代表として、プレート間地震の地震動評価において「分岐断層の強震動励起特性に係る不確かさ」として考慮する。



<Noda et al.(2002)の方法による応答スペクトルの比較※1>
(プレート間地震に伴う分岐断層)

※1 Xeqは、等価震源距離 (km) を表す。

※2 図中の太実線は、活断層評価に基づく地表面断層のトレースを表す。



<活断層の位置図※2>

<補足説明資料③-13 プレート間地震の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）>

プレート間地震に伴う分岐断層の設定方針及び震源断層パラメータ

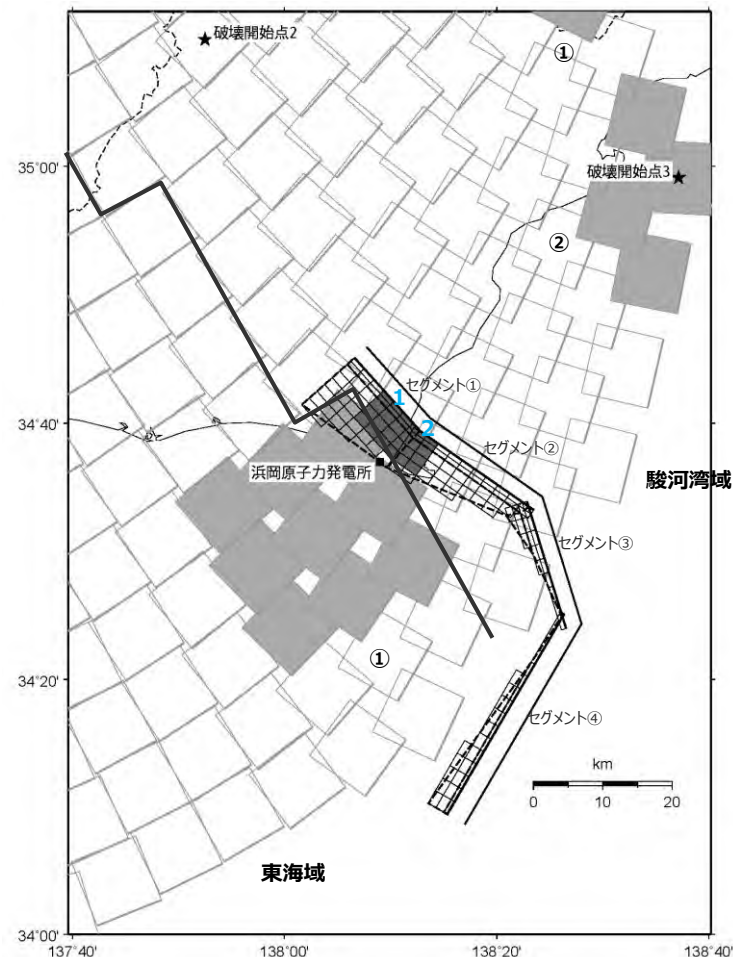
【設定方針】

- ・「御前崎海脚東部の断層帯・牧ノ原南稜の断層」の震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）は、地質調査結果に基づき、強震動予測レシピ(2020)を参考として設定する。

【震源断層パラメータ】

- 震源断層長さ
 - ・地質調査結果（次ページ参照）、断層傾斜角及び地震発生層上端深さとの関係を踏まえ、震源断層長さを82.8kmとして設定。
- 地震発生層
 - ・上端深さは5km、下端深さはプレート境界面（内閣府(2012)による）として設定。
- 断層傾斜角
 - ・地質調査結果に基づき、セグメント①②は深さ8km以浅を65°南西傾斜、深さ8km以深を45°南西傾斜、セグメント③は深さ8km以浅を65°西傾斜、深さ8km以深を35°西傾斜、セグメント④は深さ6km以浅を60°北西傾斜、深さ6km以深を35°北西傾斜の逆断層として設定（後述参照）。
- アスペリティの数・位置・形状
 - ・アスペリティは敷地直下のセグメント①②に各1つとして、敷地に近い位置に設定※1。
- アスペリティの応力降下量
 - ・強震動予測レシピ(2020)に基づき設定。
- 破壊伝播速度
 - ・強震動予測レシピ(2020)に基づき設定。

※1. アスペリティの深さ・形状について、パラメータスタディで代表性を確認。（後述参照）。



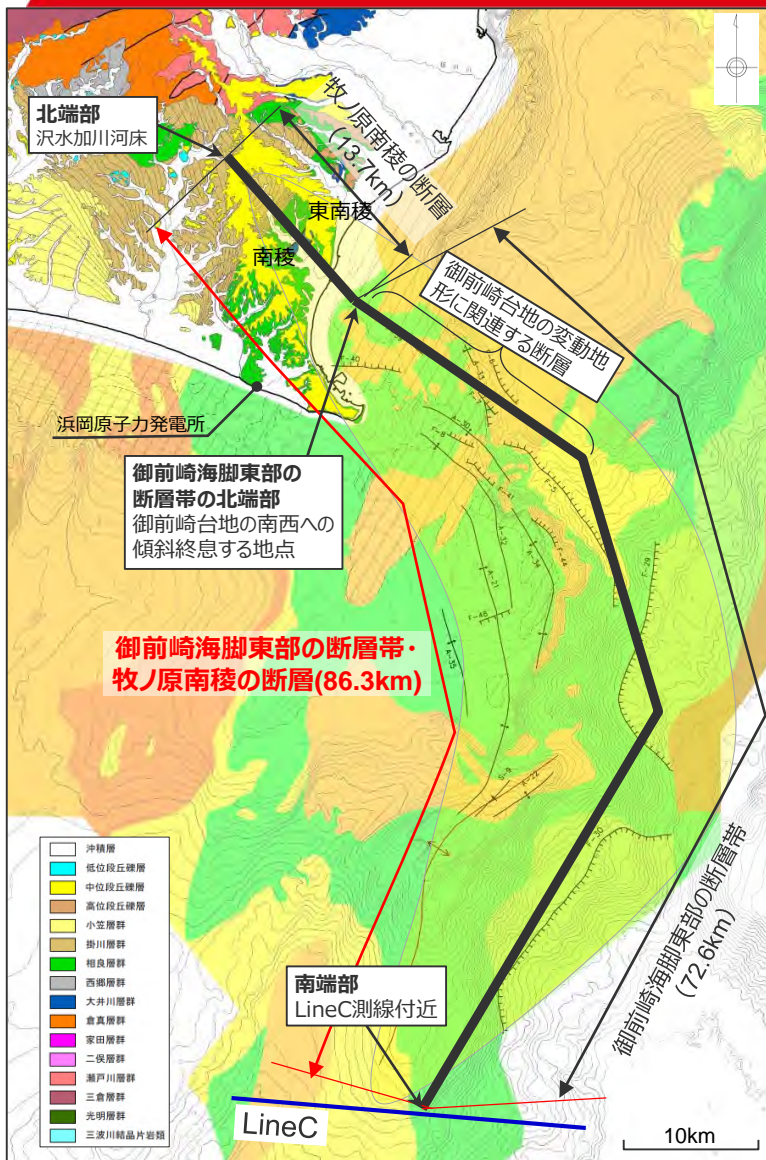
<震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）※2>

※2 プレート間地震は、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）を描画。

・黒字の丸数字はプレート間地震の強震動生成域のNo.、水色字の数字は分岐断層のアスペリティのNo.を表す。

<補足説明資料③-13 プレート間地震の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)>

プレート間地震に伴う分岐断層の長さ



御前崎海脚東部の断層帯・牧ノ原南稜の断層の分布

・「御前崎海脚東部の断層帯・牧ノ原南稜の断層」は、「牧ノ原南稜の断層」が、「御前崎海脚東部の断層帯」の北西方延長に位置することを踏まえて、両断層を合わせて一連の断層として評価した。
(第471回審査会合 資料 1 p.229)

○御前崎海脚東部の断層帯

【全体形状】

- ・「御前崎海脚東部の断層帯」は、文献調査結果、変動地形調査、海底地形、海上音波探査記録を基に、御前崎の北方沖から金洲ノ瀬の南部付近まで、御前崎海脚に沿って逆L字型に分布する断層として評価した。このうち、北部の「御前崎台地の変動地形に関連する断層」は、背斜構造の走向、御前崎海脚が分布する海底地形、御前崎台地の变形領域、大深度エアガン・マルチによる海上音波探査記録から断層面を設定した。
- ・さらに、地形変形シミュレーションにより、「御前崎海脚東部の断層帯」による地形変形によって御前崎台地の南西方への傾動が概ね説明することができることを確認した。
(第120回審査会合 資料 1 - 1 p.81-89)

【端部】

- ・「御前崎海脚東部の断層帯」の北端は、御前崎台地の南西への傾斜が新庄付近で終息すること、P3測線で断層が認められないことから、南西への傾斜が終息する地点までとした。
- ・「御前崎海脚東部の断層帯」の南端は、外縁隆起帯である金洲ノ瀬の南端付近を横断するLineC測線付近までとした。
(第232回審査会合 資料 3 p.87・p.100)

○牧ノ原南稜の断層

【全体形状】

- ・「牧ノ原南稜の断層」は、牧ノ原台地の南稜と東南稜の高度差については、活断層を示唆するものではないと考えられるが、より慎重に評価することとし、南稜と東南稜の高度差が認められる範囲に北西 - 南東方向の断層として評価した。

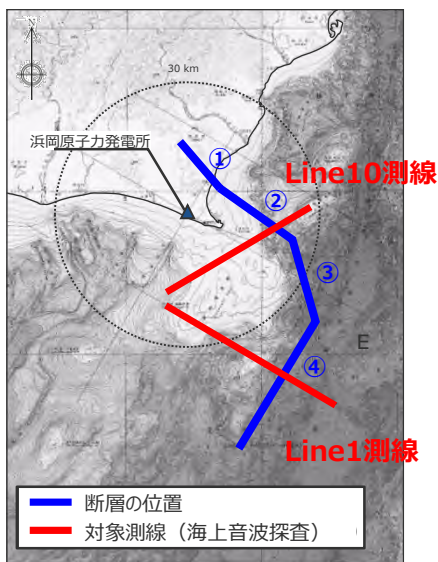
【端部】

- ・「牧ノ原南稜の断層」の北端部は、より慎重に評価することとし、仁王辻西リニアメントの北西方延長で断層が確認されない沢水加川河床の連続露頭までとした。
(第471回審査会合 資料 1 p.229)

<補足説明資料③-13 プレート間地震の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)>

プレート間地震に伴う分岐断層の断層傾斜角

○御前崎海脚東部の断層帯・牧ノ原南稜の断層の断層傾斜角は、活断層評価結果(第120回審査会合資料等)に基づく。

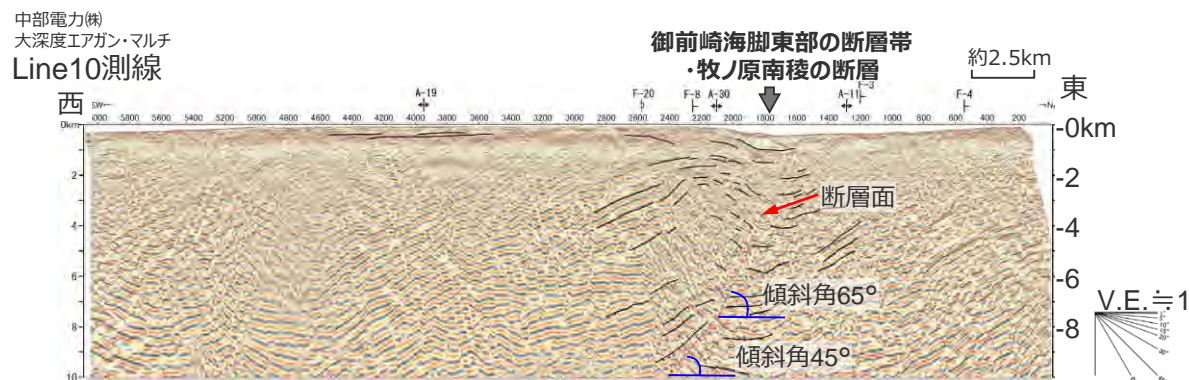


平面図

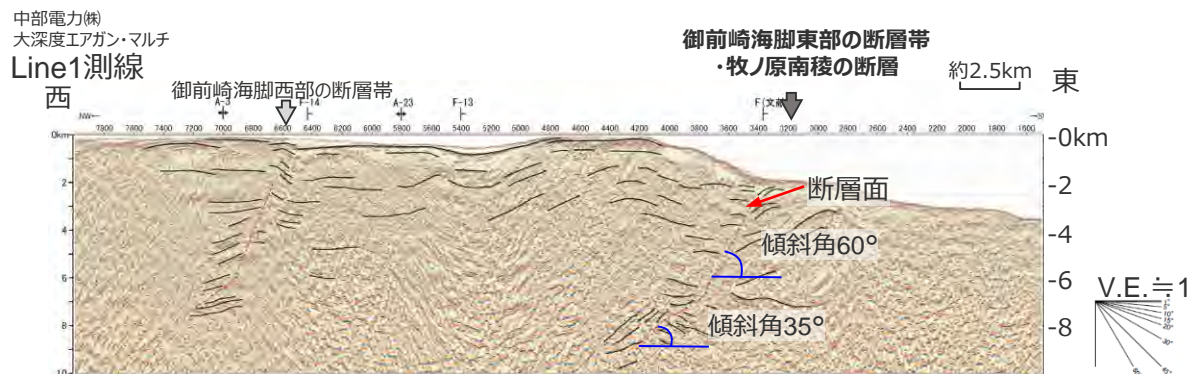
活断層評価結果に基づく断層の傾斜角

セグメント	傾斜角			境界深さ
	深部	浅部		
①	45°	65°	8km	
②	45°	65°		
③	35°	65°	6km	
④	35°	60°		

- ・セグメント②及び④は、地下構造を確認できる音波探査記録があるため、それに基づき設定した。
- ・セグメント①は、地表面の高度差から、評価上、断層を想定した区間にあたるため、断層傾斜角は連続するセグメント②と同様とした。
- ・セグメント③は、②、④の音波探査記録に基づき、浅部を高角(65°)、深部を低角(35°)とした。



- ・深さ4~8km付近には、65°程度の断層が認められ、それ以深には、やや不明瞭となるものの、45°程度の断層が認められる。



- ・深さ~6km程度には、反射面の傾斜が変化する位置に60°程度の断層が認められ、それ以深には、反射面の傾斜が変化する位置に35°程度の断層が認められる。

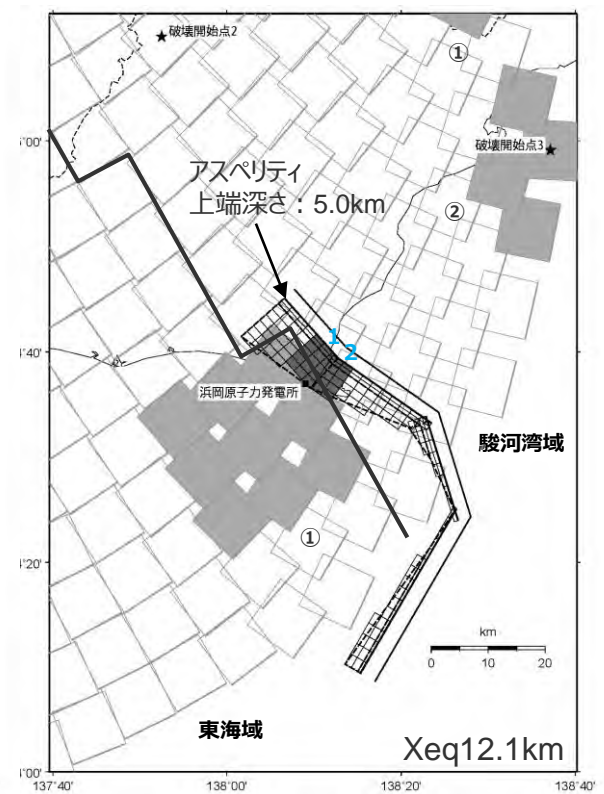
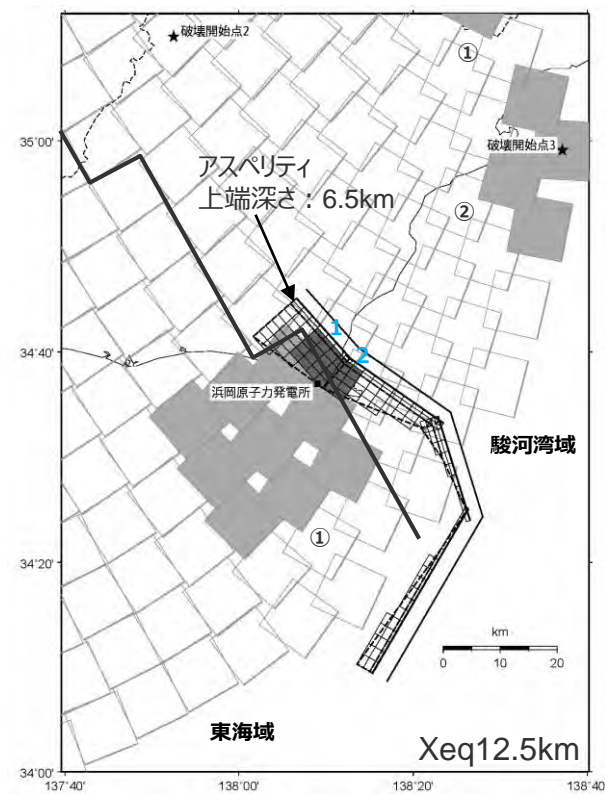
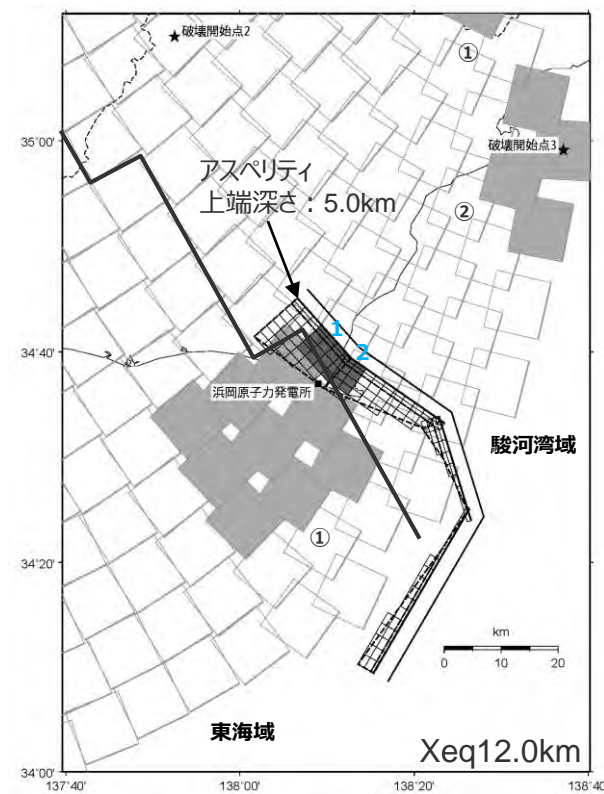
<御前崎海脚東部の断層帯・牧ノ原南稜の断層に係る活断層評価結果(上: Line10測線、下: Line1測線)>

<補足説明資料③-13 プレート間地震の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）>

プレート間地震に伴う分岐断層のアスペリティの形状・深さに関するパラメータスタディ

○「御前崎海脚東部の断層帯・牧ノ原南稜の断層」の震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）に対し、アスペリティの深さを変更したケース①、アスペリティの形状を変更したケース②を設定して等価震源距離 X_{eq} を算出した結果、大きな差異はないものの、「御前崎海脚東部の断層帯・牧ノ原南稜の断層」の震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）の等価震源距離 X_{eq} が最も短いことを確認した。

・ケース①、ケース②の震源断層パラメータは「御前崎海脚東部の断層帯・牧ノ原南稜の断層」の震源モデルと同じ。



<震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）※>

<ケース①※>
(アスペリティの深さを変更)

<ケース②※>
(アスペリティの形状を変更)

※ プレート間地震は、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）を描画。
・黒字の丸数字はプレート間地震の強震動生成域のNo.、水色字の数字は分岐断層のアスペリティのNo.を表す。

<補足説明資料③-13 プレート間地震の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) >

プレート間地震に伴う分岐断層の震源断層パラメータの設定フロー

「御前崎海脚東部の断層帯・牧ノ原南稜の断層 (強震動励起を想定) (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、断層傾斜角及び震源断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)

アスペリティの応力降下量・面積・平均すべり量・地震モーメントの設定

アスペリティの応力降下量※ : $\Delta\sigma_a = \Delta\sigma \times (S/S_a)$
アスペリティの面積 : $S_a = 0.22S$
平均応力降下量 : $\Delta\sigma = 3.1\text{MPa}$ (Fujii and Matsu'ura(2000))
アスペリティの平均すべり量 : D_a (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)) の平均すべり量による)
アスペリティの地震モーメント : $M_{0a} = \mu S_a D_a$, μ は剛性率

※アスペリティの応力降下量は、強震動予測レシピ(2020)を参考として、内陸地殻内地震と同程度になるよう設定。

地震モーメント・平均すべり量の設定

地震モーメント : $M_0 = \mu DS$
平均すべり量 : $D = D_a/2$

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

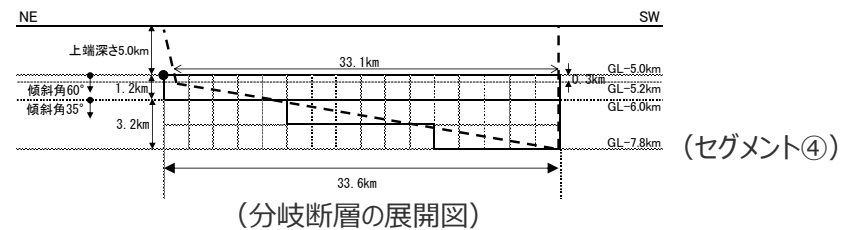
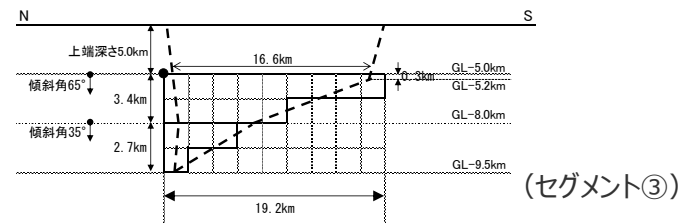
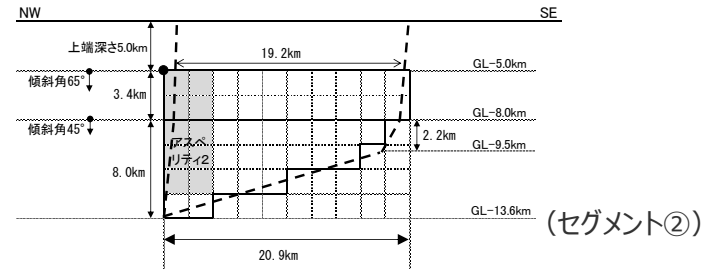
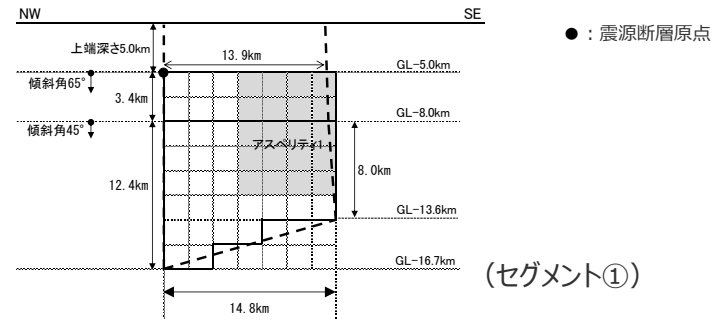
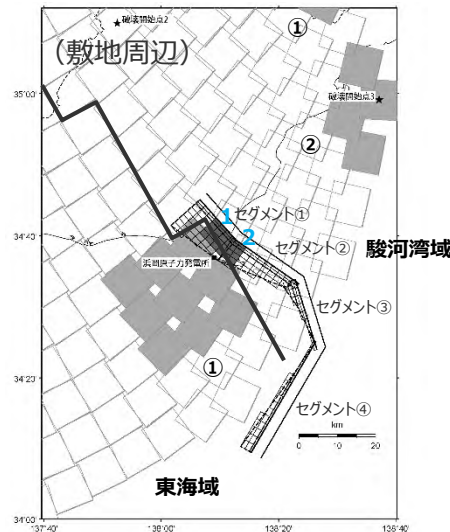
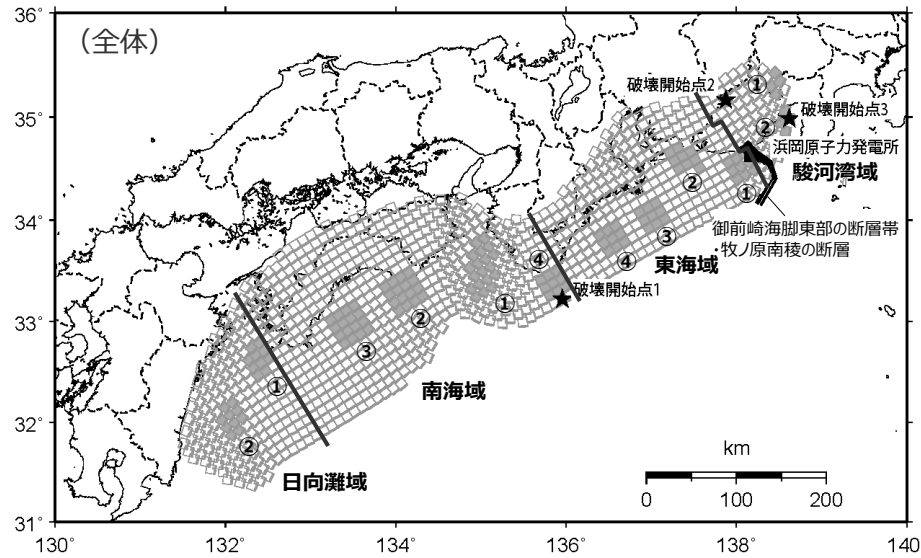
背景領域のパラメータの設定

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 : $\sigma_b = 0.2\Delta\sigma_a$

<補足説明資料③-13 プレート間地震の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

(強震動生成域の位置 (直下ケース①) 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))



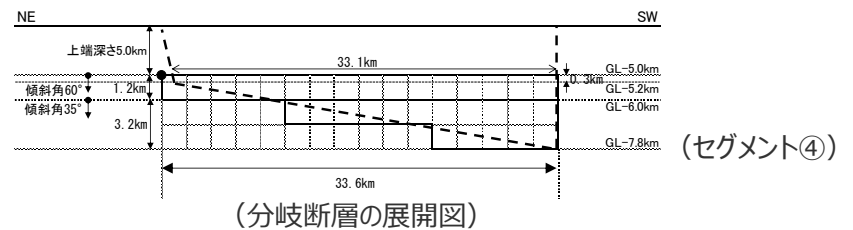
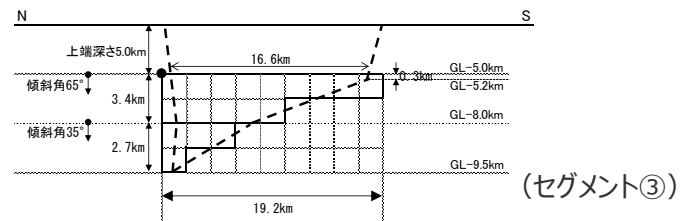
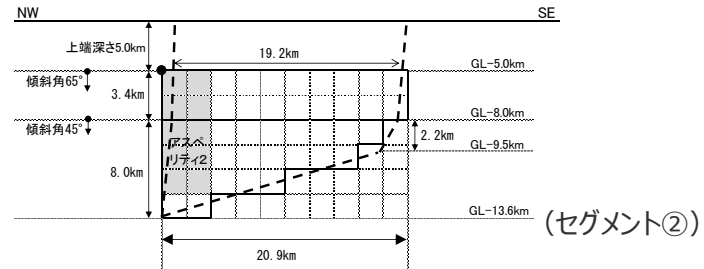
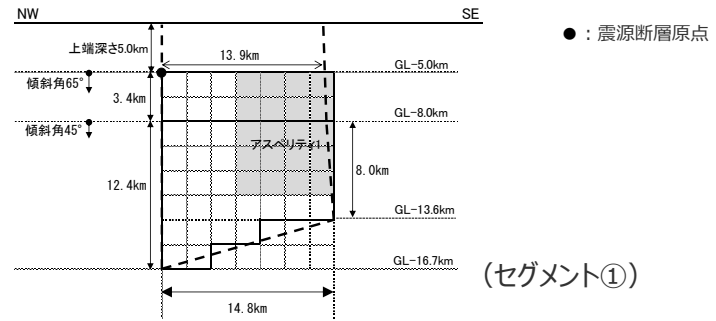
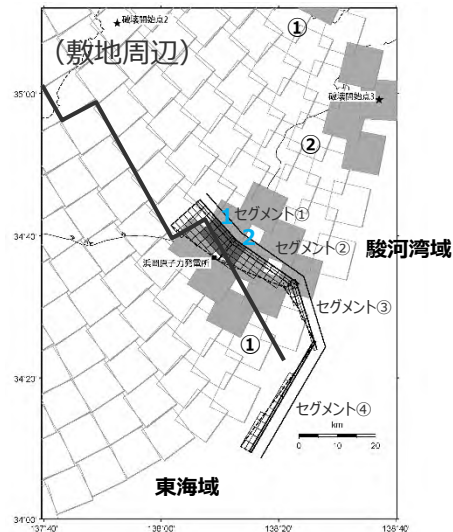
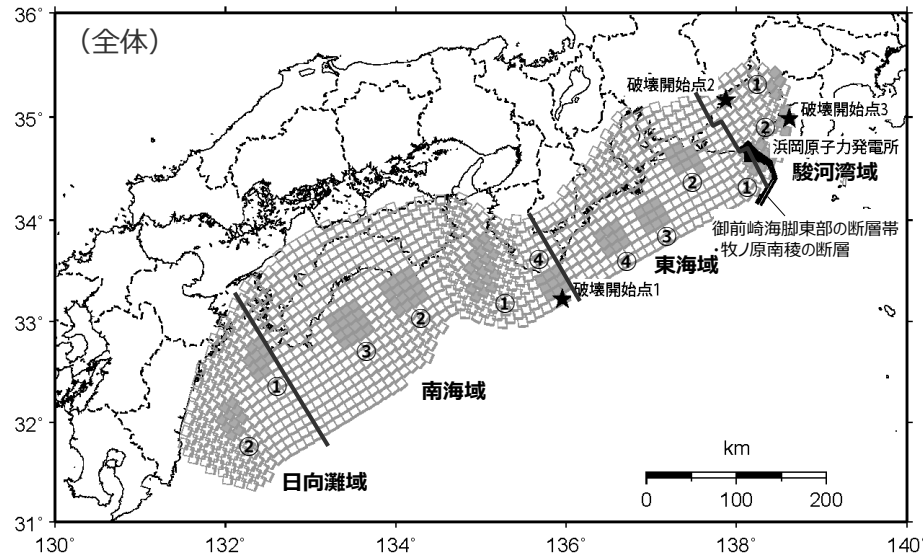
<強震動生成域の位置 (直下ケース①) と分岐断層の強震動励起特性に係る不確かさの組合せを考慮した震源モデル (地震動の顕著な増幅を考慮しない) >

・黒字の丸数字はプレート間地震の強震動生成域のNo.、水色字の数字は分岐断層のアスベリティのNo.を表す。

<補足説明資料③-13 プレート間地震の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

(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))



<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) >

・黒字の丸数字はプレート間地震の強震動生成域のNo., 水色字の数字は分岐断層のアスペリティのNo.を表す。

プレート間地震に伴う分岐断層の震源断層パラメータ (強震動励起を想定)

＜御前崎海脚東部の断層帯・牧ノ原南稜の断層 (強震動励起を想定) (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＞

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)	①	北緯(世界測地系)	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	-	34.76572°
		東経(世界測地系)	同上	-	138.12892°
	②	北緯(世界測地系)	同上	-	34.67894°
		東経(世界測地系)	同上	-	138.21890°
	③	北緯(世界測地系)	同上	-	34.57109°
		東経(世界測地系)	同上	-	138.40528°
	④	北緯(世界測地系)	同上	-	34.40580°
		東経(世界測地系)	同上	-	138.46659°
走向	①	地質調査結果による	-	138.3°NE	
	②	同上	-	124.9°NE	
	③	同上	-	162.9°NE	
	④	同上	-	210.2°NE	
断層傾斜角	①②	GL-8km以浅	同上	°	65
		GL-8km以深	同上	°	45
	③	GL-8km以浅	同上	°	65
		GL-8km以深	同上	°	35
④	GL-6km以浅	同上	°	60	
	GL-6km以深	同上	°	35	
ずれの種類		同上	-	逆断層	
震源断層上端深さ		地震発生層の検討結果による	km	5.0	
震源断層下端深さ	①	同上	km	13.6~16.7	
	②	同上	km	9.5~13.6	
	③	同上	km	5.2~9.5	
	④	同上	km	5.2~7.8	
活断層長さ	①	L_{0-1} :地質調査結果による	km	13.7	
	②	L_{0-2} :同上	km	19.8	
	③	L_{0-3} :同上	km	19.2	
	④	L_{0-4} :同上	km	33.6	
震源断層長さ	①	L_{5-1} :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	13.9	
	②	L_{5-2} :同上	km	19.2	
	③	L_{5-3} :同上	km	16.6	
	④	L_{5-4} :同上	km	33.1	
震源断層幅	①	GL-8km以浅	地質調査結果、断層傾斜角及び震源断層上端深さとの関係による	km	3.4
		GL-8km以深	地質調査結果、断層傾斜角及び震源断層下端深さとの関係による	km	8.0~12.4
	②	GL-8km以浅	地質調査結果、断層傾斜角及び震源断層上端深さとの関係による	km	3.4
		GL-8km以深	地質調査結果、断層傾斜角及び震源断層下端深さとの関係による	km	2.2~8.0
	③	GL-8km以浅	地質調査結果、断層傾斜角及び震源断層上端深さとの関係による	km	0.3~3.4
		GL-8km以深	地質調査結果、断層傾斜角及び震源断層下端深さとの関係による	km	0.0~2.7
	④	GL-6km以浅	地質調査結果、断層傾斜角及び震源断層上端深さとの関係による	km	0.3~1.2
		GL-6km以深	地質調査結果、断層傾斜角及び震源断層下端深さとの関係による	km	0.0~3.2
震源断層面積	①	S_1 :震源断層長さ及び震源断層幅による	km ²	195.76	
	②	S_2 :同上	km ²	153.56	
	③	S_3 :同上	km ²	48.69	
	④	S_4 :同上	km ²	76.28	

震源断層パラメータ		設定方法	単位	設定値
震源断層面積		$S=S_1+S_2+S_3+S_4$	km ²	474.29
等価半径		$R=(S/\pi)^{0.5}$	km	12.29
地震モーメント		$M_0=\mu DS$	Nm	6.23E+19
気象庁マグニチュード*		$M_J=(\log M_0-10.72)/1.17$ (武村(1990))	-	7.8
モーメントマグニチュード		$M_w=(\log M_0-9.1)/1.5$ (Kanamori(1977))	-	7.1
剛性率		$\mu=\rho\beta^2$ ($\beta:3.54\text{km/s}$, $\rho:2.76\text{g/cm}^3$: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		$D=D_0/2$	m	3.80
平均応力降下量		$\Delta\sigma:Fujii$ and Matsuyama(2000)	MPa	3.10
短周期レベル		$A=4\pi(S_0/r)^{0.5}\Delta\sigma_0\beta^2$	Nm/s ²	1.28E+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	5.76
	面積	$S_a=0.22S$	km ²	104.34
	平均すべり量	D_a :プレート間地震(基本震源モデル)の平均すべり量による	m	7.60
	地震モーメント	$M_{0a}=\mu S_a D_a$	Nm	2.74E+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	$S_{a1}=(2/3)S_a$	km ²	69.56
	平均すべり量	D_{a1} :プレート間地震(基本震源モデル)の平均すべり量による	m	7.60
アスペリティ2	地震モーメント	$M_{0a1}=\mu S_{a1} D_{a1}$	Nm	1.83E+19
	応力降下量	$\Delta\sigma_{a1}=\Delta\sigma_a$	MPa	14.09
	面積	$S_{a2}=(1/3)S_a$	km ²	34.78
アスペリティ2	平均すべり量	D_{a2} :プレート間地震(基本震源モデル)の平均すべり量による	m	7.60
	地震モーメント	$M_{0a2}=\mu S_{a2} D_{a2}$	Nm	9.14E+18
	応力降下量	$\Delta\sigma_{a2}=\Delta\sigma_a$	MPa	14.09
背景領域	面積	$S_b=S-S_a$	km ²	369.95
	地震モーメント	$M_{0b}=M_0-M_{0a}$	Nm	3.49E+19
	平均すべり量	$D_b=M_{0b}/(\mu S_b)$	m	2.73
	実効応力	$\sigma_b=0.24\Delta\sigma$	MPa	2.82

(参考) 上記パラメータ設定と強震動予測シシ(2020)に基づく設定との比較

震源断層パラメータ	上記パラメータ設定	強震動予測シシ(2020)に基づく設定※
震源断層面積S(km ²)	474.29	474.29
地震規模M _J	7.8	7.2
地震モーメント(Nm)	6.23×10 ¹⁹	1.25×10 ¹⁹
短周期レベル(Nm/s ²)	1.28×10 ¹⁹	1.23×10 ¹⁹
アスペリティ応力降下量(MPa)	14.09	13.70
アスペリティ面積(km ²)	104.34	102.15
アスペリティ地震モーメント(Nm)	2.74×10 ¹⁹	5.39×10 ¹⁸
アスペリティ平均すべり量(m)	7.60	1.53

・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。

※内陸地殻内地震である御前崎海脚西部の断層帯による地震と同様の設定方法。