



中部電力

# 浜岡原子力発電所 基準津波の策定のうち地震による津波について (補足説明資料)

2023年8月4日

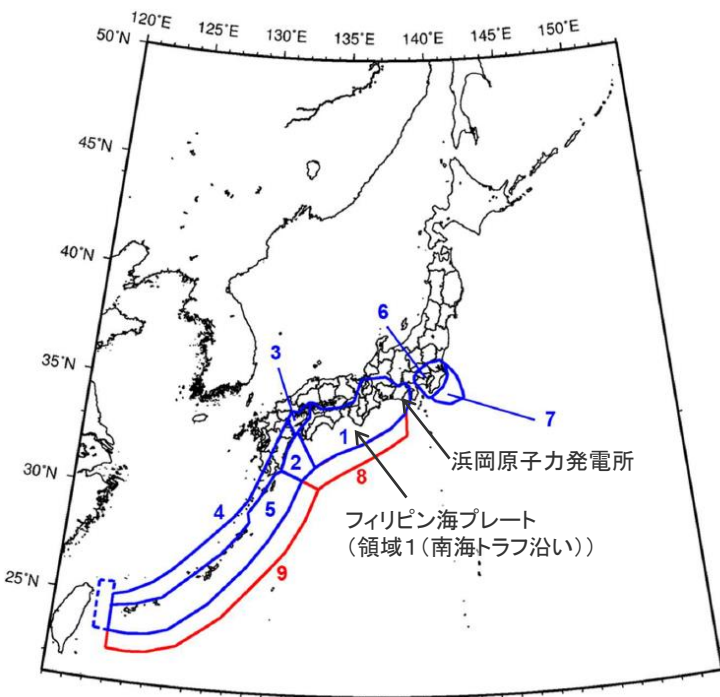
# 目次

---

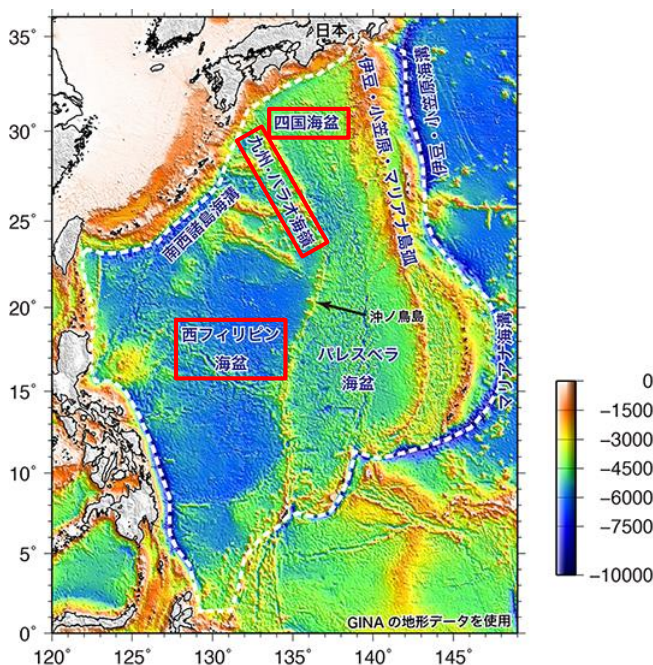
(海洋プレート内地震の津波評価の補足)	
<b>1</b>	<b>フィリピン海プレートで発生した海洋プレート内地震</b> 2
2	沈み込み帯に沈み込む海洋プレートの特徴 11
3	地震発生層の地域性を考慮した地震規模 36
4	伊豆島弧周辺の地震の影響検討 38
(海域の活断層による地殻内地震の津波評価の補足)	
5	分岐断層の選定 40
6	海域の活断層による地殻内地震の波源設定 78
7	A-5・A-18断層の音波探査記録等（第370,413回会合資料再掲） 86

# 1 フィリピン海プレートで発生した海洋プレート内地震 浜岡原子力発電所の下に沈み込むフィリピン海プレート

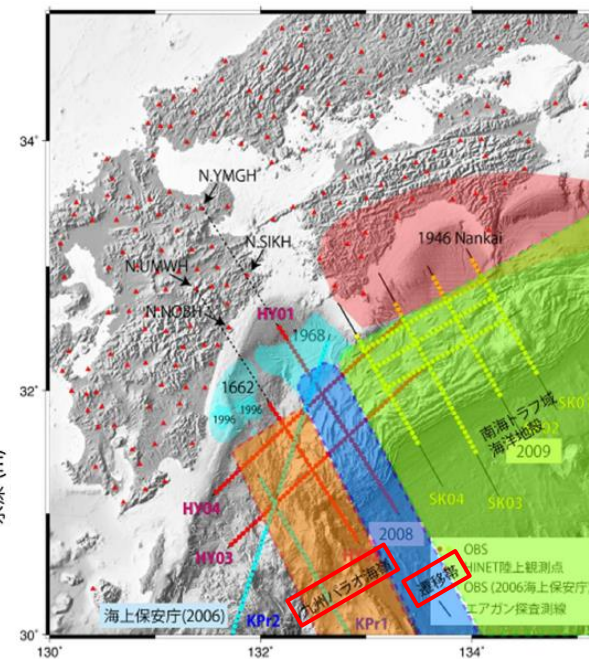
- 浜岡原子力発電所は、フィリピン海プレートが沈み込む領域のうち、地震調査委員会(2021)による領域 1（南海トラフ沿い）の東端に位置する。
- フィリピン海プレートでは、九州・パラオ海嶺を境として形成年代の異なる海盆が沈み込み、この海嶺より東側には若い四国海盆が、西側には古い西フィリピン海盆が沈み込んでいる。
- 領域 1（南海トラフ沿い）は四国海盆が沈み込む領域（東海～紀伊～四国）に位置し、プレートの特徴が類似している。また、領域 1（南海トラフ沿い）の西端は、四国海盆と九州・パラオ海嶺の間に位置する遷移帯と概ね一致し、その以西ではプレートの特徴が変化している。



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



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

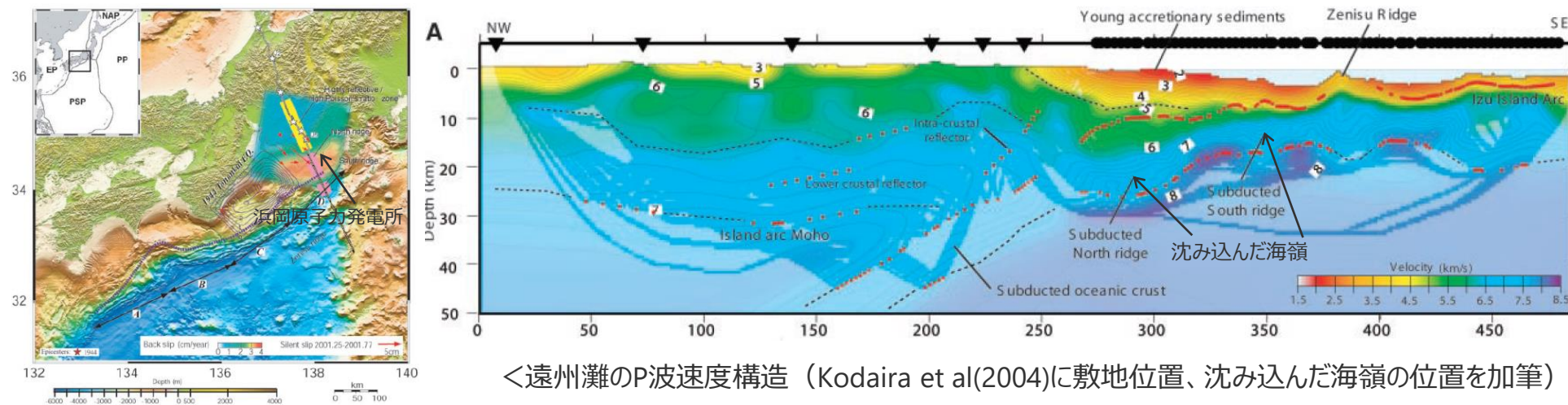


<フィリピン海プレートの構造変化>  
(地震調査委員会(2013)に赤い四角を加筆)

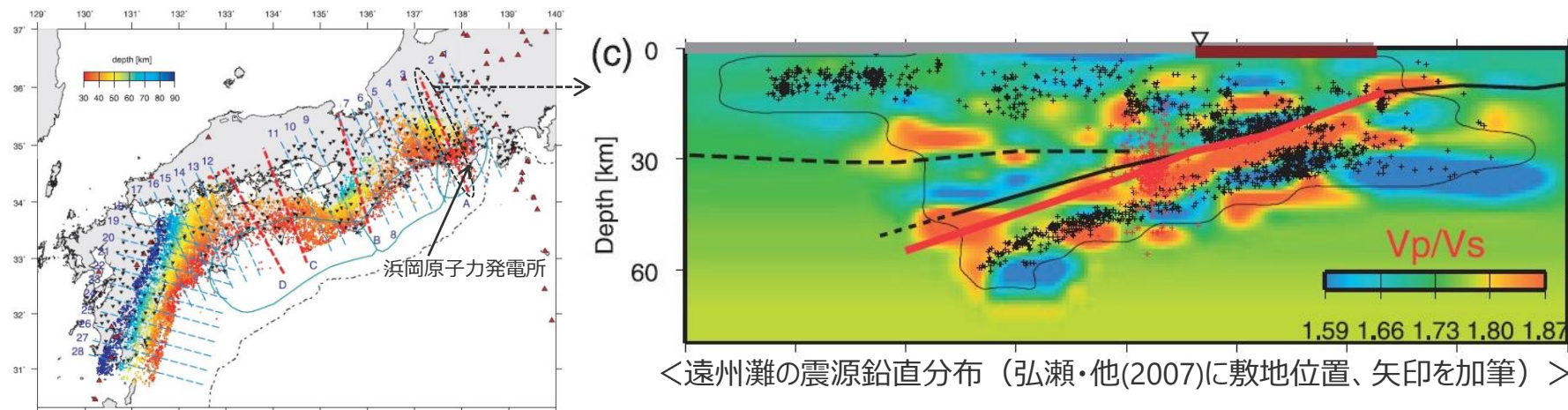


# 1 フィリピン海プレートで発生した海洋プレート内地震 浜岡原子力発電所の下に沈み込むフィリピン海プレート

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



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





# 1 フィリピン海プレートで発生した海洋プレート内地震

## フィリピン海プレートで発生する海洋プレート内地震

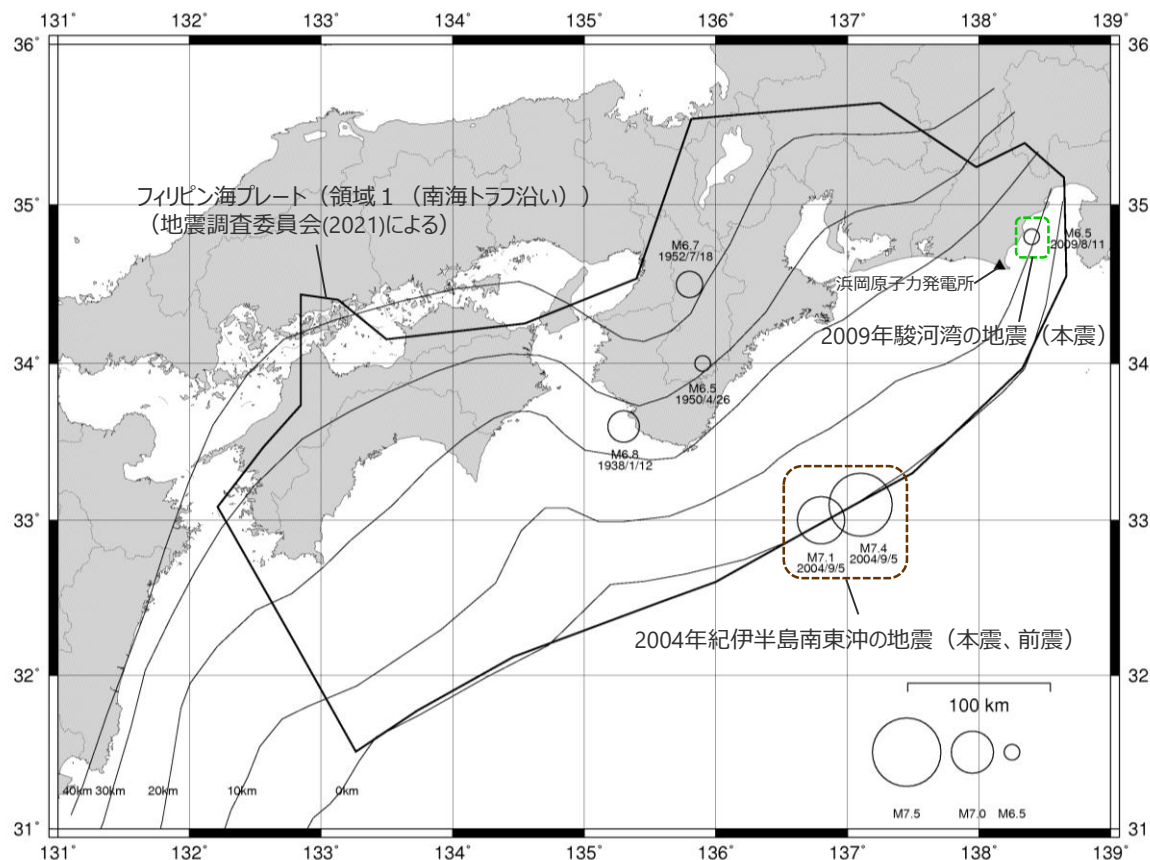
(沈み込んだ海洋プレート内地震、沈み込む海洋プレート内地震)

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

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

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

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

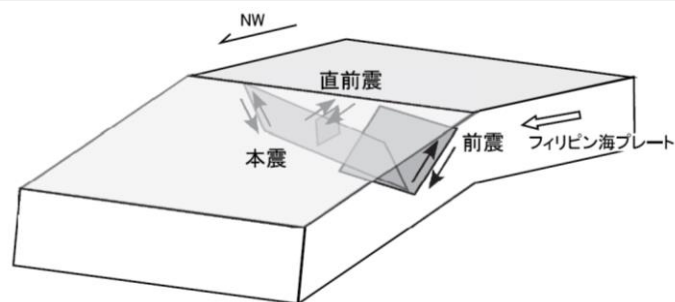


<近年発生した主な地震の震央分布（M6.5以上）>

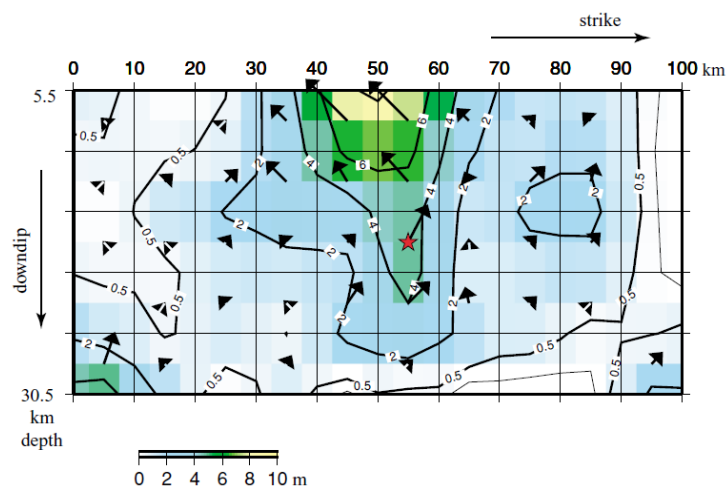
# 1 フィリピン海プレートで発生した海洋プレート内地震 沈み込む海洋プレート内地震の代表的な地震

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

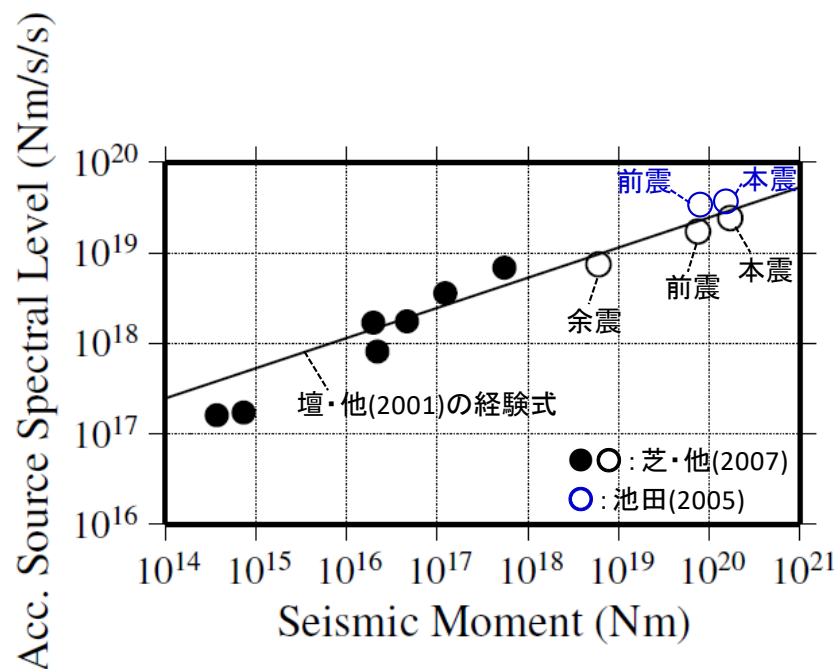
- 震源インバージョン等の結果によると、前震と本震の断層面は互いに共役の関係にあり、前震は北側傾斜、本震は南側傾斜であったと解釈されている。また、本震の断層面の上端付近にはすべり量の大きな場所が認められる。
- 短周期レベルについては、 $M_0 - A$ 関係によると、本震、前震及び余震とも、壇・他(2001)による経験式と同程度であり、内陸地殻内地震の平均的なレベルであったと評価されている。



<2004年紀伊半島南東沖の地震の断層面>  
(芝・他(2007)による)



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

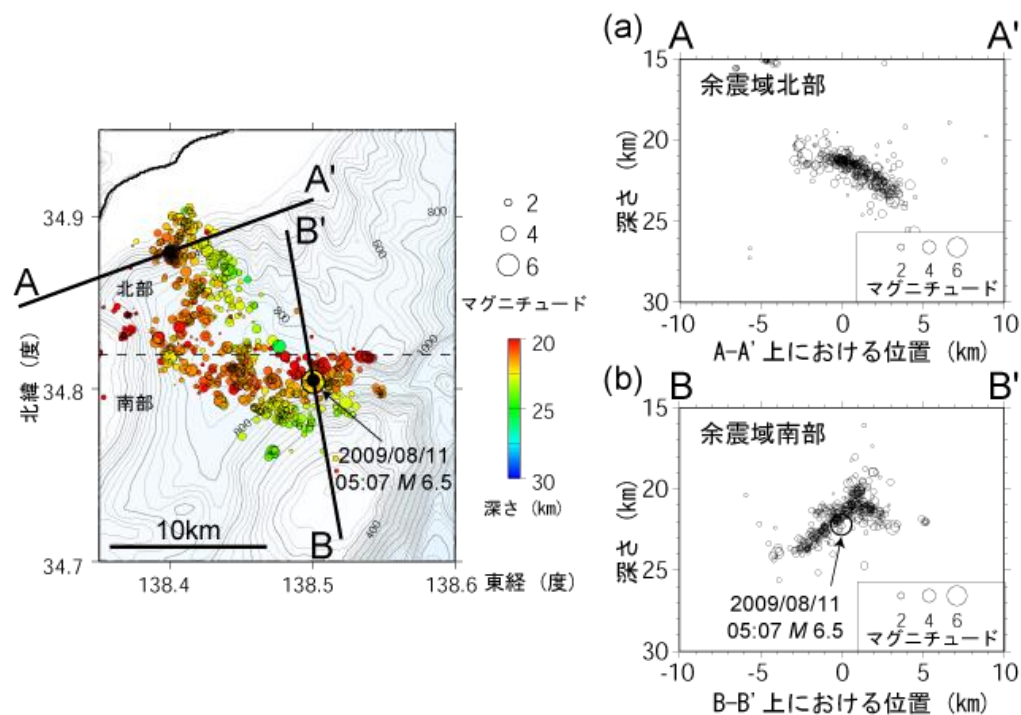


<2004年紀伊半島南東沖の地震の $M_0 - A$ 関係>  
(芝・佐藤(2007)の結果に池田(2005)の結果を加筆)

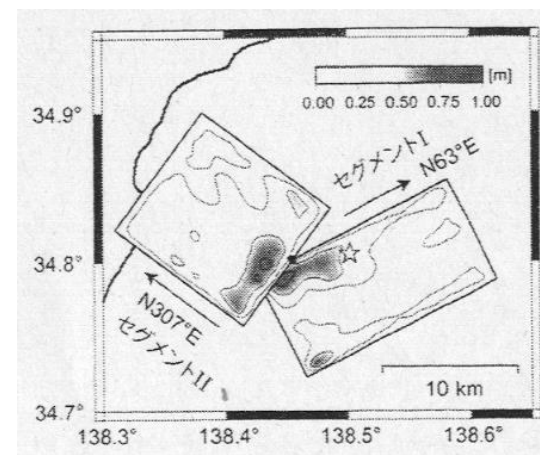
# 1 フィリピン海プレートで発生した海洋プレート内地震 沈み込んだ海洋プレート内地震の代表的な地震

## 【沈み込んだ海洋プレート内地震：2009年駿河湾の地震（本震M6.5）】

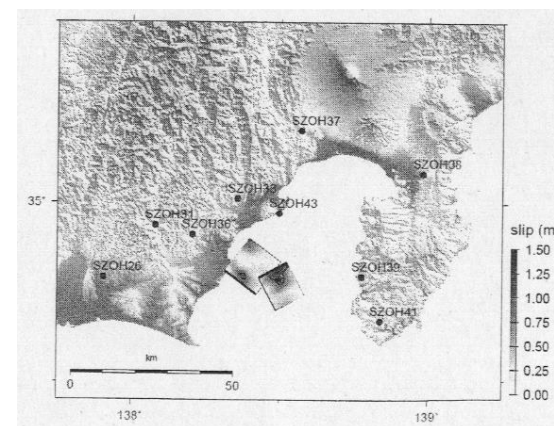
○2009年駿河湾の地震の余震分布の推定結果によると、南部と北部で走向・傾斜角が異なり、震源インバージョンの結果によると、それぞれの断層面にすべり量の大きな場所が認められる。



＜2009年駿河湾の地震の余震分布＞  
（防災科学技術研究所による）



鈴木・他(2009)



横田・他(2009)

＜2009年駿河湾の地震（本震）の震源インバージョン結果＞

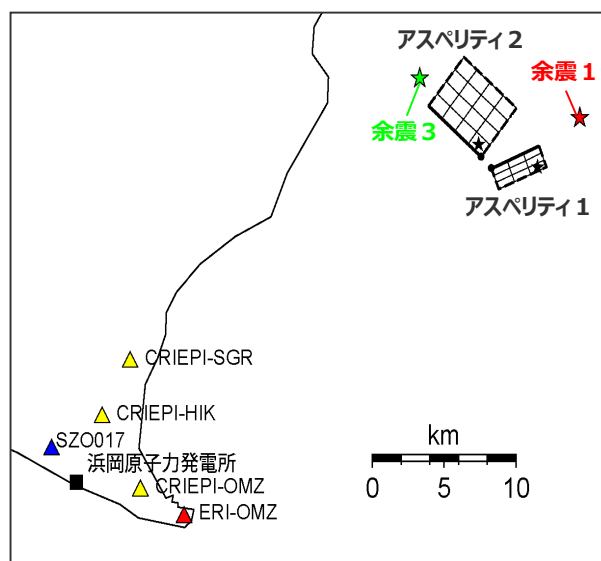


# 1 フィリピン海プレートで発生した海洋プレート内地震 沈み込んだ海洋プレート内地震の代表的な地震

## 【沈み込んだ海洋プレート内地震：2009年駿河湾の地震（本震M6.5）】

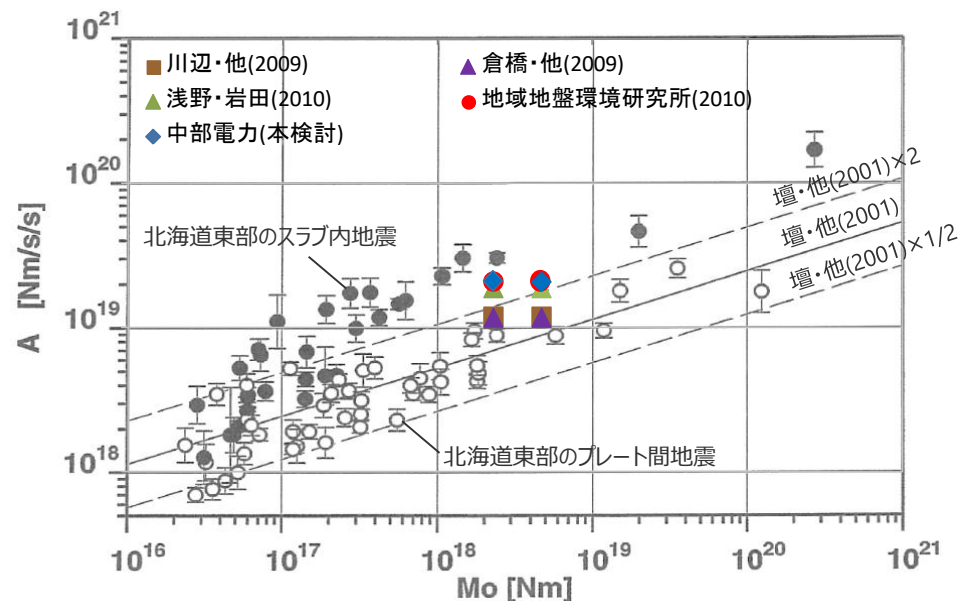
○2009年駿河湾の地震（本震）は浅いスラブ内地震であり、その短周期レベルについては、既往の特性化震源モデルの他、当社が作成した特性化震源モデルを対象とした、 $M_0 - A$ 関係によると、深いスラブ内地震より小さめではあるが、壇・他(2001)による経験式より大きく、高周波地震動を励起しやすいスラブ内地震の特徴を示している。

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



アスペリティ=強震動生成域

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



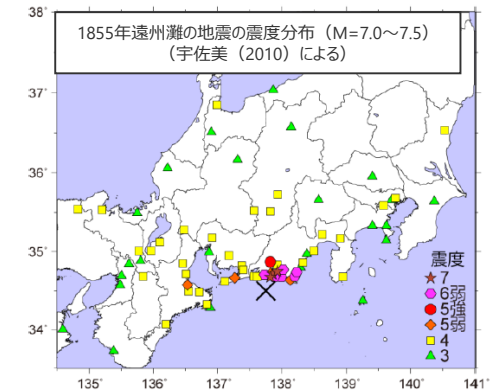
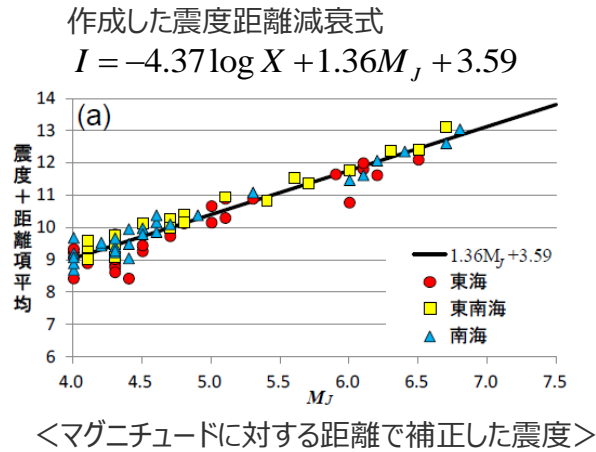
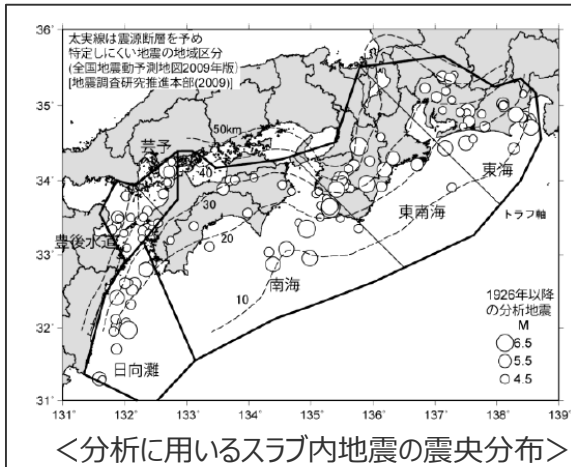
・地震モーメントは $2.25 \times 10^{18}$  Nm (F-net)、 $4.6 \times 10^{18}$  Nm (鈴木・他(2009))を用いる。  
・笹谷・他(2006)に加筆。

<2009年駿河湾の地震（本震）の $M_0 - A$ 関係>

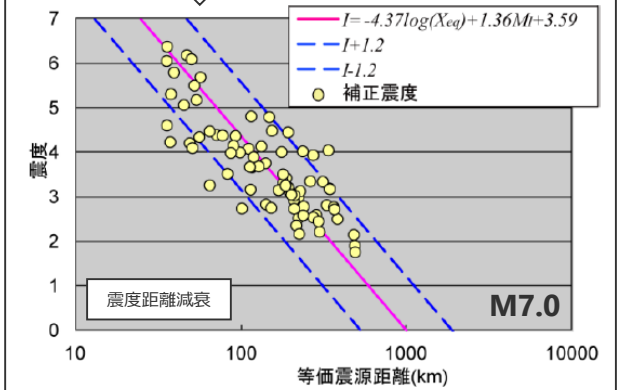
# 1 フィリピン海プレートで発生した海洋プレート内地震 南海トラフ沿いで発生した地震規模

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

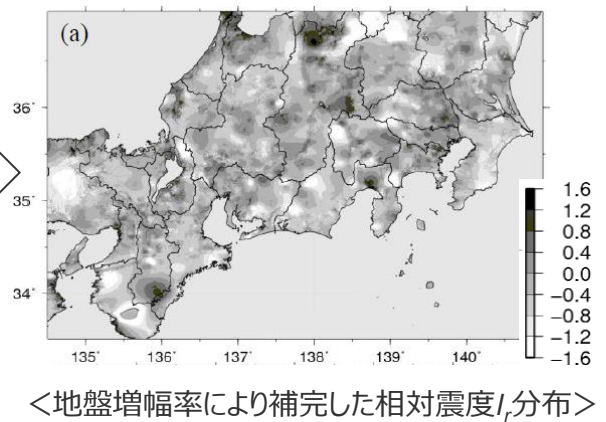
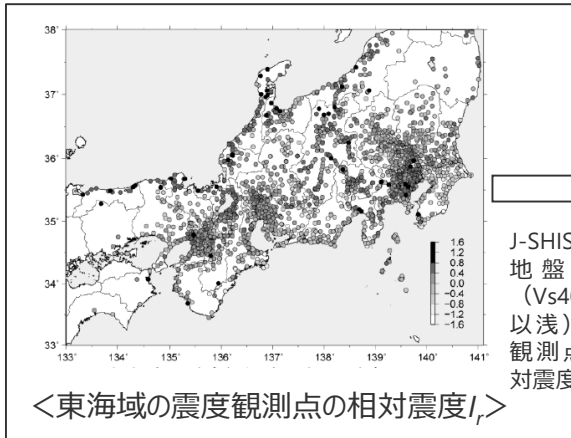
## 地震規模の再評価の概要 (神田・武村(2013)による)



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



<地震規模の再評価の例>  
(1855年遠州灘の地震)



# 1 フィリピン海プレートで発生した海洋プレート内地震 南海トラフ沿いで発生した地震規模

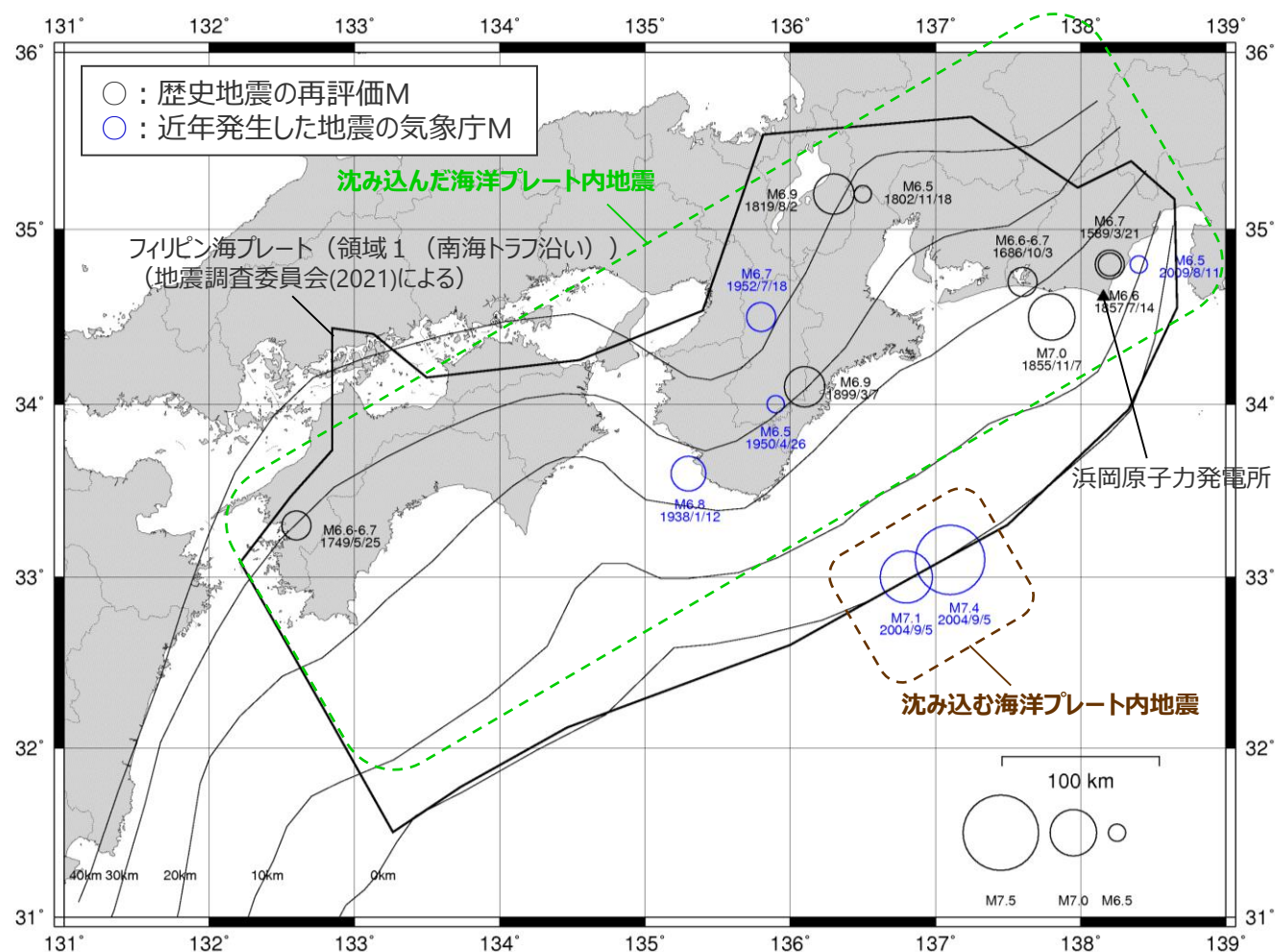
○フィリピン海プレート（領域1（南海トラフ沿い））で発生した地震（歴史地震（神田・武村(2013)等による歴史地震の地震規模の再評価結果による）、気象庁による近年発生した主な地震）は以下のとおり。

## 【沈み込んだ海洋プレート内地震】

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

## 【沈み込む海洋プレート内地震】

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



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

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



# 目次

(海洋プレート内地震の津波評価の補足)		
1	フィリピン海プレートで発生した海洋プレート内地震	2
<b>2</b>	<b>沈み込み帯に沈み込む海洋プレートの特徴</b>	<b>11</b>
3	地震発生層の地域性を考慮した地震規模	36
4	伊豆島弧周辺の地震の影響検討	38
(海域の活断層による地殻内地震の津波評価の補足)		
5	分岐断層の選定	40
6	海域の活断層による地殻内地震の波源設定	78
7	A-5・A-18断層の音波探査記録等（第370,413回会合資料再掲）	86

## 2 沈み込み帯に沈み込む海洋プレートの特徴 検討概要

### 沈み込み帯に沈み込む海洋プレートの特徴

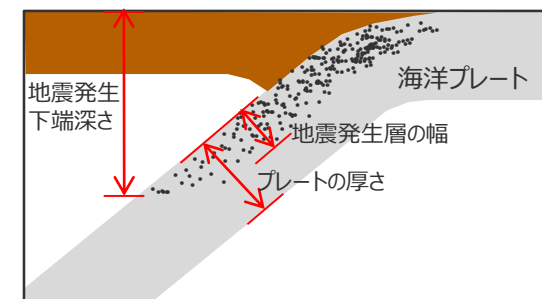
- 日本周辺の沈み込む海洋プレート及び世界の沈み込む海洋プレートの特徴をそれぞれ整理し、浜岡原子力発電所が位置するフィリピン海プレート（東海域）との類似性について検討する。
- フィリピン海プレート（東海域）と類似した沈み込む海洋プレートで発生した地震について検討する。

#### 【日本周辺の沈み込む海洋プレートの検討で整理する項目】

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

#### 【世界の沈み込む海洋プレートの検討で整理する項目】

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



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

### 地震発生層の地域性を考慮した地震規模の想定

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

## 2 沈み込み帯に沈み込む海洋プレートの特徴

# 日本周辺の沈み込み帯に沈み込む海洋プレートの特徴

(検討概要)

### フィリピン海プレート及び太平洋プレート

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

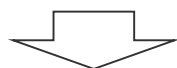
### フィリピン海プレート

#### 高橋(2000)

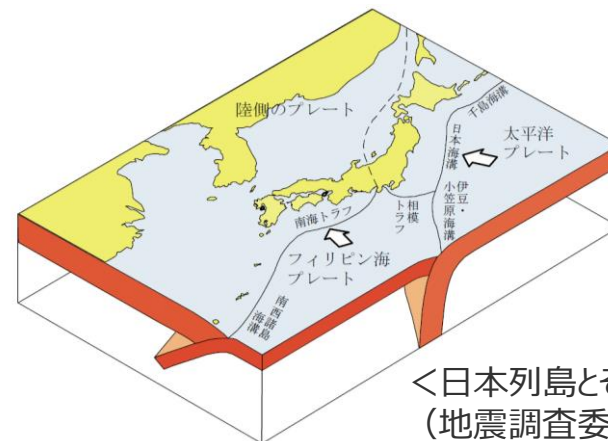
- 西南日本弧では、前・中期中新世に拡大形成された若い縁海でありフィリピン海プレートの一部でもある四国海盆リソスフェアが沈み込んでいる。
- 九州から琉球列島、台湾にかけては、古第三紀の形成年代を有する縁海であるフィリピン海盆が沈み込んでいる。

#### 地震調査研究推進本部HP

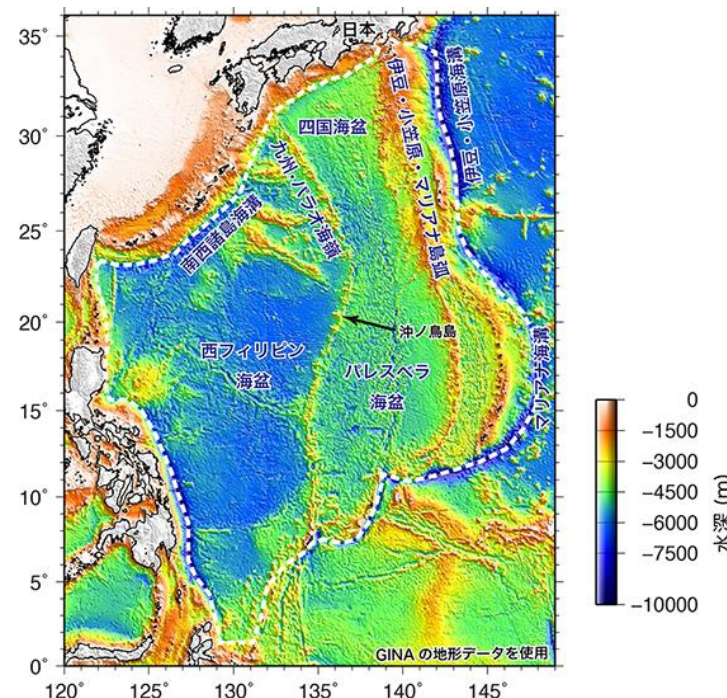
- 約1500万年前に四国海盆の拡大は止まり、西端部に九州・パラオ海嶺が地震や火山活動がほとんどない古島弧として残った。
- 一方、九州・パラオ海嶺より西の、西フィリピン海盆はもっと古い岩石(3000~5000万年前)からできており、海嶺の両側で海底のできた年代が大きく違っている。
- このため、プレート内の構造も大きく異なっている。



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



<日本列島とその周辺のプレート>  
(地震調査委員会(2021)による)



<フィリピン海プレートの海底地形>  
(地震調査研究推進本部HPによる)



# 日本周辺の沈み込む海洋プレートの特徴 (年代)

## フィリピン海プレート

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

## 地震調査委員会(2013)

- 日向灘（九州・パラオ海嶺以東）から東海道（銭洲海嶺）周辺下のフィリピン海プレートは、現在の紀南海山列を拡大軸（海嶺）として15Maよりも拡大を続けていたと考えられており（例えば、Okino et al.(1994)）、周辺部と比べて若いプレートが沈み込んでいる。
- 南海トラフから沈み込むフィリピン海プレートの年代に関する検討によると、東海域は27～9Ma、紀伊地域は19～15Ma、四国地域は27～15Maである。

## 太平洋プレート

- 太平洋プレートの年代は約130Maである。



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

## 2 沈み込み帯に沈み込む海洋プレートの特徴 日本周辺の沈み込む海洋プレートの特徴 (沈み込み速度)

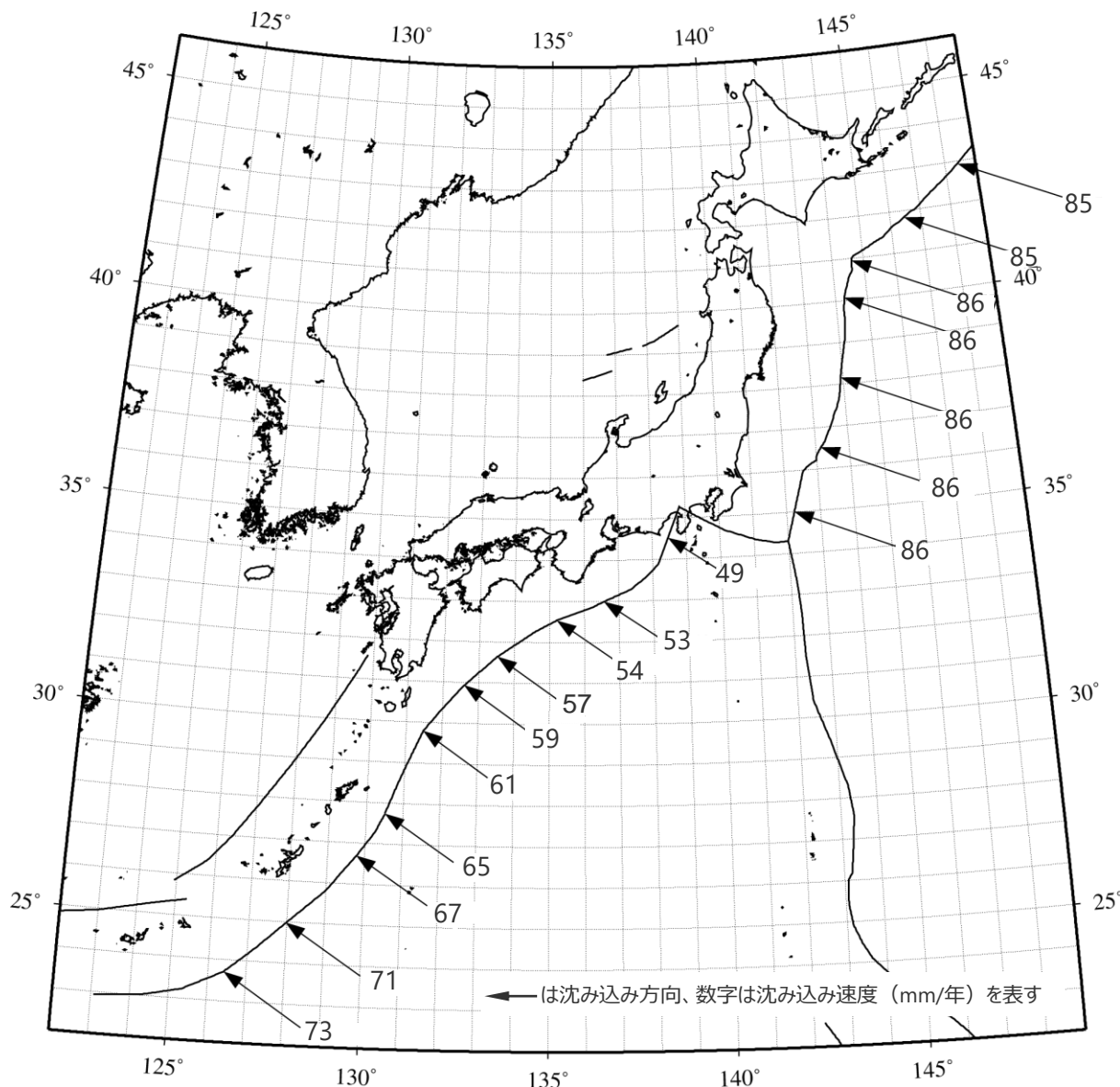
### フィリピン海プレート

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

### 太平洋プレート

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

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



<日本列島に沈み込むプレートの沈み込み速度※>

# 日本周辺の沈み込む海洋プレートの特徴

(形状)

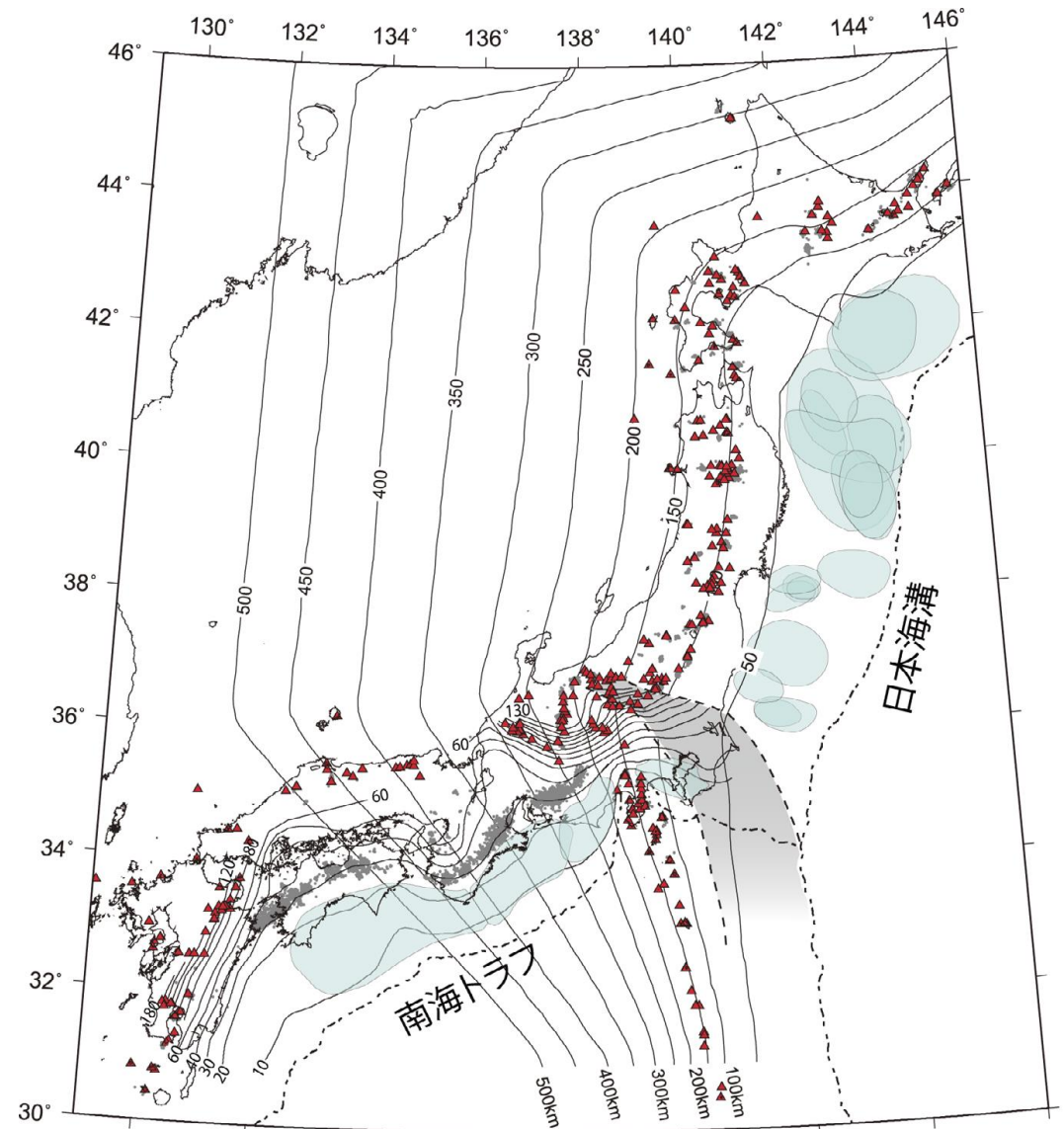
## フィリピン海プレート

### 長谷川・他(2010)

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

## 太平洋プレート

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



<日本列島に沈み込むプレートの形状>  
(長谷川・他(2010)による)



## 2 沈み込み帯に沈み込む海洋プレートの特徴

# 日本周辺の沈み込む海洋プレートの特徴

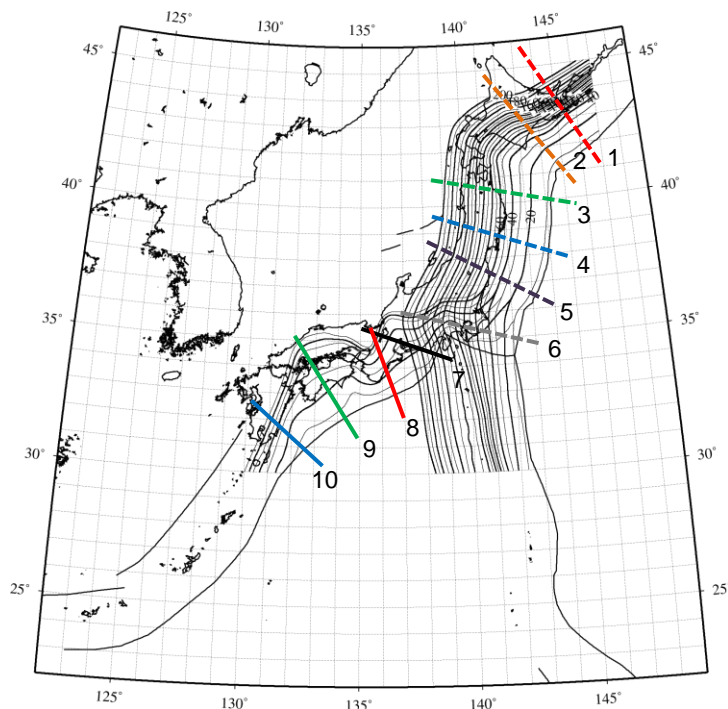
### (沈み込み角度)

### フィリピン海プレート

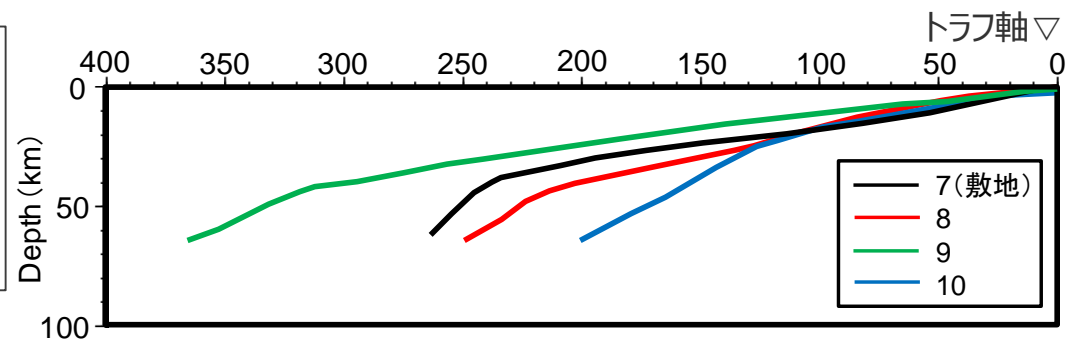
○トラフ軸から水平距離200km程度において、フィリピン海プレートは、東海～四国 (No.7～9) ではほぼ一定の角度で緩やかに沈み込み、九州 (No.10) では水平距離100～150km程度で沈み込み角度が変化(増加)する傾向が見られる。

### 太平洋プレート

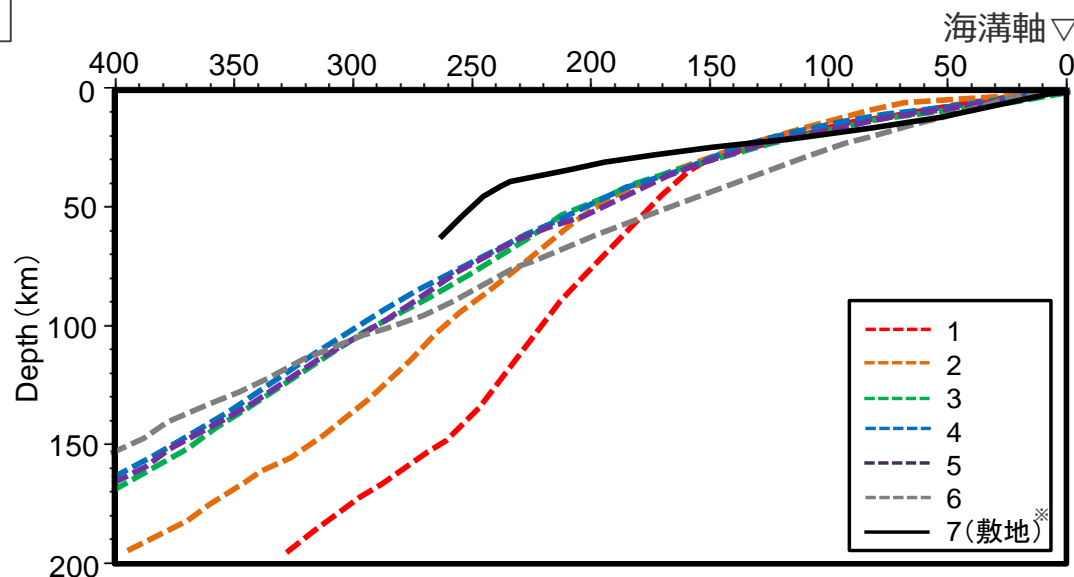
○太平洋プレート (No.1～6) は、沈み込みに伴い、沈み込み角度が徐々に増加する傾向が見られる。



(断面図の位置)



(フィリピン海プレートの比較)



※黒地はフィリピン海プレート

(太平洋プレートの比較)

### <海洋プレートの沈み込み断面図>

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

## 2 沈み込み帯に沈み込む海洋プレートの特徴 日本周辺の沈み込む海洋プレートの特徴 (厚さ)

### フィリピン海プレート

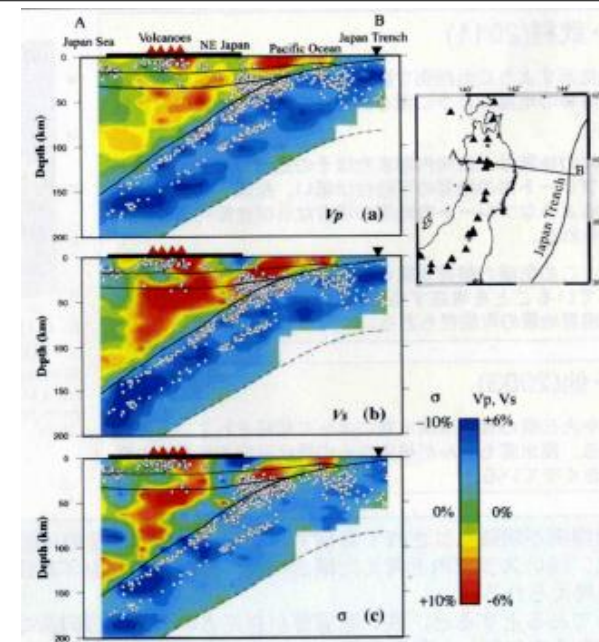
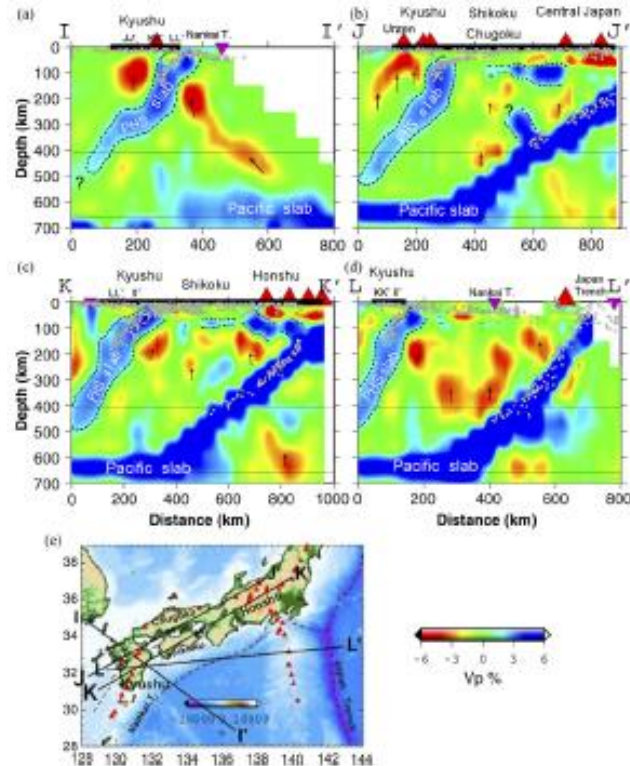
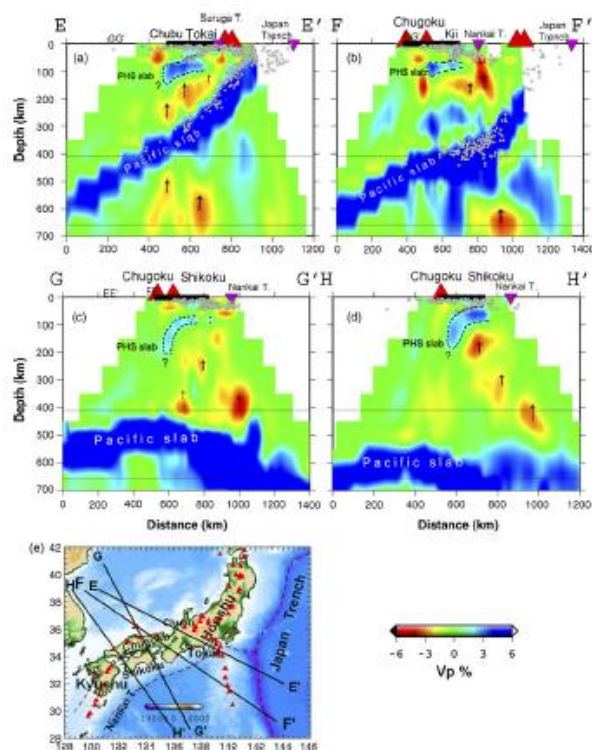
#### Adbelwahed and Zhao(2007)

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

### 太平洋プレート

#### Zhao(2009)

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



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

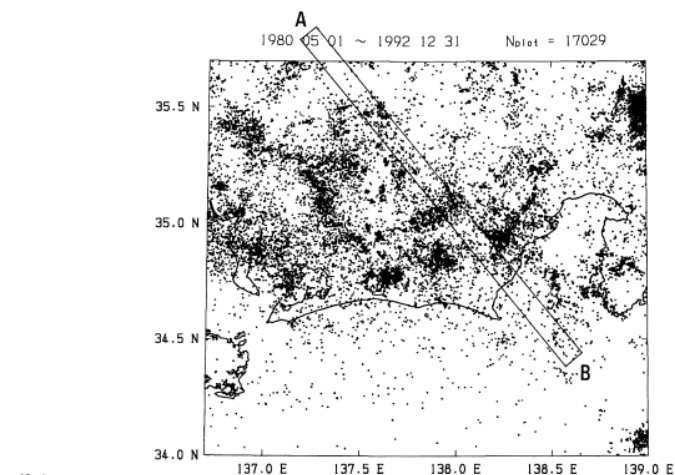
## 2 沈み込み帯に沈み込む海洋プレートの特徴 日本周辺の沈み込む海洋プレートの特徴 (地震活動)

### フィリピン海プレート：東海域

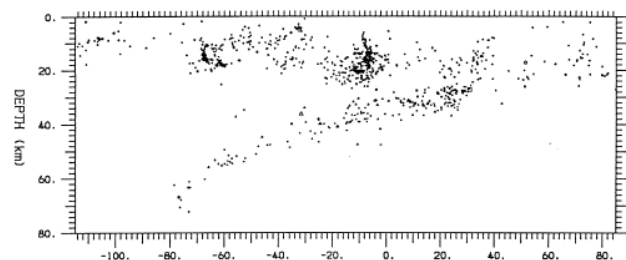
Seno et al.(2001)

○西方に傾いた深さ60kmより浅い地震活動は、一重面として続いている。

(a)



(b)



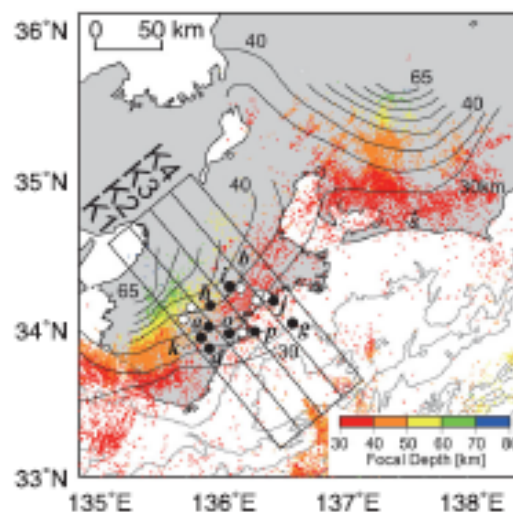
<東海域の震源分布>  
(Seno et al.(2001)による)

### フィリピン海プレート：紀伊半島

Miyoshi et al.(2012)

○紀伊半島下には、はっきりとした二重地震面が見られる。

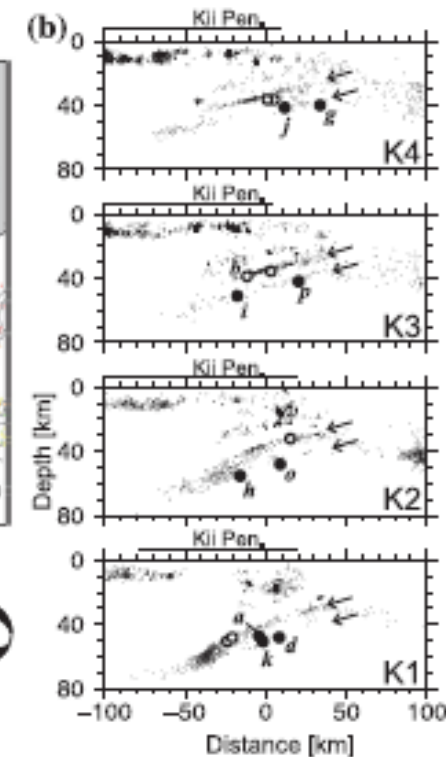
(a)



(c)



(b)



<紀伊半島の震源分布>  
(Miyoshi et al.(2012)による)



## 2 沈み込み帯に沈み込む海洋プレートの特徴

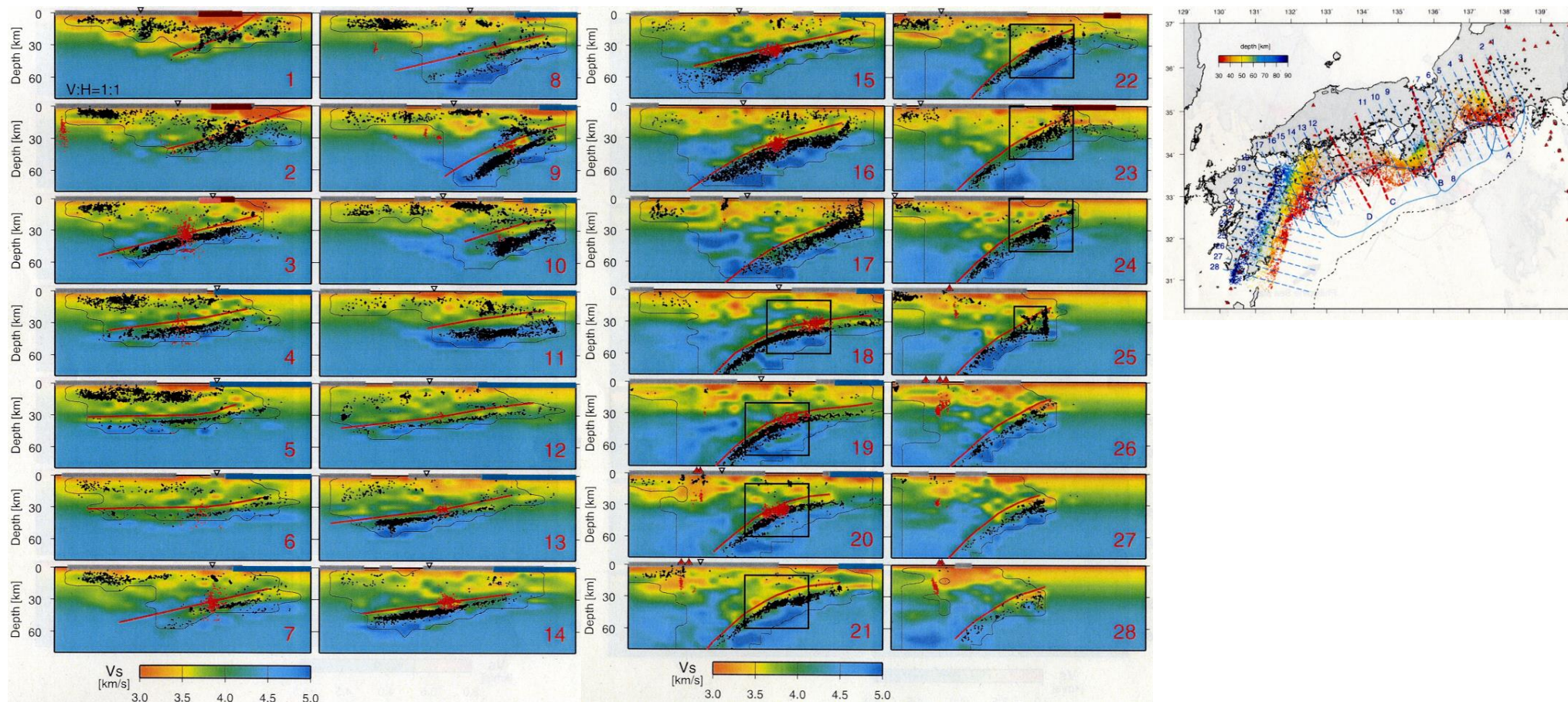
# 日本周辺の沈み込む海洋プレートの特徴

### (地震活動)

## フィリピン海プレート：東海域～九州

### 弘瀬・他(2007)

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



＜東海域から九州までの震源鉛直分布＞  
(弘瀬・他(2007)による)

## 2 沈み込み帯に沈み込む海洋プレートの特徴

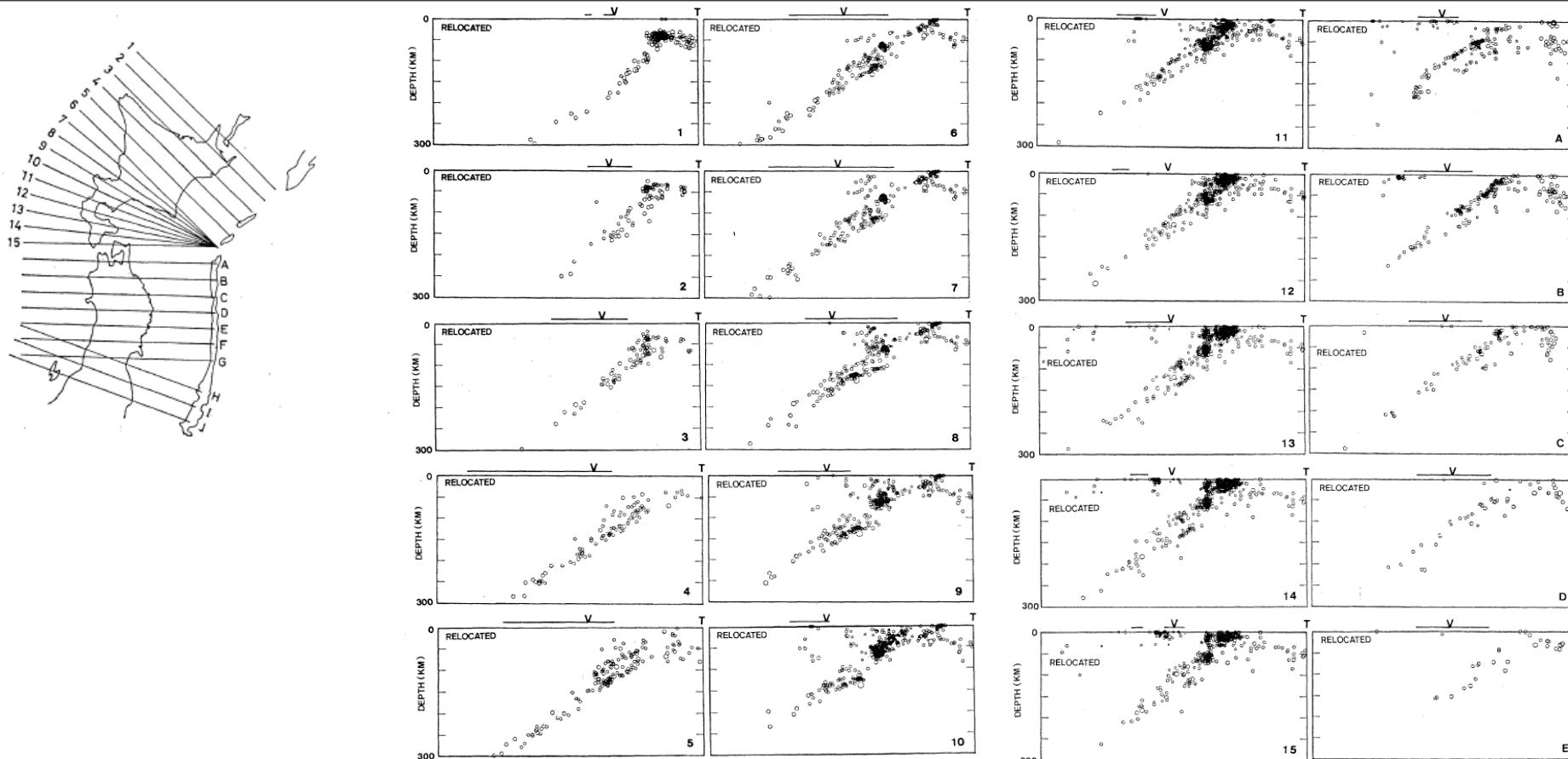
# 日本周辺の沈み込む海洋プレートの特徴

(地震活動)

### 太平洋プレート

#### 長谷川・他(1983)

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



＜北海道・東北地域の震源鉛直分布＞  
(長谷川・他(1983)による)



## フィリピン海プレート

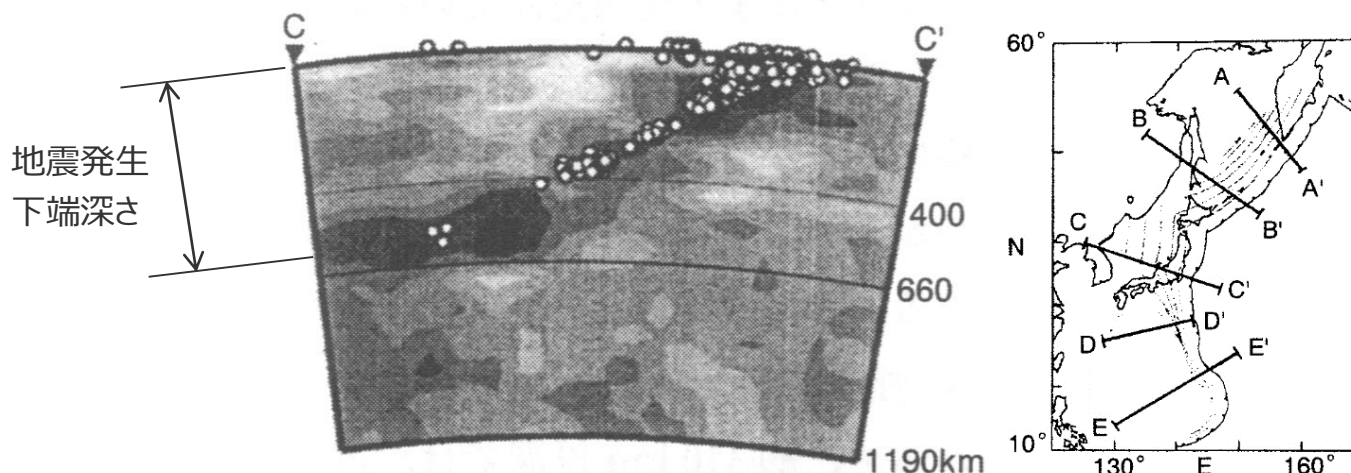
### 高橋(2000)

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

## 太平洋プレート

### 高橋(2000)

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



<地震発生下端深さ>  
(高橋(2000)に地震発生下端深さの位置を加筆)



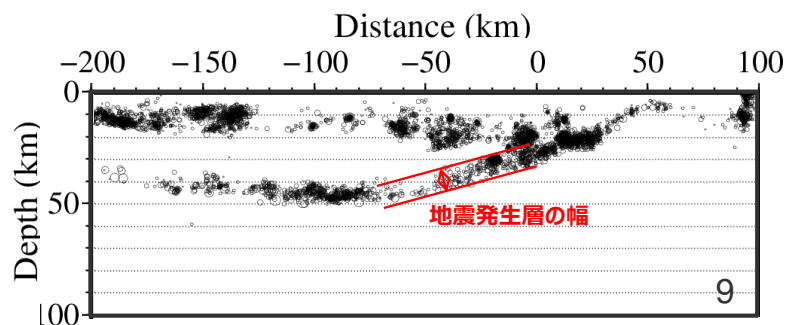
## 2 沈み込み帯に沈み込む海洋プレートの特徴

# 日本周辺の沈み込む海洋プレートの特徴

### (地震発生層の幅)

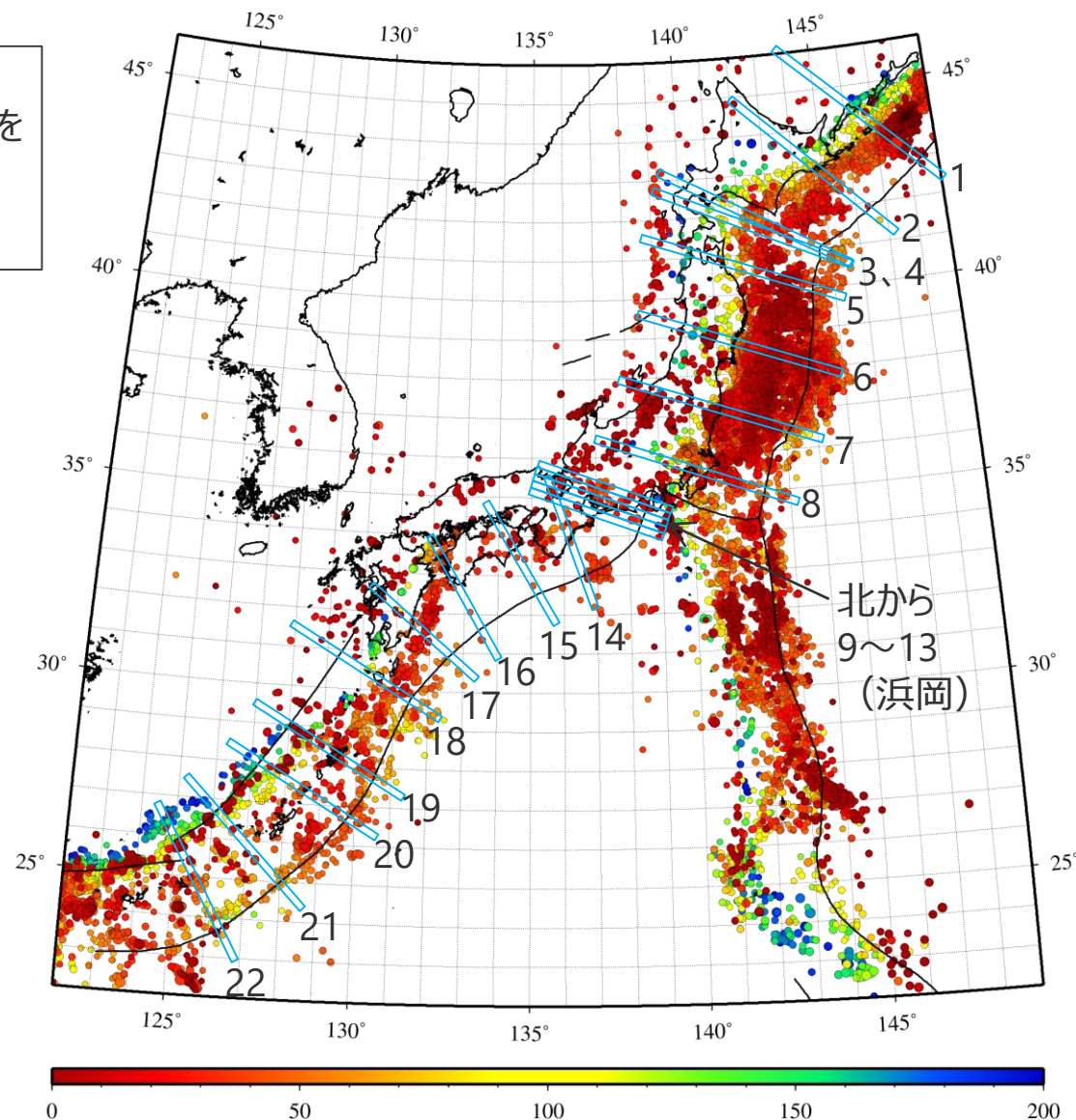
○北海道から南西諸島までを対象として、海溝（トラフ）軸に直交する方向の震源鉛直分布（No.1～22）を作成し、地震発生層の幅を測定。

⇒日本周辺の地震発生層の幅について検討。



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

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



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

## 2 沈み込み帯に沈み込む海洋プレートの特徴

# 日本周辺の沈み込む海洋プレートの特徴

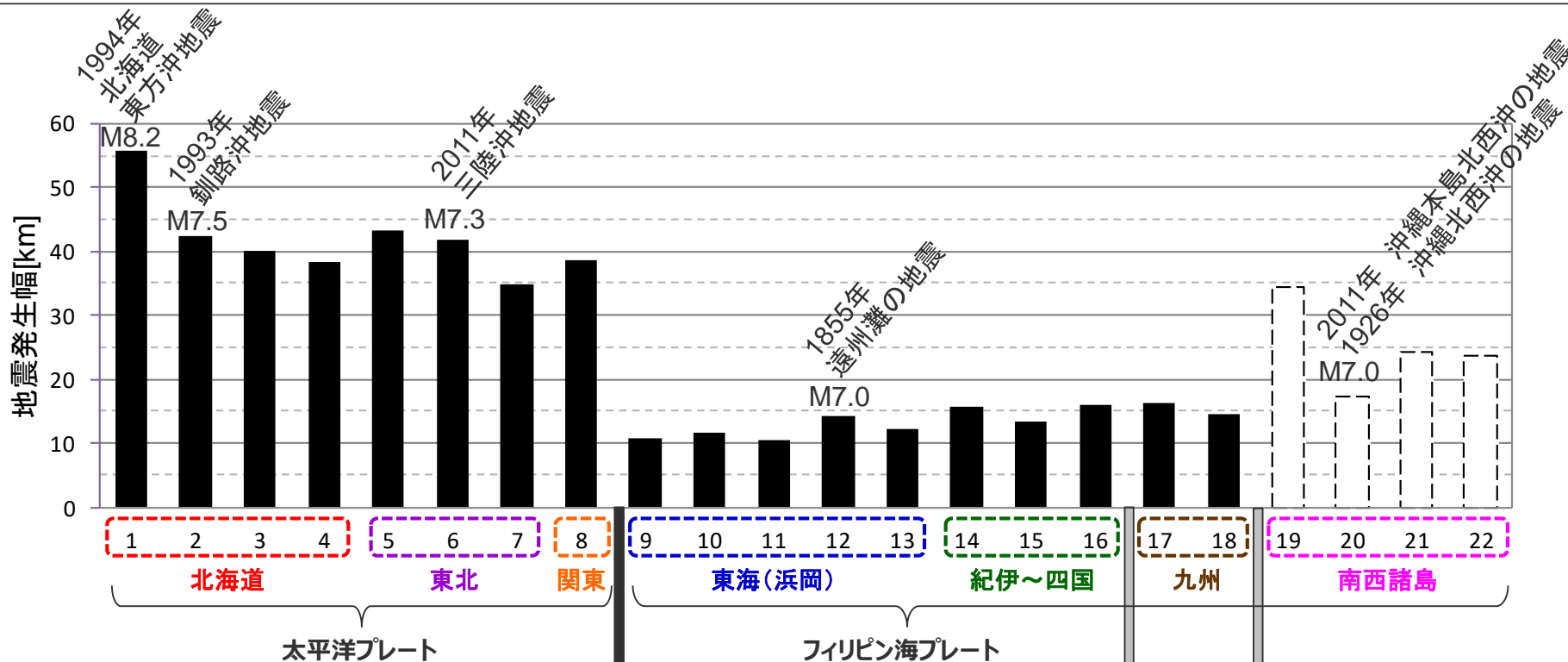
(地震発生層の幅)

### フィリピン海プレート

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

### 太平洋プレート

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



・浜岡が位置するフィリピン海プレート（領域1（南海トラフ沿い））については、歴史地震及び近年発生したスラブ内地震のうち、最大規模の地震を示し、これ以外の地域については、近年発生したスラブ内地震（1923～2012年）のうち、主な最大規模の地震（M7.0以上）を示す。  
 ・南西諸島の地震発生層の幅については、震源鉛直分布の精度を踏まえて参考扱いとする。また、No.19で発生した1911年喜界島の地震（M8.0）については、後藤(2013)により震源再決定が行われ、プレート境界地震の可能性が高いとされている。

領域1（南海トラフ沿い）  
(地震調査委員会(2021)による)  
九州・パラオ海嶺  
トカラ海峡  
＜日本周辺の地震発生層の幅＞

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

### フィリピン海プレートと太平洋プレートの特徴

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



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

## フィリピン海プレートの各地域の特徴

N o.	諸元	東海	紀伊	四国	九州	南西諸島
1	プレート年代	27～9Ma	19～15Ma	27～15Ma	50Ma以前	
2	沈み込み速度	49mm/年	53mm/年	54mm/年	59mm/年	61～73mm/年
3	沈み込み形状	湾曲	湾曲	湾曲・直線的	直線的	直線的
4	沈み込み角度	緩やかでほぼ一定			途中で高角に変化	緩やかに変化
5	スラブ厚さ	40km以下	40km以下	30～50km	60km以下	—
6	地震活動	一重	二重	二重	二重	—
7	地震発生の 下端深さ	60km程度	70km程度	40km程度	160～200km 程度	250～300km 程度
8	地震発生層の幅	10km程度	10km程度	10km程度	10km程度	20-30km程度

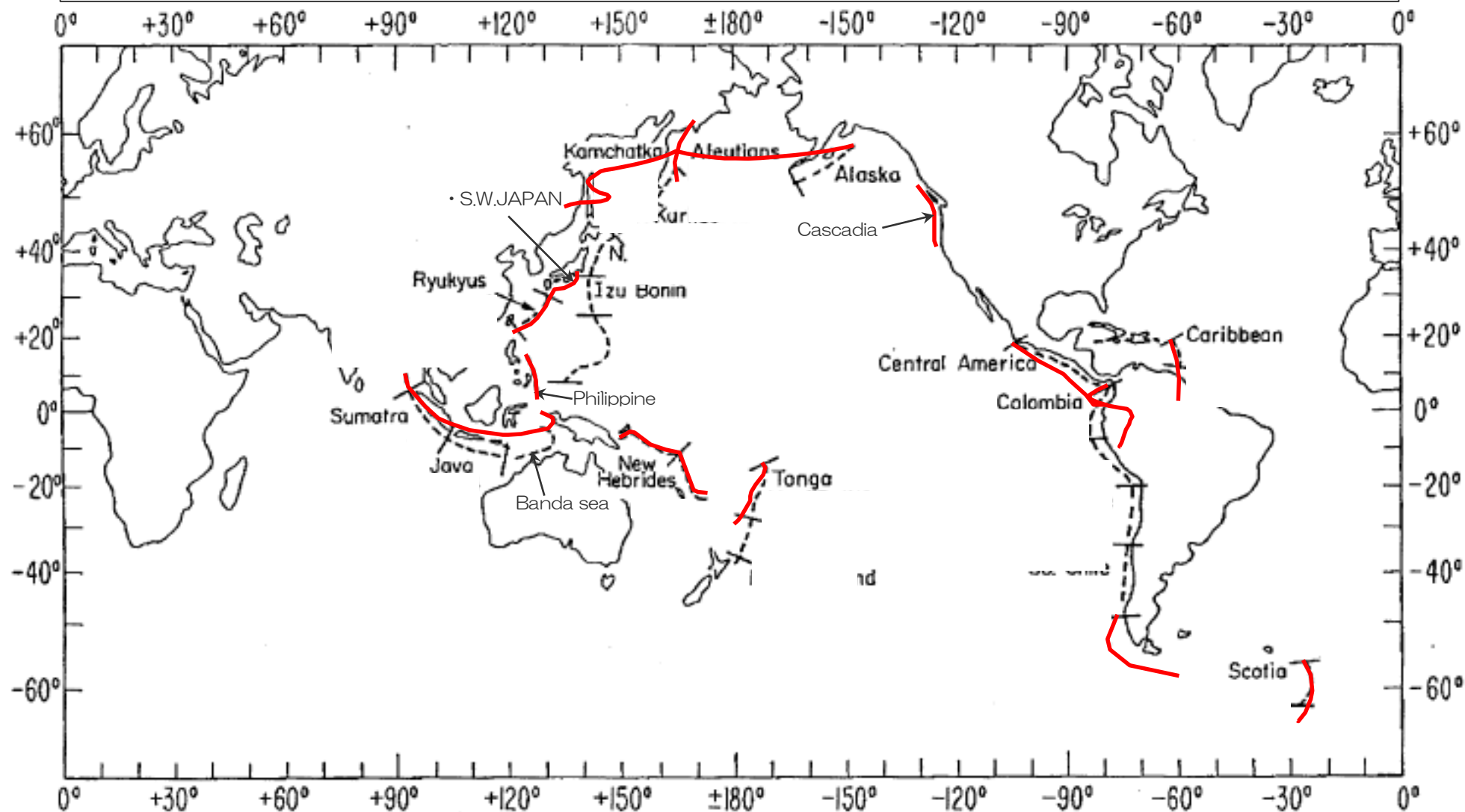
△  
九州・パラオ海嶺△  
トカラ海峡

## 2 沈み込み帯に沈み込む海洋プレートの特徴

# 世界の沈み込む海洋プレートの特徴

(概要)

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



<世界の海洋プレートの沈み込み帯>

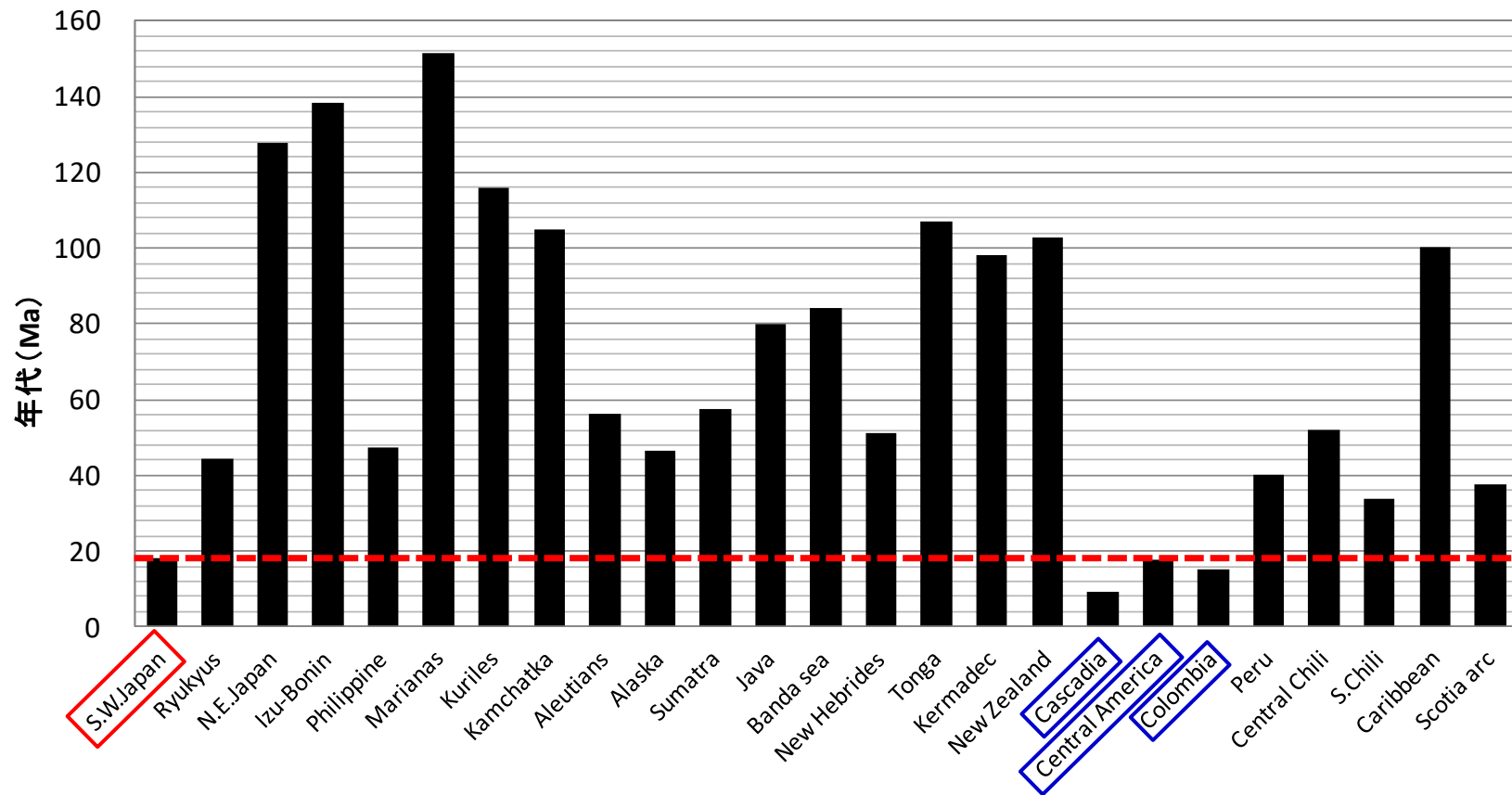
(Ruff and Kanamori(1980)に沈み込み帯を表す赤線・地域名を加筆)

## 2 沈み込み帯に沈み込む海洋プレートの特徴

# 世界の沈み込む海洋プレートの特徴

### (年代)

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



<世界の沈み込み帯におけるプレートの年代>

•Muller et al.(1997)に基づき作成。

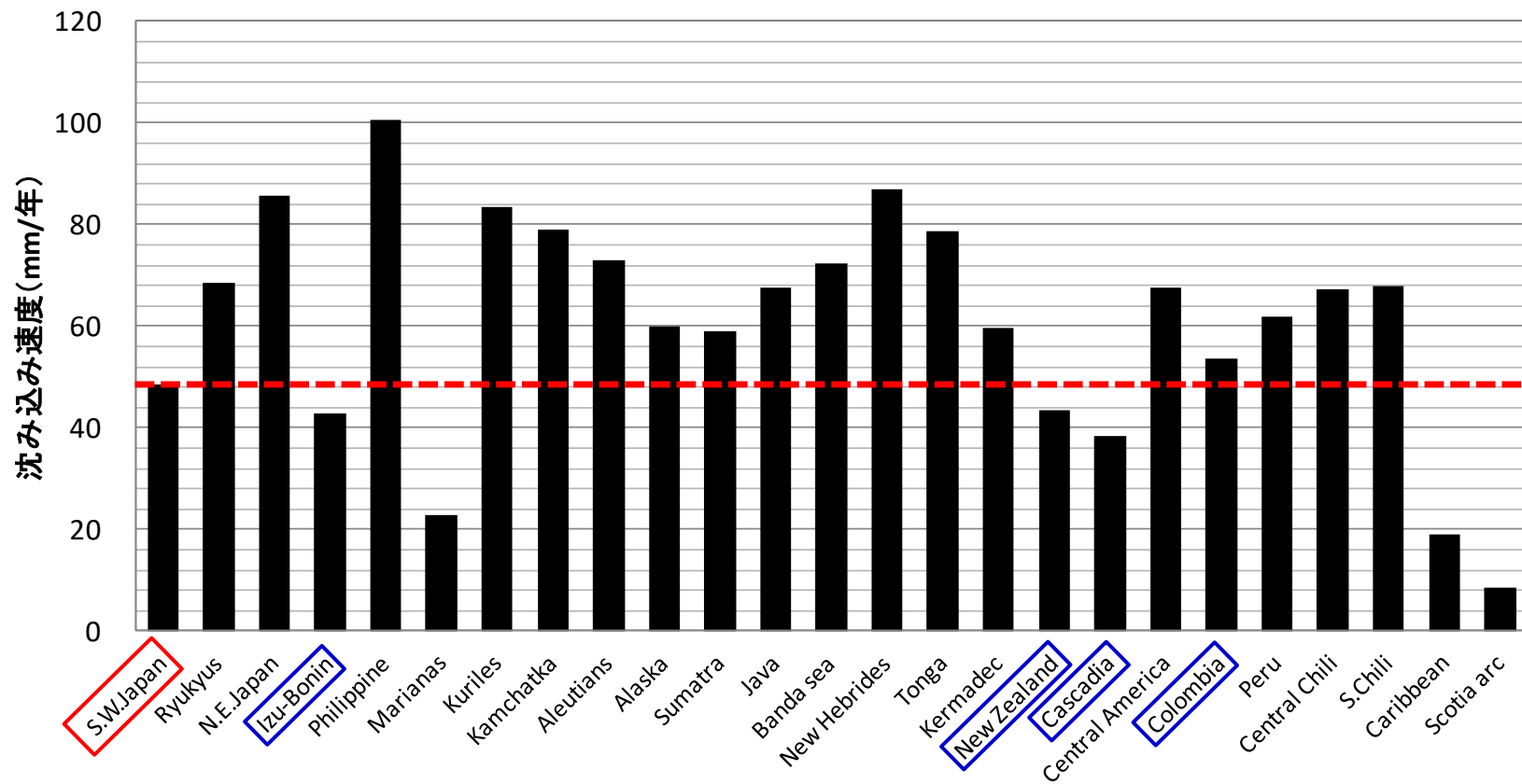


## 2 沈み込み帯に沈み込む海洋プレートの特徴

# 世界の沈み込む海洋プレートの特徴

### (沈み込み速度)

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



<世界の沈み込み帯におけるプレートの沈み込み速度>

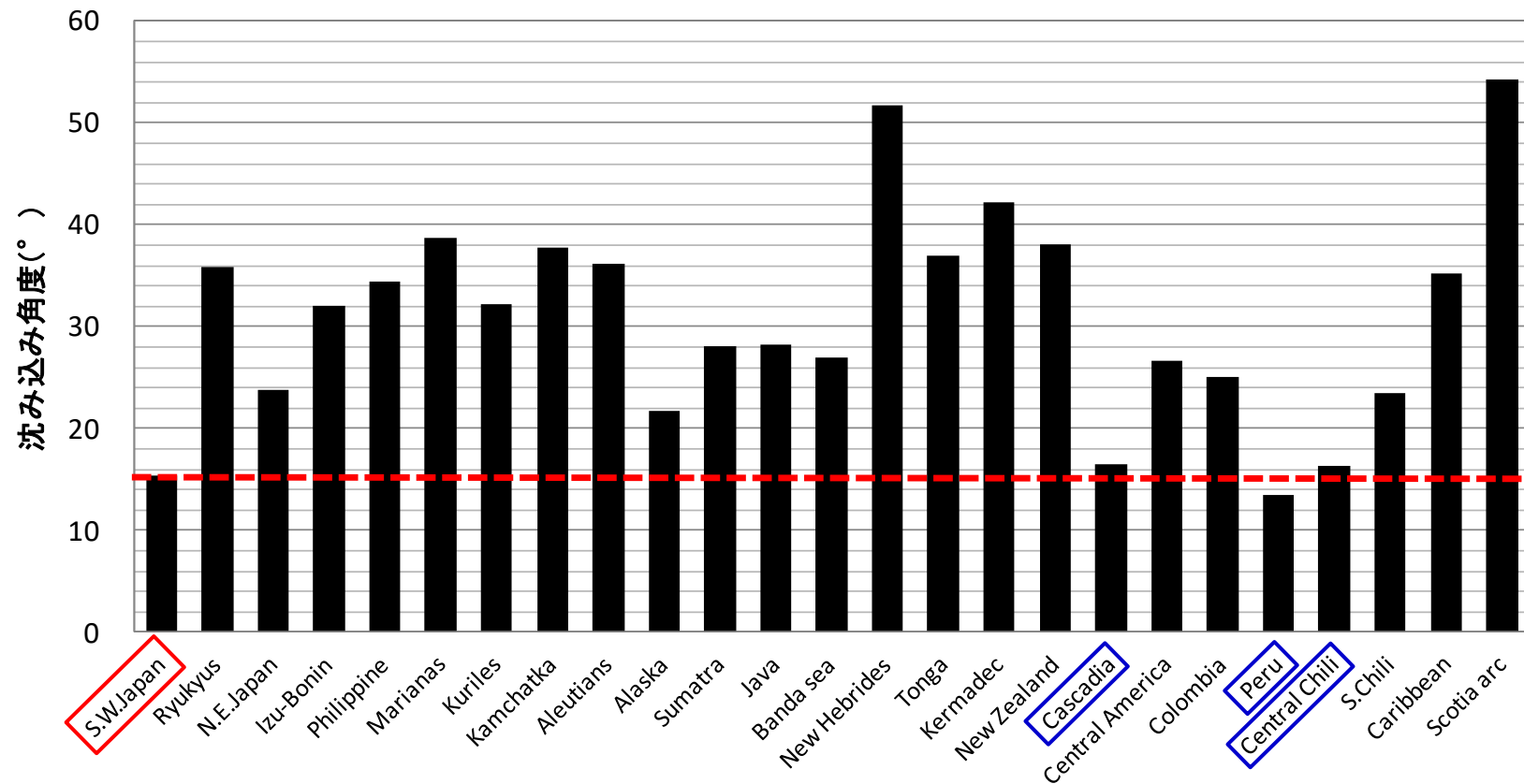
・海洋プレートの沈み込み速度は、GPS等の宇宙測地観測結果を使用して作成されたGEODVELモデル (Argus et al.(2010)) およびMORVELモデル (DeMets et al.(2010)) に基づき、UNAVCOのPlate Motion Calculatorプログラムを用いて算出。

## 2 沈み込み帯に沈み込む海洋プレートの特徴

# 世界の沈み込む海洋プレートの特徴

### (沈み込み角度)

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



<世界の沈み込み帯におけるプレートの沈み込み角度>

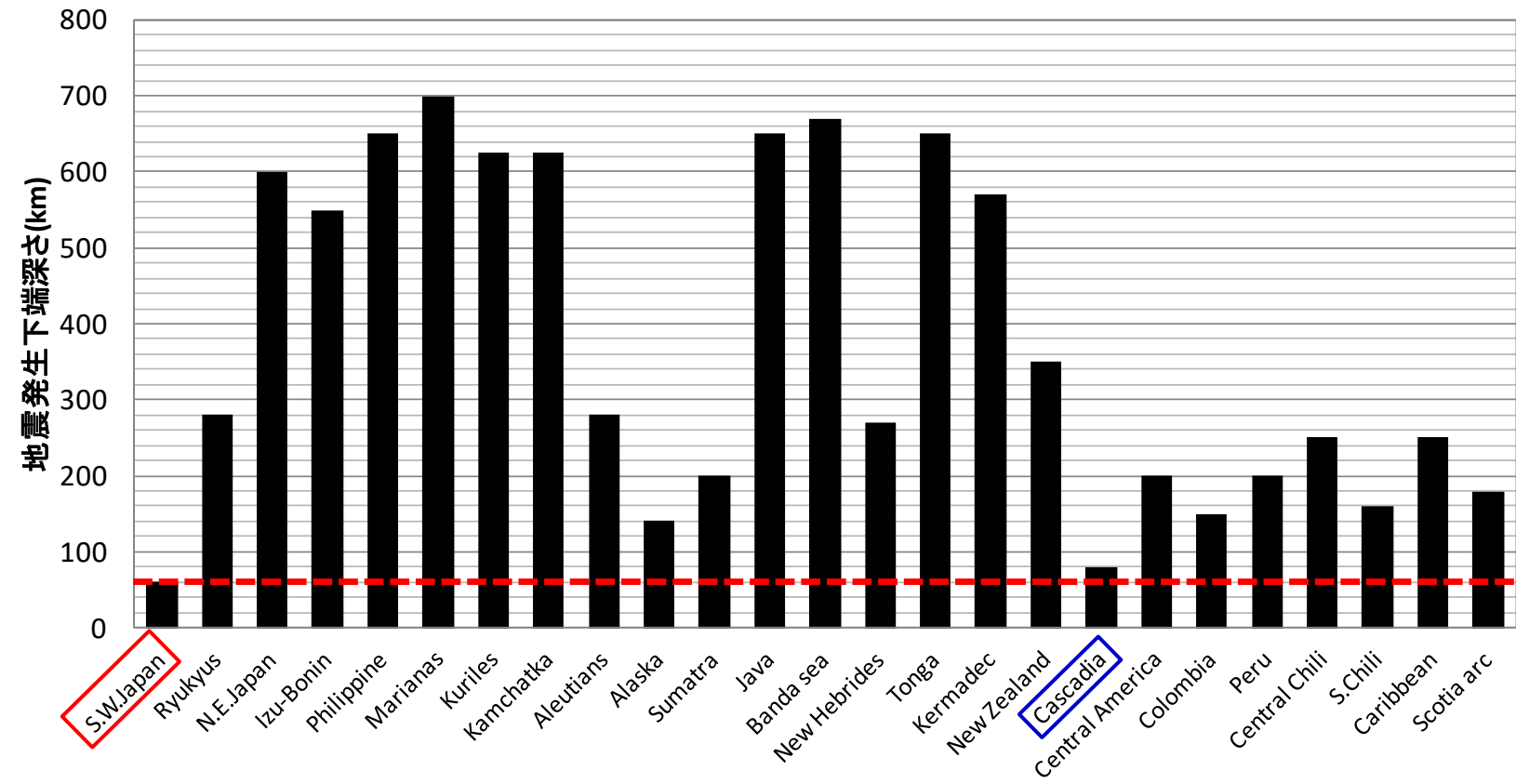
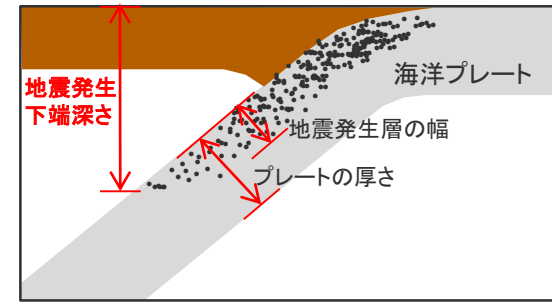
•Lallemand et al.(2005)に基づき作成。

## 2 沈み込み帯に沈み込む海洋プレートの特徴

# 世界の沈み込む海洋プレートの特徴

### (地震発生下端深さ)

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



<世界の沈み込み帯における地震発生下端深さ>

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

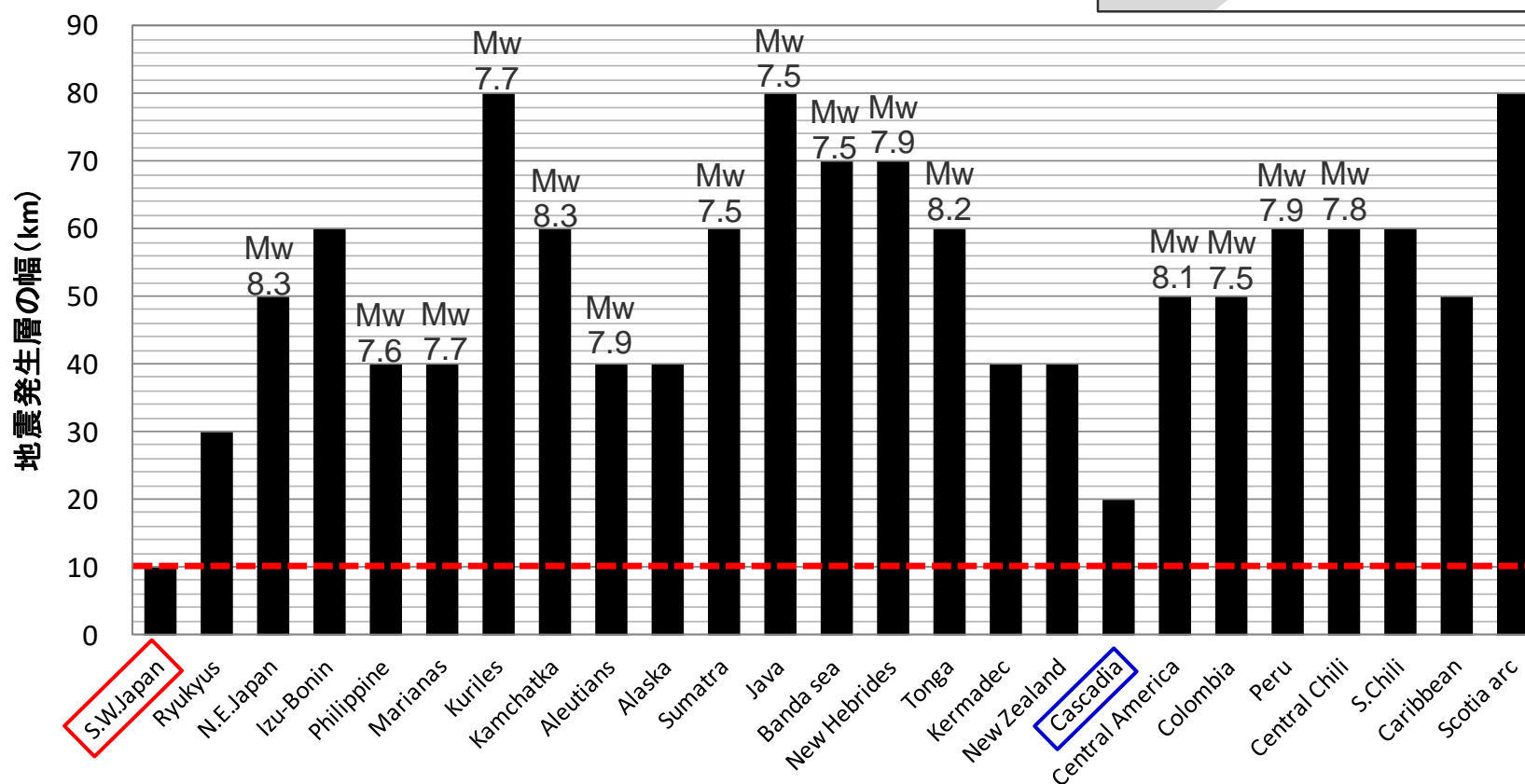
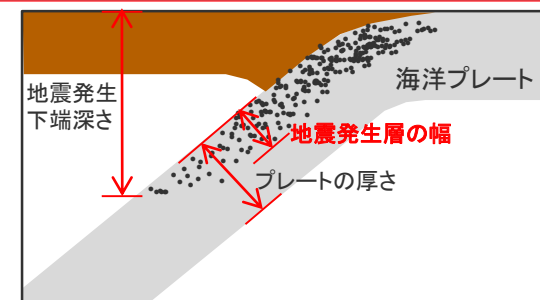


## 2 沈み込み帯に沈み込む海洋プレートの特徴

# 世界の沈み込む海洋プレートの特徴

### (地震発生層の幅)

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



<世界の各沈み込み帯における地震発生層の幅>

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

## 2 沈み込み帯に沈み込む海洋プレートの特徴

# 世界の沈み込む海洋プレートの特徴

(まとめ)

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

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

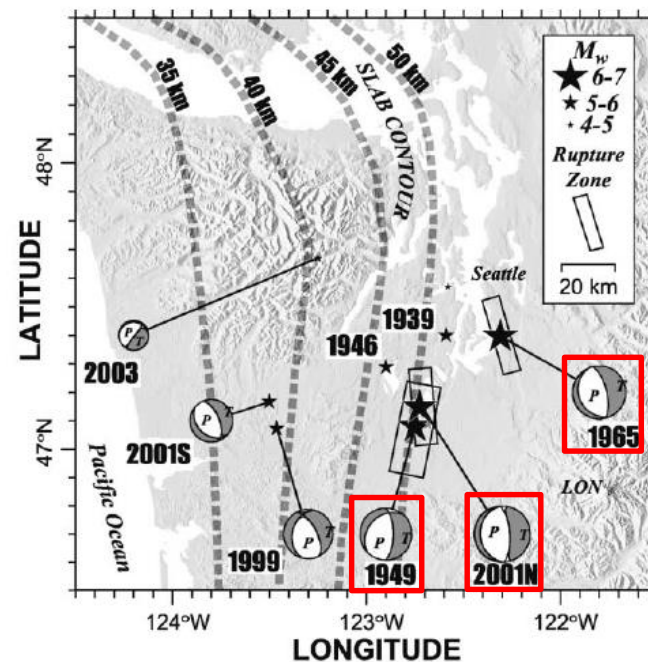
## 2 沈み込み帯に沈み込む海洋プレートの特徴 類似する沈み込み帯で発生したスラブ内地震 (沈み込み帯Cascadiaで発生したスラブ内地震)

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

<CascadiaとS.W.Japanの諸元の比較>

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

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



<Cascadia沈み込み帯で発生した海洋プレート内地震の諸元※1>

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

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

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



## 日本周辺の沈み込む海洋プレートの特徴

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

## 世界の沈み込む海洋プレートの特徴

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

# 目次

(海洋プレート内地震の津波評価の補足)		
1	フィリピン海プレートで発生した海洋プレート内地震	2
2	沈み込み帯に沈み込む海洋プレートの特徴	11
<b>3</b>	<b>地震発生層の地域性を考慮した地震規模</b>	<b>36</b>
4	伊豆島弧周辺の地震の影響検討	38
(海域の活断層による地殻内地震の津波評価の補足)		
5	分岐断層の選定	40
6	海域の活断層による地殻内地震の波源設定	78
7	A-5・A-18断層の音波探査記録等（第370,413回会合資料再掲）	86

# 3 地震発生層の地域性を考慮した地震規模

- 日本海溝沿いの沈み込む海洋プレート内地震について、海溝軸付近で発生した地震の最大規模は2012年に発生した地震のM7.3であり、海溝軸より沖合で発生した地震の最大規模は1933年昭和三陸地震のM8.1である（気象庁(2012)）。
- 敷地周辺に沈み込むフィリピン海プレートと太平洋プレートの地震発生層の地域性を、地震モーメント $M_0$ と断層幅 $W$ のスケーリング則（ $M_0 \propto W^3$ ）に基づき考慮すると、太平洋プレートでM8.1の地震が発生することは、フィリピン海プレートでM7.4の地震が発生することと等価である。

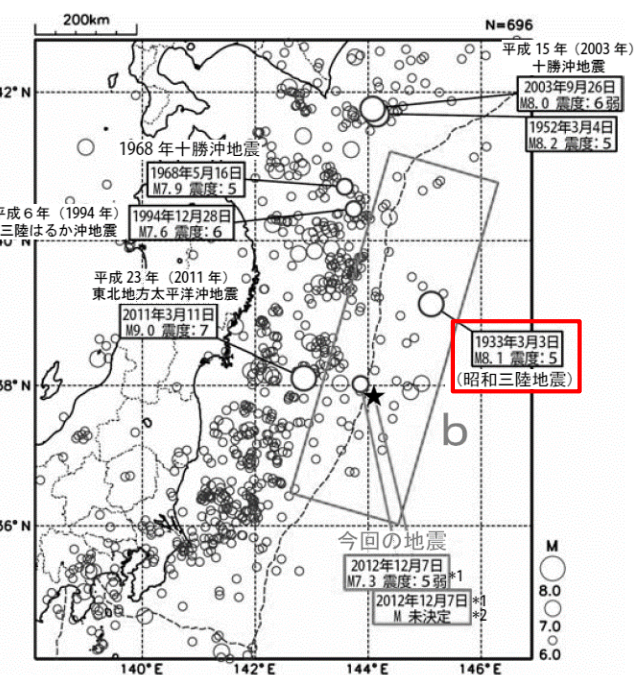
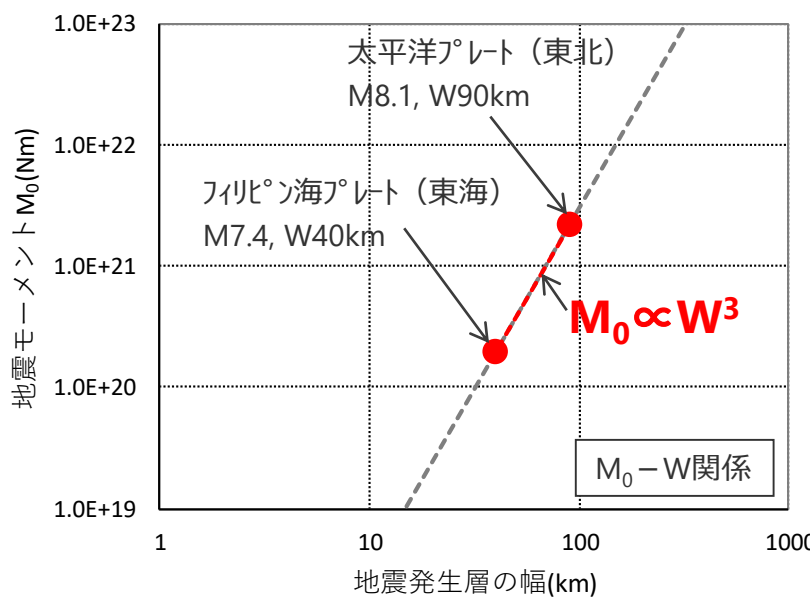


図2-4 震央分布図（1923年1月1日～2012年12月31日、深さ0～100km、 $M \geq 6.0$ ）

<1933年昭和三陸地震の震央分布>  
（気象庁(2012)に赤い四角を加筆）



<太平洋プレート（東北）>  
 ・地震発生層の幅：90km程度※  
 ・地震規模：日本周辺の太平洋プレートで発生した海溝軸より沖合の地震の最大規模M8.1  
 （1933年三陸沖の地震）

<フィリピン海プレート（東海域）>  
 ・地震発生層の幅：40km程度※  
 ・スケーリング則から想定される地震規模：M7.4

※ 地震発生層の幅の違いは、海洋プレートの厚さに基づき想定。

・地震規模 $M$ から地震モーメント $M_0$ を求める際には佐藤(1989)の $M_0 - M$ 関係式を用いる。

$$\log M_0(\text{dyne-cm}) = 1.5M + 16.2$$

<地震モーメント $M_0$ と断層幅 $W$ のスケーリング則による地震規模の算出>



# 目次

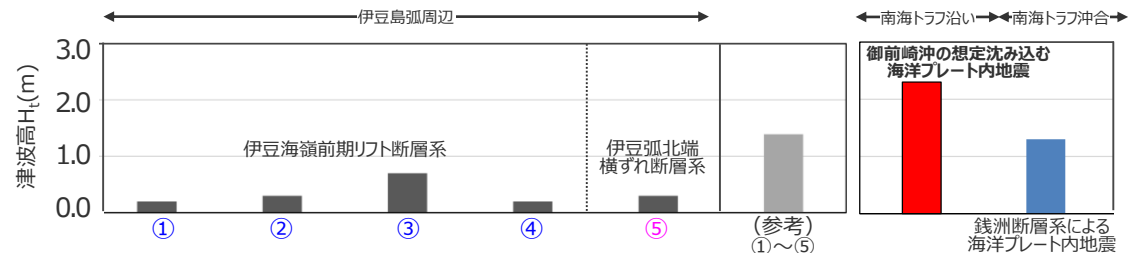
(海洋プレート内地震の津波評価の補足)		
1	フィリピン海プレートで発生した海洋プレート内地震	2
2	沈み込み帯に沈み込む海洋プレートの特徴	11
3	地震発生層の地域性を考慮した地震規模	36
<b>4</b>	<b>伊豆島弧周辺の地震の影響検討</b>	<b>38</b>
(海域の活断層による地殻内地震の津波評価の補足)		
5	分岐断層の選定	40
6	海域の活断層による地殻内地震の波源設定	78
7	A-5・A-18断層の音波探査記録等（第370,413回会合資料再掲）	86

# 4 伊豆島弧周辺の地震の影響検討

- 敷地南方の伊豆島弧周辺のフィリピン海プレート（海洋プレート）には、伊豆海嶺前期リフト断層系等（徳山ほか(2001)）が分布する。
- これらについて、阿部(1989)の予測式により津波高を比較した結果、「御前崎沖の想定沈み込む海洋プレート内地震」の影響が最も大きいことを確認した。

阿部(1989)の予測式による津波高の評価結果※1

名称	断層長さ L(km)	地震モーメントMo (N・m)	Mw	津波の伝播距離 Δ(km)	津波高 H <sub>t</sub> (m)
伊豆海嶺前期リフト断層系①（東傾斜）※2	23※2	2.3×10 <sup>19</sup>	6.8	114.6	0.2
伊豆海嶺前期リフト断層系②（西傾斜）※2	37※2	6.0×10 <sup>19</sup>	7.1	137.2	0.3
伊豆海嶺前期リフト断層系③（東傾斜）※2	92※2	3.7×10 <sup>20</sup>	7.7	190.3	0.7
伊豆海嶺前期リフト断層系④（西傾斜）※2	40※2	7.0×10 <sup>19</sup>	7.2	253.1	0.2
伊豆弧北端横ずれ断層系⑤（横ずれ）※2	27※2	3.2×10 <sup>19</sup>	6.9	99.9	0.3
（参考）①～⑤が同時発生した場合	210※3	1.0×10 <sup>21</sup> ※4	7.9	175.5	1.4
御前崎沖の想定沈み込む海洋プレート内地震（再掲）	80	2.1×10 <sup>20</sup>	7.5	38.0	2.3
銭洲断層系による海洋プレート内地震（再掲）	126	6.9×10 <sup>20</sup>	7.8	154.9	1.3



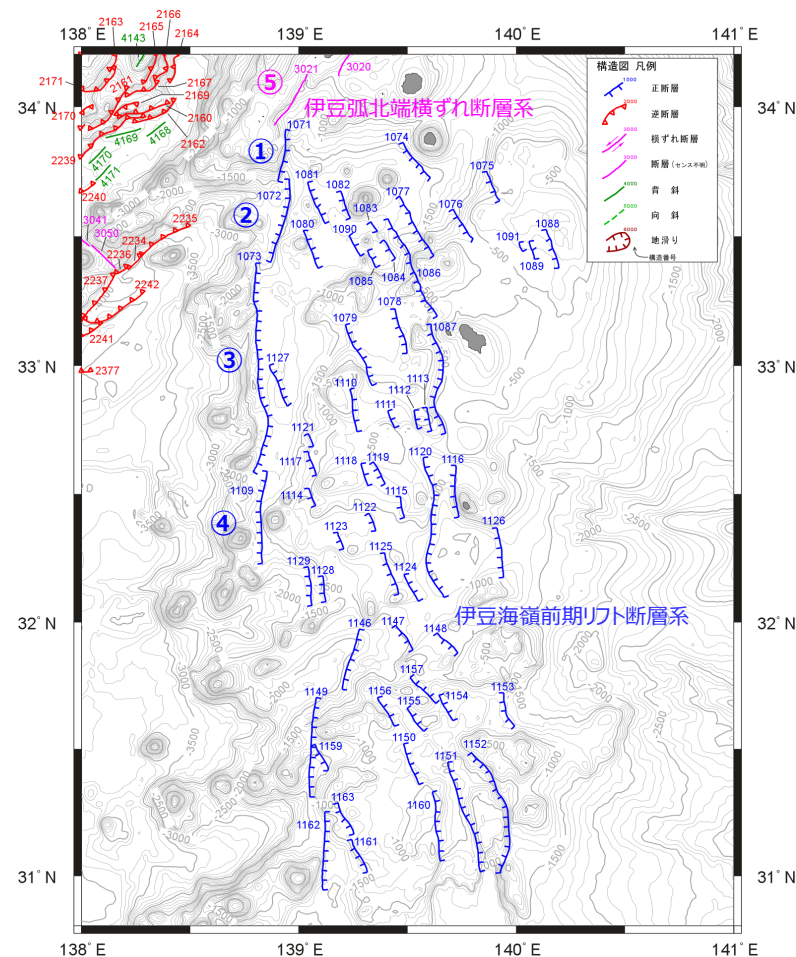
※1 阿部(1989)の予測式による津波高の算定方法は、後述の海域の活断層による地殻内地震の津波と同じ。（下記括弧内）

- 断層幅の上限W<sub>t</sub>は、地震発生層の厚さH<sub>e</sub>を15kmとし、傾斜角を90°（45°～90°のうちM<sub>w</sub>が最大となる値）とした際には、W<sub>t</sub>=H<sub>e</sub>/sinδ=15kmとなる。また、断層幅の上限に対応する断層長さL<sub>t</sub>は、L<sub>t</sub>=1.5W<sub>t</sub>=22.5kmとなる。
- 断層幅の上限に対応するすべり量D<sub>t</sub>は、モーメントマグニチュードM<sub>w</sub>t=(logL<sub>t</sub>+3.77)/0.75=6.83。
- 地震モーメントM<sub>0t</sub>=10<sup>10</sup>(1.5M<sub>w</sub>t+9.1)=2.21×10<sup>19</sup>(Nm)を用いて、剛性率をμ=3.50×10<sup>10</sup> (N/m<sup>2</sup>)とした際には、D<sub>t</sub>=M<sub>0t</sub>/(μL<sub>t</sub>W<sub>t</sub>)=1.87となる。

※2 徳山ほか(2001)。

※3 ①～⑤は、傾斜や断層センスが異なる正断層・横ずれ断層であるが、保守的に連続する断層を設定し、その断層長さは、最も北側の断層の北端点と最も南側の断層の南端点を直線で結んで算出した。

※4 ①～⑤の地震モーメントは、長大断層に関するMurotani et al.(2015)の知見を踏まえて、地震調査委員会(2010)を参照し、すべり量が概ね10mを超えない地震規模想定区間を設定し地震モーメントの和が最大となるケース（①②⑤区間（断層長さ：82km）と③④区間（断層長さ：129km）のケース）を採用した。なお、断層長さは、最も北側の断層の北端点と最も南側の断層の南端点を直線で結んで算出した。



（徳山ほか(2001)に基づき作成）

伊豆島弧周辺の構造図

# 目次

(海洋プレート内地震の津波評価の補足)		
1	フィリピン海プレートで発生した海洋プレート内地震	2
2	沈み込み帯に沈み込む海洋プレートの特徴	11
3	地震発生層の地域性を考慮した地震規模	36
4	伊豆島弧周辺の地震の影響検討	38
(海域の活断層による地殻内地震の津波評価の補足)		
<b>5</b>	<b>分岐断層の選定</b>	40
6	海域の活断層による地殻内地震の波源設定	78
7	A-5・A-18断層の音波探査記録等（第370,413回会合資料再掲）	86



## 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。

- 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(2013)）。
- 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(2013)、Moore et al.(2007)）。

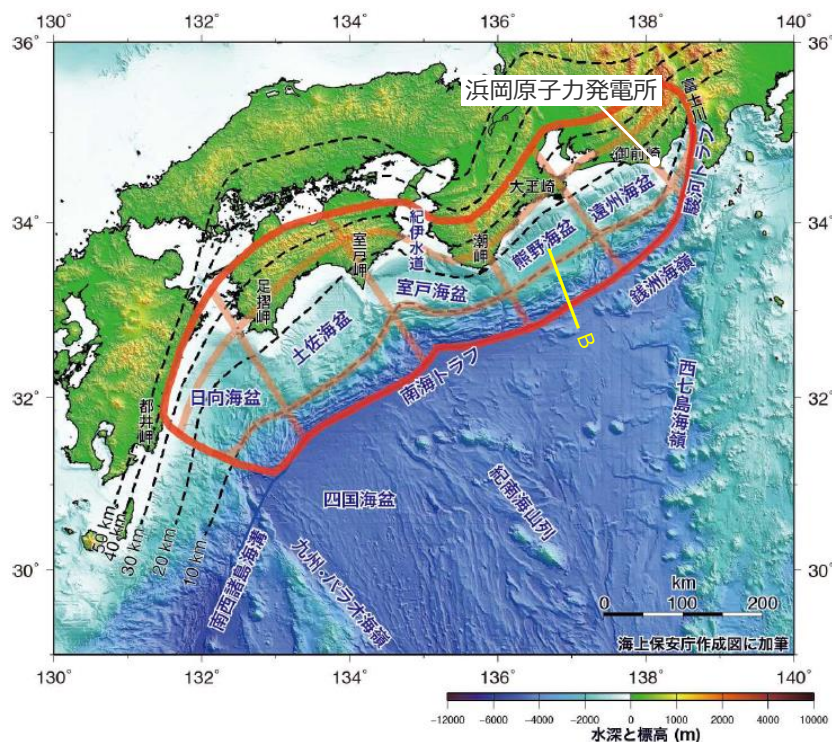
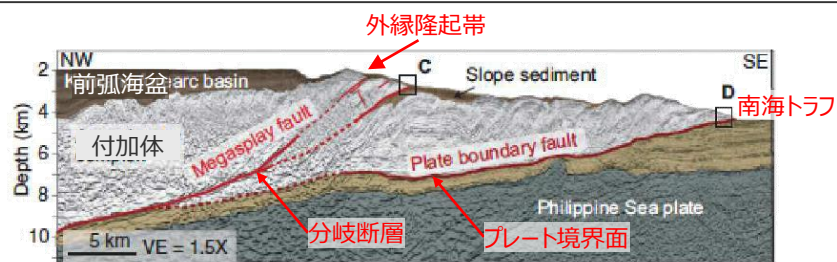


図1 南海トラフの評価対象領域とその区分け

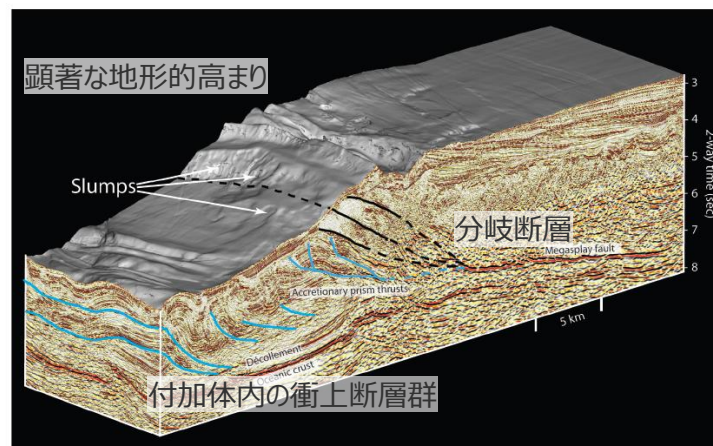
- ・ 赤線は最大クラスの地震の震源域を示す。
- ・ 薄い赤線は震源域を類型化するために用いた領域分けの境界線を示す。
- ・ 破線は本評価で用いたフィリピン海プレート上面の等深線を示す。

(地震調査委員会(2013)に敷地位置を加筆)



＜南海トラフを切る反射断面（左図B断面）＞

(地震調査委員会(2013)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)



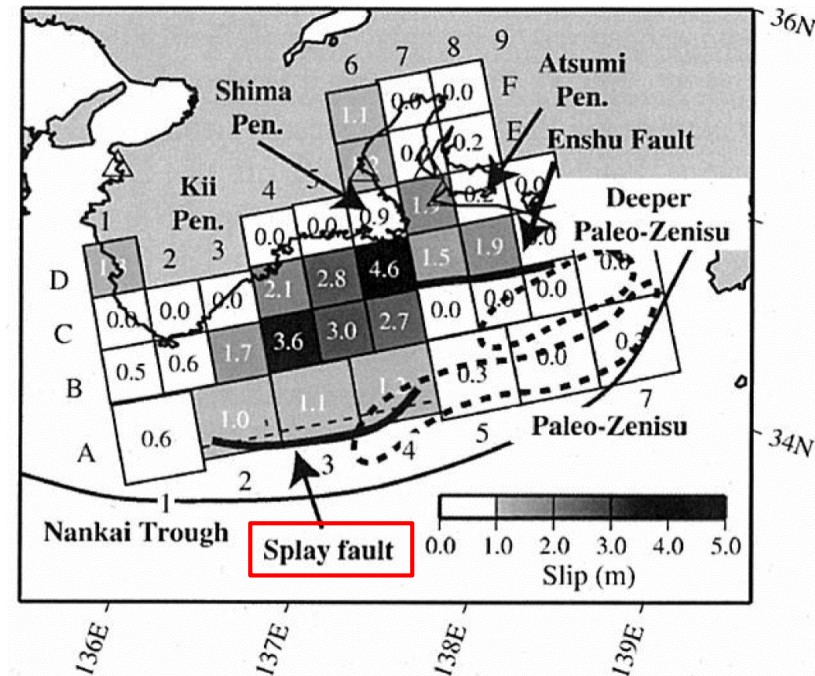
＜熊野灘沖の3D地震反射図＞

(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)）。



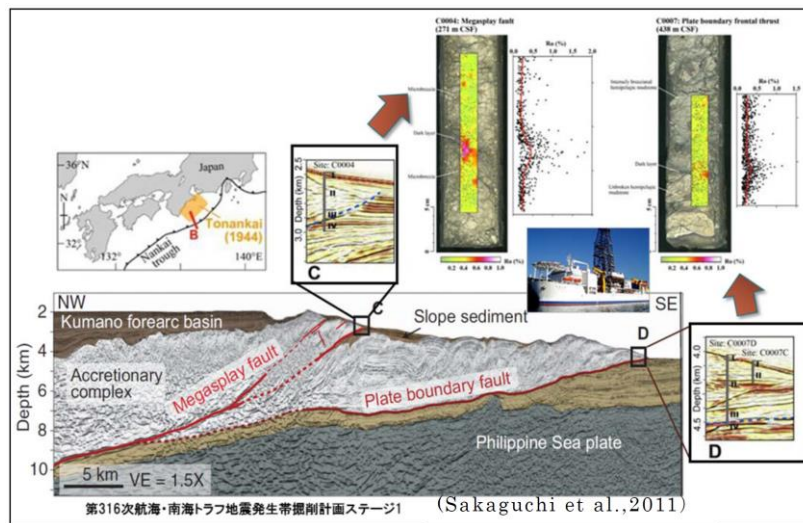
<津波波形データに基づくすべり分布>  
(Baba et al.(2006)に赤枠を加筆)



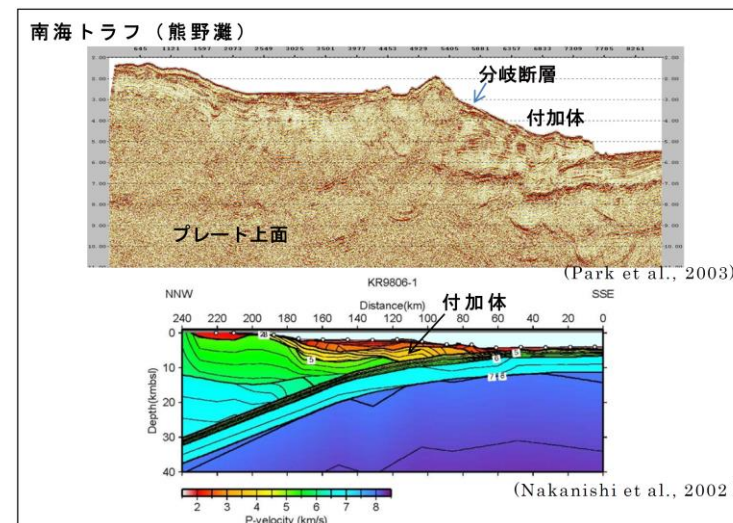
# 南海トラフの分岐断層

(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。



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)

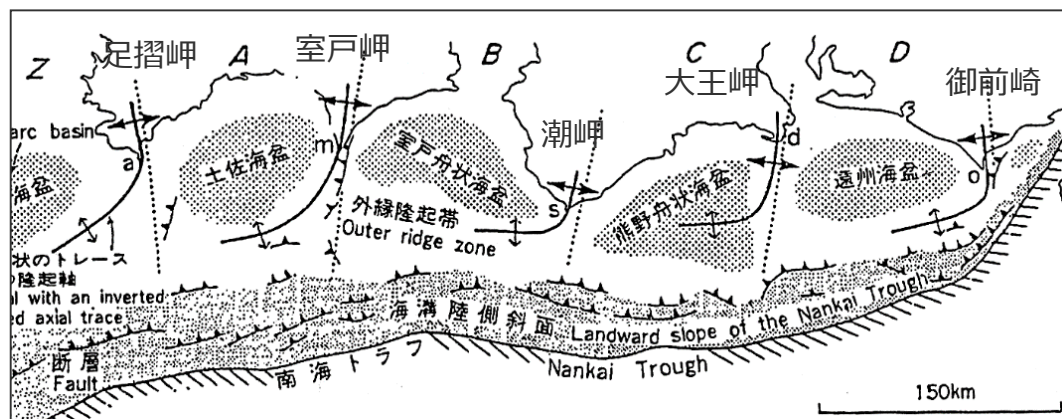
<内閣府(2012)の「南海トラフの巨大地震モデル検討会」による中間とりまとめ資料より抜粋>



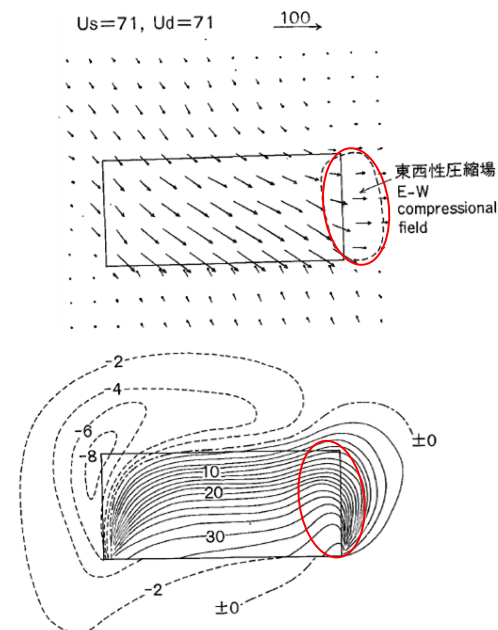
## 南海トラフの分岐断層

(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るとしている。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(2013)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)

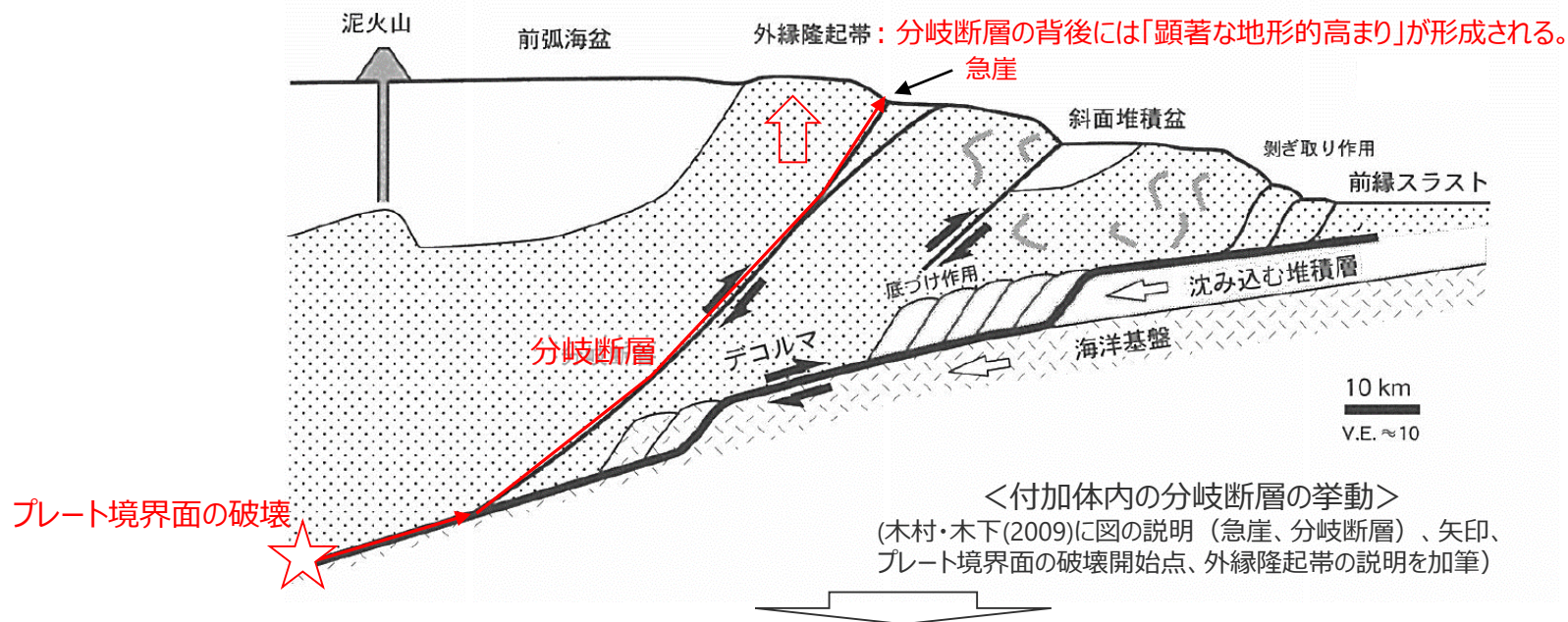


<右ずれ逆断層運動による地表の水平変位(上)と垂直変位(下)>  
(杉山(1989)に赤枠を加筆)

# 南海トラフの分岐断層

## (地形的特徴と評価方針)

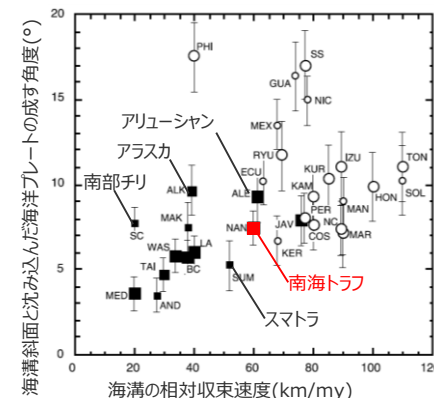
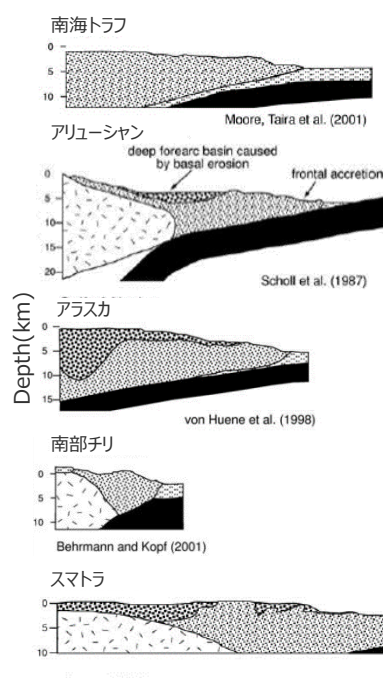
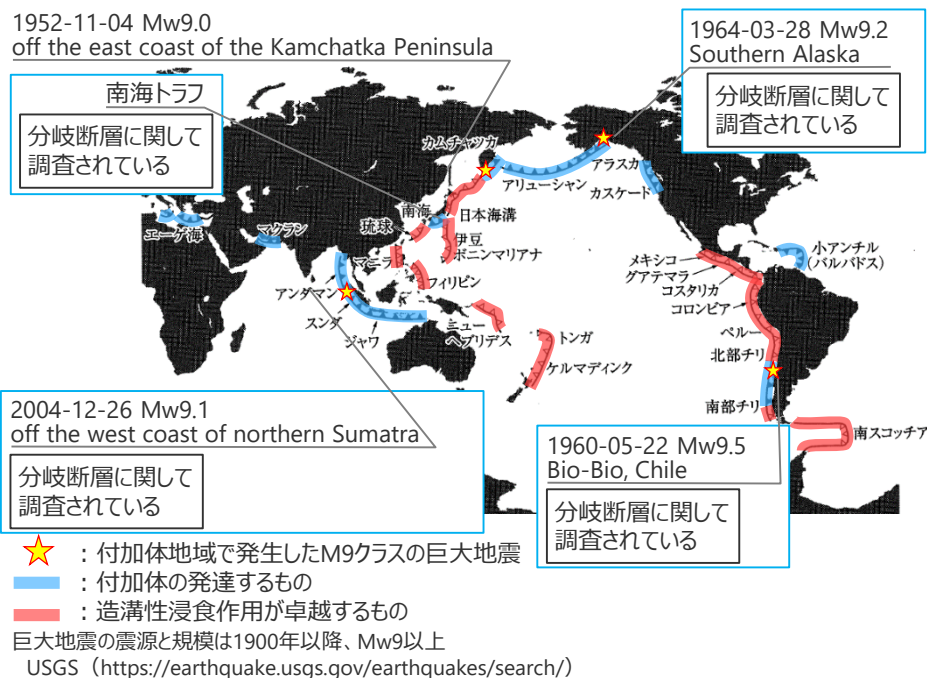
- 南海トラフの陸側斜面下にプレートの押し込みにより順次形成される付加体は、海溝陸側斜面の外縁を隆起させ外縁隆起帯を形成し、その背後の堆積盆（前弧海盆）を区切っている（日本地質学会(2006)）。
  - 外縁隆起帯のトラフ側斜面の付加体内部では逆断層が確認されており、これがプレート境界から枝分かれした分岐断層と考えられている。また、プレート間地震の際に分岐断層がすべると、分岐断層陸側の海底が持ち上げられ、外縁隆起帯のトラフ側斜面にトラフ軸に平行な急崖が形成される（木村・木下(2009)、小出(2012)、木村・大木(2013)等）。
- ⇒分岐断層は、プレート間地震の際にプレート境界面の破壊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



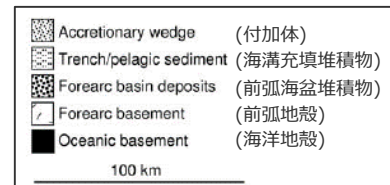
- プレート間地震に伴う分岐断層は、内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層と比べて大きなすべりを生じさせるおそれがあるため、津波や地震動の評価において内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層とは異なる検討が必要である。

- 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）



<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)

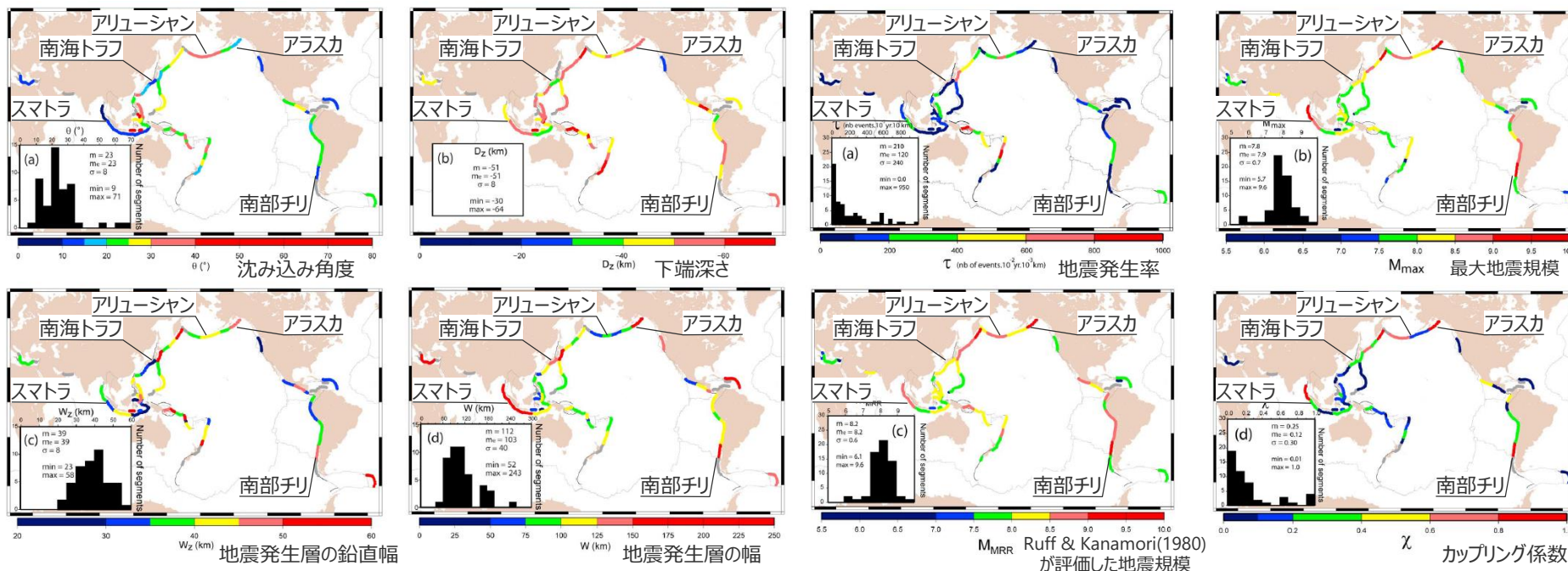


<世界の沈み込み帯と巨大地震及び分岐断層>  
(木村・木下(2009)に凡例に示す図、地震名、分岐断層に関して調査されている旨を加筆)

<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)



- 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)

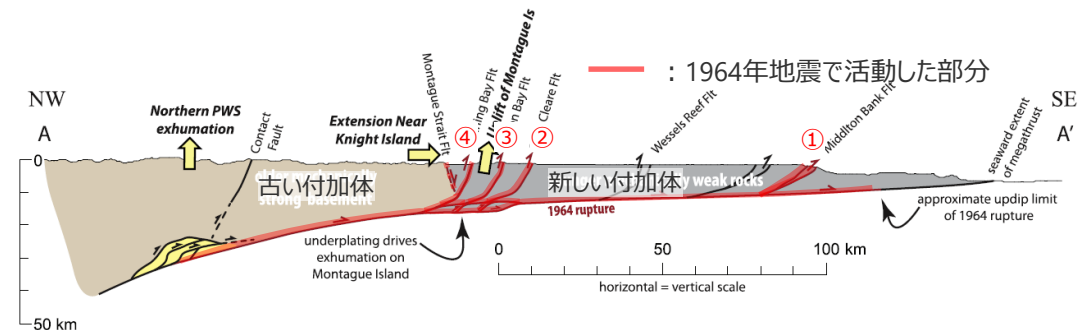
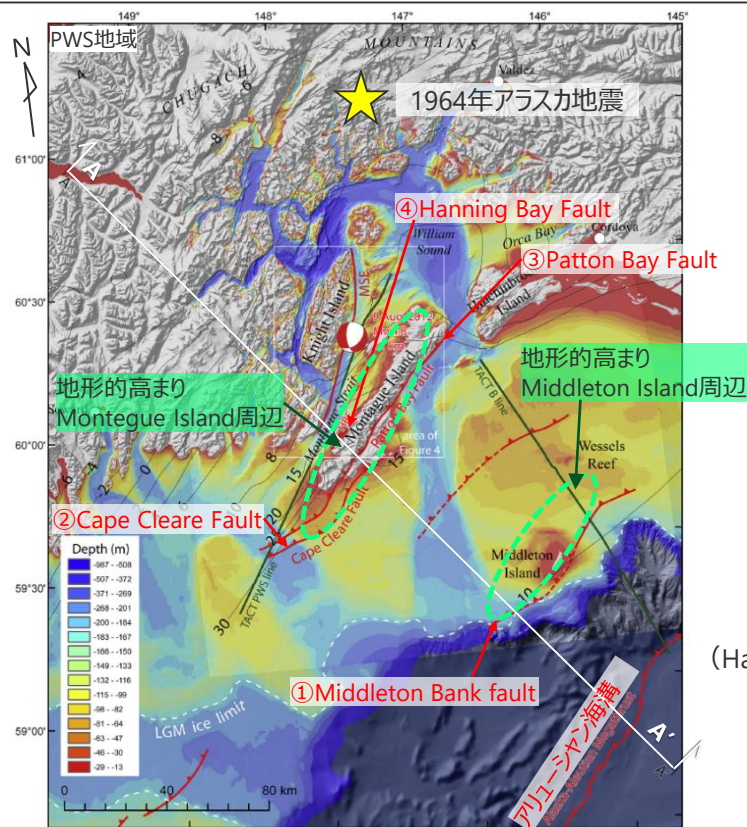
<沈み込み帯のパラメータ> (Heuret et al.(2011)より作成)

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 $T(\text{nb of year } 10^{-3}\text{yr } 10^{-3}\text{km})$	最大地震規模 $M_{\text{max}}$	Ruff & Kanamori(1980) が評価した地震規模 $M_{\text{MRR}}$	カップリング係数 $X$
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



## (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>

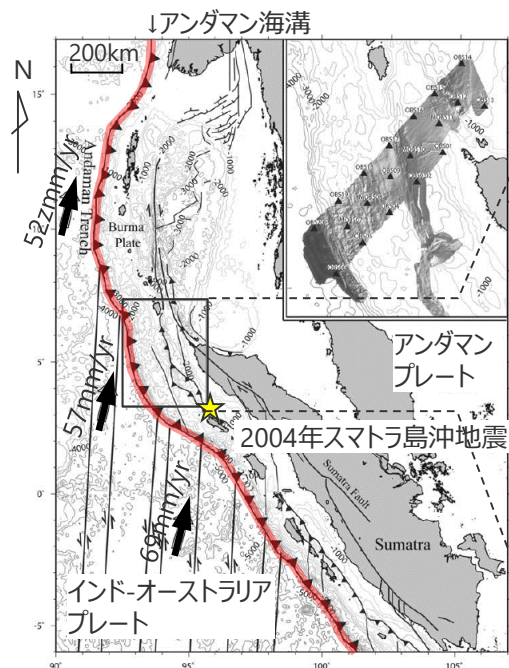
(Haeussler et al.(2015)に図の説明（アリューシャン海溝、①Middleton Bank fault、②Cape Clear Fault、③Patton Bay Fault、④Hanning Bay Fault）、地形的高まり、1964年アラスカ地震の震源、右図断面位置を加筆）

5 分岐断層の選定

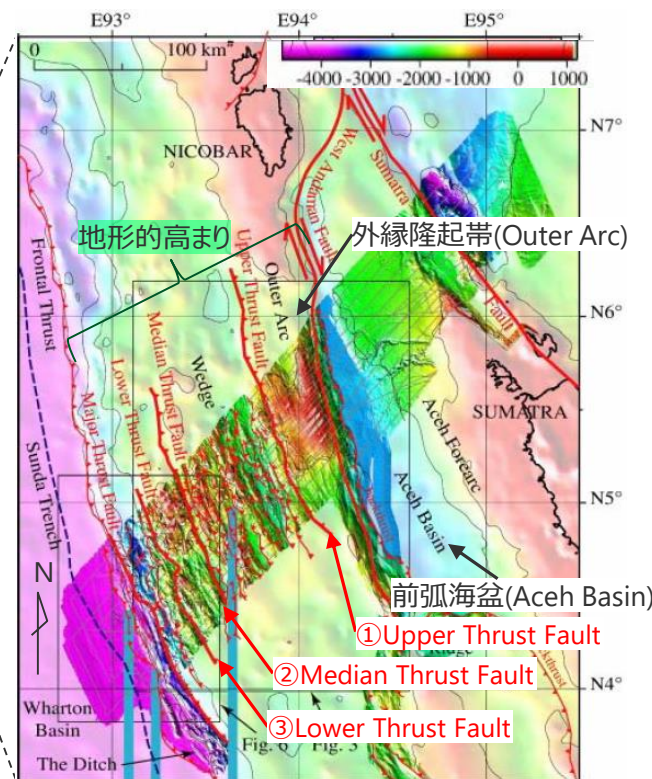
# 世界のプレート間地震に伴う分岐断層の事例の調査

(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)

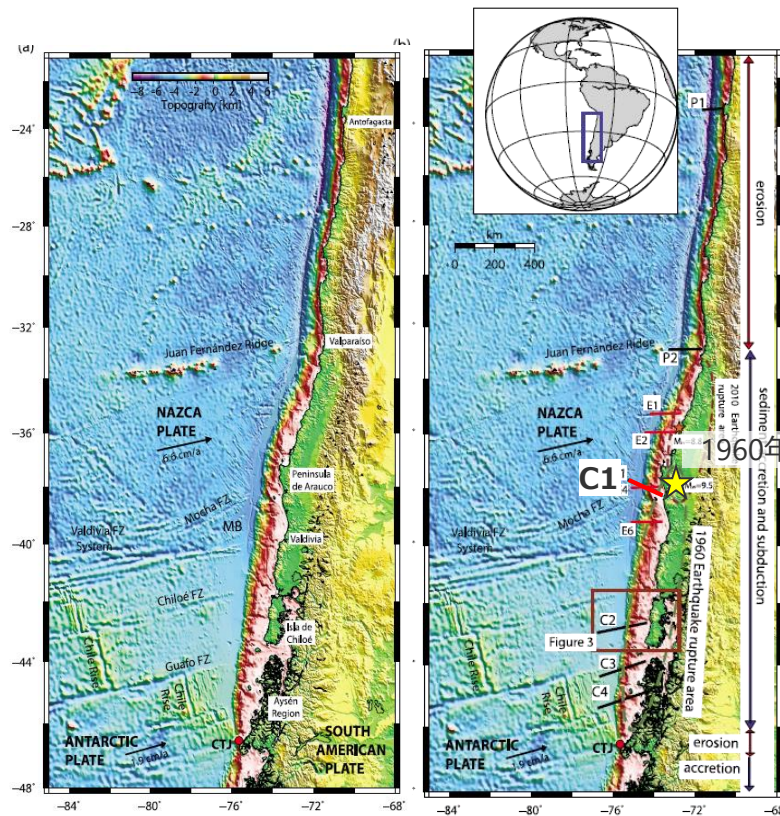


＜スマトラ島沖の分岐断層の分布と地形＞  
(Sibuet et al.(2007)に図の説明（前弧海盆(Aceh Basin)、外縁隆起帯(Outer Arc)、①Upper Thrust Fault、②Median Thrust Fault、③Lower Thrust Fault）、地形的高まりを加筆)

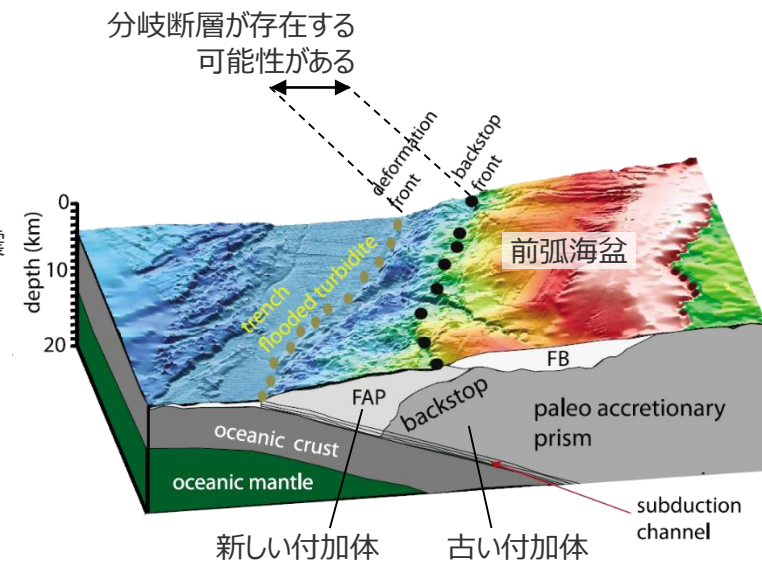


# 5 分岐断層の選定 世界のプレート間地震に伴う分岐断層の事例の調査 (チリ南部)

- 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))。



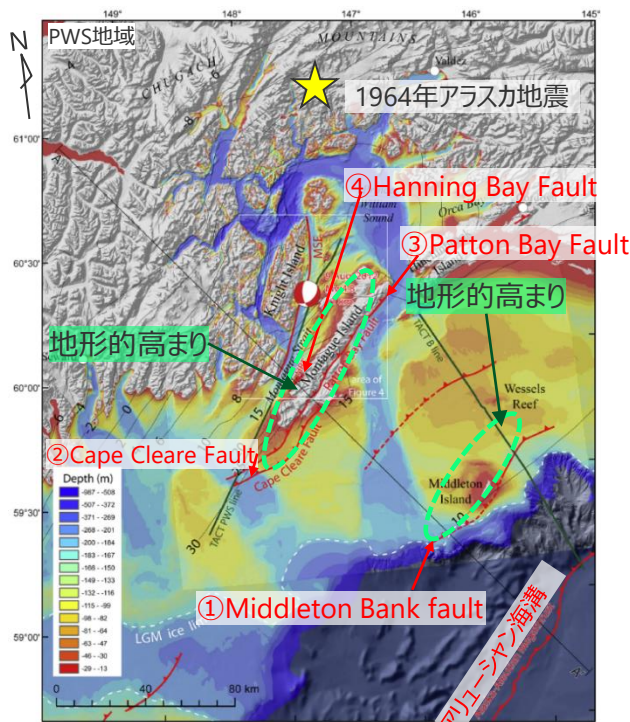
＜チリ地震震源域の分岐断層の分布と地形＞  
(Contreras-Reyes et al.(2010)に図の説明 (1960年チリ地震) を加筆)



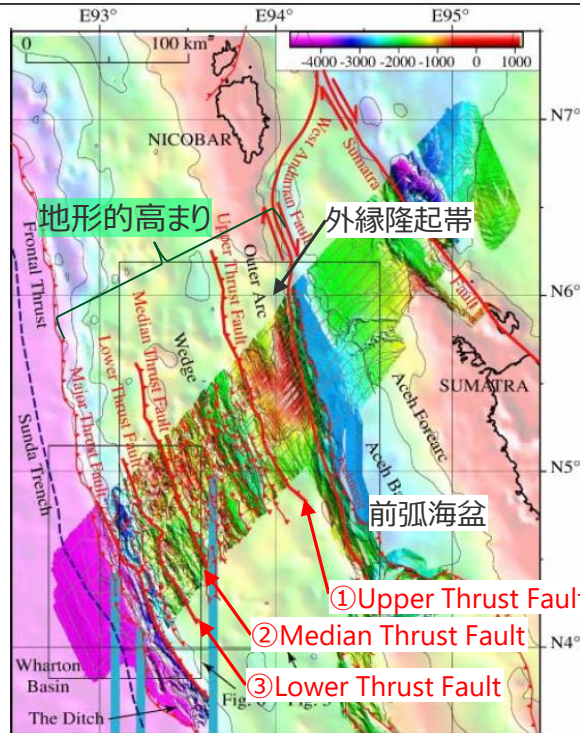
＜海底地形及び地質構造区分 (左図C1) ＞  
(Contreras-Reyes et al.(2010)に図の説明 (前弧海盆、新しい付加体、古い付加体)、分岐断層が存在する可能性がある旨を加筆)

(まとめ)

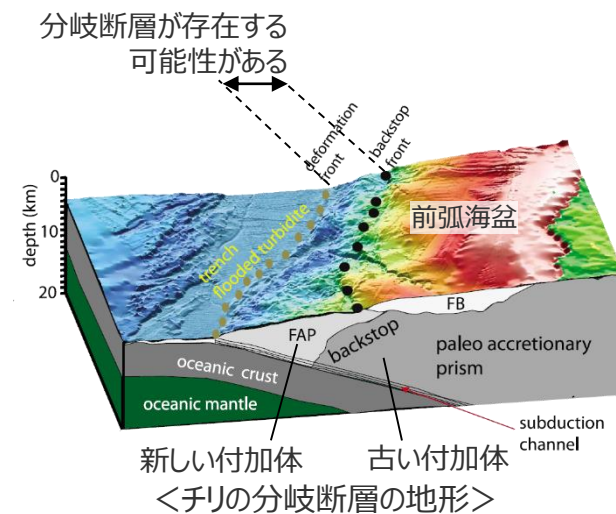
○敷地周辺の活断層について、プレート間地震に伴い海底面に大きなすべりを生じさせるおそれのある分岐断層の選定を行うに際し、世界のプレート沈み込み帯において分岐断層が報告されている付加体地域の事例について文献調査を行い、分岐断層と地形的特徴との関係について検討を行った。



<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 Cleare 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)



(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。



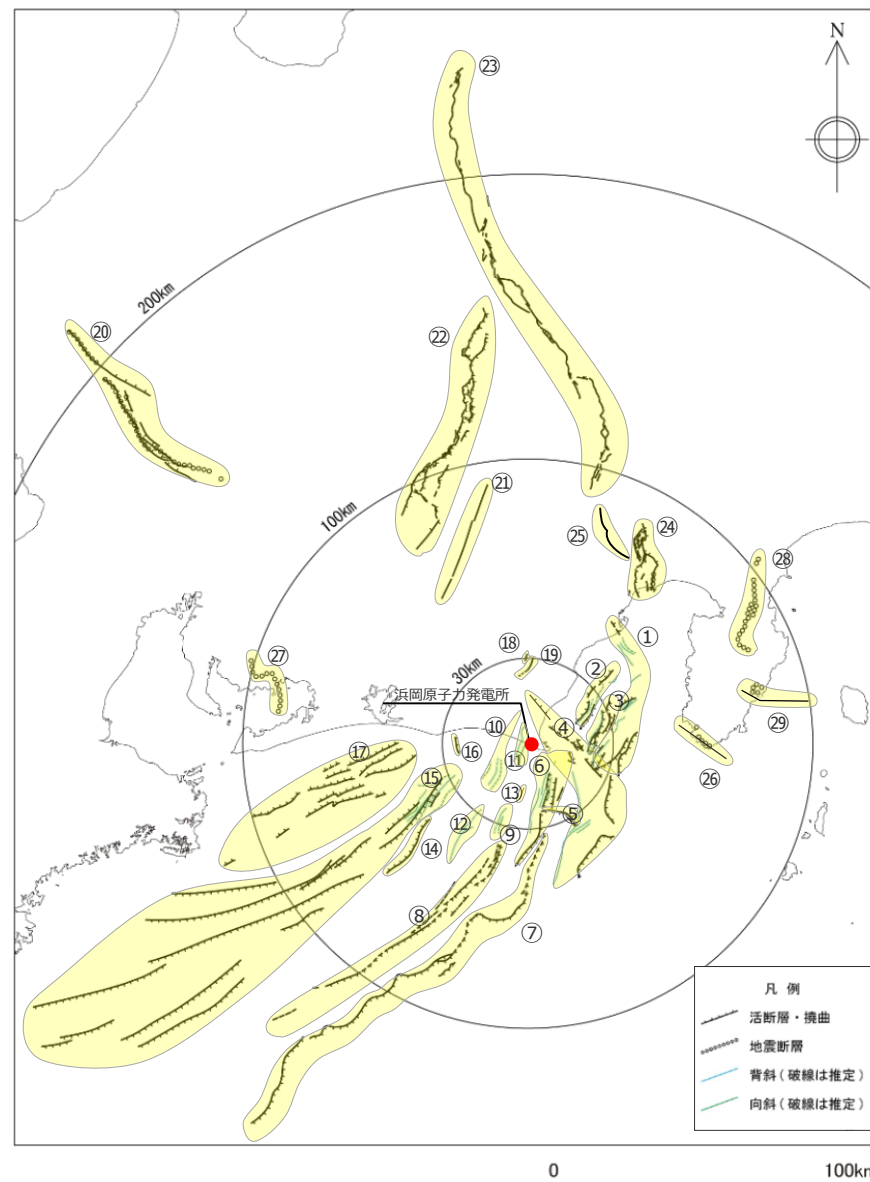
## 5 分岐断層の選定 選定方針

- 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。

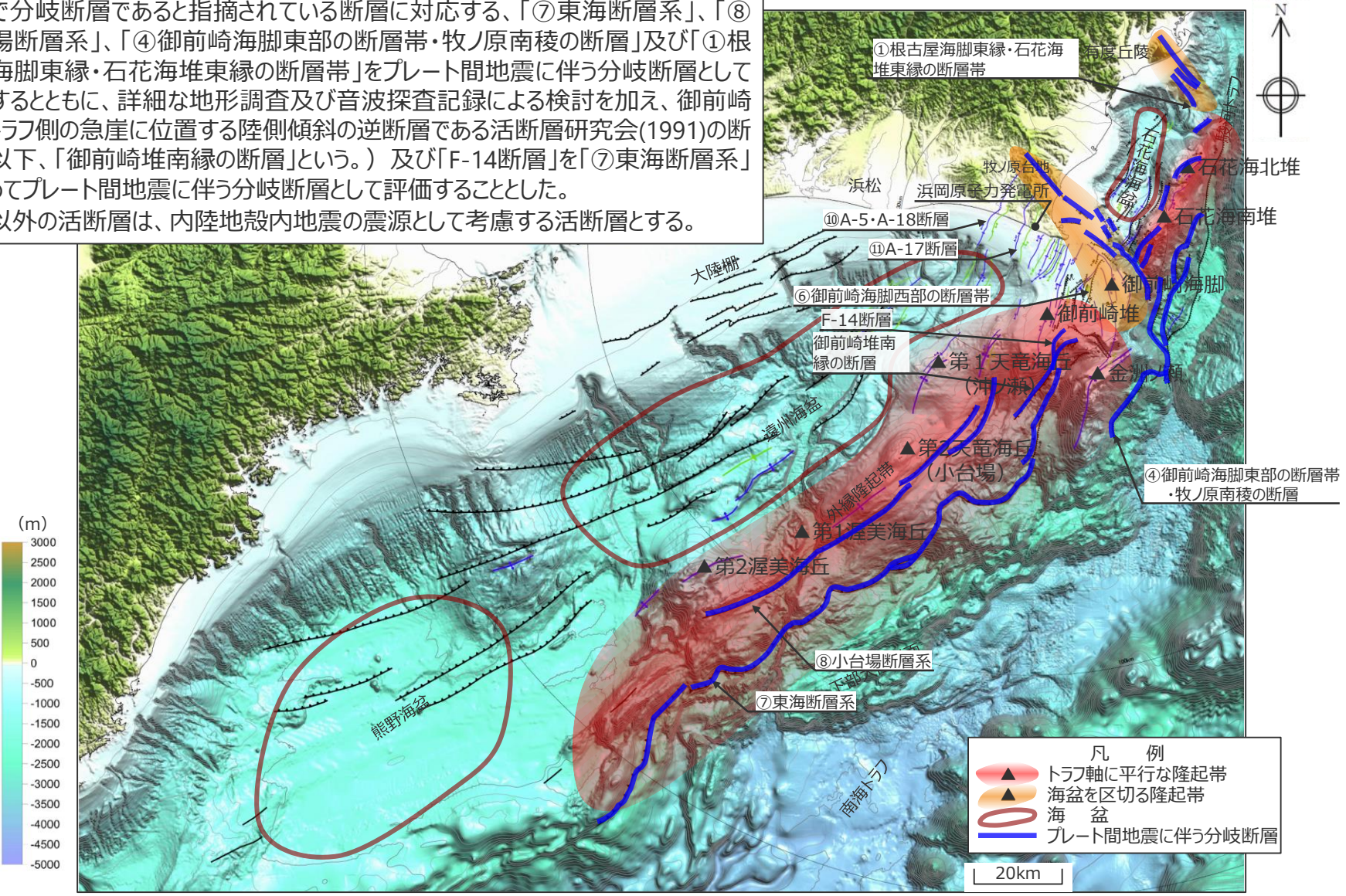
①根古屋海脚東縁・石花海堆東縁の断層帯、②石花海海盆内西部の断層帯、③石花海海盆内東部の断層帯、④御前崎海脚東部の断層帯・牧ノ原南稜の断層、⑤F-12断層、⑥御前崎海脚西部の断層帯、⑦東海断層系、⑧小台場断層系、⑨A-4断層、⑩A-5・A-18断層、⑪A-17断層、⑫A-6断層、⑬A-41断層、⑭天竜海底谷に沿う断層、⑮遠州断層系、⑯F-16断層、⑰渥美半島沖の断層、⑱杉沢付近のリニアメント・変位地形、⑲大島付近のリニアメント・変位地形、⑳濃尾断層帯、㉑中央構造線北端部、㉒伊那谷断層帯、㉓糸魚川－静岡構造線活断層帯、㉔富士川河口断層帯、㉕身延断層、㉖石廊崎断層、㉗深溝断層、㉘北伊豆断層帯、㉙稻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



<活断層の分布状況（活断層評価結果）>



- 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



# 5 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。

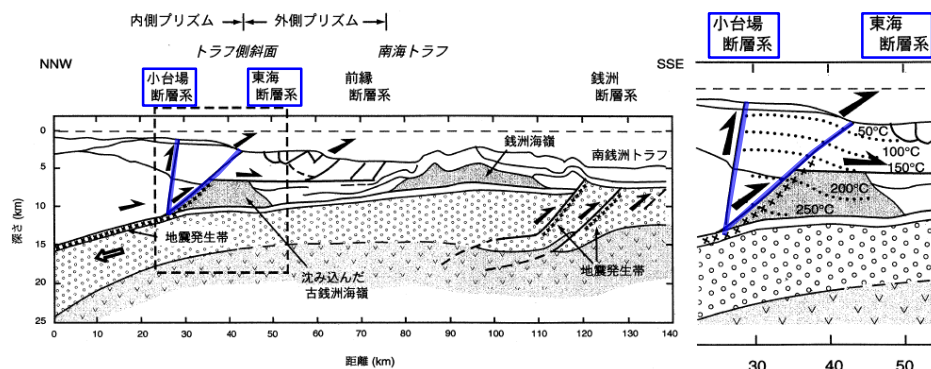
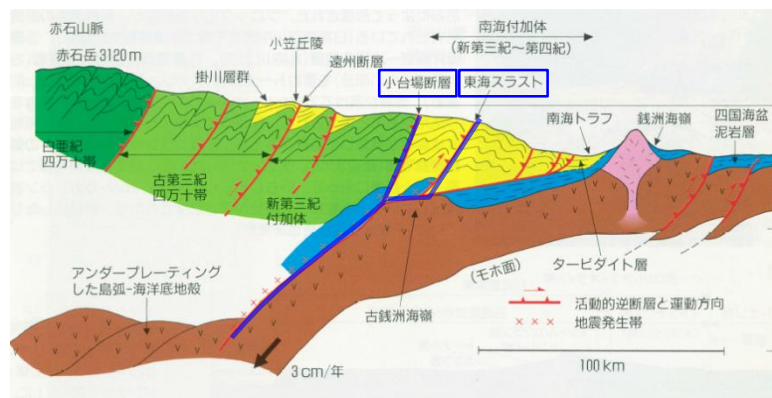
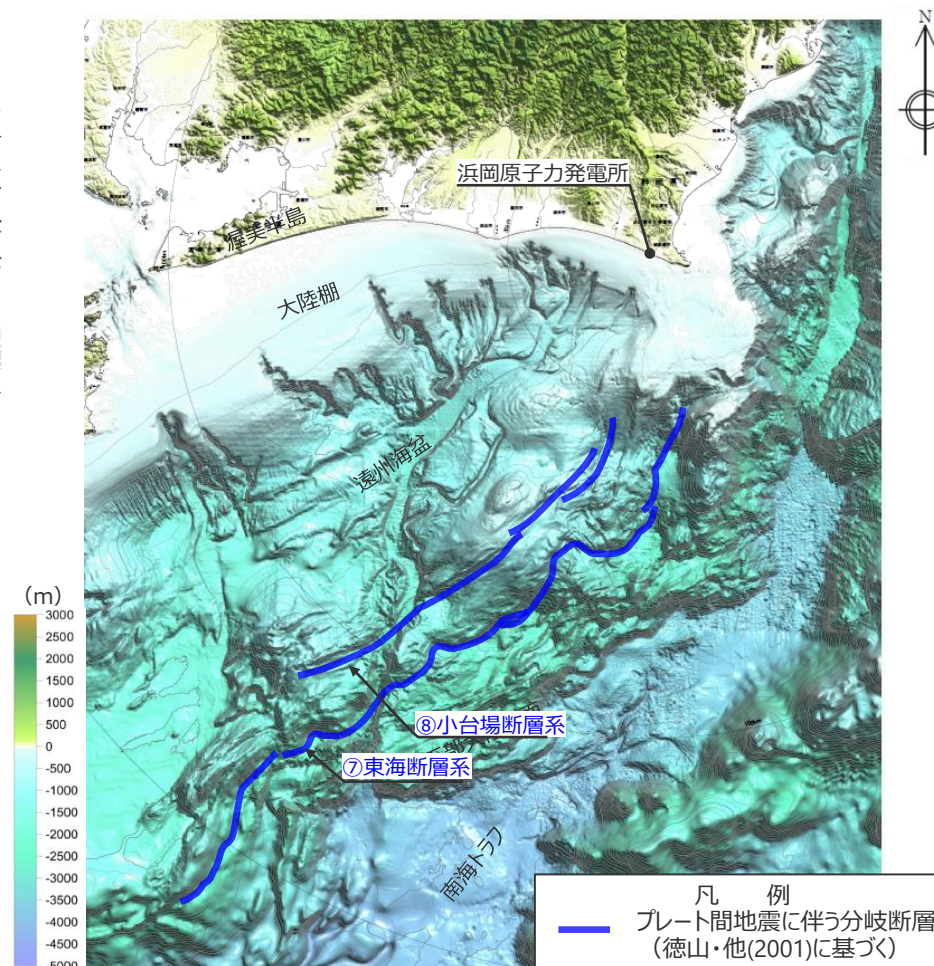


図 2.7 南海トラフ陸側斜面の構造図 (図 2.5b の解釈図)

＜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

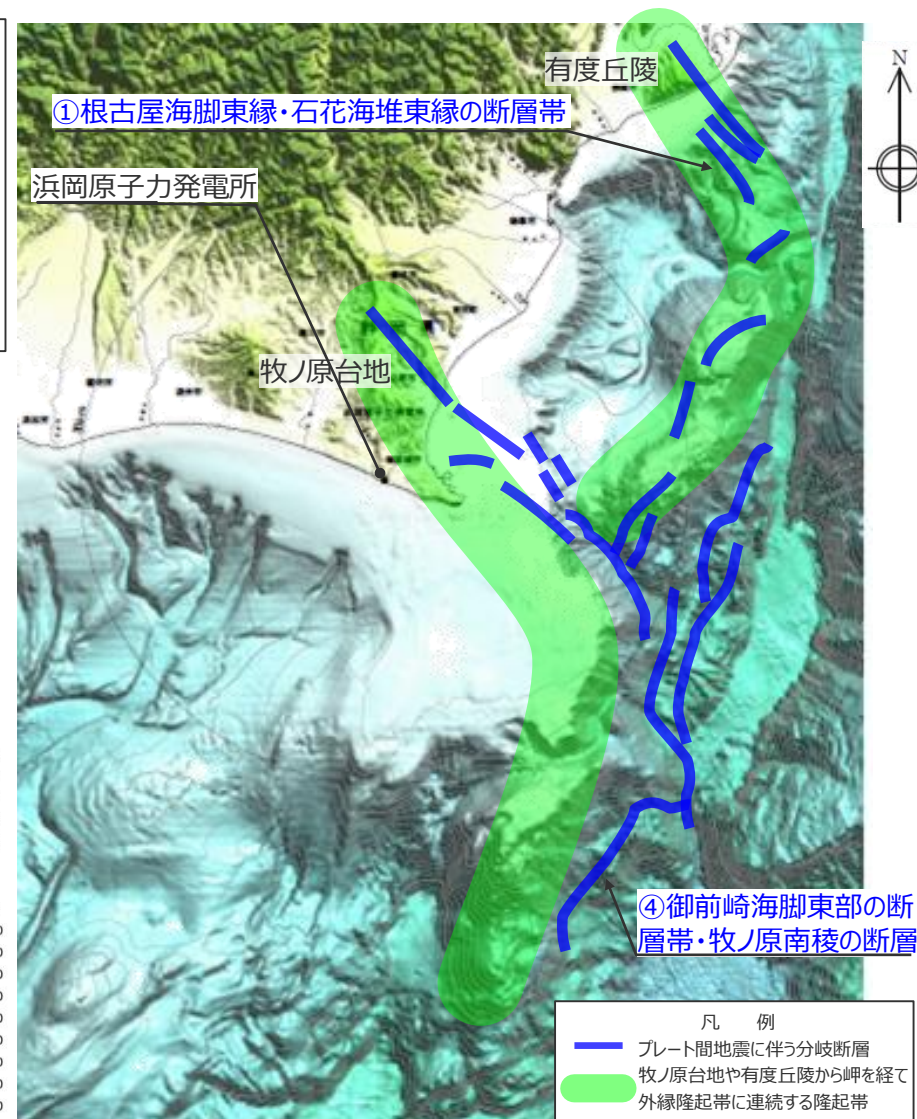


# 5 分岐断層の選定 文献が指摘する分岐断層 (2 / 2)

○地震調査委員会(2013)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とされる断層>  
(地震調査委員会(2013)に敷地位置、地形を加筆)



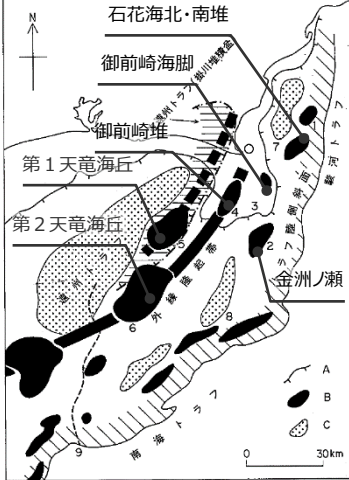
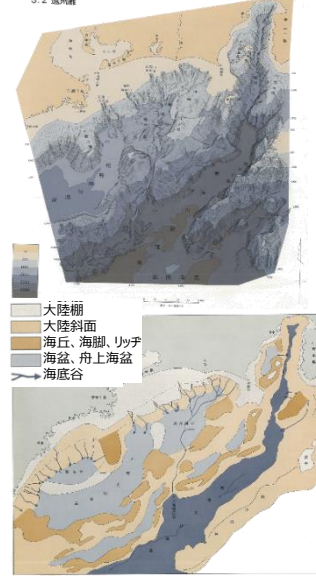

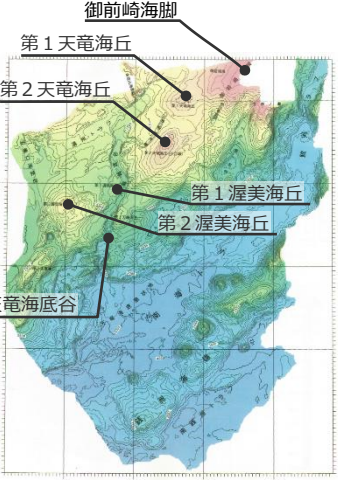

海上保安庁『海洋台帳』に敷地位置、凡例に示す地形、  
図の説明(有度丘陵、牧ノ原台地)を加筆

10km



# 5 分岐断層の選定 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 桜井・佐藤(1983)に一部加筆 A:大陸棚外縁, B:堆及び隆丘, C:トラフ(海盆), 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>大陸棚 大陸斜面 海丘、海脚、リッジ 海盆、舟上海盆 海底谷</p>	 <p>御前崎半島</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>御前崎海脚 第1天竜海丘 第2天竜海丘 第1渥美海丘 第2渥美海丘 天竜海底谷</p>	 <p>御前崎海脚 第1天竜海丘</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発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の個々の山体がし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することができるとしている。</p>

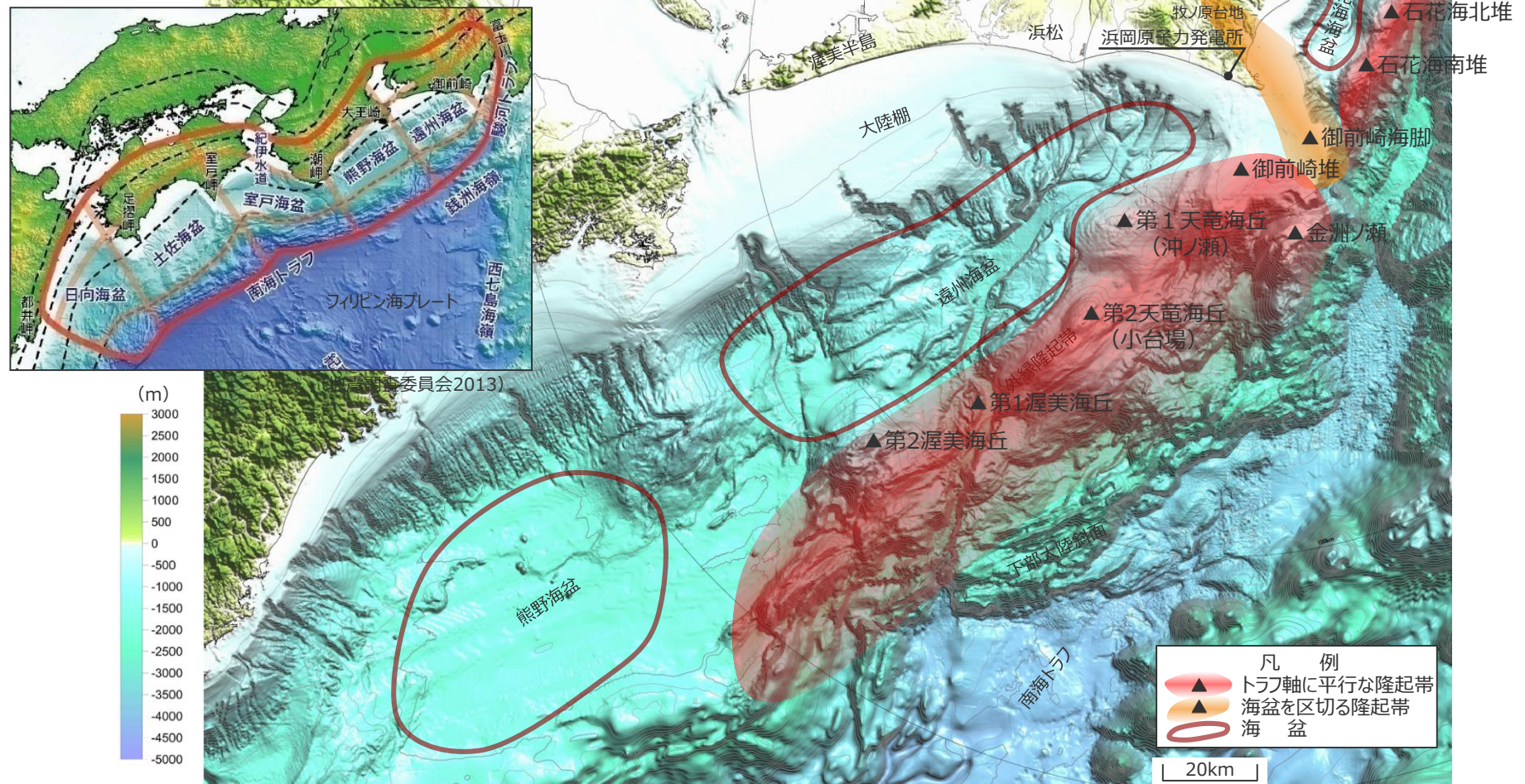
各知見の図に、地形の名称を加筆



## 5 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。

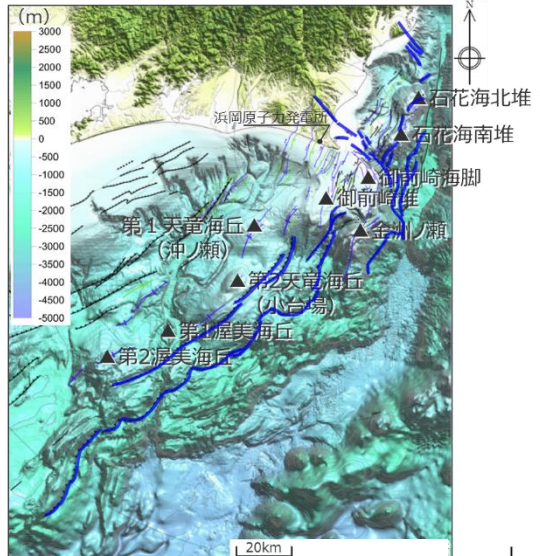


海上保安庁『海洋台帳』に敷地位置、凡例に示す地形、図の説明（駿河トラフ、南海トラフ、下部大陸斜面、大陸棚、浜松、渥美半島、有度丘陵、牧ノ原台地）、スケールを加算

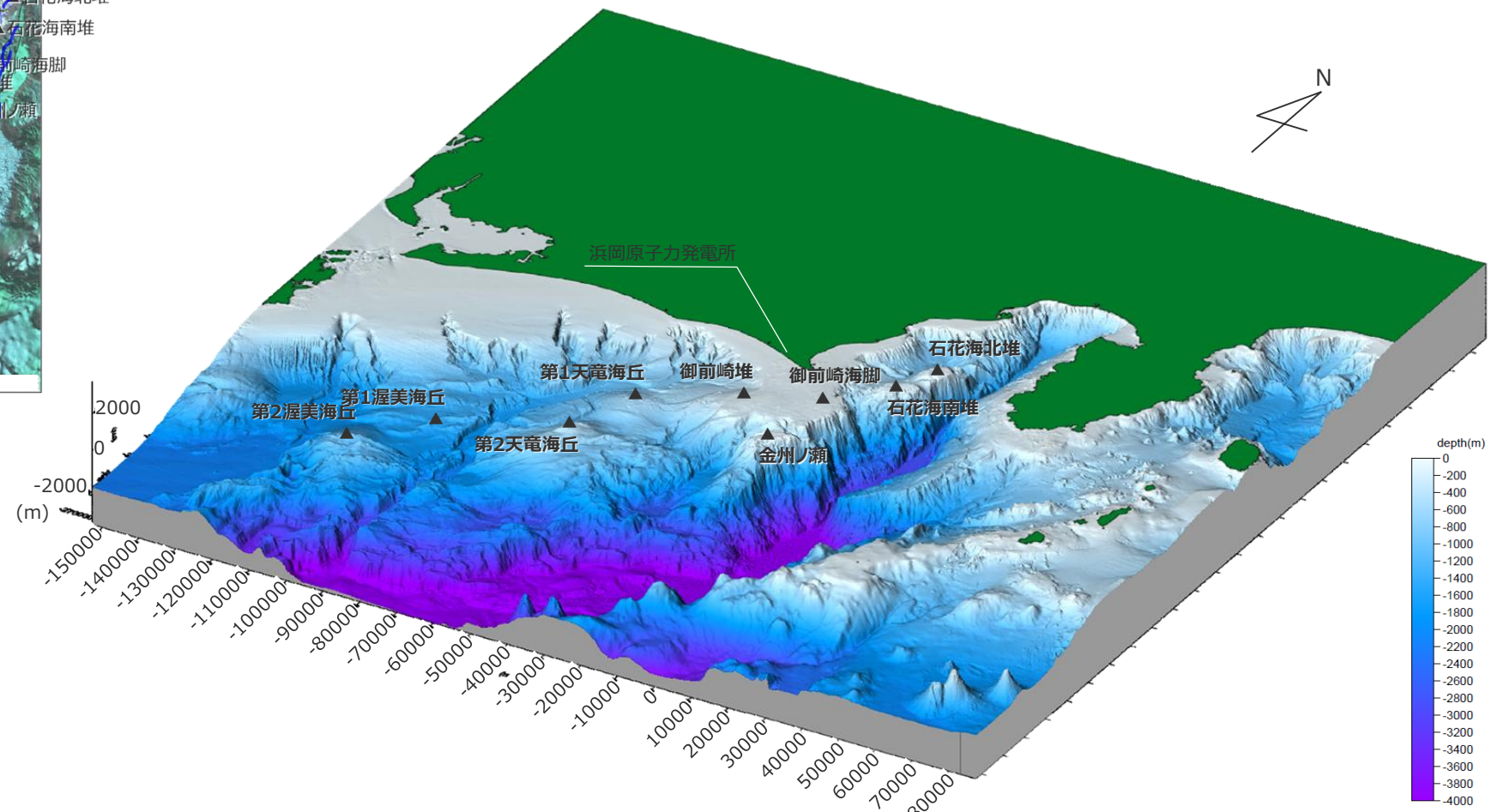


# 5 分岐断層の選定 地形調査及び音波探査記録による検討／敷地周辺の海底地形

○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

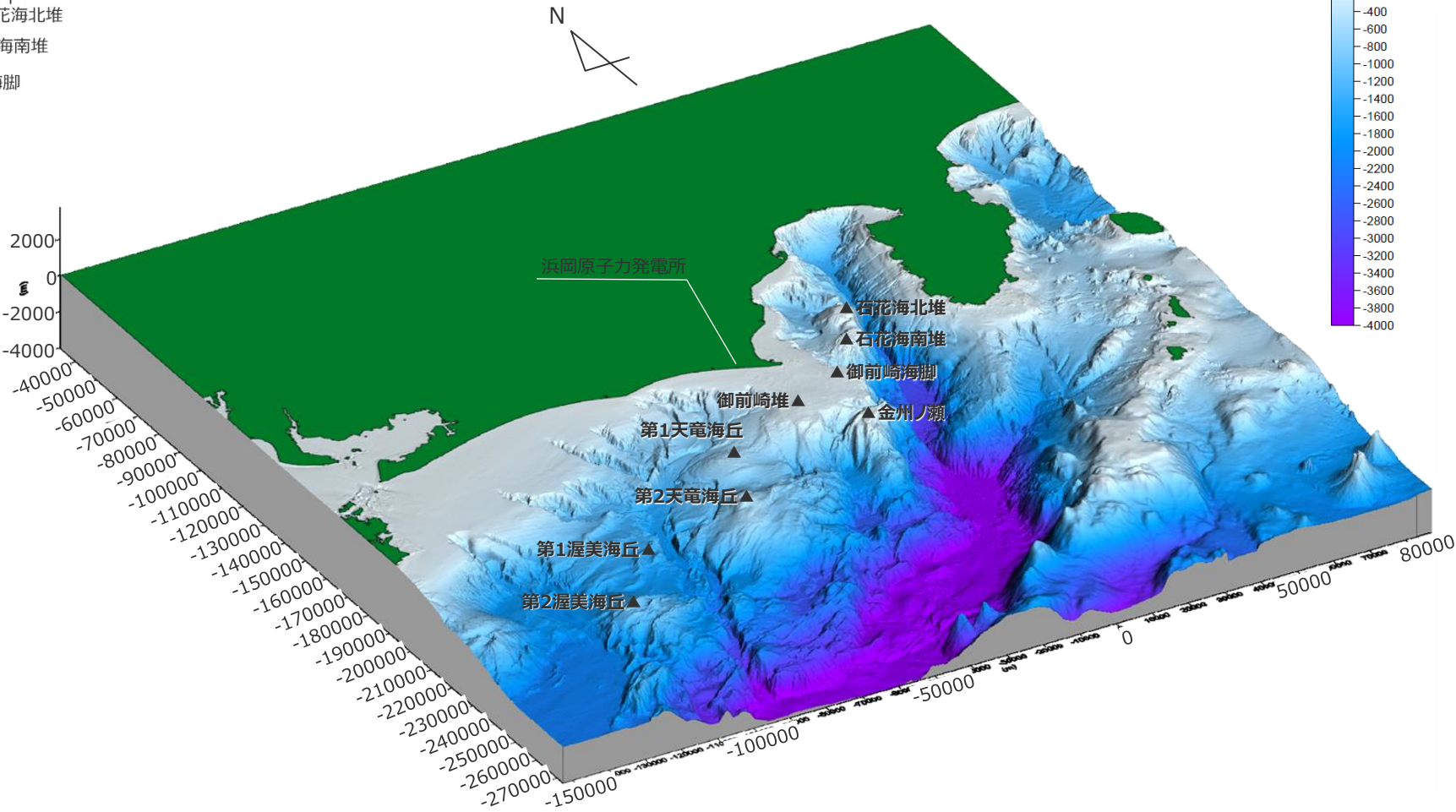
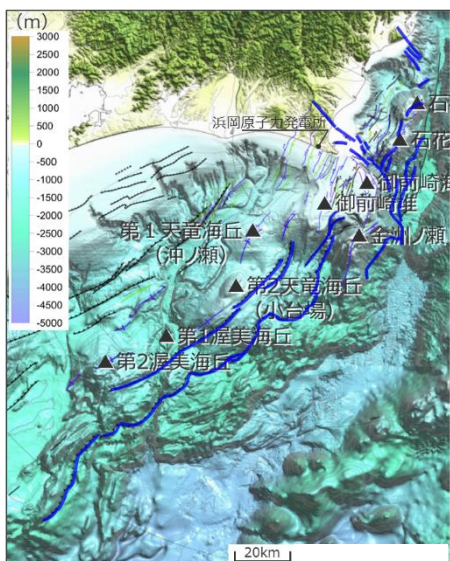


<敷地周辺海域のDEMによる鯨瞰図（仰角30°・視野150°）>



# 5 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

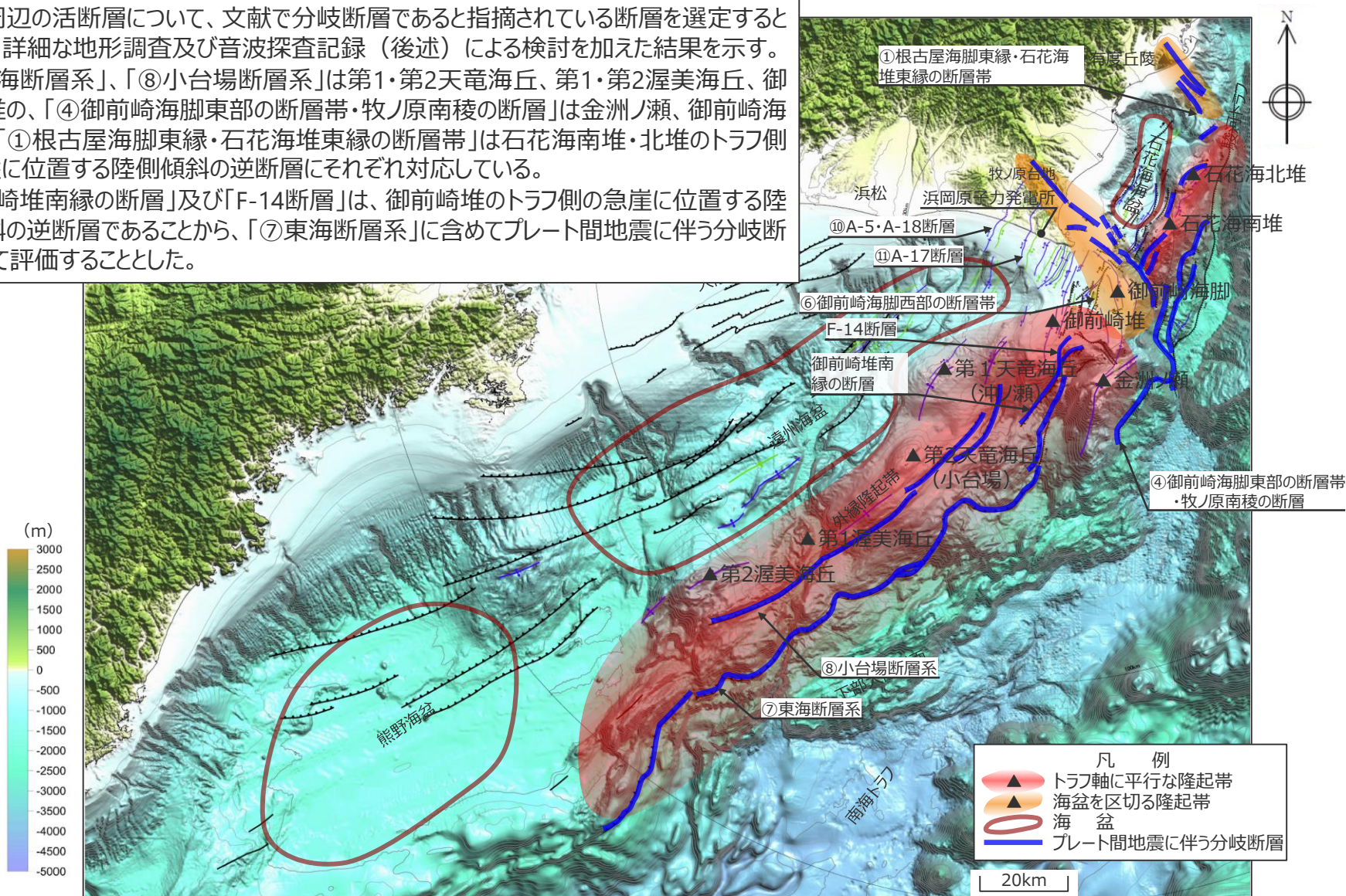
<敷地周辺海域のDEMによる鯨瞰図（仰角30°・視野210°）>



## 5 分岐断層の選定

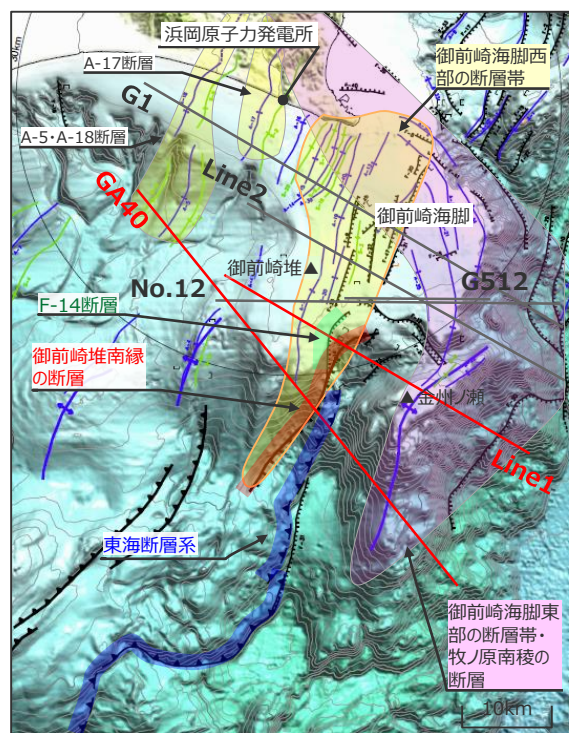
# 地形調査及び音波探査記録による検討／プレート間地震に伴う分岐断層の選定結果

- 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。

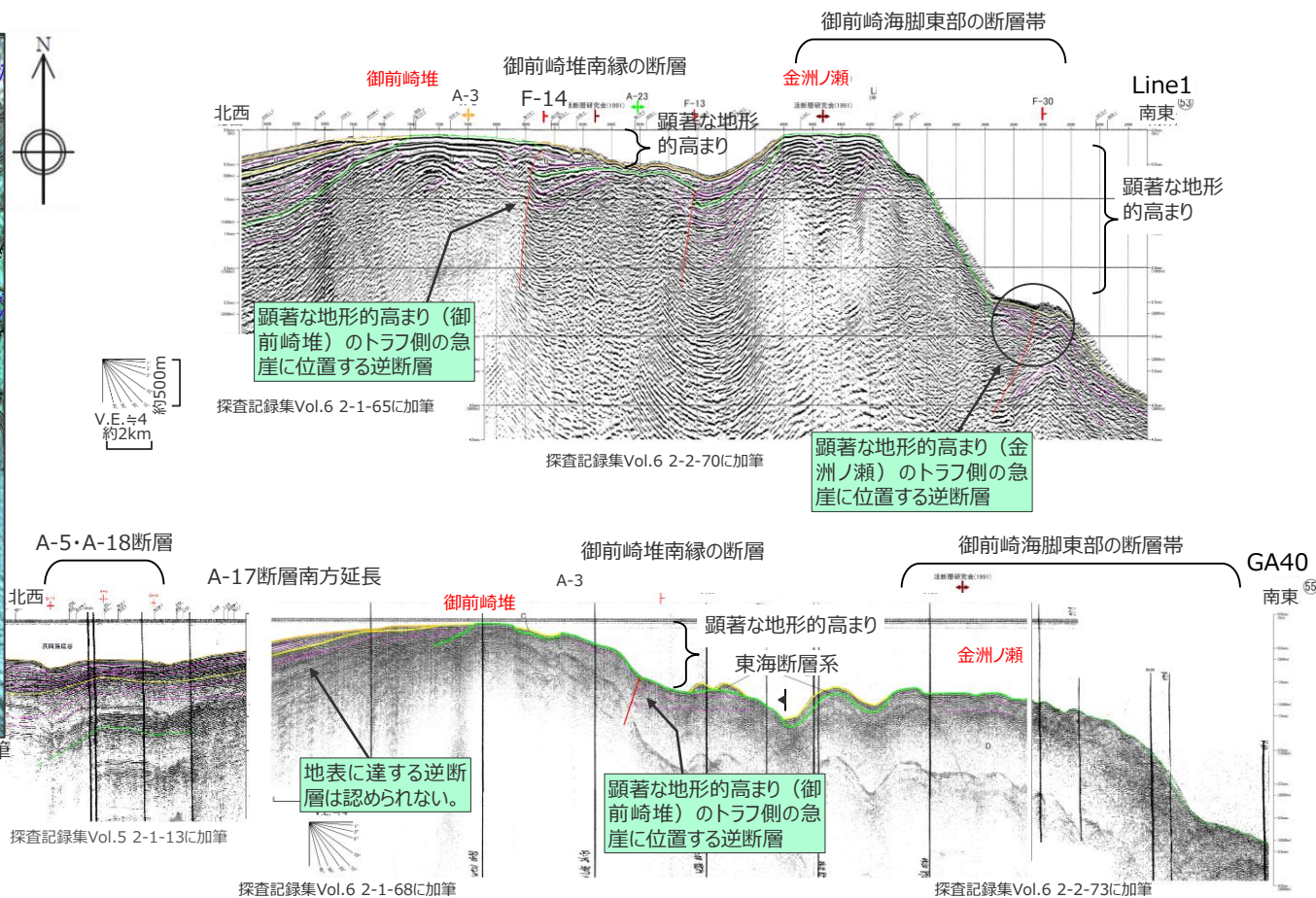




- 東海断層系北端部付近に分布する「御前崎堆南縁の断層」及び「F-14断層」は、御前崎堆のトラフ側の急崖に位置する陸側傾斜の逆断層である。
- 御前崎海脚東部の断層帯は、「御前崎海脚」、「金州ノ瀬」等の顕著な地形的高まりのトラフ側の急崖に位置する陸側傾斜の逆断層（Line1,G1測線等）である。

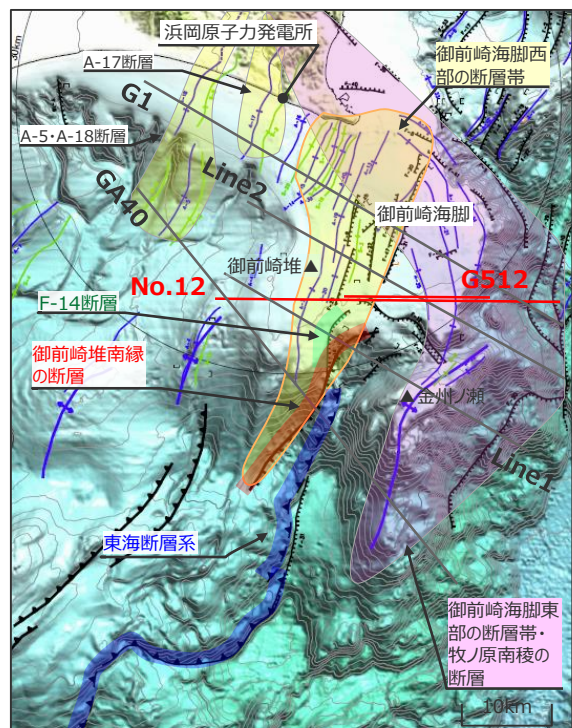


海上保安庁『海洋台帳』に敷地位置、測線、地形、スケールを加筆

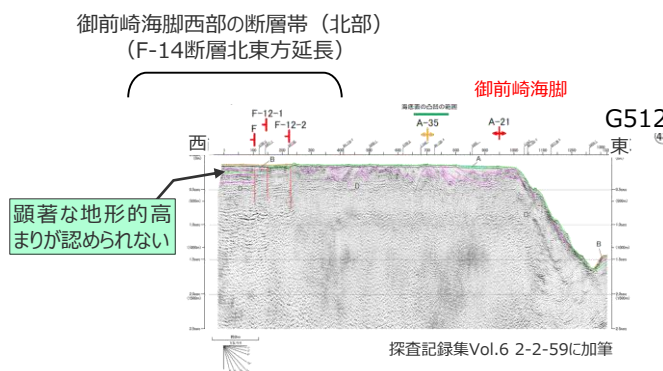
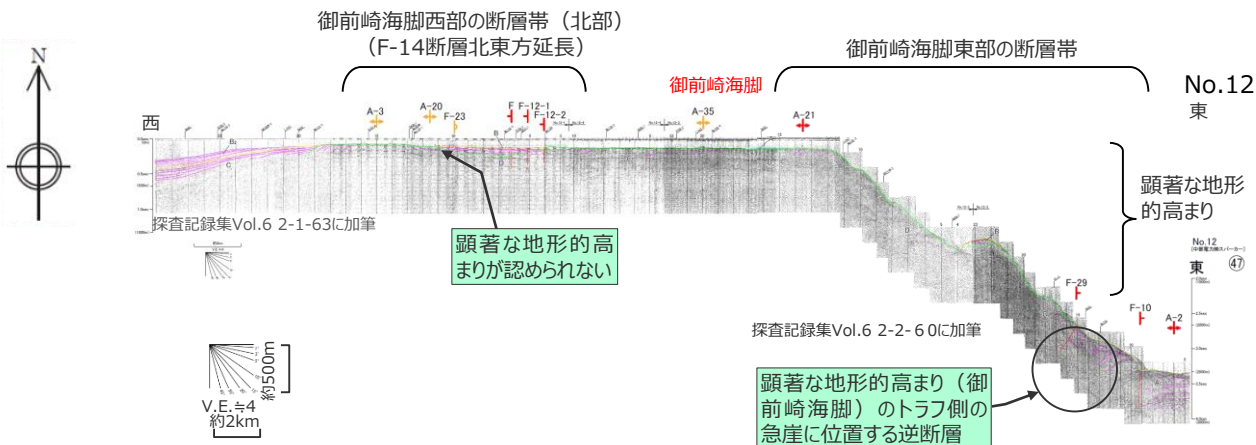




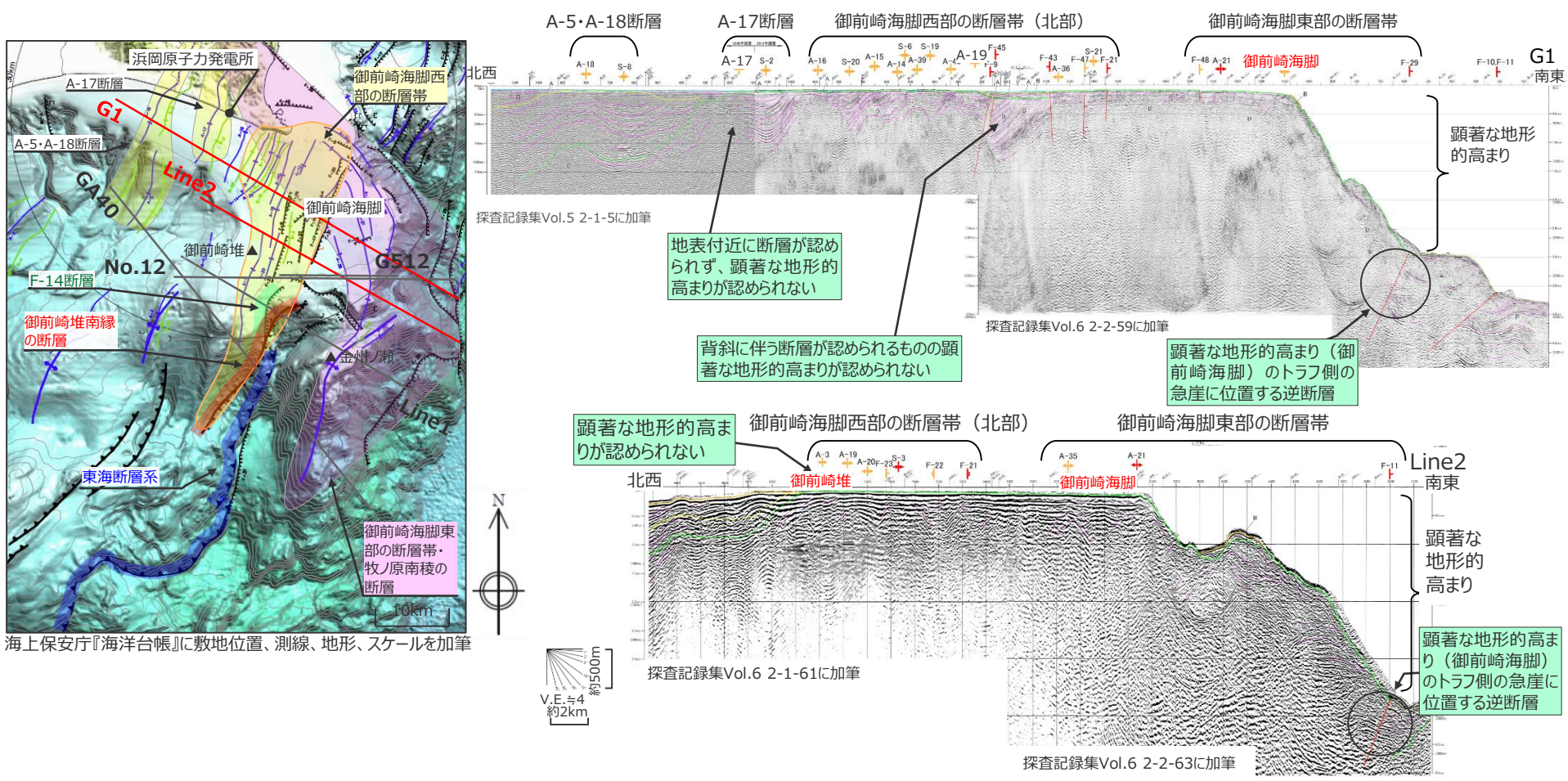
○「御前崎堆南縁の断層」及び「F-14断層」のうち敷地に近い「F-14断層」の北東方延長にあるG512及びNo.12測線では、分岐断層の特徴である顕著な地形的高まりと急崖が見られなくなる。



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



○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。



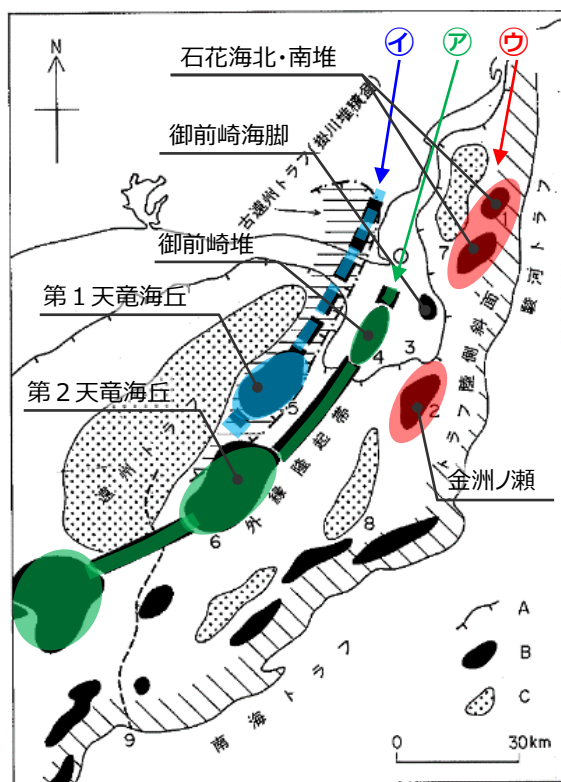
海上保安庁『海洋台帳』に敷地位置、測線、地形、スケールを加筆



## 5 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)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。

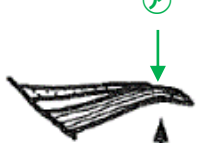


第77図 御前崎周辺海域の大地形及び構造要素  
桜井・佐藤(1983)に一部加筆  
(杉山・他(1988)に地形、㉞㉟㉟を加筆)

late Miocene

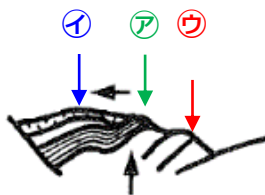


Pliocene



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る。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。

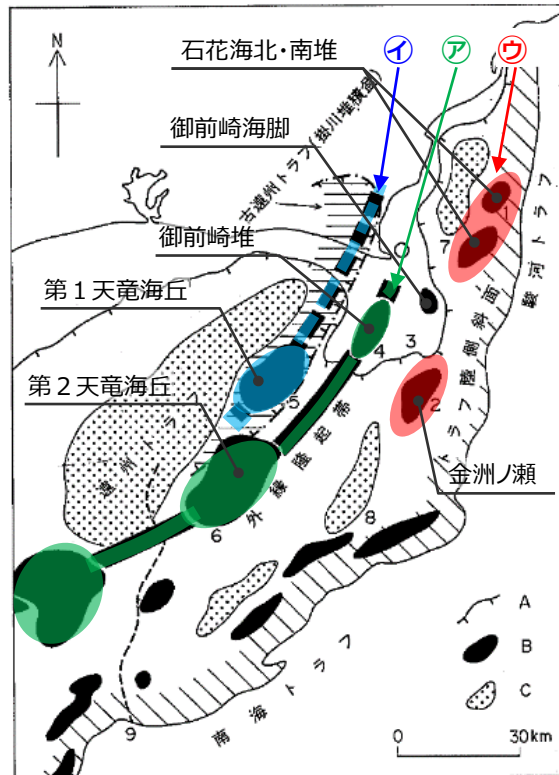
このような堆積盆地の移動は更に遠州舟状海盆の北東側に位置する陸上の相良・掛川地域にも認められている (Tsuchi 1961, 土1974)。この地域の掛川層群の堆積盆地は相良・御前崎地域の相良層群の複背斜状の隆起に伴って形成され、堆積盆地の西方への移動に伴う見掛け上東から西への overlap が見られる。また、掛川層群堆積盆地の西半部は正常相とも言うべき海浸海退の相からなっているのに対し、掛川以東は地向斜性の Flysh 相を示している (土1974)。

(桜井・佐藤(1983)より抜粋、㉞㉟㉟、赤下線を加筆)

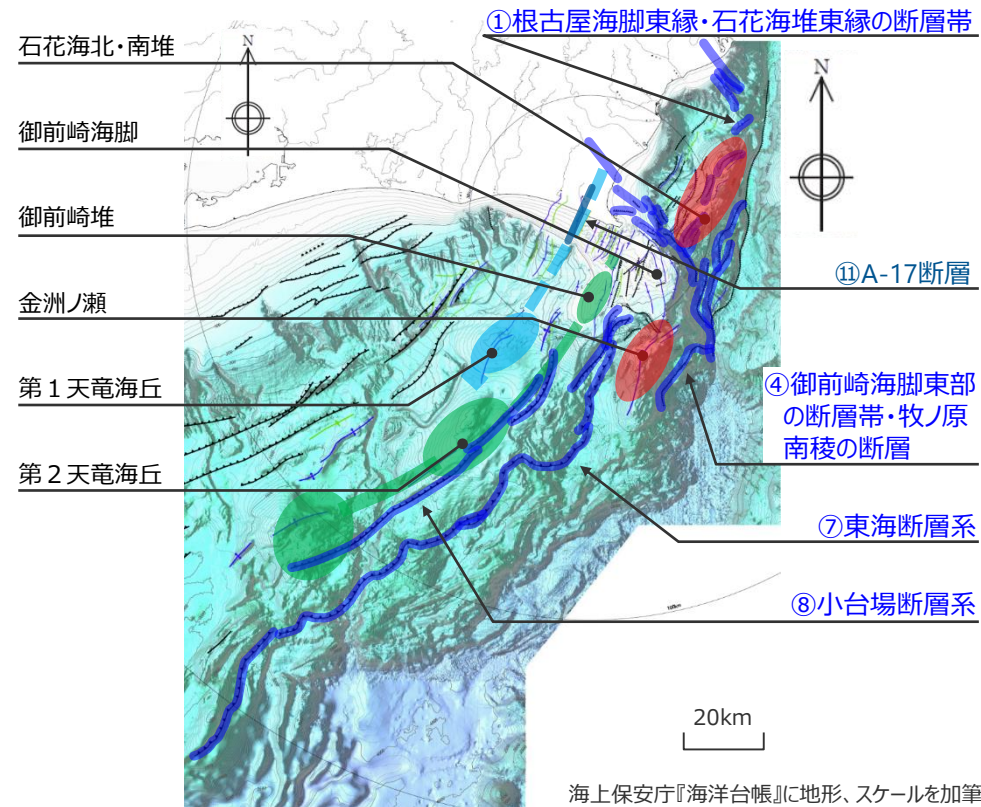


## 5 分岐断層の選定 桜井・佐藤(1983)及び杉山・他(1988)の概ね3列の堆・海丘列について

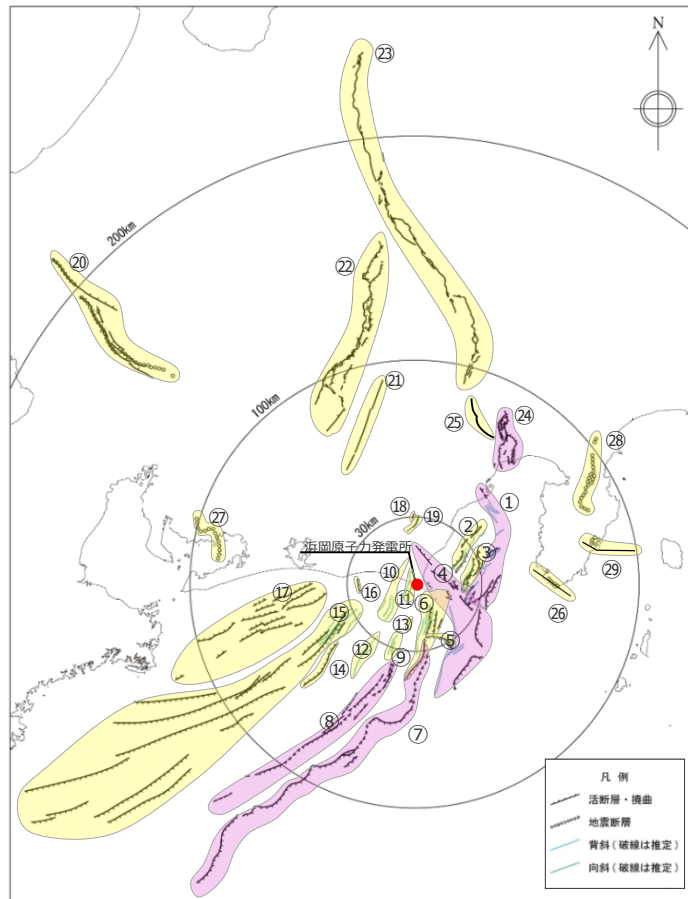
- 桜井・佐藤(1983)及び杉山・他(1988)の指摘する㉗の隆起帯及び㉘の隆起帯のうち第1天竜海丘については、そのトラフ側の急崖に位置する「㉗東海断層系」及び「㉘小台場断層系」をプレート間地震に伴う分岐断層として評価している。
- ㉘の隆起帯の北部については、音波探査記録や地質調査等の結果、A-17背斜～女神背斜が認められるが、これらの背斜には顕著な地形的高まりとの関連が認められないことから、分岐断層としては選定せず内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層として評価している。
- ㉙の隆起帯のうち石花海北・南堆については、そのトラフ側の急崖に位置する「㉑根古屋海脚東縁・石花海堆東縁の断層帯」を、金州ノ瀬については、そのトラフ側の急崖に位置する「㉒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、㉗㉘㉙を加筆)



- 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(2010a)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

<活断層の分布状況（活断層評価結果）>

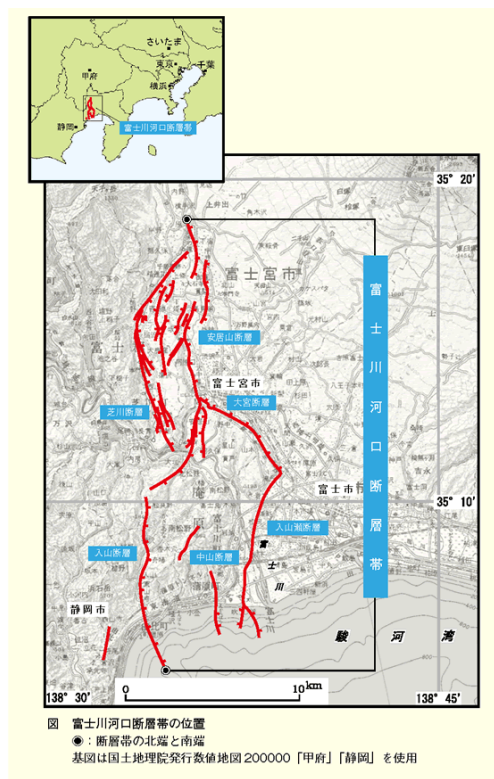
No	活断層の名称	活断層長さ(km)	対応する断層の名称
①	根古屋海脚東縁・石花海堆東縁の断層帯	62.6	根古屋海脚東縁の断層帯 (A-31,A-26,S-18,A-27)、石花海堆東縁の断層帯 (北部セグメント) (F-35,A-28,A-29,S-17,A-10)、石花海堆東縁の断層帯 (南部セグメント) (F-28,A-1,F-19,F-27)
②	石花海海盆内西部の断層帯	26.4	F-17,F-26,F-32,F-33,A-9,S-1,S-16
③	石花海海盆内東部の断層帯	23.4	F-1,F-2,F-3,F-4,F-18,F-34,A-11,A-12,F-36,F-37,S-22
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	稲取断層帯	約23※1	稲取断層帯

※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。

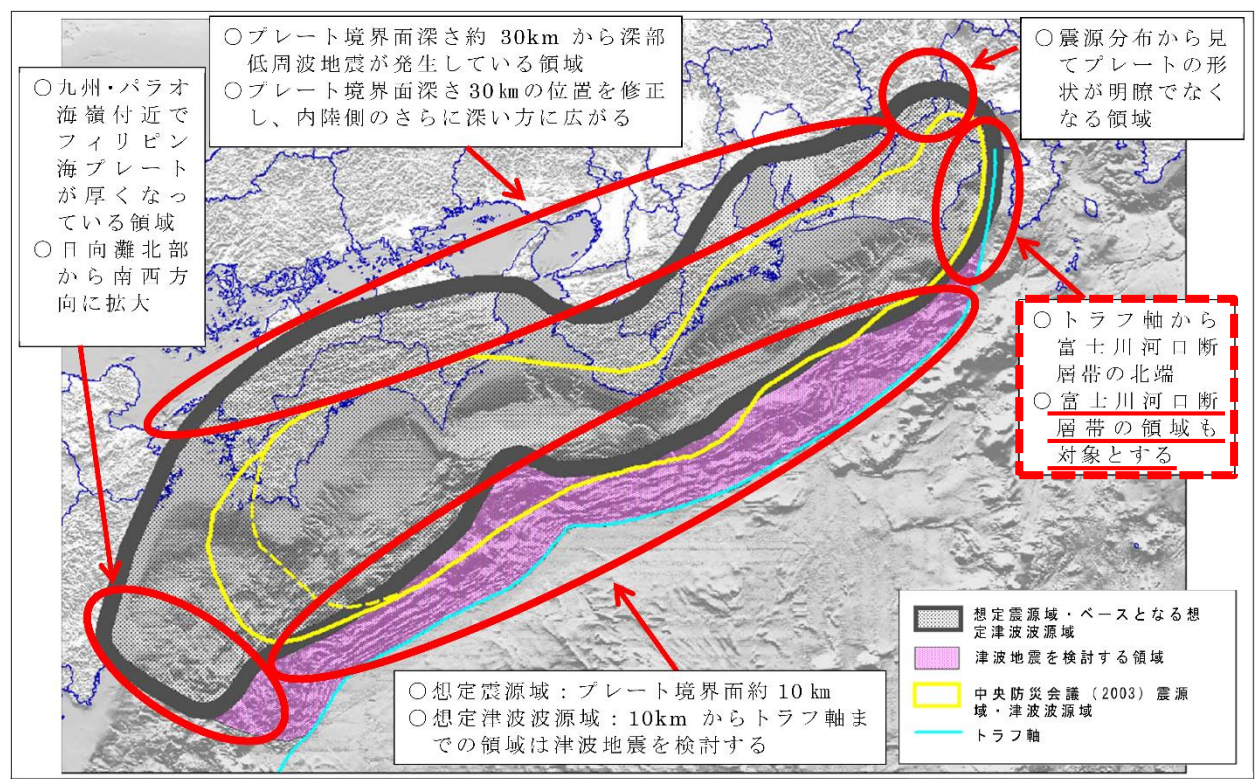


# (参考) 富士川河口断層帯

- 富士川河口断層帯について、地震調査委員会(2010a)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(2010a)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)



## 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。

**海域の活断層に関する評価方針**

- 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。分岐断層は、地殻内地震として考慮する活断層とは異なり、プレート間地震の際にプレート境界面の破壊が伝播して破壊し、その繰り返しにより外縁隆起帯等の顕著な地形的高まりが形成していると考えられる。
- このことから、分岐断層と地殻内地震として考慮する活断層とはそれぞれ異なる検討を実施する。

**分岐断層、地殻内地震として考慮する活断層の選定**

- 敷地周辺の海域の活断層について、文献調査、詳細な地形調査及び音波探査記録による検討を実施し、分岐断層とされる知見があり顕著な地形的高まりとの関連が認められる海域の活断層は、プレート間地震に伴う**分岐断層**として選定する。それ以外の分岐断層とされる知見がなく顕著な地形的高まりとの関連が認められない海域の活断層は、**地殻内地震として考慮する活断層**として選定する。

**分岐断層に関する津波評価**

- 分岐断層として選定した海域の活断層は、「プレート間地震の津波評価」において、プレート境界面の破壊が上盤に位置する分岐断層に伝播することを考慮した津波評価を実施する。

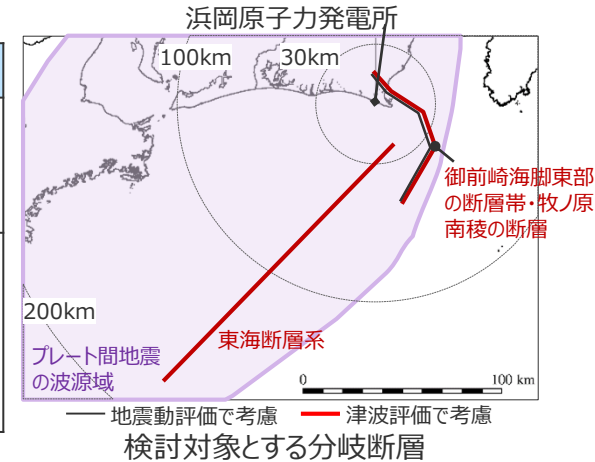
**地殻内地震として考慮する活断層に関する津波評価**

- 地殻内地震として考慮する活断層として選定した海域の活断層は、「海域の活断層による地殻内地震の津波評価」において、津波評価を行う。
- また、これら分岐断層とされる知見がなく顕著な地形的高まりとの関連が認められない海域の活断層は、プレート境界面の破壊が伝播する可能性は低いと考えられるが、プレート境界の上盤にその断層が位置しプレート間地震の破壊に伴い活動し発生する津波が重なる可能性を否定できないことを慎重に考慮し、「津波発生要因の組合せ」においてプレート間地震と海域の活断層による地殻内地震の組合せを考慮する。

- **分岐断層**に関する評価について、地震動評価および津波評価はともに、プレート間地震の破壊を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に連続的に伝播させた検討を実施している。
- **地殻内地震として考慮する活断層**に関する評価についても、地震動評価および津波評価はともに、プレート境界面の破壊が伝播する可能性は低いと考えられるが、プレート境界の上盤にその断層が位置しプレート間地震の破壊に伴って活動する可能性を慎重に考慮し、プレート間地震と活断層の地震とを連動発生させた検討を実施する。ここで、地震動評価では、プレート間地震の破壊を活断層に伝播させた検討を実施して短周期の主要動同士が重なっていることを確認しており、津波評価では、津波が地震動よりも長周期であり、長周期の津波同士が重なるように敷地への津波影響の大きいプレート間地震と活断層の地震の発生時間差を考慮した検討を行う。

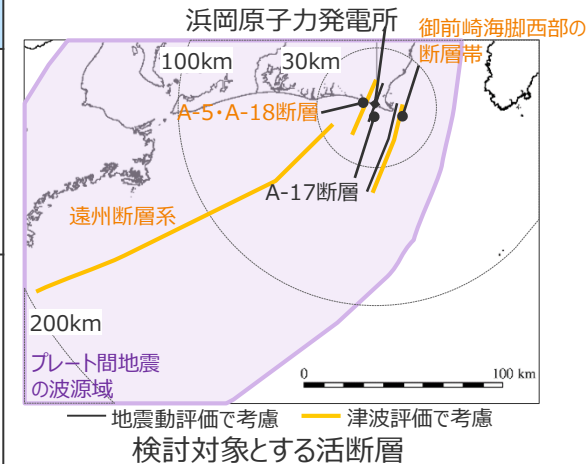
## 分岐断層に関する評価

	地震動評価	津波評価
組合せ検討実施の有無 (検討方法)	○ (実施) (プレート間地震の破壊を分岐断層に伝播させた検討を実施。)	○ (実施) (プレート間地震の破壊を分岐断層に伝播させた検討を実施。)
検討対象とする分岐断層*	・Noda et al.(2002)の方法により、敷地への地震動影響が相対的に大きい分岐断層を選定 【検討対象】 御前崎海脚東部の断層帯・牧ノ原南稜の断層	・阿部(1989)の予測式により、敷地への津波影響が相対的に大きい分岐断層を選定 【検討対象】 御前崎海脚東部の断層帯・牧ノ原南稜の断層 <b>東海断層系</b>



## 地殻内地震として考慮する活断層に関する評価

	地震動評価	津波評価
組合せ検討実施の有無 (検討方法)	○ (実施) (プレート間地震と活断層とを連動発生させた検討を実施。地震動評価では、プレート間地震の破壊を活断層に伝播させた検討を実施して短周期の主要動同士が重なっていることを確認。)	○ (実施) (プレート間地震と活断層とを連動発生させた検討を実施。津波評価では、津波が地震動よりも長周期であり、長周期の津波同士が重なるようにプレート間地震と活断層の地震の発生時間差を考慮した検討を行う。)
検討対象とする活断層*	・Noda et al.(2002)の方法により、敷地への地震動影響が相対的に大きい活断層を選定 【検討対象】 御前崎海脚西部の断層帯 <b>A-17断層</b>	・阿部(1989)の予測式により、敷地への津波影響が相対的に大きい <b>海域活断層</b> を選定 【検討対象】 御前崎海脚西部の断層帯 <b>遠州断層系</b> <b>A-5・A-18断層</b>



\* 検討対象の選定に用いたNoda et al.(2002)の方法と阿部(1989)の予測式は、いずれも地震動もしくは津波の大きさを、地震の規模と評価地点からの距離により予測する式。地震動よりも距離の影響が相対的に小さい津波の評価では、敷地からやや離れているが規模の大きい活断層が検討対象として抽出される。

・活断層に関する地震動評価については、第1041回審査会合資料2-2-2 3.2章参照

表中の青字：地震動評価と異なる部分



**分岐断層の地震時挙動に関する検討**

- 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**

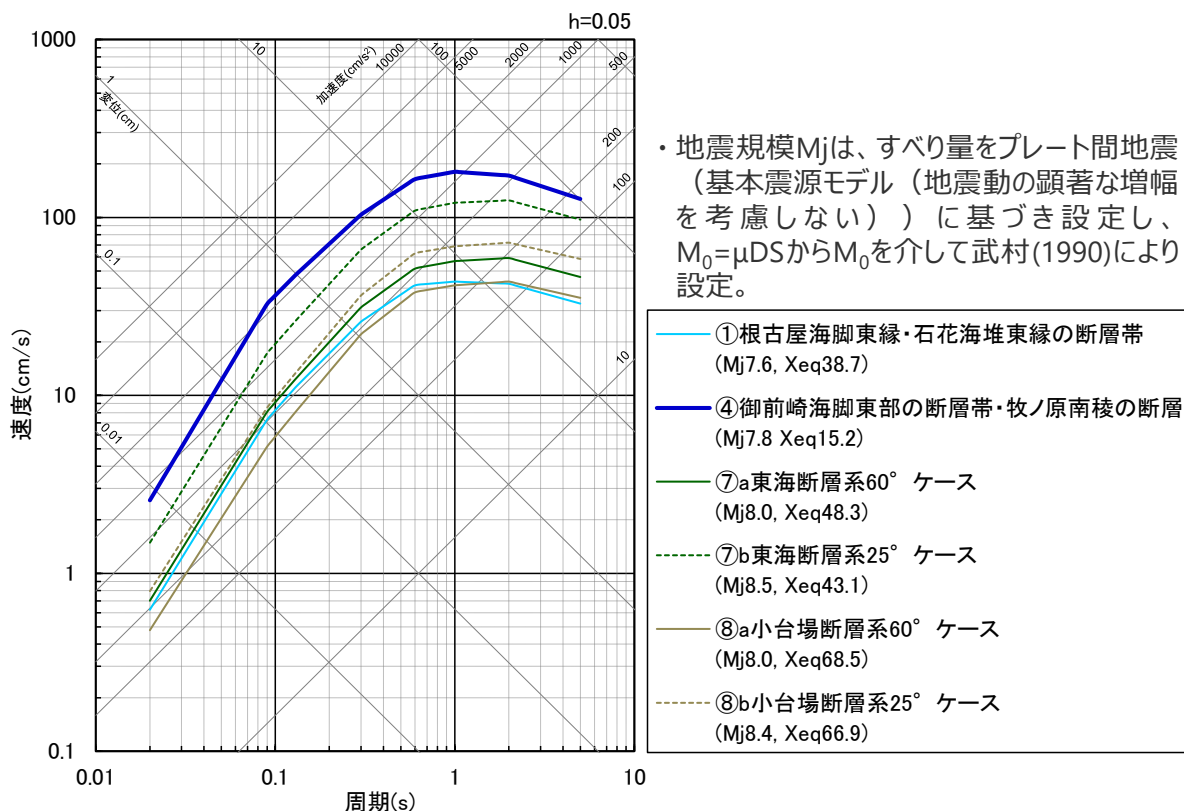
- プレート間地震の地震動評価に関して、基本震源モデル（地震動の顕著な増幅を考慮しない）は、内閣府(2012)の「南海トラフの巨大地震モデル検討会」における南海トラフで想定される最大クラスの地震の強震断層モデル（Mw9.0）を踏まえて設定しており、地震規模、破壊開始点の他、強震動励起に最も影響を及ぼす強震動生成域の応力降下量について、予め不確かさを考慮している。
- また、分岐断層は単独で破壊するものではなく、プレート間地震の発生形態の一つとして、プレート間地震の震源断層の破壊に伴い受動的に破壊するものと考えられる。
- 「分岐断層の地震時挙動に関する検討」で示したとおり、プレート間地震の震源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。

## 5 分岐断層の選定

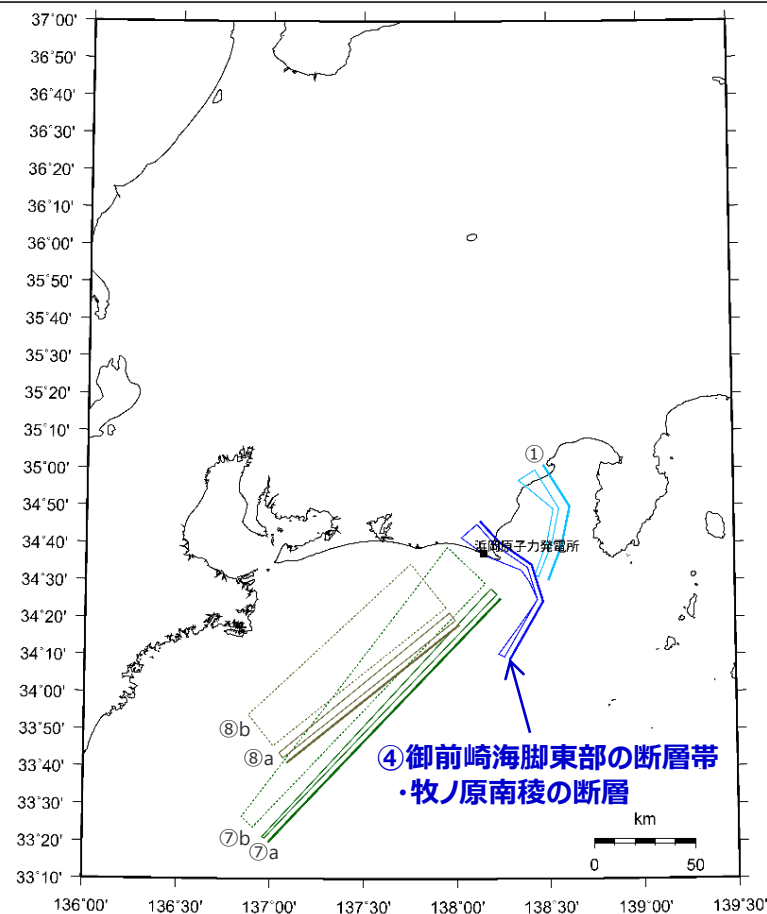
# 参考：地震動評価における活断層に関する評価

## (分岐断層に関する評価：検討対象とする分岐断層の選定)

- 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)



<活断層の位置図\*2>

\*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断層のトレースを表す。

## 5 分岐断層の選定

# 参考：地震動評価における活断層に関する評価

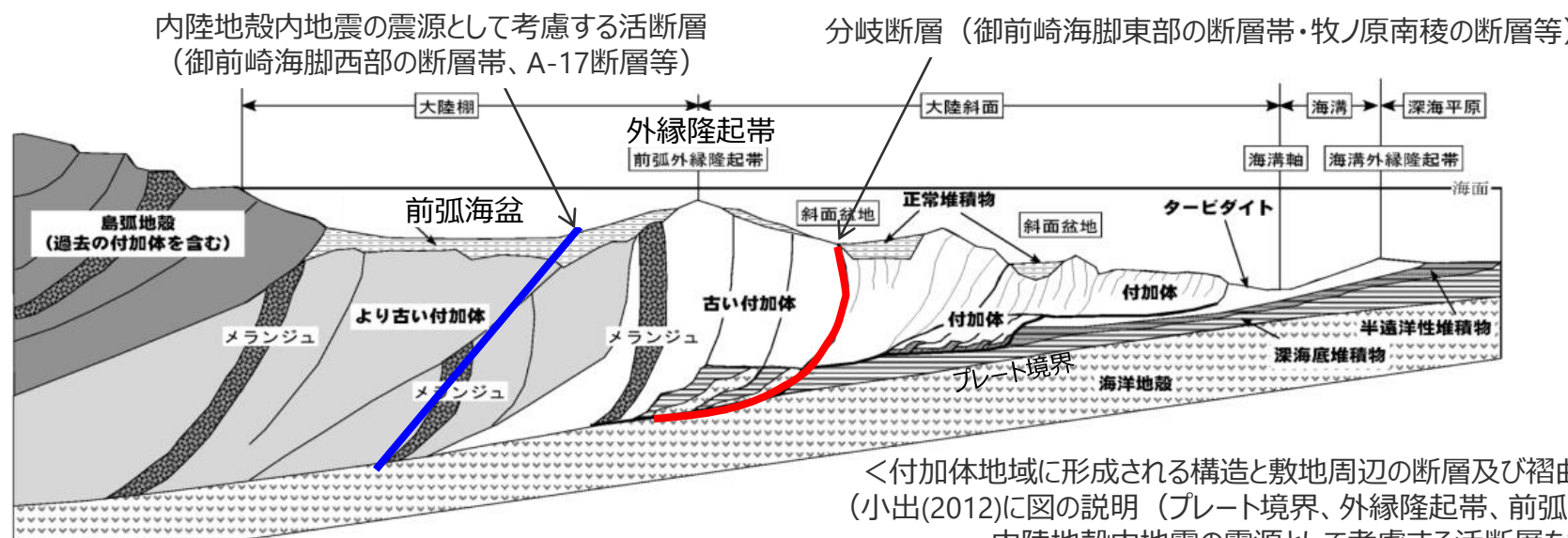
## (地殻内地震として考慮する活断層の評価)

### 南海トラフの分岐断層と地形的特徴

- 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）。

### 内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層へのプレート境界面の破壊伝播

- 分岐断層（御前崎海脚東部の断層帯・牧ノ原南稜の断層等）は、その陸側に外縁隆起帯等の顕著な地形的高まりが認められるのに対し、陸側のより古い付加体内に分布する内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層（御前崎海脚西部の断層帯、A-17断層等）は、その陸側に外縁隆起帯等の顕著な地形的高まりが認められない。
- ⇒プレート境界面の破壊が外縁隆起帯のトラフ側斜面の付加体内に分布する分岐断層に伝播する活動の繰り返しにより、外縁隆起帯等の顕著な地形的高まりが形成されており、陸側のより古い付加体内に分布し、顕著な地形的高まりとの関連が認められない内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層にプレート境界面の破壊が伝播する可能性は低いと考えられる。





## 参考：地震動評価における活断層に関する評価

### (地殻内地震として考慮する活断層の評価)

#### 内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層への破壊伝播に係る不確かさの考慮

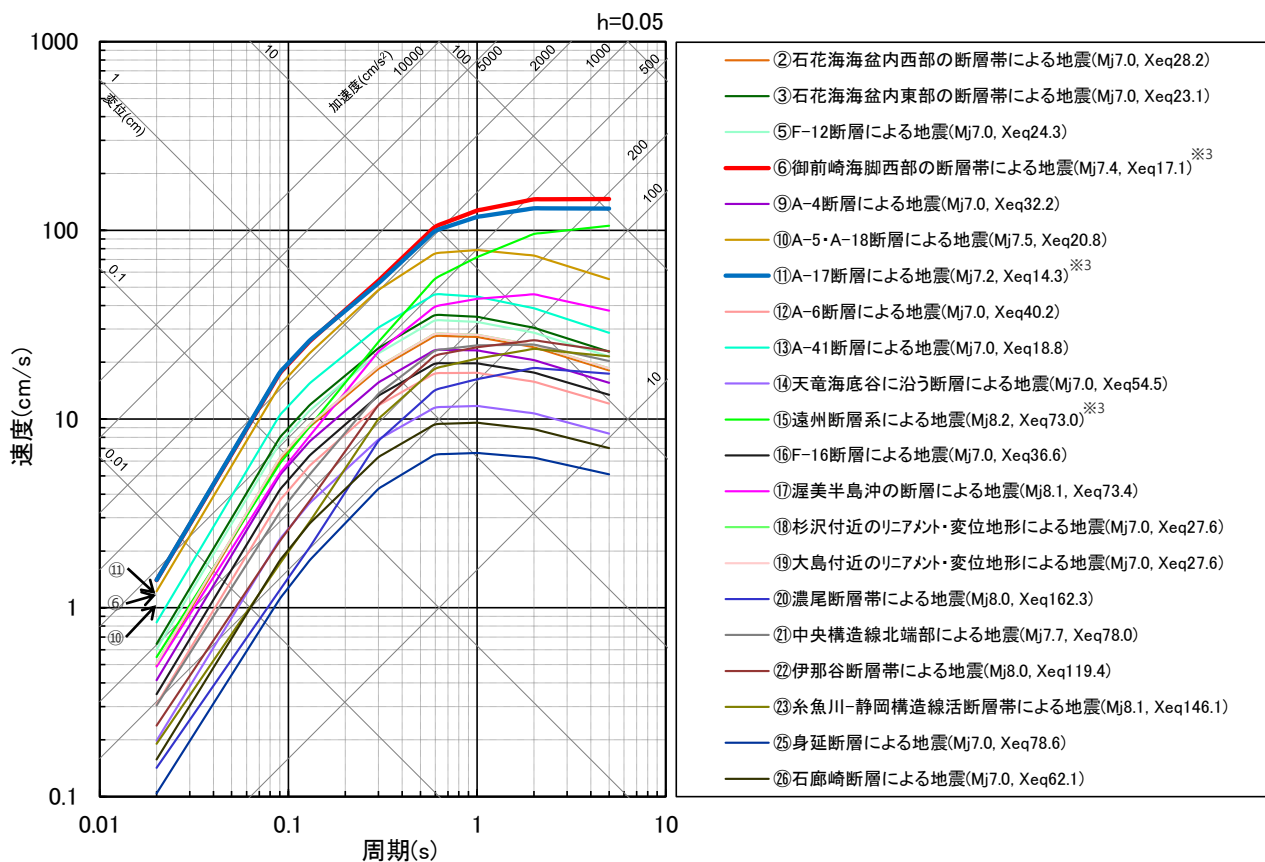
- プレート境界面の破壊が外縁隆起帯のトラフ側斜面の付加体内に分布する分岐断層に伝播する活動の繰り返しにより、外縁隆起帯等の顕著な地形的高まりが形成されており、陸側のより古い付加体内に分布し、顕著な地形的高まりとの関連が認められない内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層にプレート境界面の破壊が伝播する可能性は低いと考えられるが、それらの活断層が敷地の近くに分布していることから、より慎重な評価を行うこととし、不確かさの考慮として、プレート間地震の震源断層の破壊が内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層に伝播すると想定したケースを考慮する。
- 対象とする内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層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

## 5 分岐断層の選定

# 参考：地震動評価における活断層に関する評価

## (地殻内地震として考慮する活断層の評価：検討対象とする活断層の選定)

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



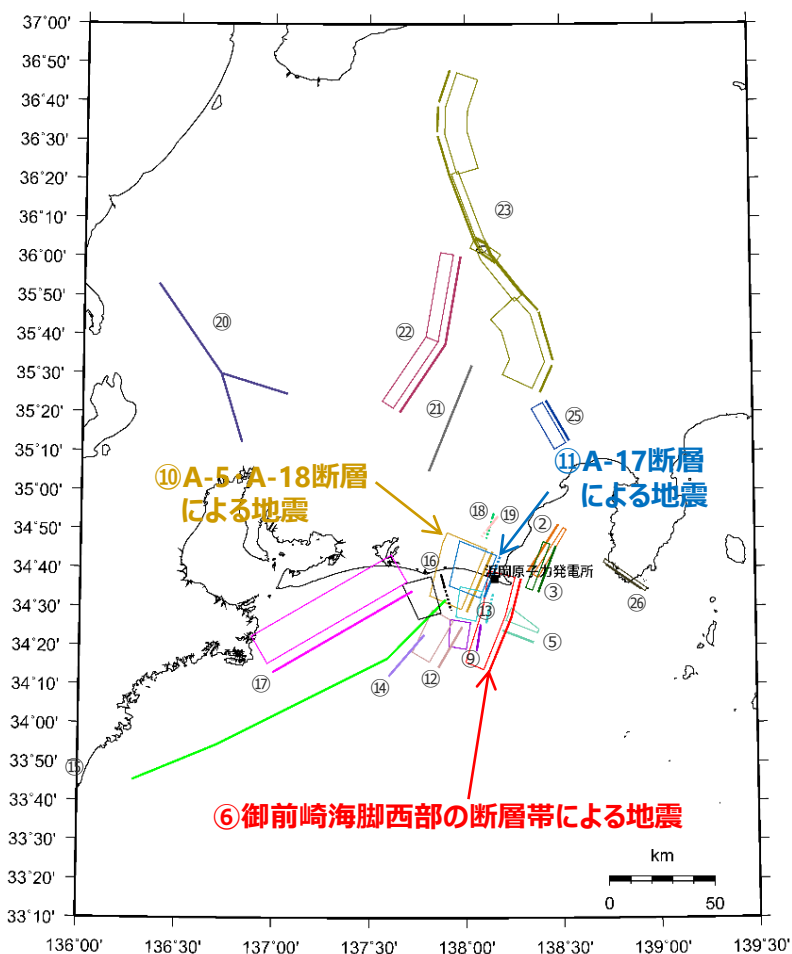
<Noda et al.(2002)の方法による応答スペクトルの比較※1>

(内陸地殻内地震の震源として考慮する活断層による地震 (一様断層モデル))

※1 Xeqは、等価震源距離 (km) を表す。

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

※3 NFRD効果を考慮。



<活断層の位置図※2>

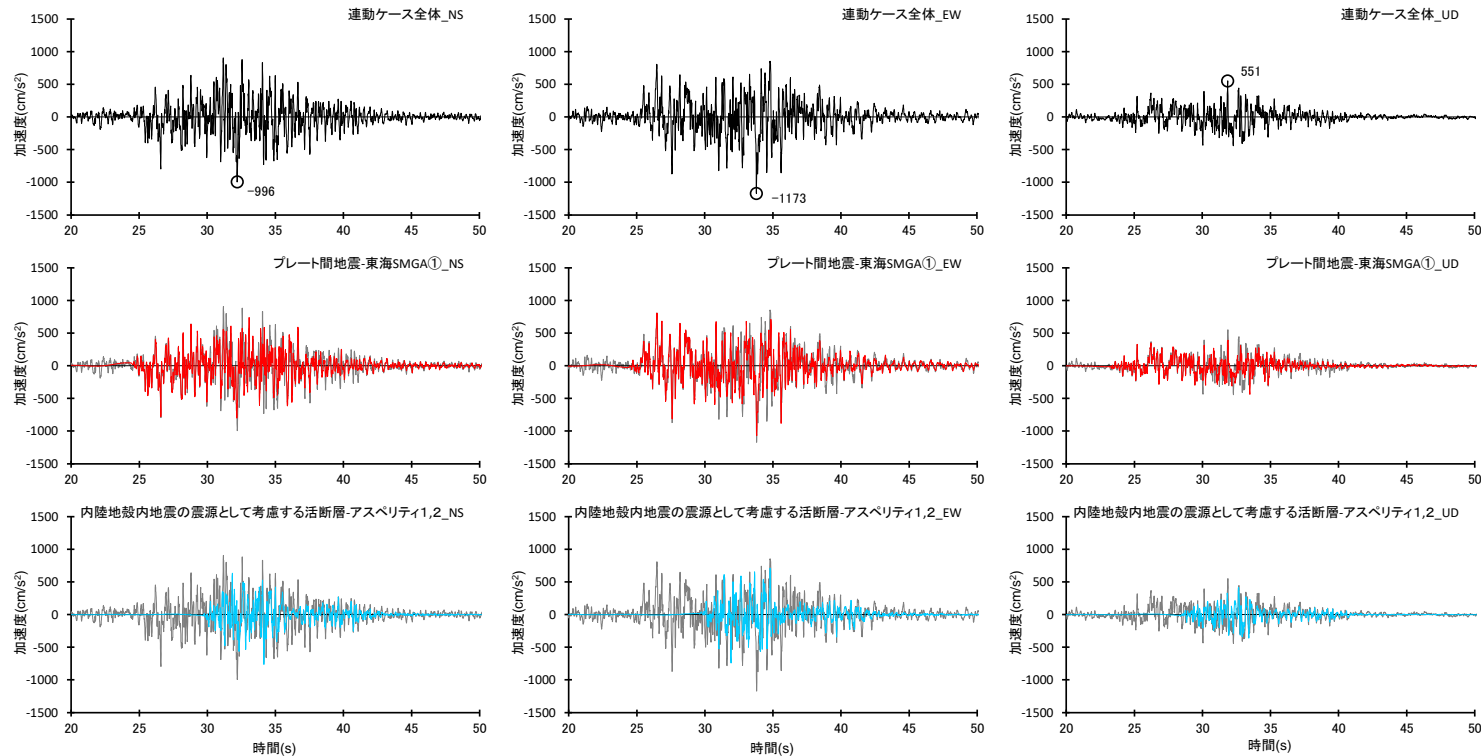
# 参考：地震動評価における活断層に関する評価

(地殻内地震として考慮する活断層の評価：

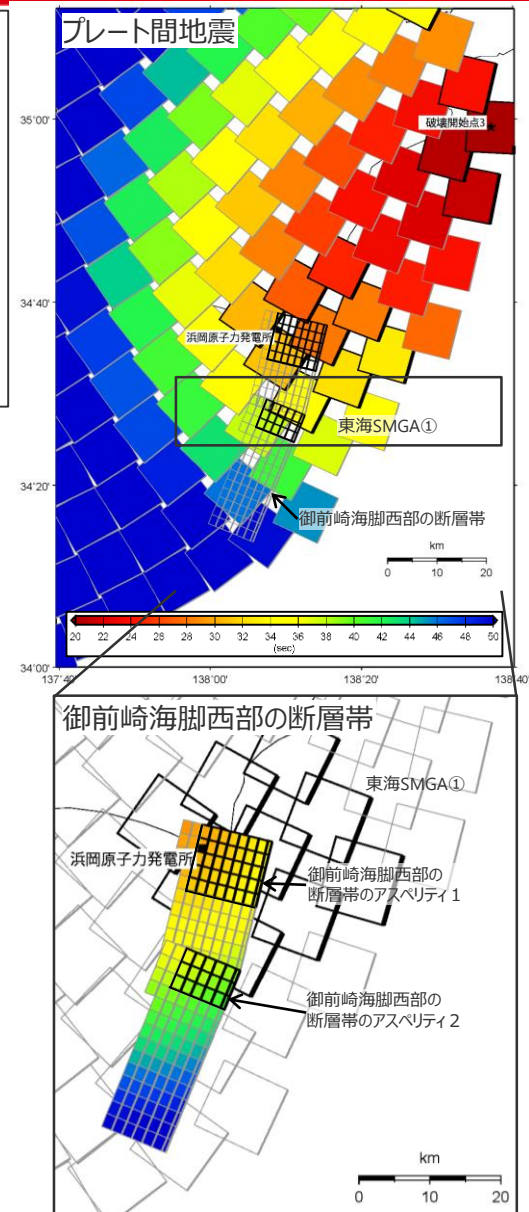
プレート間地震のSMGAと地殻内地震の震源として考慮する活断層のアスペリティによる主要動の重なり合いの例)

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

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



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



＜S波到達時刻のアイソクロン＞

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

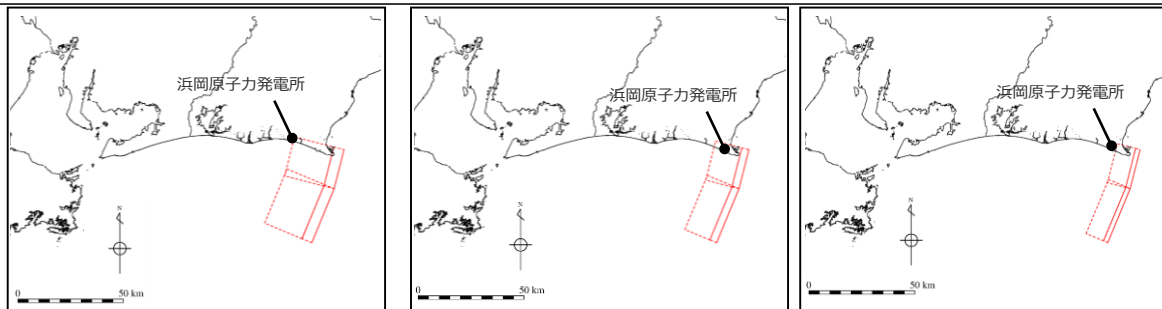


# 目次

(海洋プレート内地震の津波評価の補足)		
1	フィリピン海プレートで発生した海洋プレート内地震	2
2	沈み込み帯に沈み込む海洋プレートの特徴	11
3	地震発生層の地域性を考慮した地震規模	36
4	伊豆島弧周辺の地震の影響検討	38
(海域の活断層による地殻内地震の津波評価の補足)		
5	分岐断層の選定	40
<b>6</b>	<b>海域の活断層による地殻内地震の波源設定</b>	<b>78</b>
7	A-5・A-18断層の音波探査記録等（第370,413回会合資料再掲）	86

# 6 海域の活断層による地殻内地震の波源設定 御前崎海脚西部の断層帯の地震の断層パラメータ

■ 御前崎海脚西部の断層帯の地震については以下のとおり、傾斜角に応じて断層幅およびすべり量を変更し断層パラメータを設定している。



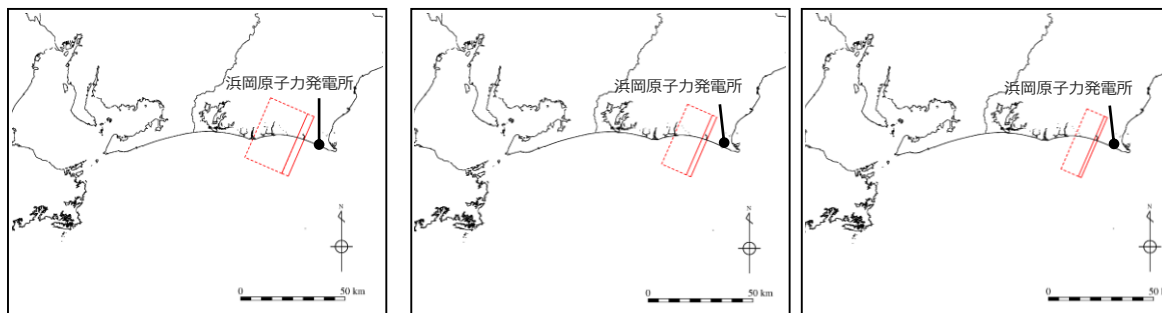
・断層上端深さ0km、すべり角90°のケースを記載

項目	傾斜角：基準-10° のケースの設定値		傾斜角：基準 のケースの設定値		傾斜角：基準+10° のケースの設定値		設定根拠
	北部	南部	北部	南部	北部	南部	
断層長さL (km)	19.1	27.8	19.1	27.8	19.1	27.8	活断層調査結果を反映
	46.9		46.9		46.9		
断層幅 W(km)	29.1		22.6		19.1		断層上端・下端深さおよび傾斜角より算出
断層上端深さ (km)	0		0		0		活断層調査結果を反映
断層下端深さ (km)	15		15		15		土木学会(2016)
傾斜角 (°)	50 (深さ6km以浅) 25 (深さ6km以深)		60 (深さ6km以浅) 35 (深さ6km以深)		70 (深さ6km以浅) 45 (深さ6km以深)		活断層調査結果を反映
断層面積 (km <sup>2</sup> )	1,366		1,061		896		断層長さ×断層幅
地震モーメントM <sub>0</sub> (Nm)	9.6×10 <sup>19</sup>		9.6×10 <sup>19</sup>		9.6×10 <sup>19</sup>		武村(1998) ※1
Mw	7.3		7.3		7.3		※2
剛性率 μ (N/m <sup>2</sup> )	3.5×10 <sup>10</sup>		3.5×10 <sup>10</sup>		3.5×10 <sup>10</sup>		土木学会(2016)
すべり量 D(m)	2.0		2.6		3.1		M <sub>0</sub> =μDLWの関係
すべり角 (°)	90		90		90		横ずれ断層

※1 武村(1998) (logM<sub>0</sub>=2.0logL+16.64) により断層長さLから設定  
 ※2 地震モーメントM<sub>0</sub>とMwの関係式 (LogM<sub>0</sub>=1.5Mw + 9.1) から算定

# 6 海域の活断層による地殻内地震の波源設定 A-5・A-18断層の地震の断層パラメータ

■ A-5・A-18断層の地震については以下のとおり、傾斜角に応じて断層幅およびすべり量を変更し断層パラメータを設定している。



・断層上端深さ2km、すべり角90°のケースを記載

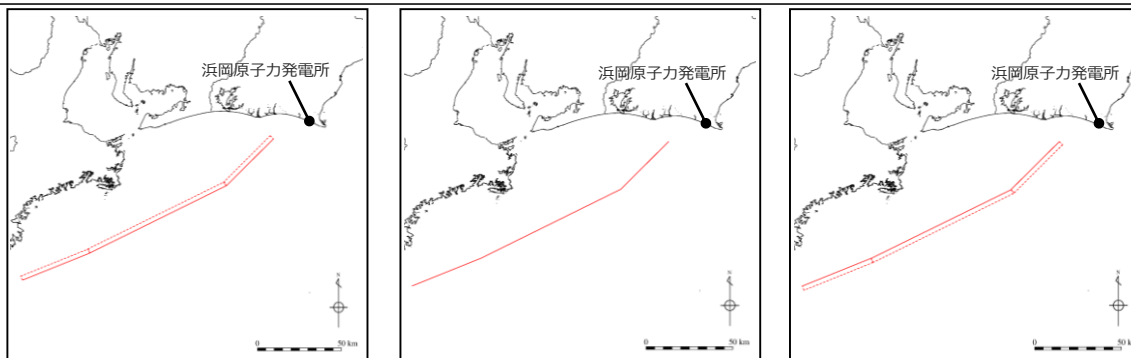
項目	傾斜角：基準-10° のケースの設定値	傾斜角：基準 のケースの設定値	傾斜角：基準+10° のケースの設定値	設定根拠
断層長さ L(km)	31.0	31.0	31.0	活断層調査結果を反映
断層幅 W(km)	26.5	20.3	17.0	断層上端・下端深さおよび傾斜角より算出
断層上端深さ (km)	2	2	2	活断層調査結果を反映
断層下端深さ (km)	15	15	15	土木学会(2016)
傾斜角 (°)	50 (深さ6km以浅) 25 (深さ6km以深)	60 (深さ6km以浅) 35 (深さ6km以深)	70 (深さ6km以浅) 45 (深さ6km以深)	活断層調査結果を反映
断層面積 (km <sup>2</sup> )	822	630	527	断層長さ×断層幅
地震モーメントM <sub>0</sub> (Nm)	4.2×10 <sup>19</sup>	4.2×10 <sup>19</sup>	4.2×10 <sup>19</sup>	武村(1998) ※1
Mw	7.0	7.0	7.0	※2
剛性率μ (N/m <sup>2</sup> )	3.5×10 <sup>10</sup>	3.5×10 <sup>10</sup>	3.5×10 <sup>10</sup>	土木学会(2016)
すべり量 D(m)	1.5	1.9	2.3	M <sub>0</sub> =μDLWの関係
すべり角 (°)	90	90	90	逆断層

※1 武村(1998) (logM<sub>0</sub>=2.0logL+16.64) により断層長さLから設定  
 ※2 地震モーメントM<sub>0</sub>とMwの関係式 (LogM<sub>0</sub>=1.5Mw +9.1) から算定



# 6 海域の活断層による地殻内地震の波源設定 遠州断層系の地震の断層パラメータ

■ 遠州断層系の地震については以下のとおり、傾斜角に応じて断層幅およびすべり量を変更し断層パラメータを設定している。



・断層上端深さ0km、すべり角180°のケースを記載

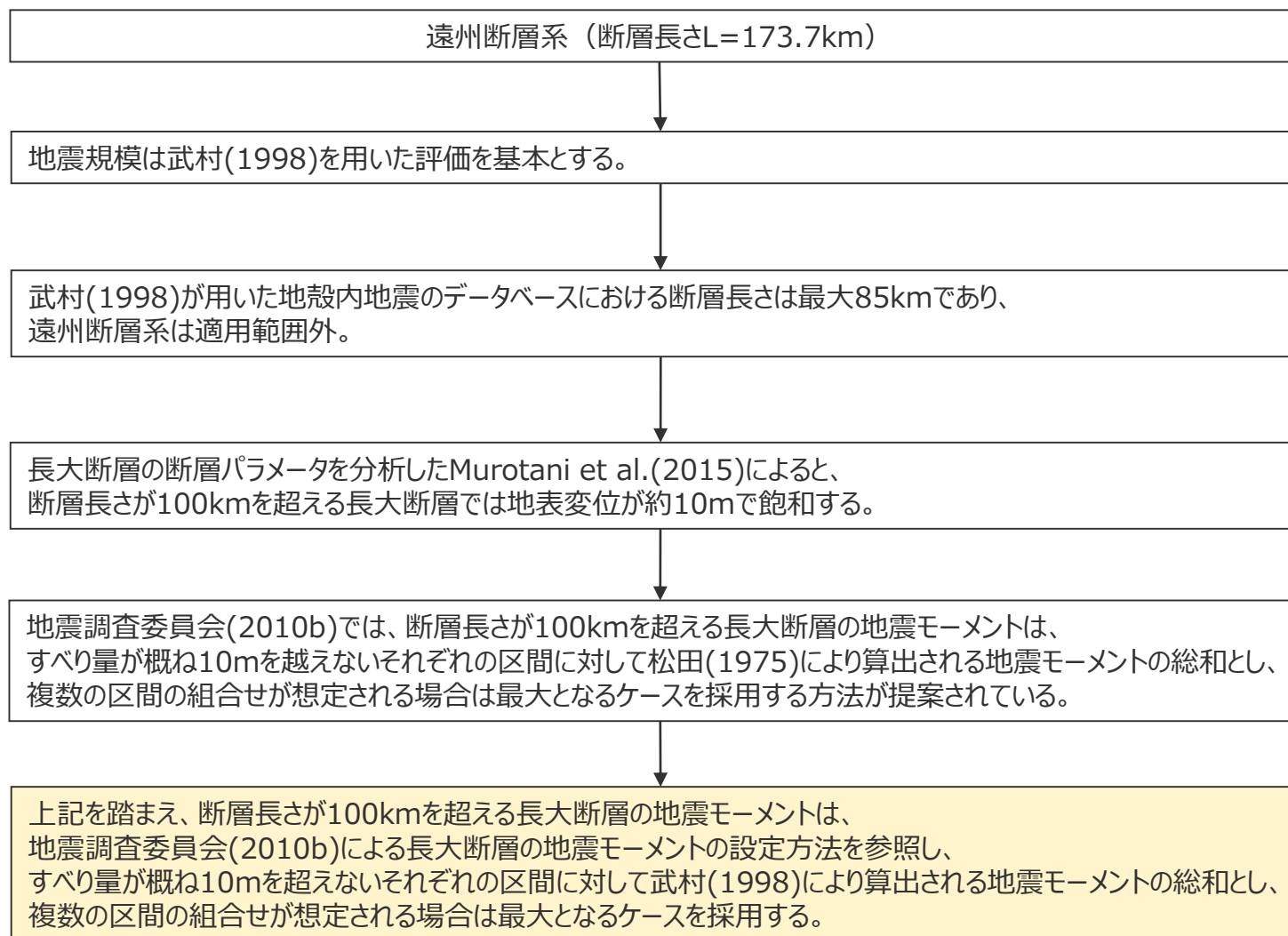
項目	傾斜角：基準-10° のケースの設定値			傾斜角：基準 のケースの設定値			傾斜角：基準+10° のケースの設定値			設定根拠
	西部	中部	東部	西部	中部	東部	西部	中部	東部	
断層長さL (km)	43.3	90.8	39.6	43.3	90.8	39.6	43.3	90.8	39.6	活断層調査結果を反映
	173.7			173.7			173.7			
断層幅 W(km)	15.2			15.0			15.2			断層上端・下端深さおよび傾斜角より算出
断層上端深さ (km)	0			0			0			活断層調査結果を反映
断層下端深さ (km)	15			15			15			土木学会(2016)
傾斜角 (°)	80			90			100			活断層調査結果を反映
断層面積 (km <sup>2</sup> )	2,646			2,606			2,646			断層長さ×断層幅
地震モーメントM <sub>0</sub> (Nm)	8.5×10 <sup>20</sup>			8.5×10 <sup>20</sup>			8.5×10 <sup>20</sup>			武村(1998) ※1
Mw	7.9			7.9			7.9			※2
剛性率 μ (N/m <sup>2</sup> )	3.5×10 <sup>10</sup>			3.5×10 <sup>10</sup>			3.5×10 <sup>10</sup>			土木学会(2016)
すべり量 D(m)	9.2			9.4			9.2			M <sub>0</sub> =μDLWの関係
すべり角 (°)	180			180			180			横ずれ断層

※1 断層長さが100kmを超える長大断層の地震モーメントは、長大断層では地表変位が約10mで飽和するとされるMurotani et al.(2015)の知見を踏まえて、地震調査委員会(2010b)による長大断層の地震モーメントの設定方法を参照し、すべり量が概ね10mを超えないそれぞれの区間に対して武村(1998) (logM<sub>0</sub>=2.0logL+16.64) により算出される地震モーメントの総和とし、複数の区間の組合せが想定される場合は最大となるケース (西部・中部の区間、東部の区間の組合せ) を採用する。(詳細は次ページ以降参照)

※2 地震モーメントM<sub>0</sub>とMwの関係式 (LogM<sub>0</sub>=1.5Mw +9.1) から算定。

## 6 海域の活断層による地殻内地震の波源設定 遠州断層系の地震の地震モーメントの設定 (検討方針)

- 断層長さが100kmを超える遠州断層系は、以下の手順で地震モーメントの設定を行う。

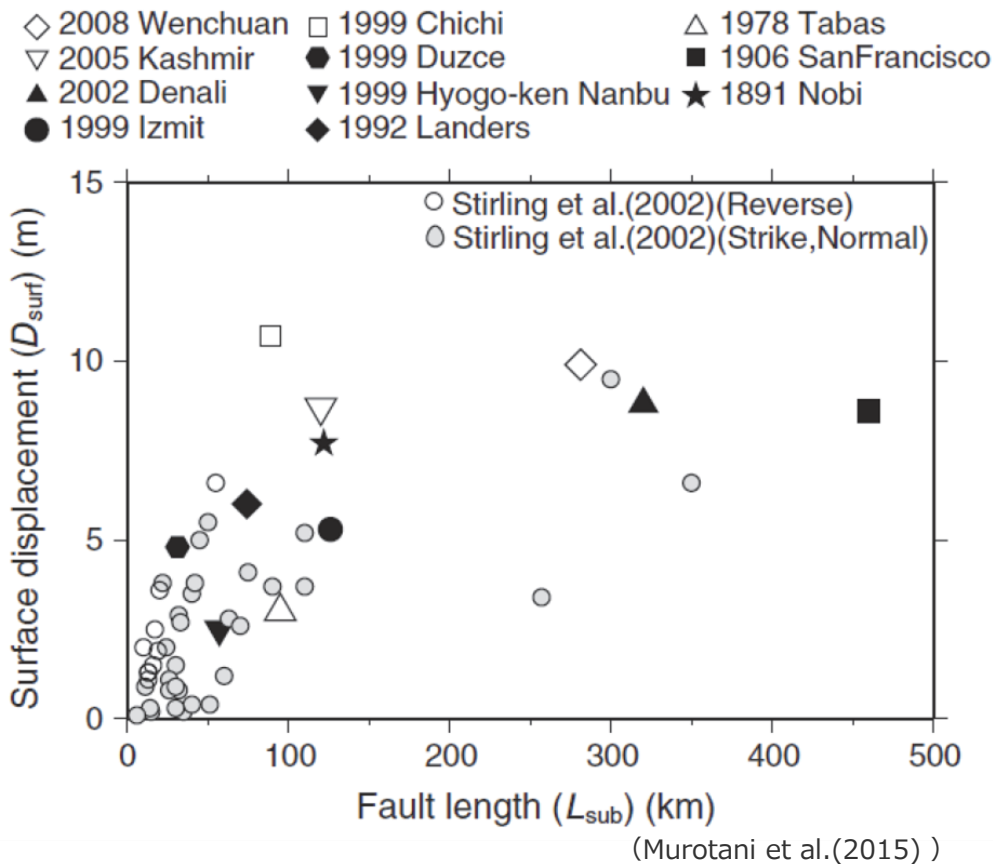


# 6 海域の活断層による地殻内地震の波源設定

## 遠州断層系の地震の地震モーメントの設定

### (Murotani et al.(2015)による長大断層の断層パラメータの分析)

- Murotani et al.(2015)は、世界の内陸で発生した断層長さ80kmを超えるような長大断層での地震や近年発生した中規模地震に対し、地震波形を用いて解析が行われかつ地表地震断層の調査が行われている11地震を対象として、長大断層の断層パラメータの分析を行った。
- その結果、地表断層長さ $L_{surf}$ と震源断層長さ $L_{sub}$ 、地表の最大変位量 $D_{surf}$ と震源断層の最大すべり量 $S$ は、それぞれほぼ1:1の比例関係となり、地表の最大変位量は震源断層長さがほぼ100kmで、10mに飽和するとされている。



長大断層における断層長さ $L_{sub}$ と最大地表変位量 $D_{surf}$ の関係

#### Murotani et al.(2015)による長大断層の断層パラメータの分析の概要

1) Murotani et al. (2015)

・ 準拠データ

➢ 世界の内陸で発生した断層長さ 80km を超えるような長大断層での地震や近年発生した中規模地震に対し、地震波形を用いて解析が行われ、かつ地表地震断層の調査が行われている 11 地震を対象とした。複数の解析結果がある場合は平均とした。

➢ 更に、橋本(2007)により Stirling et al. (2002) のデータベースから選ばれた信頼性のあるデータのうち、地中の断層長が得られている 40 地震を加えた。

・ 得られた成果

➢ 震源断層長さ $L_{sub}$ と地表断層長さ $L_{surf}$ はほぼ 1:1 である。

➢ 地表で観測された最大変位量 ( $D_{surf}$ ) は震源断層での平均すべり量の概ね 2~3 倍となる。

➢  $D_{surf}$  と震源断層での最大すべり量はほぼ 1:1 の比例関係となる。

➢  $D_{surf}$  は震源断層長さがほぼ 100km で 10m に飽和する。幅  $W=18\text{km}$  を与えると、 $S=1.0 \times 10^{17} M_0$  となり、ここですべり量が飽和するスケール関係を提案している (図 2.4.1-2)。

(土木学会(2016))

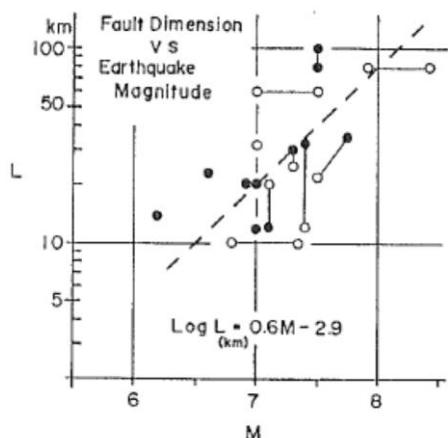


# 6 海域の活断層による地殻内地震の波源設定

## 遠州断層系の地震の地震モーメントの設定

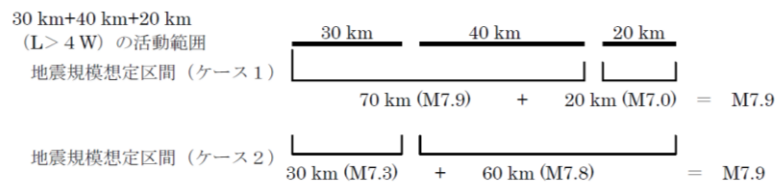
### (地震調査委員会(2010)による長大断層の地震モーメントの算定方法)

■ 地震調査委員会(2010b)では、長期評価で用いられる松田(1975)の経験式が、断層長さが最大80km程度、断層すべり量が最大10m程度までの事例に基づき設定されたものであること、一般に断層長さが100kmを超える長大断層では地震時のすべり量が飽和することを踏まえて、長大断層の地震モーメントは、松田(1975)の経験式の適用範囲内（断層長さが概ね80km以下、断層すべり量が概ね10m以下）となるように、断層長さが断層幅の4倍を超えない区間の組合せを設定し、それぞれの断層長さに対して松田(1975)により算出される地震モーメントの総和とし、複数の区間の組合せが想定される場合は最大となるケースを採用する方法が提案されている。



地震調査委員会(2010b)による  
長大断層の地震モーメントの算定方法

- ①「活動範囲」の長さが断層幅の4倍を超える場合には、単一の断層長さが断層幅の4倍を超えない「地震規模想定区間」の組合せを設定し、それぞれから発生する地震の規模を個別に評価したうえで、それらの地震のモーメント量の和をもって当該「活動範囲」の地震の規模とする。
- ②「地震規模想定区間」で発生する地震の規模は、「地震規模想定区間」の長さ、断層幅及び1回のずれの量に基づき算出する。
- ③複数の「地震規模想定区間」の組合せが想定される場合には、地震のモーメント量の和が最大となるケースを採用する。

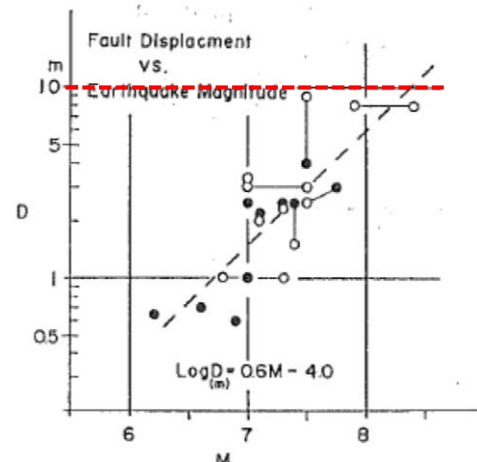


(地震調査委員会(2010b))

2つの地震規模想定区間からなる活動範囲が  
同時に活動したときの地震規模M

	松田式 M	「地震規模想定区間その2」の長さ(km)														
		20	25	30	35	40	45	50	55	60	65	70	75	80		
「地震規模想定区間その1」の長さ(km)	20	7.0	7.3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	25	7.2	7.3	7.4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	30	7.3	7.4	7.5	7.6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	35	7.4	7.5	7.6	7.6	7.7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	40	7.5	7.6	7.6	7.7	7.7	7.8	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	45	7.6	7.7	7.7	7.7	7.8	7.8	7.8	-	-	-	-	-	-	-	-
	50	7.7	7.7	7.8	7.8	7.8	7.9	7.9	7.9	-	-	-	-	-	-	-
	55	7.7	7.8	7.8	7.8	7.9	7.9	7.9	8.0	8.0	-	-	-	-	-	-
	60	7.8	7.8	7.9	7.9	7.9	7.9	8.0	8.0	8.0	8.1	-	-	-	-	-
	65	7.9	7.9	7.9	7.9	8.0	8.0	8.0	8.0	8.1	8.1	8.1	-	-	-	-
	70	7.9	7.9	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.1	8.1	8.1	8.1	8.1	8.2	-	-
	75	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.1	8.1	8.1	8.1	8.1	8.1	8.2	8.2	8.2	-
	80	8.0	8.0	8.0	8.1	8.1	8.1	8.1	8.1	8.1	8.2	8.2	8.2	8.2	8.2	8.3

(地震調査委員会(2010b))

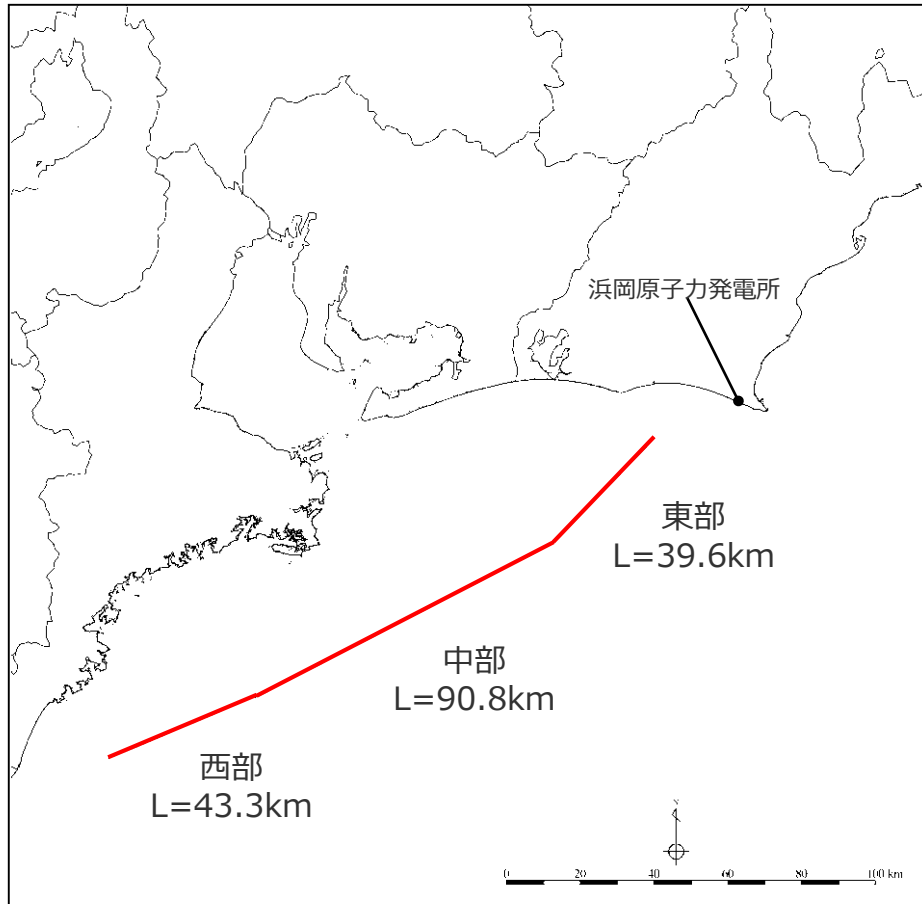


(地震調査委員会(2010b)に基づく)

松田(1975)による  
断層長さL、断層すべり量Dと、  
地震規模Mとの関係

# 6 海域の活断層による地殻内地震の波源設定 遠州断層系の地震の地震モーメントの設定 (地震モーメントの算定結果)

- 断層長さが100kmを超える長大断層の地震モーメントは、地震調査委員会(2010b)による長大断層の地震モーメントの設定方法を参照し、すべり量が概ね10mを超えないそれぞれの区間に対して武村(1998)により算出される地震モーメントの総和とし、複数の区間の組合せが想定される場合は最大となるケースを採用する。
- 遠州断層系（断層長さL=173.7km）の地震モーメントの算定結果は以下のとおり。



遠州断層系の地震の波源モデル

遠州断層系の地震モーメントの算定結果

地震規模想定区間	断層長さ L(km)	断層幅 W(km)	地震モーメント $M_0(N \cdot m)^{*1}$	すべり量 D(m) $^{*2}$
西部 43.3km 中部 90.8km 東部 39.6km L=134.1km      L=39.6km	173.7	15.0	$8.5 \times 10^{20}$	9.4
西部 43.3km 中部 90.8km 東部 39.6km L=43.3km      L=130.4km	173.7	15.0	$8.2 \times 10^{20}$	9.0
西部 43.3km 中部 90.8km 東部 39.6km L=43.3km      L=90.8km      L=39.6km	173.7	15.0	$5.1 \times 10^{20}$	5.6

→採用

※1 それぞれの区間に対して武村(1998) ( $\log M_0 = 2.0 \log L + 16.64$ ) により算出される地震モーメントの総和  
 ※2  $M_0 = \mu DWL$

# 目次

(海洋プレート内地震の津波評価の補足)	
1	フィリピン海プレートで発生した海洋プレート内地震 2
2	沈み込み帯に沈み込む海洋プレートの特徴 11
3	地震発生層の地域性を考慮した地震規模 36
4	伊豆島弧周辺の地震の影響検討 38
(海域の活断層による地殻内地震の津波評価の補足)	
5	分岐断層の選定 40
6	海域の活断層による地殻内地震の波源設定 78
7	<b>A-5・A-18断層の音波探査記録等 (第370,413回会合資料再掲) 86</b>



# 7 A-5・A-18断層の音波探査記録等 (第370,413回会合資料再掲)

## 大陸棚から陸域に見られる褶曲構造の分布・形状

### (褶曲構造の特徴 : G1測線)

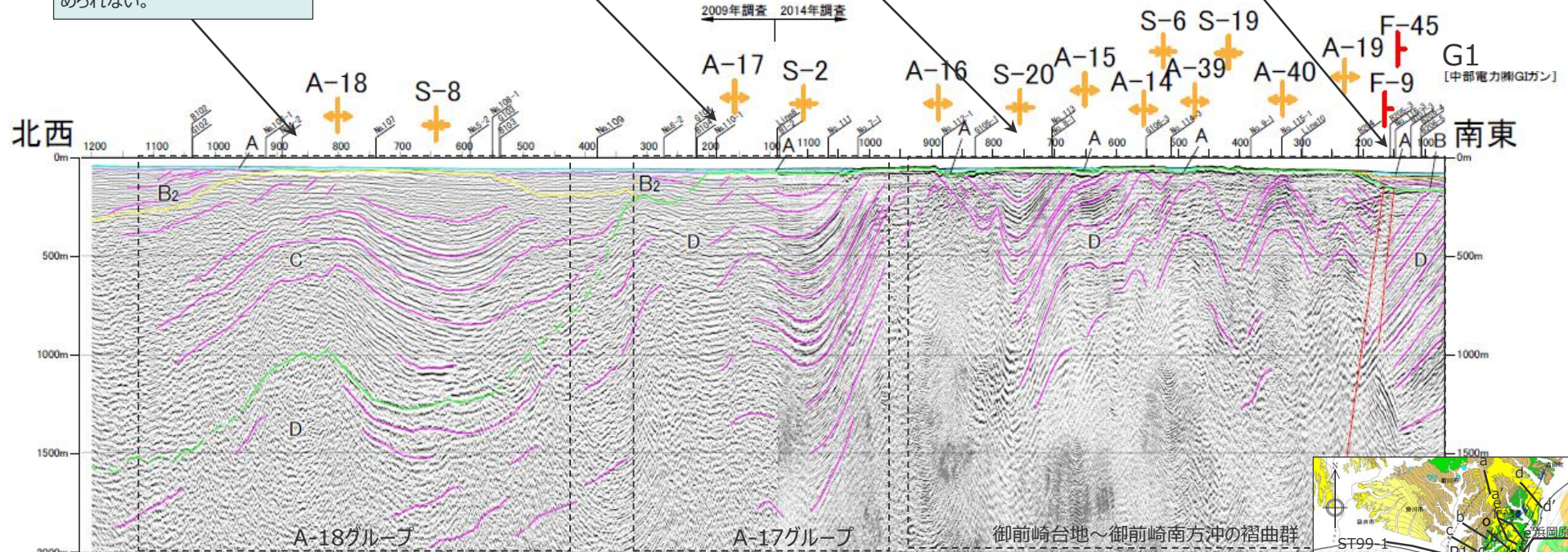
- D層（相良層群相当）あるいはC層（掛川層群相当）にA-18グループ、A-17グループ、御前崎台地～御前崎南方沖の褶曲群が認められる。これらの褶曲構造は、いずれも概ね対称構造を呈し、深さ約2kmの範囲においては地下深部に連続する断層は認められない。
- A-18グループは、D層及びC層に長波長の褶曲構造が明確に認められる。
- A-17グループは、D層に褶曲構造が認められ、特にS-2が明瞭である。
- 御前崎台地～御前崎南方沖の褶曲群は、A-16から南東側において、D層に短波長の褶曲構造が並走して認められる。
- 御前崎台地～御前崎南方沖の褶曲群の南東側には、明瞭な西傾斜の逆断層（御前崎海脚西部の断層帯）が認められる。

D層及びC層に長波長の褶曲構造が明確に認められる。地下深部に連続する断層が認められない。

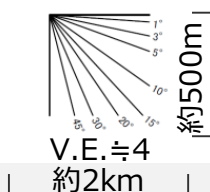
D層に褶曲構造が認められる。地下深部に連続する断層が認められない。

A-16から南東側では、D層に短波長の褶曲構造が並走して認められる。地下深部に連続する断層が認められない。

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。

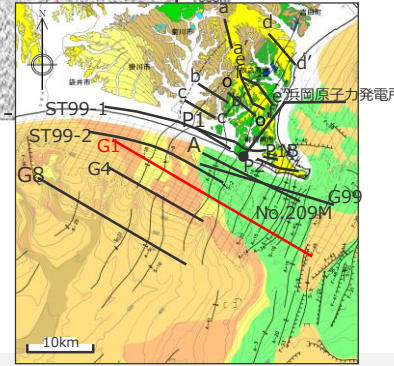


探査記録集Vol.7 2-1-10  
※基礎試錐VSP検層（「御前崎沖」及び「相良」）の区間速度を用いて深度変換



- ～ 主な層理面 No. スーパー・シングル
- G\_ GIガン・マルチ
- Line\_ 大深度エアガン・マルチ
- ST99\_ 石油公団エアガン・マルチ
- P\_ 反射法地震探査
- ✦ A\_ 背斜
- ✦ S\_ 向斜
- ✦ F\_ 断層
- ✦ 後期更新世以降の活動が認められる断層・褶曲
- ✦ 後期更新世以降の活動が認められない断層・褶曲
- ✦ 後期更新世以降の活動が確認できない断層・褶曲

地質時代	遠州灘海域		
	完新世	A層	P層
第四紀 更新世	後期	B <sub>1</sub> 層	C層
	中期	B <sub>2</sub> 層	
	前期	C層	
新第三紀	鮮新世	C層	D層
	中新世	D層	

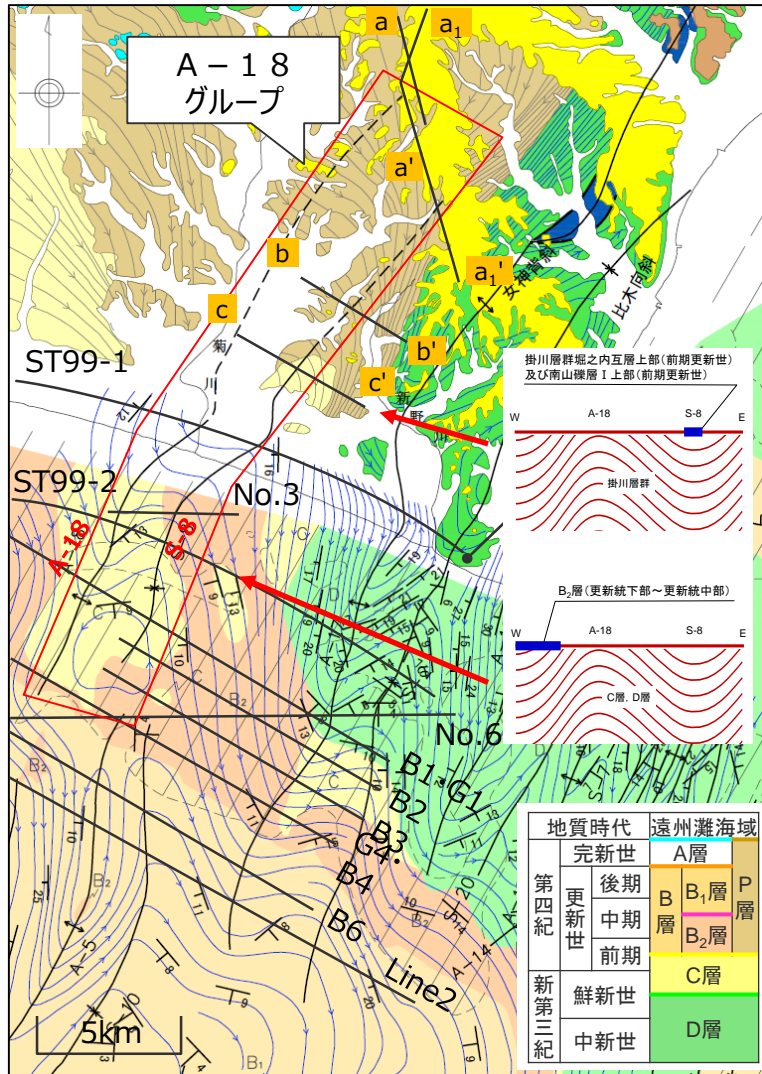




# A-18グループの活動性

(音波探査及び地表地質調査結果のまとめ)

●地質・地質構造発達史，音波探査記録，地表地質調査，反射法地震探査記録等の結果から，A-18グループは，調査範囲においては地下深部に連続する断層が認められず，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，北端のa<sub>1</sub>-a<sub>1</sub>'断面から南端のG11測線までの長さ31.0kmを「A-5・A-18断層」とする。



敷地周辺の地質構造図

背斜名		A-18													
調査手法		地表地質調査			音波探査調査等										
断面名・測線名		a-a'	a <sub>1</sub> -a <sub>1</sub> '	ST99-1	ST99-1	No.3	ST99-2	ST99-2	G1	B1	G4	B4	No.6	B6	Line2
記録の種類		陸地地質調査	陸地地質調査	陸上反射	スハ-カ-S	ベ-ケ-ブル	ベ-ケ-ブル	GIガンM	フ-マ-M	GIガンM	フ-マ-M	フ-マ-M	スハ-カ-S	フ-マ-M	大EガンM
第四紀	後期	低位段丘堆積物													
	中期	中位段丘堆積物													
	前期	小笠原群													
	鮮新世	掛川層群													
新第三紀	中新世	相良層群 (大井川層群等を含む)													
	後中新世														
データの確度		△：後期更新世以降（約12～13万年前以降）の活動性を明確に否定できない													

背斜名		S-8												
調査手法		地表地質調査				音波探査調査等								
断面名・測線名		a-a'	a <sub>1</sub> -a <sub>1</sub> '	b-b'	c-c'	ST99-1	No.3	ST99-2	G1	B1	B2	B3	G4	B4
記録の種類		陸地地質調査	陸地地質調査	陸地地質調査	陸地地質調査	陸上反射	スハ-カ-S	ベ-ケ-ブル	GIガンM	フ-マ-M	フ-マ-M	フ-マ-M	GIガンM	フ-マ-M
第四紀	後期	低位段丘堆積物												
	中期	中位段丘堆積物												
	前期	小笠原群												
	鮮新世	掛川層群												
新第三紀	中新世	相良層群 (大井川層群等を含む)												
	後中新世													
データの確度		△：後期更新世以降（約12～13万年前以降）の活動性を明確に否定できない												

凡例

	上載地層に褶曲構造に対応する変形が認められない		該当する地層が分布しない	※1	本背斜の西翼部に分布するB <sub>2</sub> 層は，西側に緩やかに傾斜しており，C層に見られる褶曲構造と調和的な変形は認められない。
	褶曲構造が認められない		探査深度外，または地層が薄いため判定が困難	※2	変形が及んでいるかどうか確実な判断が難しい。
	基底に褶曲構造が認められる				
	近傍の調査結果から基底に褶曲構造が推定される				

【音波探査記録集及び地質断面図：第413回 参考資料（2）参照】

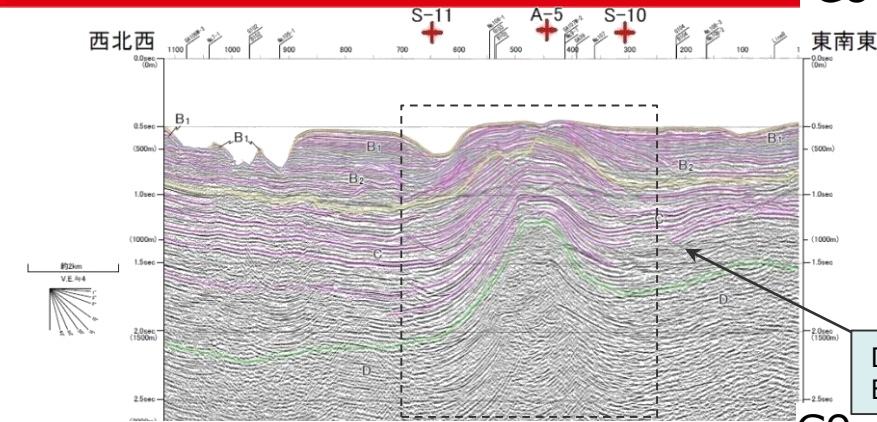
# A-5の音波探査記録

---

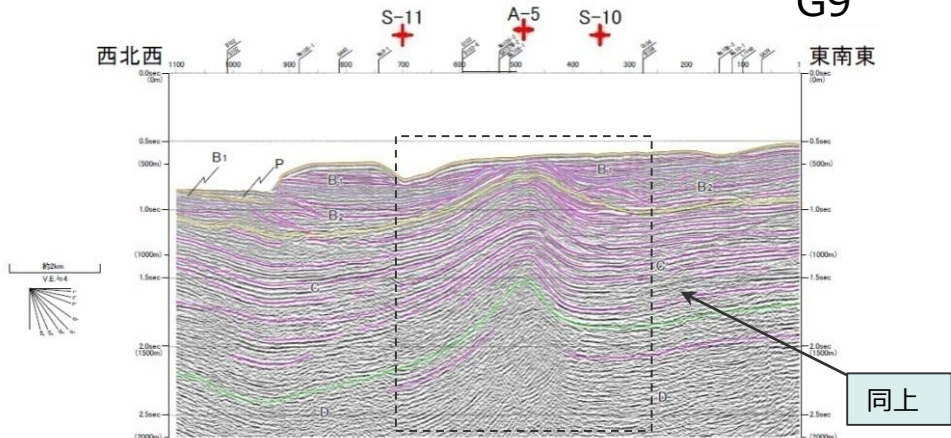


# 7 A-5・A-18断層の音波探査記録等 (第370,413回会合資料再掲) 音波探査記録 (中央部)

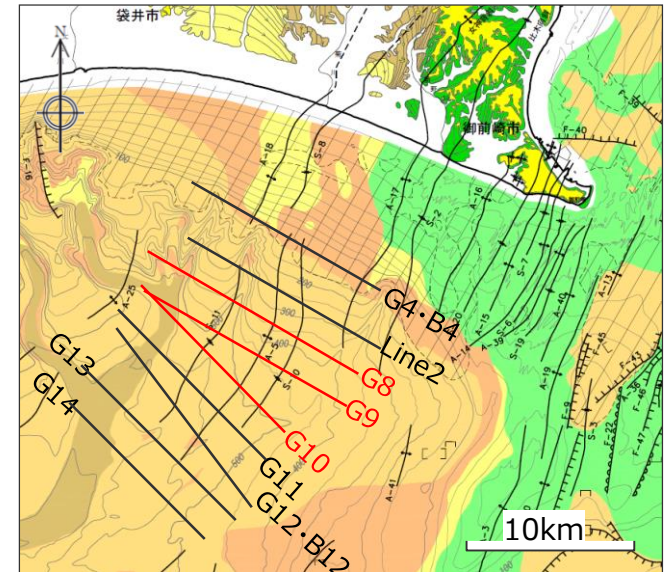
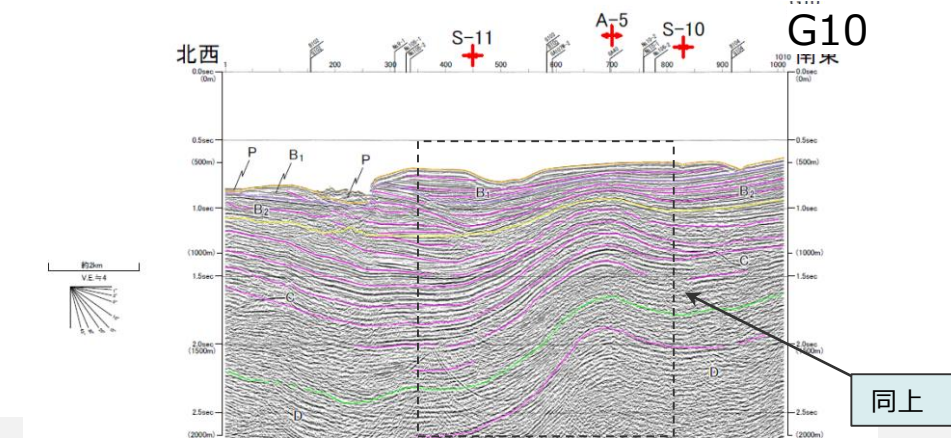
G8



G9



G10



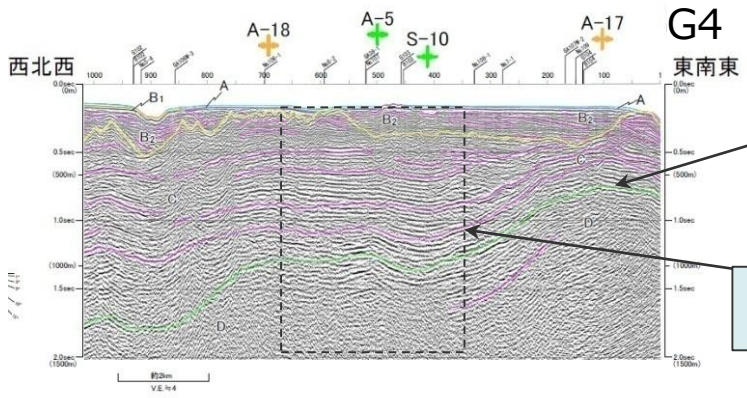
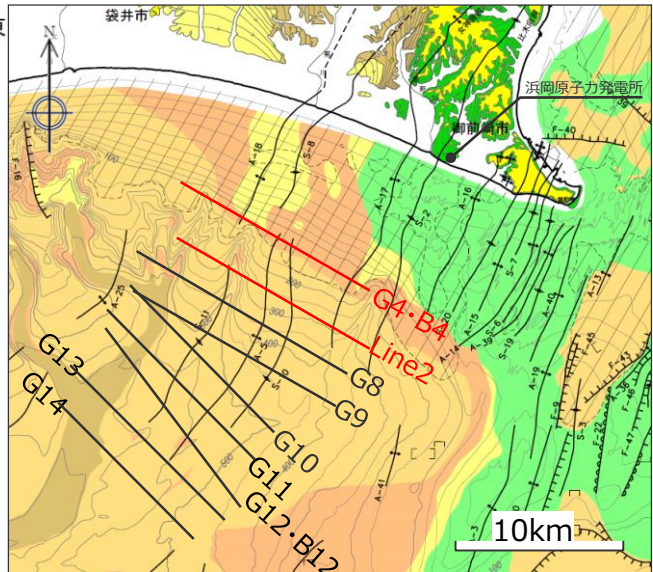
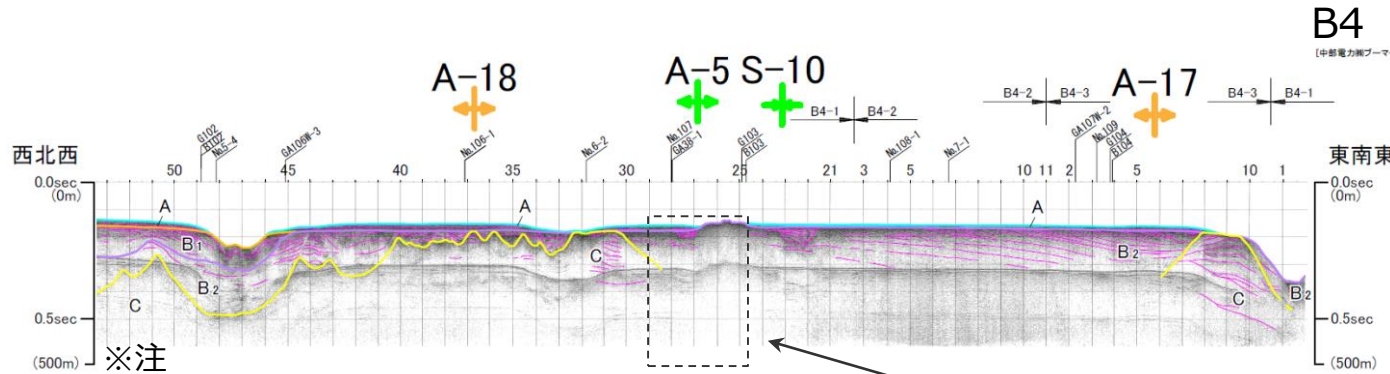
- ~ 主な層理面 No. スーパー・シングル
- G\_ GIガン・マルチ
- Line\_ 大深度Iガン・マルチ
- B\_ ブーマー・マルチ
- GA\_ 地質調査所Gガン・シングル
- ⊕ A\_ 背斜
- ⊖ S\_ 向斜
- ⊥ F\_ 断層
- ⊕ ⊖ ⊥ 後期更新世以降の活動が認められる褶曲
- ⊕ ⊖ ⊥ 後期更新世以降の活動が認められない褶曲
- ⊕ ⊖ ⊥ 後期更新世以降の活動が確認できない褶曲

地質時代	遠州灘海域			駿河湾海域		
	完新世	A層	P層	完新世	A層	P層
第四紀 更新世	後期	B <sub>1</sub> 層	B <sub>2</sub> 層	後期	B層	Ac層
	中期	B <sub>2</sub> 層		中期	C層	
	前期	C層		前期		
新第三紀	鮮新世	D層		鮮新世		D層
	中新世			中新世		

V.E.≒4  
約2km

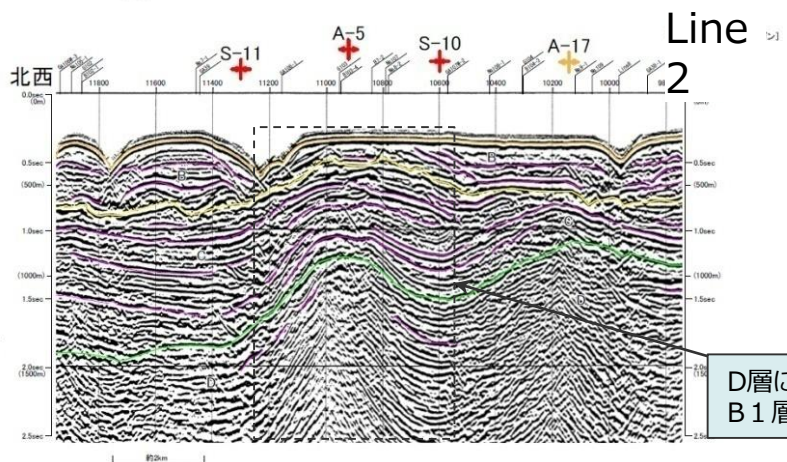


# 7 A-5・A-18断層の音波探査記録等 (第370,413回会合資料再掲) 音波探査記録 (北端部)

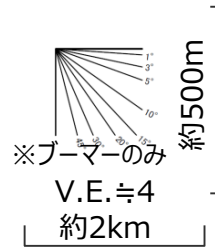


**G4**  
D層及びC層下部に褶曲構造が認められ、C層上部に変形が認められなくなるB4測線及びG4測線をA-5の北端部とする。

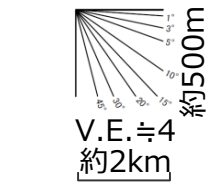
D層に褶曲構造が認められ、B1層まで変形が認められる。



D層に褶曲構造が認められ、B1層まで変形が認められる。



※ブーマーのみ  
V.E. ≒ 4  
約2km



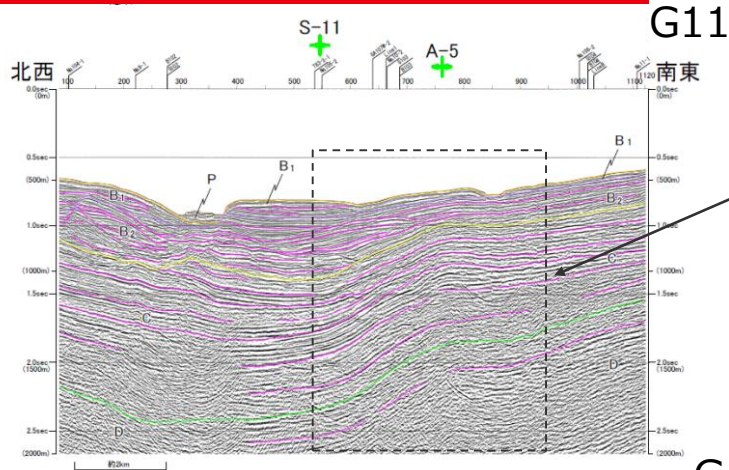
V.E. ≒ 4  
約2km

- ~ 主な層理面
- No. スーパー・シングル
- G\_ GIガン・マルチ
- Line\_ 大深度Iガン・マルチ
- B\_ ブーマー・マルチ
- F\_ 断層
- GA\_ 地質調査所GIガン・シングル
- ✚ 後期更新世以降の活動が認められる褶曲
- ✚ 後期更新世以降の活動が認められない褶曲
- ✚ 後期更新世以降の活動が確認できない褶曲

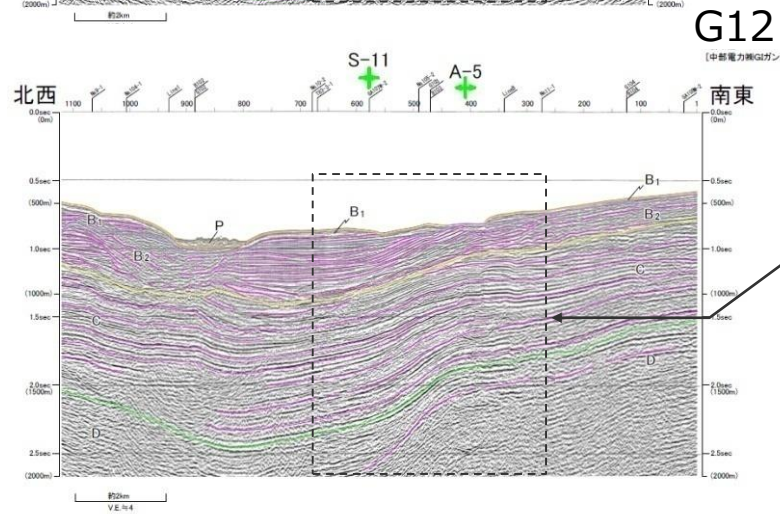
地質時代	遠州灘海域	駿河湾海域
第四紀 完新世	A層	A層 P層
第四紀 更新世 後期	B層 B <sub>1</sub> 層	B層 P層 Ac層
第四紀 更新世 中期	B層 B <sub>2</sub> 層	C層
第四紀 更新世 前期	C層	
第三紀 鮮新世	D層	D層
第三紀 中新世		



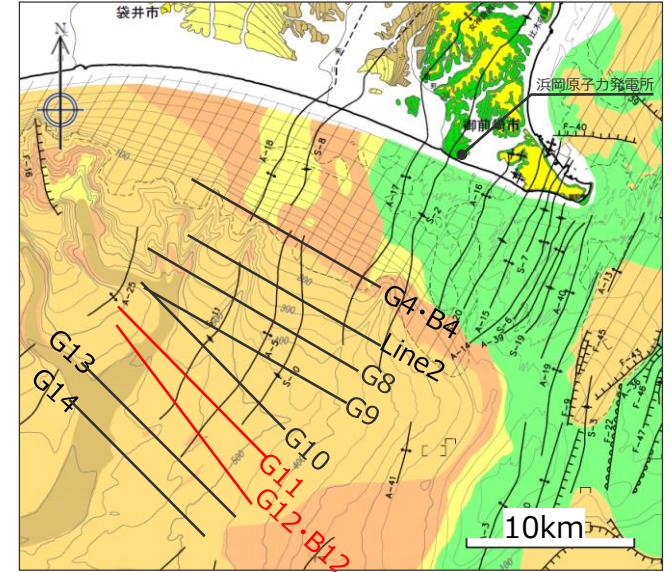
# 7 A-5・A-18断層の音波探査記録等 (第370,413回会合資料再掲) 音波探査記録 (南端部)



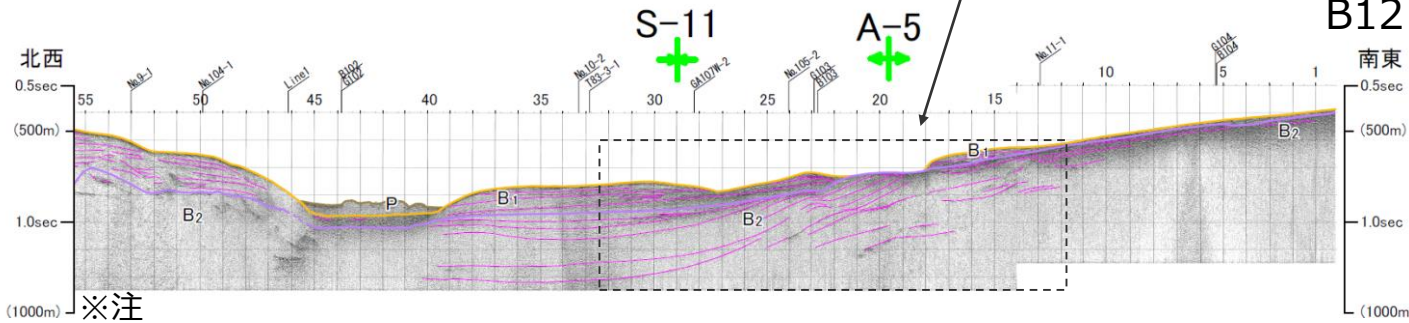
D層からB<sub>2</sub>層下部に褶曲構造が不明瞭ながら認められ、B<sub>2</sub>層上部に変形が認められなくなるG11測線をA-5の南端部とする。



D層及びC層に褶曲構造が認められ、B<sub>2</sub>層には変形が認められない。



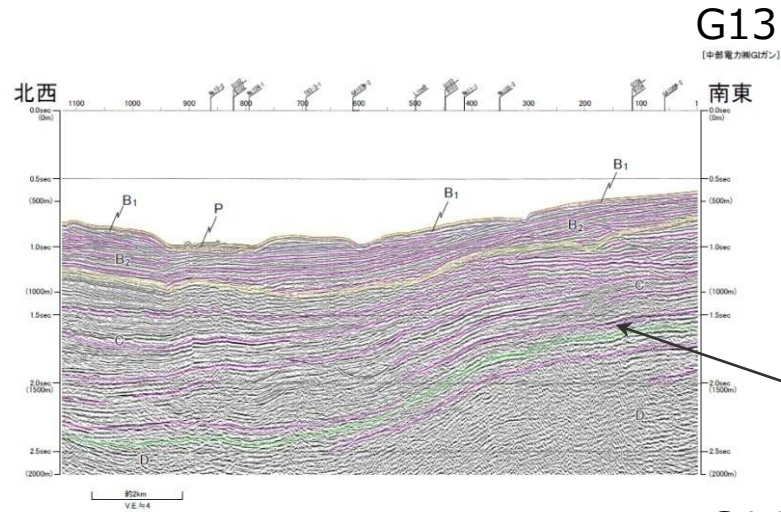
- ~ 主な層理面 No. スーパー・シングル
- G GIガン・マルチ
- Line 大深度工ガン・マルチ
- B ブーマー・マルチ
- GA 地質調査所Gガン・シングル
- ⊕ A- 背斜
- ⊖ S- 向斜
- ⊥ F- 断層
- ⊕ 後期更新世以降の活動が認められる褶曲
- ⊕ 後期更新世以降の活動が認められない褶曲
- ⊕ 後期更新世以降の活動が確認できない褶曲



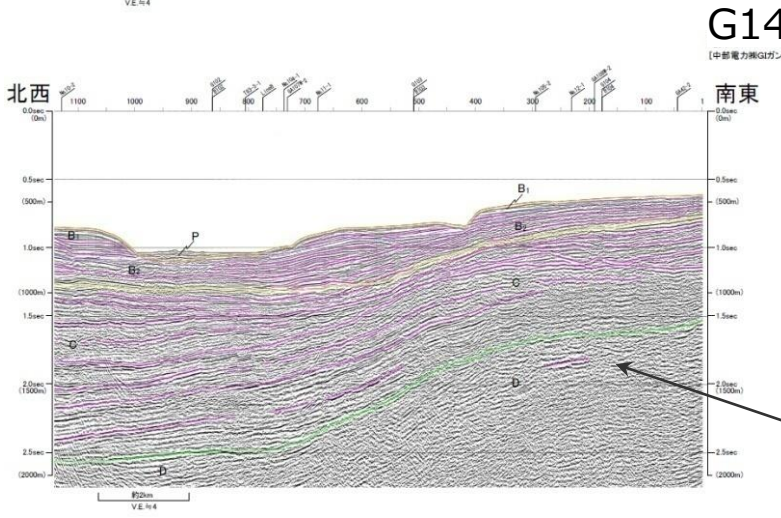
地質時代		遠州灘海域			地質時代			駿河湾海域		
第四紀	完新世	A層			完新世	A層	P層			
	後期	B <sub>1</sub> 層	P層		後期	B層	P層	Ac層		
	中期	B <sub>2</sub> 層			中期					
更新世	前期	C層			前期	C層				
	鮮新世	D層			鮮新世					
第三紀	中新世				中新世					



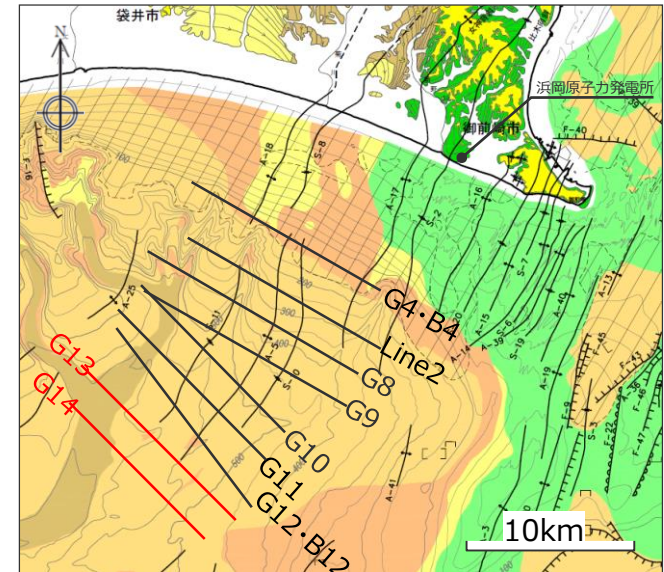
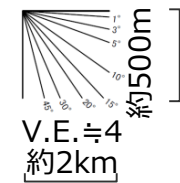
# 7 A-5・A-18断層の音波探査記録等 (第370,413回会合資料再掲) 音波探査記録 (南方延長部)



G13測線より南方には、褶曲構造が認められない。



同上



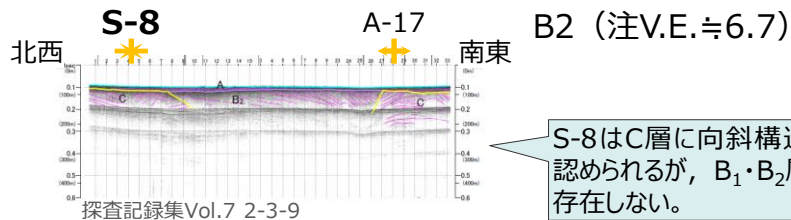
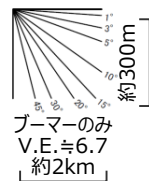
- ~ 主な層理面 No. スーパー・シングル
- G\_ GIガン・マルチ
- Line\_ 大深度EGガン・マルチ
- B\_ プーマー・マルチ
- GA\_ 地質調査所G1ガン・シングル
- ⊕ A\_ 背斜
- ⊖ S\_ 向斜
- ⊥ F\_ 断層
- ⊕ 後期更新世以降の活動が認められる褶曲
- ⊖ 後期更新世以降の活動が認められない褶曲
- ⊕ 後期更新世以降の活動が確認できない褶曲

地質時代	遠州灘海域			駿河湾海域		
	完新世	A層	P層	完新世	A層	P層
第四紀 更新世	後期	B <sub>1</sub> 層	B層	後期	B層	Ac層
	中期	B <sub>2</sub> 層	C層	中期	C層	
	前期			前期		
第三紀 新第三紀	鮮新世	D層		鮮新世	D層	
	中新世			中新世		

# A-18グループの音波探査記録及び地質断面図等

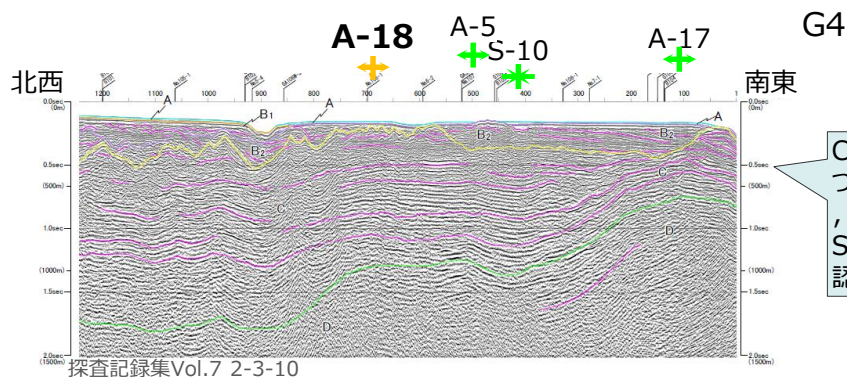
---

# A-18グループの活動性 (音波探査記録による検討)

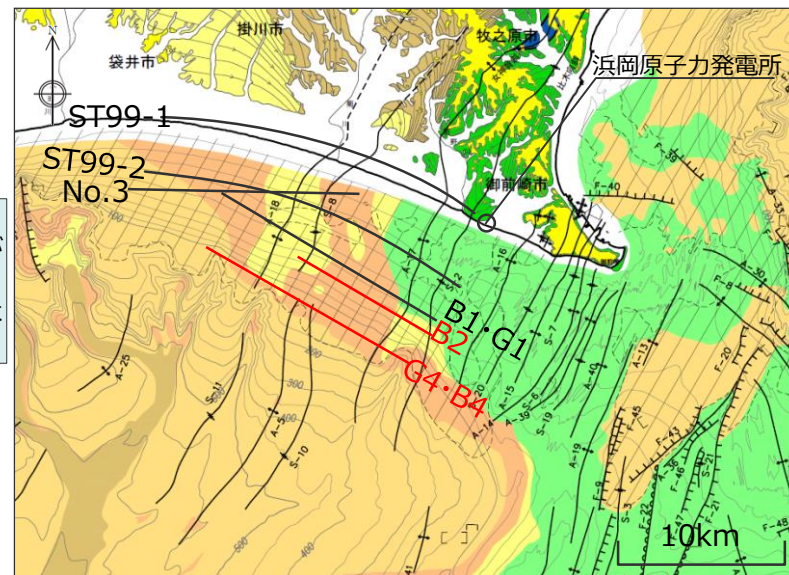


S-8はC層に向斜構造が認められるが、B<sub>1</sub>・B<sub>2</sub>層が存在しない。

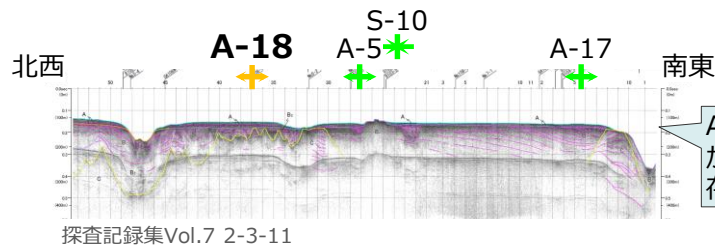
・大陸棚付近では、A-18グループのA-18及びS-8は、C層及びD層に褶曲構造が認められるが、それを覆うB<sub>1</sub>層・B<sub>2</sub>層が存在しない。



C層以下にA-5とA-18の2つの背斜構造が認められるが、B<sub>1</sub>・B<sub>2</sub>層が存在しない。S-8に対応する向斜構造は認められない。



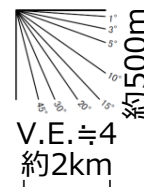
B4 (注V.E.≒6.7)



A-18は、C層に背斜構造が認められるが、B<sub>1</sub>・B<sub>2</sub>層が存在しない。

- No\_ スーパー・シングル
- G\_ G.I.ガン・マルチ
- Line\_ 大深度エアガン・マルチ
- ST99\_ 石油公団エアガン・マルチ
- GA\_ 地質調査所G.I.ガン・シングル
- B\_ ブーマー・マルチ

地質時代		遠州灘海域	
第四紀	完新世	A層	P層
	後期更新世	B <sub>1</sub> 層	
	中期更新世	B <sub>2</sub> 層	
新第三紀	鮮新世	C層	D層
	中新世		

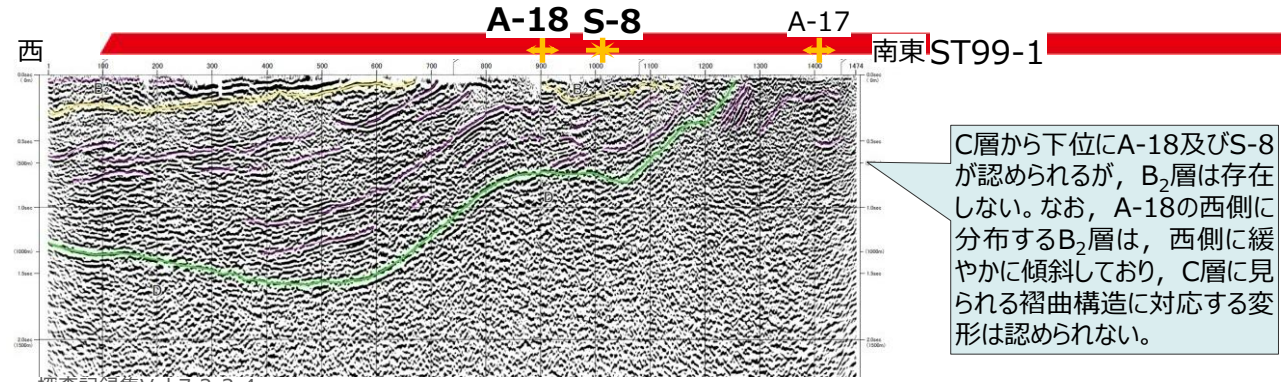


- ~ 主な層理面
- A\_ 背斜
- S\_ 向斜
- ★ 後期更新世以降の活動が認められる断層・褶曲
- ✦ 後期更新世以降の活動が認められない断層・褶曲
- ✧ 後期更新世以降の活動が確認できない断層・褶曲



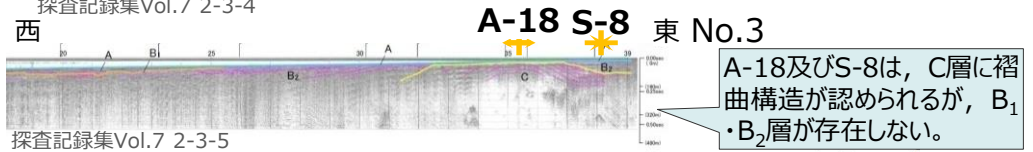


# A-18グループの活動性 (音波探査記録による検討)

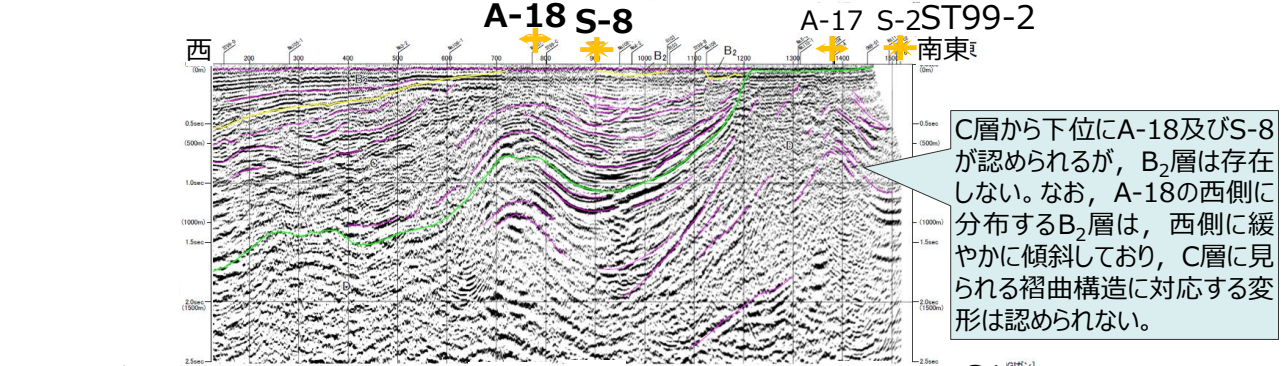
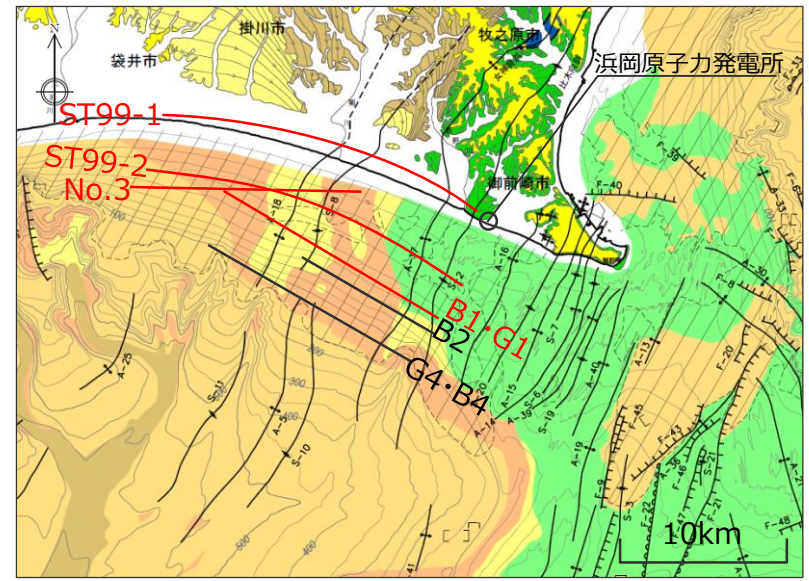


C層から下位にA-18及びS-8が認められるが、B<sub>2</sub>層は存在しない。なお、A-18の西側に分布するB<sub>2</sub>層は、西側に緩やかに傾斜しており、C層に見られる褶曲構造に対応する変形は認められない。

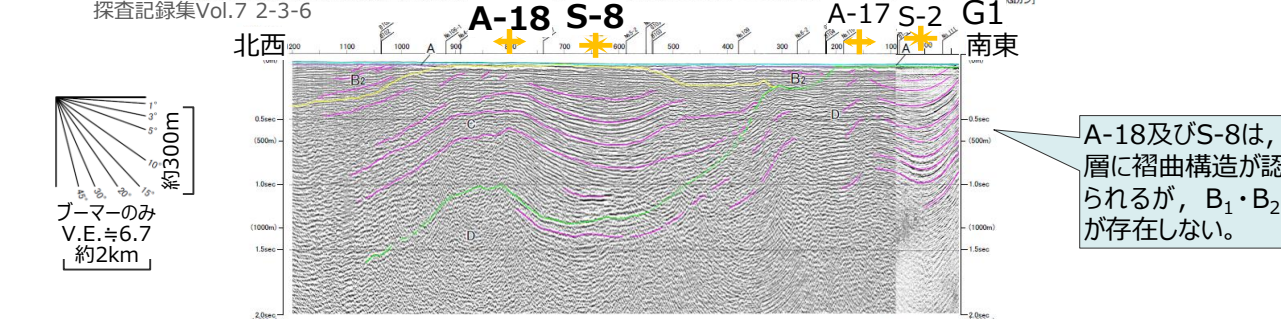
- G4測線で認められるA-18グループのA-18及びS-8は、ST99-1まで連続的に追跡できる。
- ST99-1及びST99-2測線では、直上にB<sub>2</sub>層は存在しないが、A-18の西側に分布するB<sub>2</sub>層は、西側に緩やかに傾斜しており、C層に見られる褶曲構造に対応する変形は認められない。
- なお、B<sub>2</sub>層の西側への緩やかな傾斜は、広域的な傾動を反映しているものと考えられる。



A-18及びS-8は、C層に褶曲構造が認められるが、B<sub>1</sub>・B<sub>2</sub>層が存在しない。



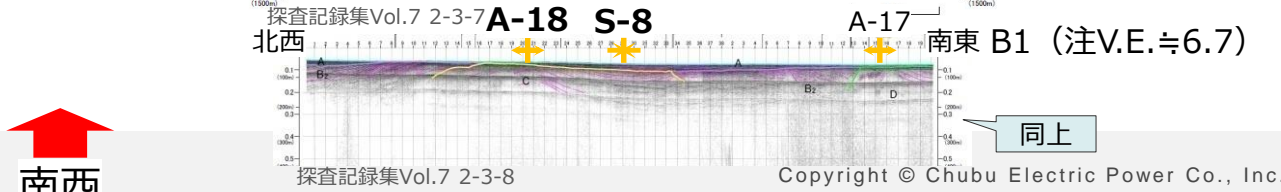
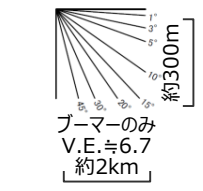
C層から下位にA-18及びS-8が認められるが、B<sub>2</sub>層は存在しない。なお、A-18の西側に分布するB<sub>2</sub>層は、西側に緩やかに傾斜しており、C層に見られる褶曲構造に対応する変形は認められない。



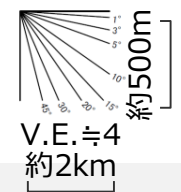
A-18及びS-8は、C層に褶曲構造が認められるが、B<sub>1</sub>・B<sub>2</sub>層が存在しない。

- No\_ スーパー・シングル
- G\_ G.I.ガン・マルチ
- Line\_ 大深度エアガン・マルチ
- ST99\_ 石油公団エアガン・マルチ
- GA\_ 地質調査所G.I.ガン・シングル
- B\_ プーマー・マルチ

地質時代		遠州灘海域	
第四紀	完新世	A層	P層
	更新世	後期	B層
		中期	B <sub>1</sub> 層
		前期	B <sub>2</sub> 層
新第三紀	鮮新世	C層	
	中新世	D層	



同上

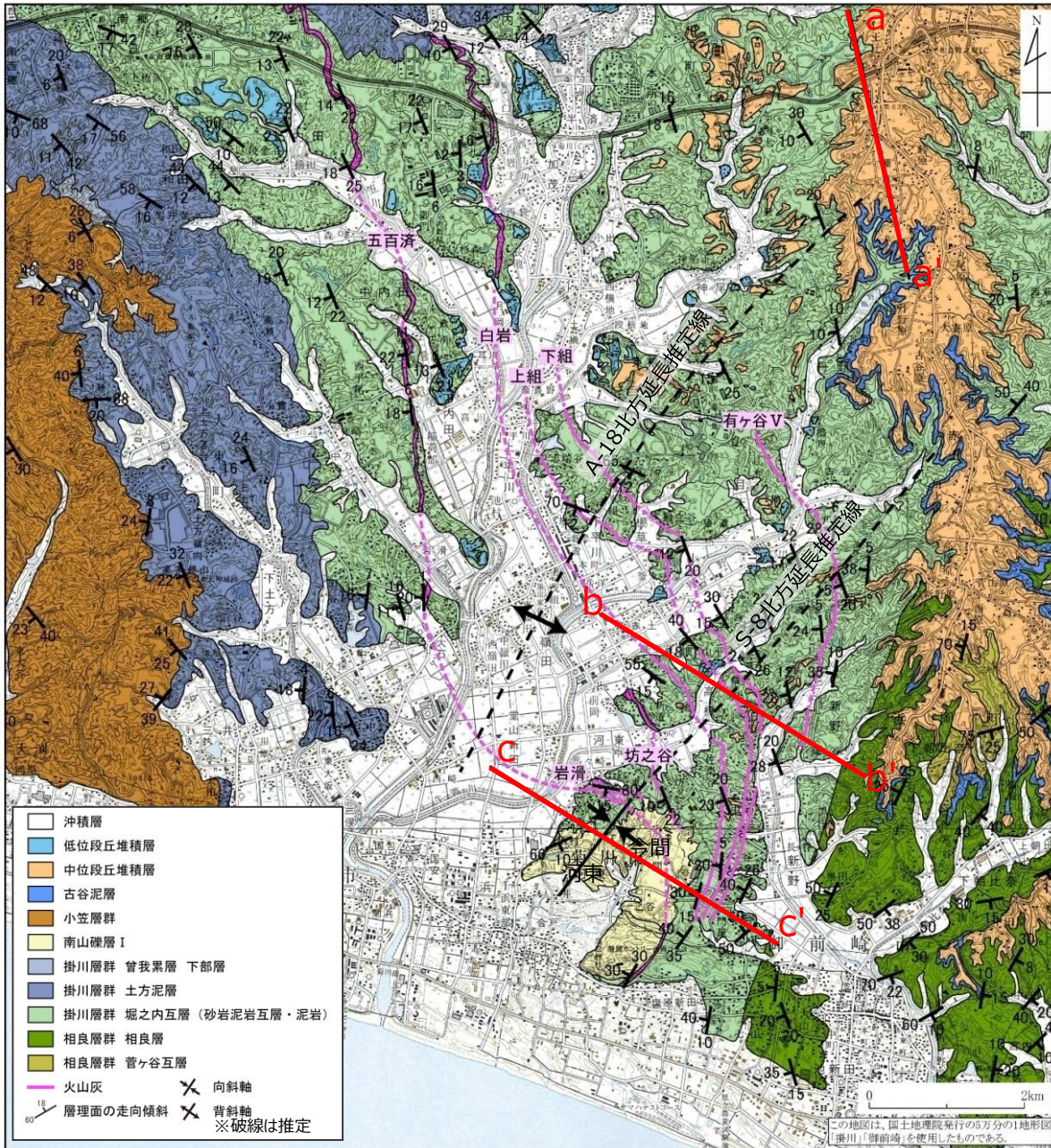


- 〰 主な層理面
- ⊕ A\_ 背斜
- ⊖ S\_ 向斜
- ⊕⊖ 後期更新世以降の活動が認められる断層・褶曲
- ⊕⊖ 後期更新世以降の活動が認められない断層・褶曲
- ⊕⊖ 後期更新世以降の活動が確認できない断層・褶曲

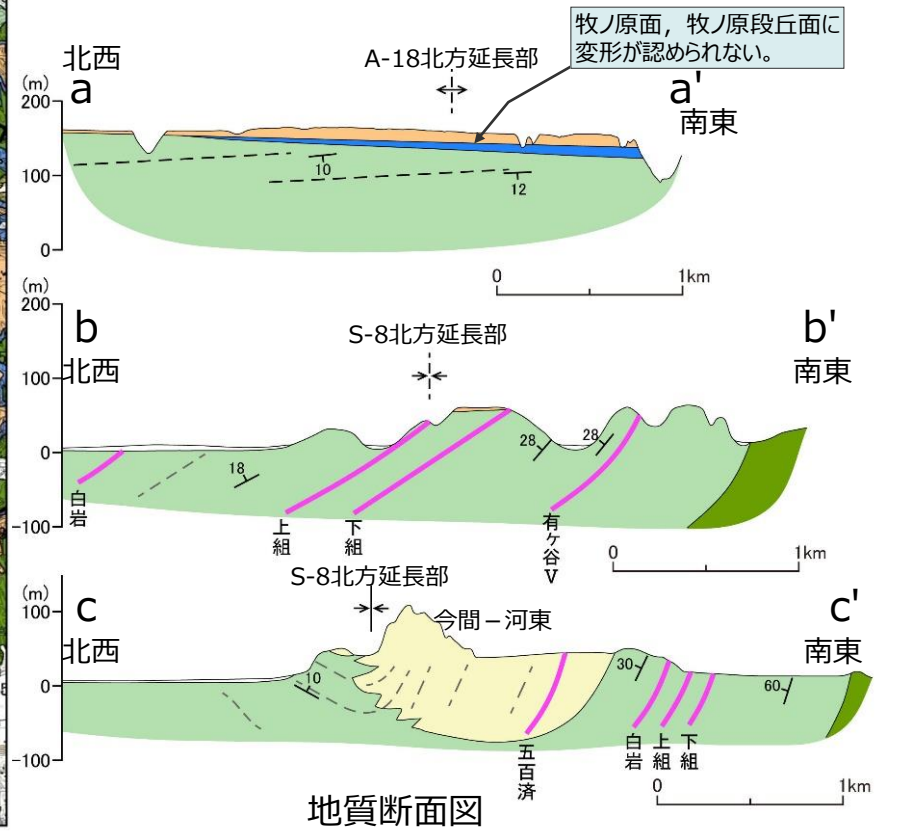




# 7 A-5・A-18断層の音波探査記録等 (第370,413回会合資料再掲) A-18グループの北方延長部



- 陸域に分布する掛川層群の構造は、鍵火山灰層によって明らかにされており、S-8延長の向斜構造は五百済火山灰層や岩滑火山灰層の走向の変化から今間 - 河東付近 (c-c') まで推定され、それより北方では、掛川層群が南西方向に同斜構造を呈し、褶曲構造が不明瞭 (b-b', a-a') になる。
- S-8及び並走すると想定されるA-18の北方延長部 (a-a') には、牧ノ原段丘堆積物が分布し、牧ノ原段丘堆積物の基底及び牧ノ原面には、それらの褶曲構造に対応する変形は認められない。

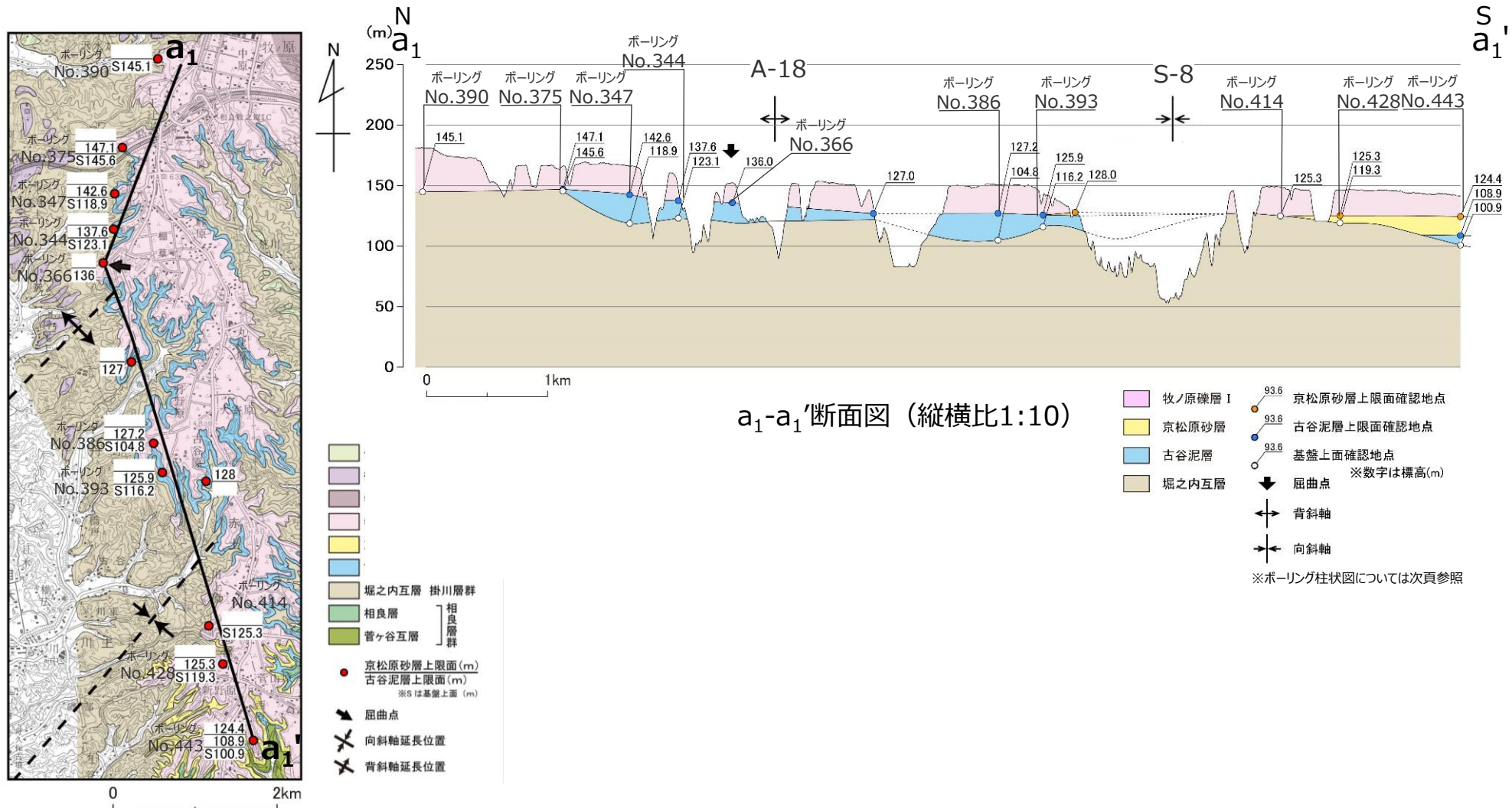


A-18グループ北部の地質図



# A-18グループ (A-5・A-18断層) の北端部

- 牧ノ原南稜の断層の北端について具体的なデータを示すようコメントされたことを踏まえ、A-18グループの北端についても同様に、具体的なデータを示した地質断面図を追加した。
- A-18グループ北方延長部のa<sub>1</sub>-a<sub>1</sub>'断面には、牧ノ原段丘堆積物が分布しており、その基底及び牧ノ原面には褶曲構造に対応する変形は認められない。
- A-18グループの北端については、A-18背斜軸の北東方延長とa<sub>1</sub>-a<sub>1</sub>'断面との交点をA-18グループ (A-5・A-18断層) の北端とする。



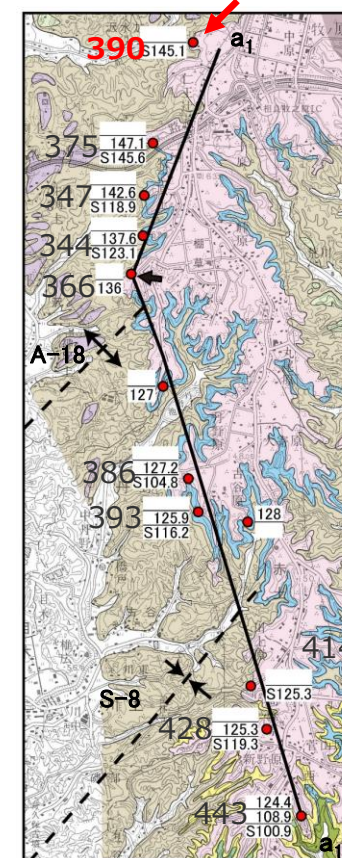
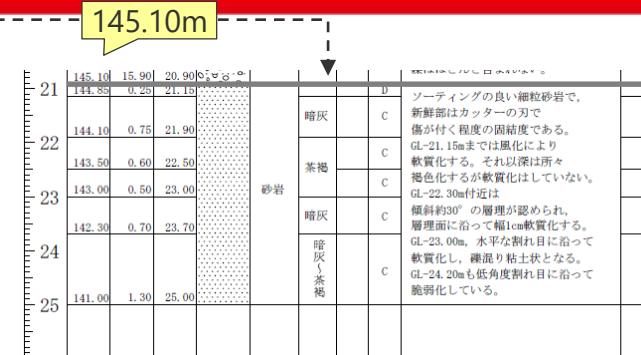
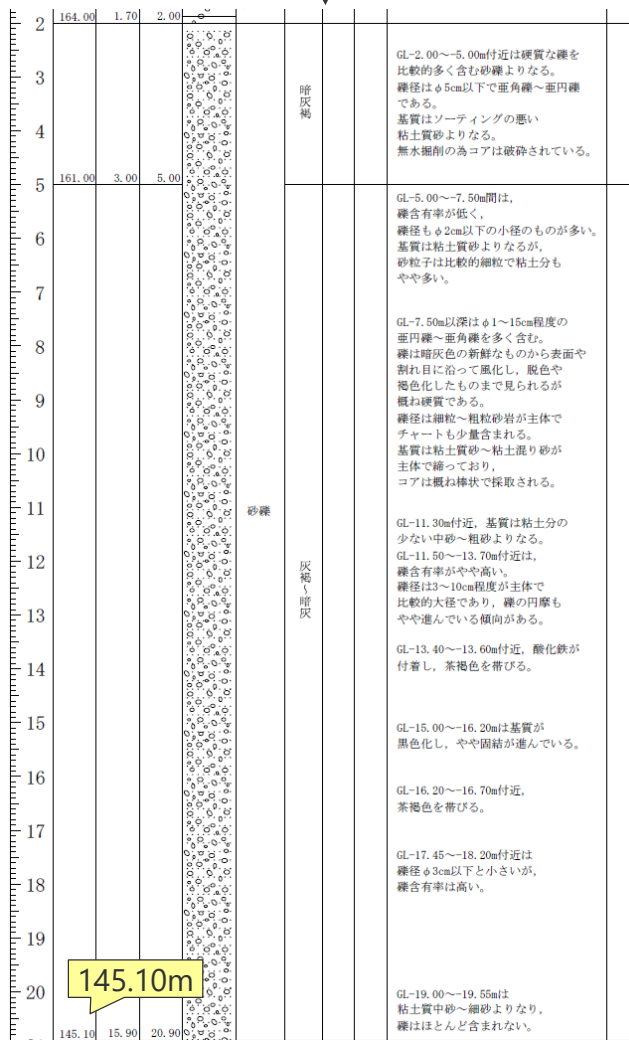
この地図は、国土地理院発行の5万分の1地形図「御前崎」掛川」を使用したものである。



# a<sub>1</sub>-a<sub>1</sub>'断面：ボーリング柱状図390

No. 390

標尺	層高	厚	深	柱状	土質	色	相対	相対	記	地層
(m)	(m)	(m)	(m)	図	区分	調	密	稠	事	名
166.00					表土	暗褐色			礫混り粘性土で植根多い。	
165.70	0.30	0.30			礫混り粘性土(崖堆積物)	茶褐色			緩い礫混り粘性土よりなる。GL-2.00m付近まで植根や木片を含む。GL-1.50~1.70m間は灰褐色の砂礫である。	
164.00	1.70	2.00								



- 低位段丘堆積物
- 御前崎礫層相当
- 牧ノ原礫層Ⅱ
- 牧ノ原礫層Ⅰ
- 京松原砂層
- 古谷泥層
- 堀之内互層 掛川層群
- 相良層
- 善ヶ谷互層
- 相良層群
- 京松原砂層上限面(m)
- 古谷泥層上限面(m)
- ※Sは基盤上面(m)
- ↖ 屈曲点
- ↗ 向斜軸延長位置
- ↘ 背斜軸延長位置

凡例

京松原砂層上面	———
古谷泥層上面	———
基盤上面	———

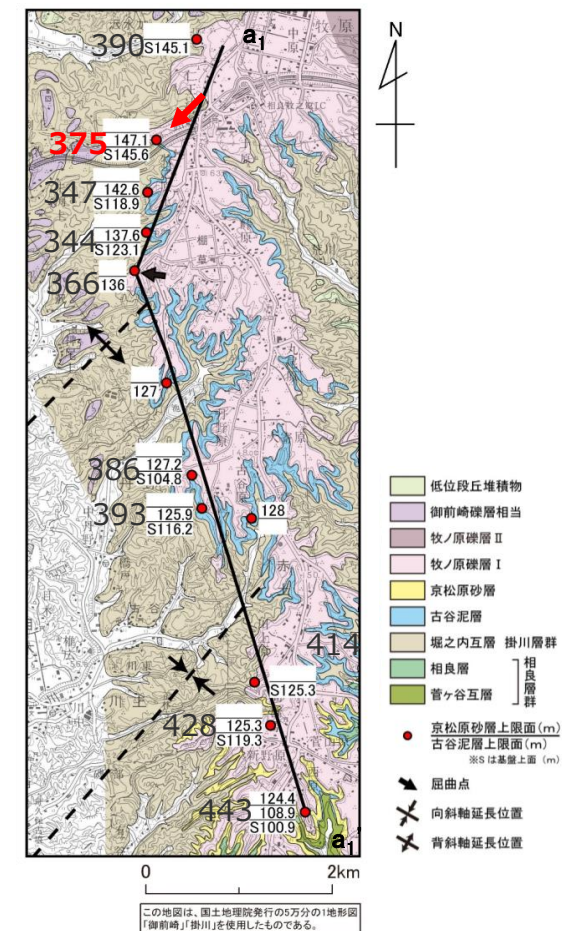
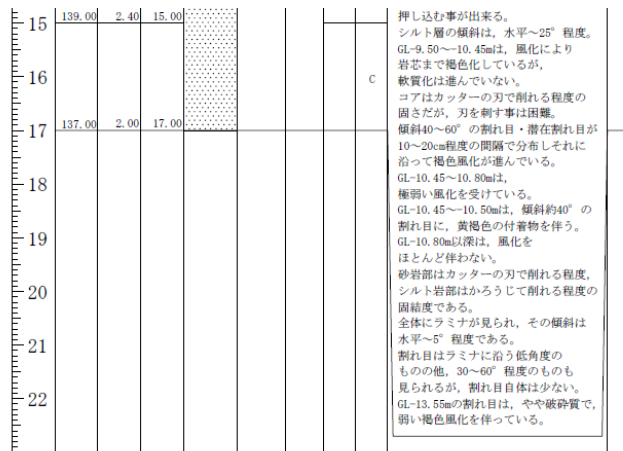
※ 送電鉄塔建設時のボーリング調査データによる  
(第二浜岡幹線新設に伴う地質調査工事,2000年)

この地図は、国土地理院発行の5万分の1地形図「御前崎」(掛川)を使用したものである。

# a<sub>1</sub>-a<sub>1</sub>'断面：ボーリング柱状図375

No. 375

標尺	標高 (m)	層厚 (m)	深度 (m)	柱状図	土質区分	色調	相対密度	相対稠度	記事	地層名
1	153.20	0.80	0.80		表土	黄褐 暗褐			φ8cm以下の硬質な亜円礫～角礫を多く含む粘性土～砂質土である。全体に植根を混入する。	
2					礫	黄褐 暗灰			GL-0.80～1.50mは、最大礫径φ5cm、平均φ1cm程度の亜円礫～亜角礫を多量に含む。礫種は砂岩が多く頁岩も少量含まれる。小径の礫は岩まで褐色化するが腐れ礫は少ない。基質は粘土分を含む洩汰の悪い中粗砂よりなる。コアは指圧で潰れない。	
3					礫	黄褐 暗灰			GL-1.50～2.60mは、φ5～12cmの比較的大径の礫を含むが、礫は少なく区間の上部に集中する。礫種は砂岩、形態は亜円礫で、やや風化するが硬質である。基質は比較的洩汰の良い中砂を主とし、若干の粘土分や粗砂・細礫を含む。コアは指圧で固む。	
4					粘性土	淡黄褐			GL-2.60～6.80mは、最大礫径φ10cm、平均φ0.5～1.0cmの角礫～亜円礫を多量に含む。礫種は砂岩が多いが、チャート・頁岩・泥岩（シルト岩）も含まれる。礫は泥岩の小片を除き、概ね硬質。基質は粘土分が多く、洩汰の悪い砂も含まれる。コアは指圧で潰す事が出来る固さ。	
5	147.10	6.10	6.90		粘性土	淡黄褐			GL-6.80～8.40mは、最大礫径φ10cm、平均φ0.5～1.0cmの角礫～亜円礫を多量に含む。礫種は砂岩が多いが、チャート・頁岩・泥岩（シルト岩）も含まれる。礫は泥岩の小片を除き、概ね硬質。基質は粘土分が多く、洩汰の悪い砂も含まれる。コアは指圧で潰す事が出来る固さ。	
6	146.10	1.00	7.90		シルト	淡黄褐			シルト質細～中粒砂岩である。GL-11.30m以浅は、細粒砂岩が卓越するが、それ以深は数mm～30mm程度のオーダーの砂岩と泥岩の互層となる。	
7	145.60	0.50	8.40		シルト	淡黄褐			GL-8.40～9.50mは、強風化を受け褐色化・軟質化しており、特に砂岩部はコアに容易に指を押し込む事が出来る。シルト層の傾斜は、水平～25°程度。	
8	144.50	1.10	9.50		シルト	淡黄褐			上部は粘土、下部は粘土質シルトより成るが、境界は漸移的である。風化により、全体に黄褐色を帯びる。比較的締まっており、カッターの刃を刺すのにやや力を要する固さである。GL-7.75m付近には、少量の炭質物を含む。	
9	143.55	0.95	10.45		シルト	淡黄褐				
10	143.20	0.35	10.80		シルト	淡黄褐				
11	142.70	0.50	11.30		シルト	淡黄褐				
12	141.40	1.30	12.60		シルト	淡黄褐				
13	139.00	2.40	15.00		シルト	淡黄褐				

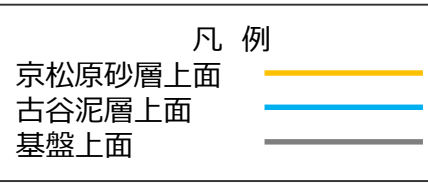
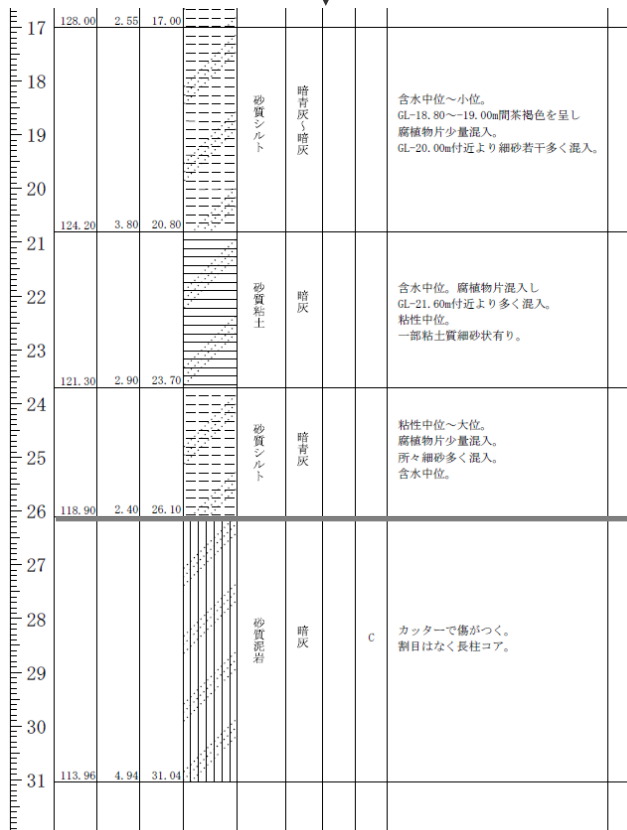


※ 送電鉄塔建設時のボーリング調査データによる  
(第二浜岡幹線新設に伴う地質調査工事,2000年)

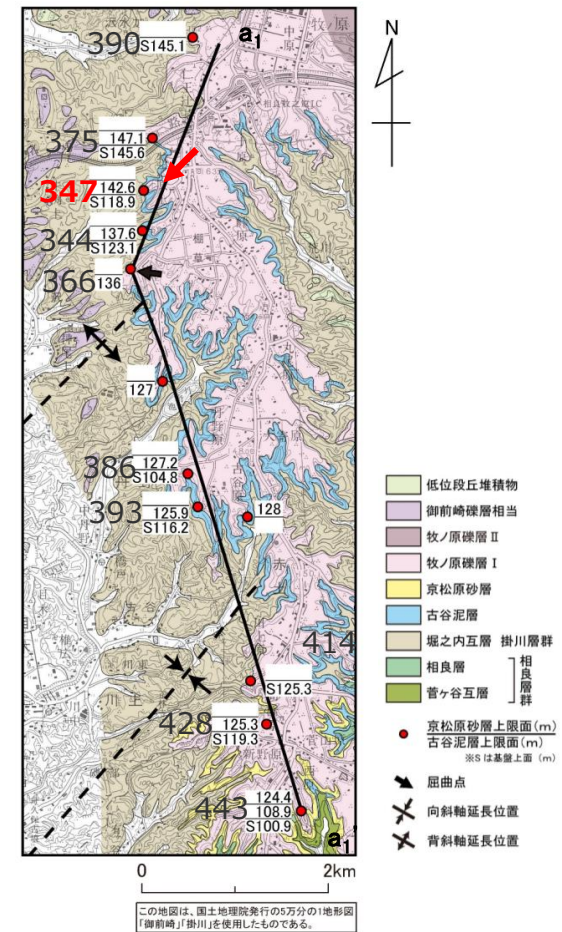
# a<sub>1</sub>-a<sub>1</sub>'断面：ボーリング柱状図347

No. 347

標尺	層高	層厚	深度	柱状	土質区分	色調	相対密度	相対稠度	記事	地層名
(m)	(m)	(m)	(m)	図	分	調	度	度	事	
145.00										
			142.55m		玉石混りシルト質砂	淡青灰			盛土、含水小位。 φ30~150mmの礫点在。	
	142.55	2.45	2.45							
	141.50	1.05	3.50		シルト質細砂	黄褐			含中大位。 5cm厚の砂質シルト挟在。	
	139.95	1.55	5.05		砂質シルト	黄褐			含水中位~大位。 色調変化し黄灰を呈する。 所々細砂多く混入。	
	139.05	0.90	5.95		シルト質細砂	黄茶			含水中位。 シルト薄く挟在。	
	138.30	0.75	6.70		砂質粘土	黄褐			含水中位。 粘性中位~大位。	
	137.90	0.40	7.10		砂質シルト	淡黄褐			含水中位~大位。	
					シルト質細砂	暗黄褐			含水中位。 微砂多く混入し指圧でシルト状につぶれる。	
	135.55	2.35	9.45							
	134.65	0.90	10.35		砂質シルト	黄灰			含水中位。 粘性中位。	
	134.00	0.65	11.00		シルト質細砂	黄灰			含水小位。 GL-10.95m以深鉄コロイド混入。	
	133.70	0.30	11.30		粘土	黄褐			粘性大位、含水中位。	
					砂混りシルト質粘土	暗青灰			含水中位、粘性中位。 細砂疎く挟在。 所々粘性大位の所有り。	
	130.55	3.15	14.45							
					砂混りシルト	暗青灰			含水中位。 粘性中位~一部大位。 細砂疎く挟在。	
17	128.00	2.55	17.00							



※ 送電鉄塔建設時のボーリング調査データによる  
(第二浜岡幹線新設に伴う地質調査工事,2000年)

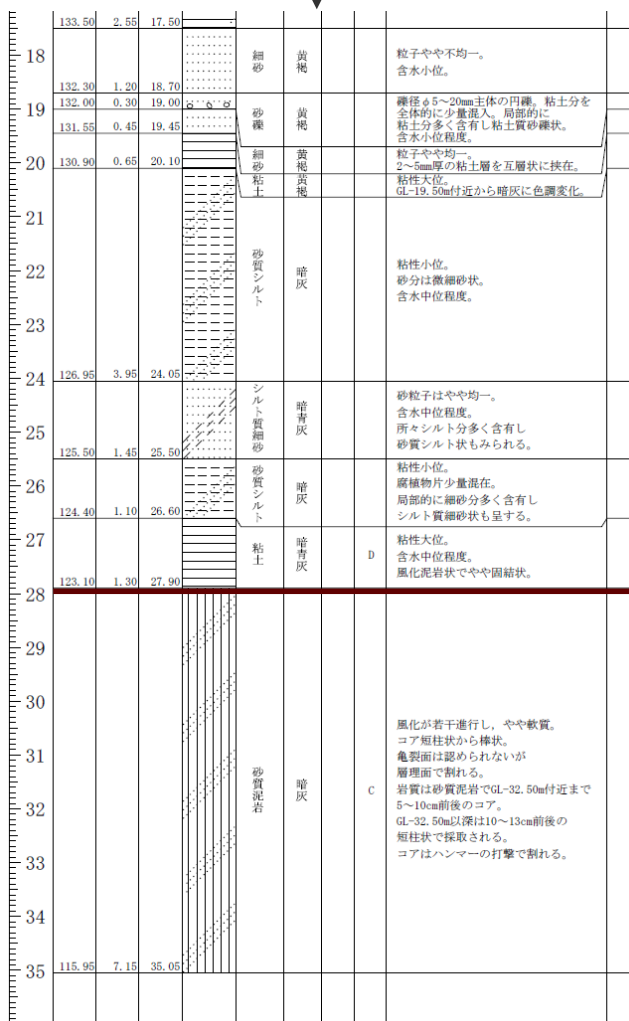




# a<sub>1</sub>-a<sub>1</sub>'断面：ボーリング柱状図344

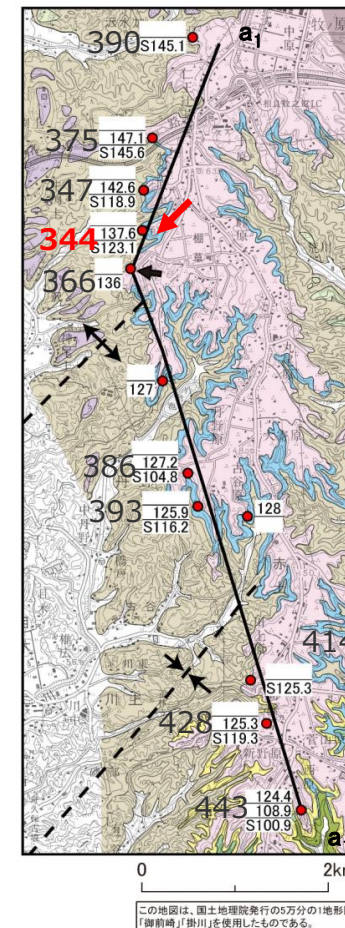
No. 344

標高 (m)	層厚 (m)	深度 (m)	柱状図	土質区分	色調	相対密度	相対稠度	記事	地層名
151.00								GL-0.10mまで表土、シルト混り中砂主体。 GL-0.55~1.00m間粘土分多く混入し砂質粘土状。 礫径φ20~60mmの亜円礫多く混入。玉径φ100mm前後。 マトリックスは粘土質砂状。含水小位。	
148.50	2.50	2.50		砂礫	黄褐色			礫径φ10~40mmの円礫主体、MAXφ70mm前後少量混在。 GL-3.50~3.70m間粘土質砂礫状。全体に粘土分混入しマトリックスは粘土混り中砂で充填。 GL-6.60~6.75m間玉石(φ70mm前後)多量混在。 GL-7.50~7.75m間φ40~60mmの礫多く混在。 所々で風化粘土介在、局部的に風化帯状の中細砂挟在。含水小位。	
143.20	5.30	7.80		砂礫	黄褐色			礫は風化が進み指圧で砂状。含水中位。	
142.95	0.25	8.05		粘混り粘土質砂	黄褐色			礫径φ10~40mmの円礫主体。所によりMAX60mm前後少量混在。全体に粘土分を少量混在し、所々で粘土混り砂質状を呈し、部分的に礫の密集も認められる。マトリックスは粘土混り細砂。含水小位~中位。	
141.30	1.65	9.70		砂礫	黄褐色			粒子やや均一で局部的に粘土層を薄く挟在。	
139.30	2.00	11.70		粘土混り砂	黄褐色			礫径φ2~50mmの円礫。全体に粘土分を少量混在。所々粘土混り砂礫状。含水小位。 マトリックスは粘土混り細砂。	
137.55	1.75	13.45		砂礫	黄褐色			粘性大位。 GL-14.05m付近暗灰色を呈し細砂少量混入。	
136.05	1.50	14.95		粘土	黄褐色			粘性中位~小位。 GL-14.95m付近より3~5cm厚の細砂層を所々で挟在。含水小位程度。 GL-17.30mより黄褐色に色調変化。全体に礫径φ2~10mmの円礫少量混在。	
133.50	2.55	17.50		砂混り粘土	暗灰色				



**凡例**

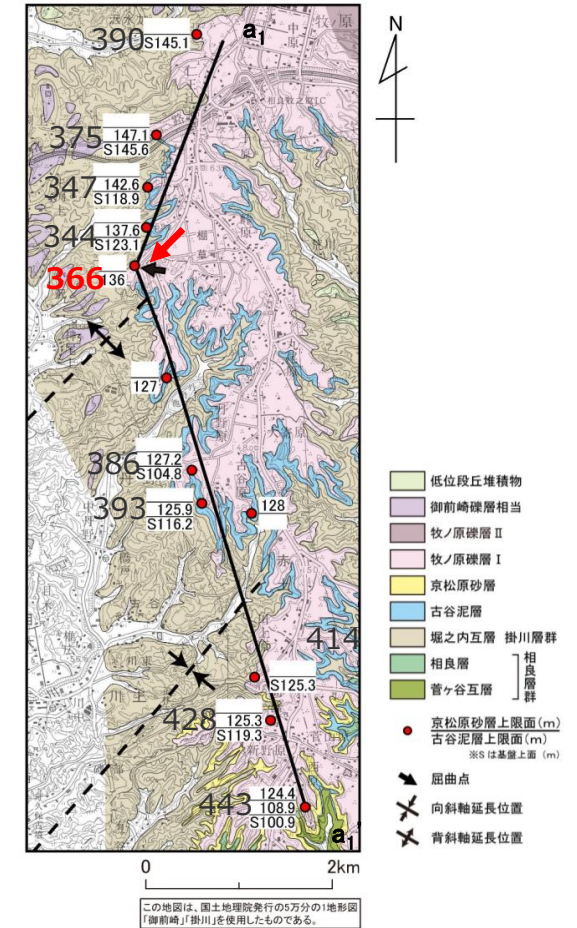
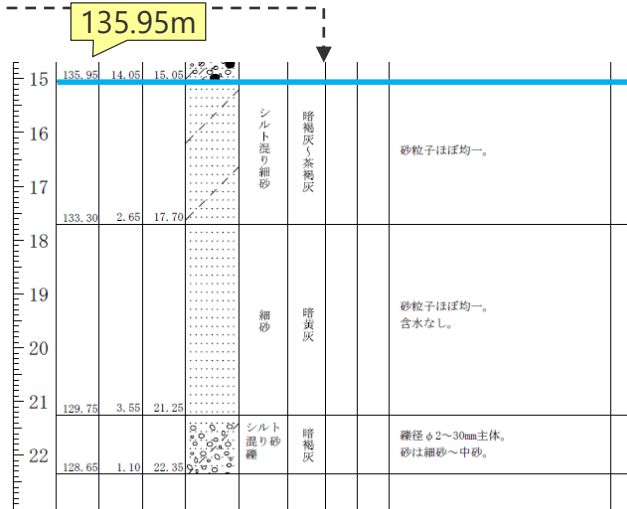
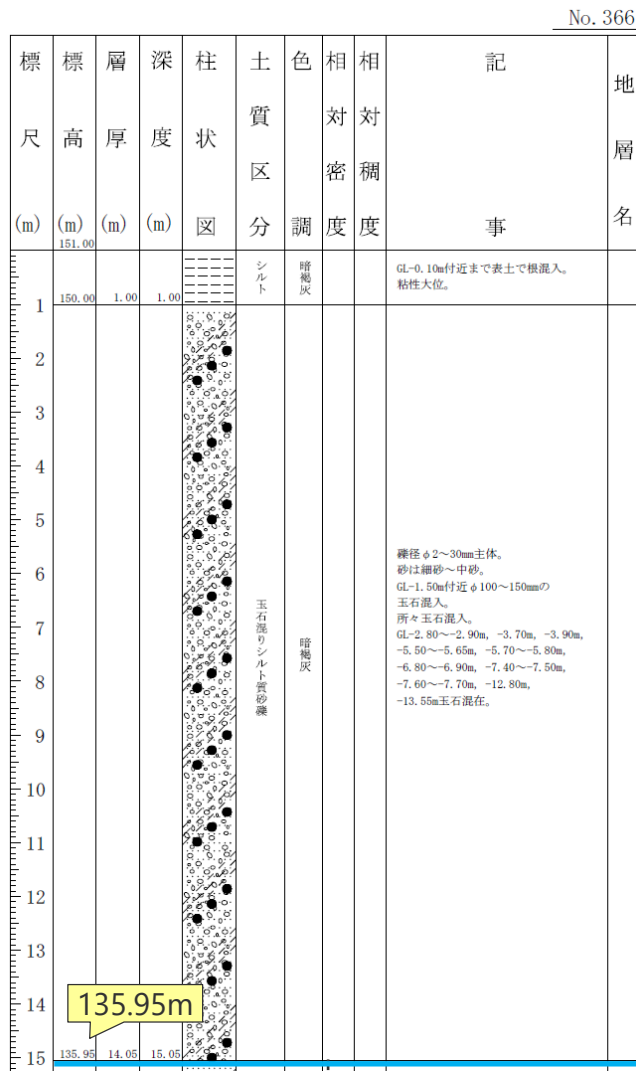
- 京松原砂層上面 (Yellow line)
- 古谷泥層上面 (Blue line)
- 基盤上面 (Grey line)



- 低位段丘堆積物
- 御前崎礫層相当
- 牧ノ原礫層II
- 牧ノ原礫層I
- 京松原砂層
- 古谷泥層
- 堀之内内互層 掛川層群
- 相良層
- 菅ヶ谷互層
- 京松原砂層上限面 (m)
- 古谷泥層上限面 (m)
- ※Sは基盤上面 (m)
- 屈曲点
- 向斜軸延長位置
- 背斜軸延長位置

※ 送電鉄塔建設時のボーリング調査データによる (第二浜岡幹線新設に伴う地質調査工事, 2000年)

# a<sub>1</sub>-a<sub>1</sub>'断面：ボーリング柱状図366

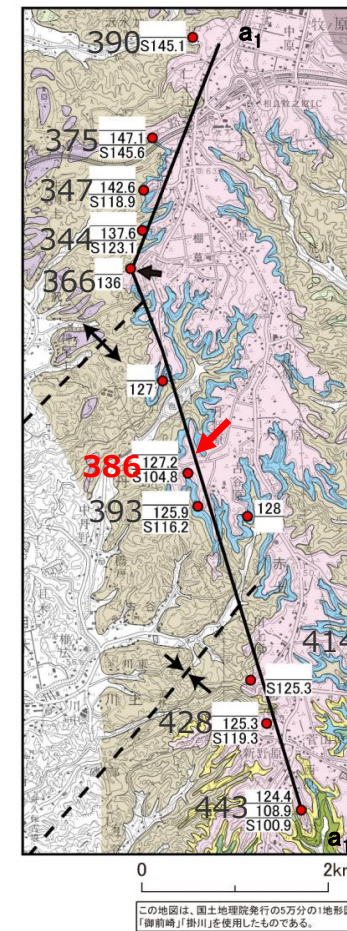
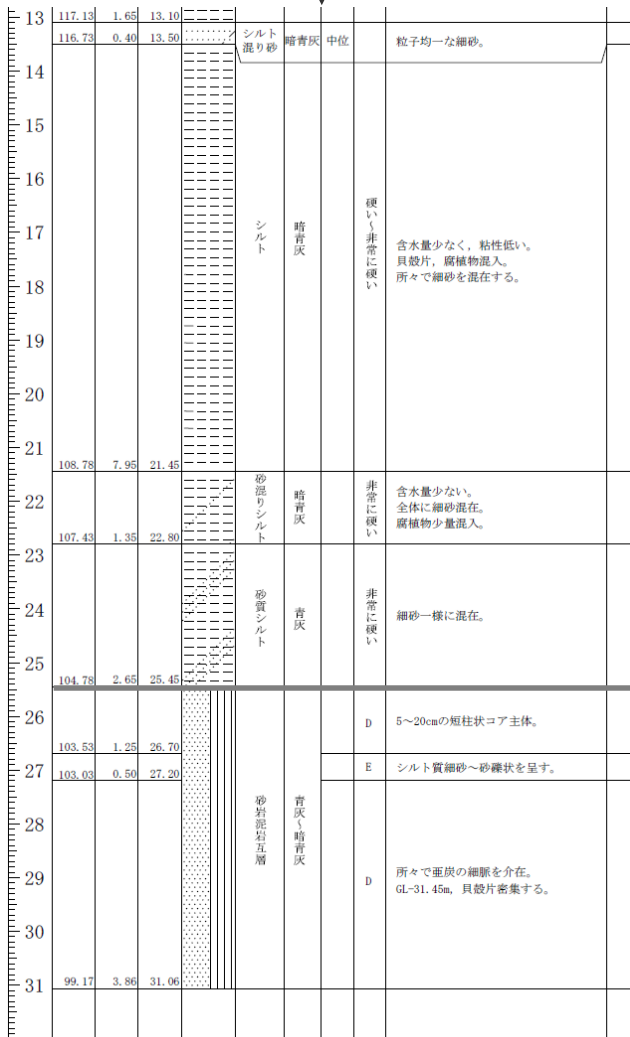


※ 送電鉄塔建設時のボーリング調査データによる  
(第二浜岡幹線新設に伴う地質調査工事,2000年)

# a<sub>1</sub>-a<sub>1</sub>'断面：ボーリング柱状図386

No. 386

標高 (m)	層厚 (m)	深度 (m)	柱状図	土質区分	色調	相対密度	相対稠度	記事	地層名
130.23				玉石混り砂礫	暗褐色			φ100~300mm位の玉石連続する。	
129.53	0.70	0.70		シルト質砂礫	褐色		緩い	φ2~60mm位の亜円~亜角礫。マトリックスはシルト質砂。	
128.73	0.80	1.50		玉石混り砂礫	黄褐色		中位	玉石は1m間に2個程度、L=50mm位のコアで採取 (推定φ100~150mm)。	
127.23	1.50	3.00		シルト	灰褐色		硬い	含水量少なく、粘性低い。	
125.93	1.30	4.30		シルト質砂礫	黄褐色		中位~密な	φ2~40mm位の亜円~亜角礫。最大径φ70mm位。マトリックスはシルト質砂。GL-6.60~6.75m, シルト質細砂介在。	
121.63	4.30	8.60		シルト	灰褐色		硬い	下部 (GL-9.0m~) 砂、礫混在。	
120.98	0.65	9.25		シルト質砂礫	褐色		硬い	φ2~30mm主体。	
120.43	0.55	9.80		砂	褐色		硬い	礫 (φ2~10mm) シルト分混在。	
119.98	0.45	10.25		シルト質砂礫	褐色		中位~密な	φ2~30mm位の亜円~亜角礫。最大径φ60mm位。	
118.78	1.20	11.45		シルト	暗褐色		硬い	含水量少なく、粘性低い。	
117.13	1.65	13.10		シルト	暗褐色		硬い		



- 低位段丘堆積物
- 御前崎礫層相当
- 牧ノ原礫層Ⅱ
- 牧ノ原礫層Ⅰ
- 京松原砂層
- 古谷泥層
- 堀之内互層 掛川層群
- 相良層
- 菅ヶ谷互層
- 京松原砂層上限面 (m)
- 古谷泥層上限面 (m)
- ※Sは基盤上面 (m)
- ↖ 屈曲点
- ↗ 向斜軸延長位置
- ↘ 背斜軸延長位置

凡例

京松原砂層上面

古谷泥層上面

基盤上面

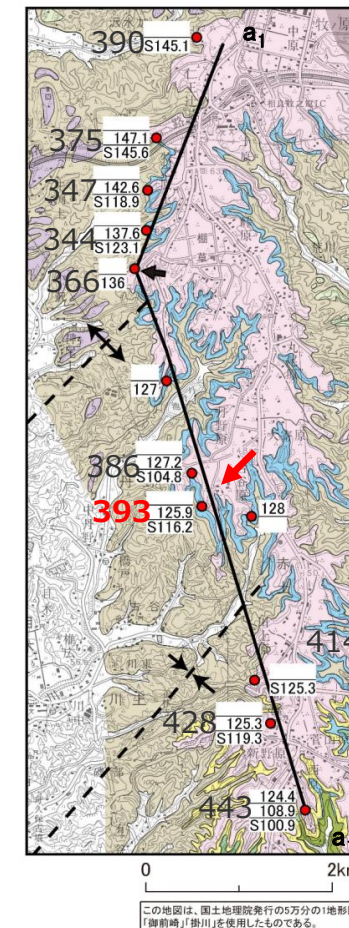
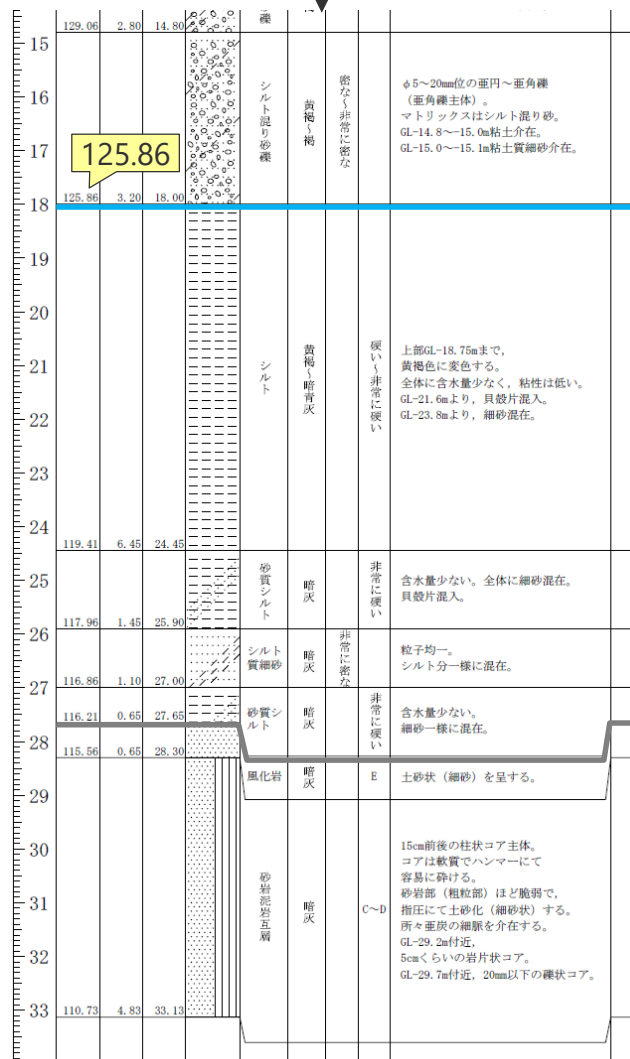
※ 送電铁塔建設時のボーリング調査データによる (第二浜岡幹線新設に伴う地質調査工事, 2000年)



# a<sub>1</sub>-a<sub>1</sub>'断面：ボーリング柱状図393

No. 393

標高 (m)	層厚 (m)	深度 (m)	柱状図	土質区分	色調	相対密度	相対稠度	記事	地層名
145.86 143.76	0.10	0.10		表土	茶褐色			腐植物混入。	
136.86	6.90	7.00		玉石混りシルト質砂礫	黄褐色		密な	φ5~30mm位の亜円~亜角礫 (亜角礫主体)。マトリックスはシルト質砂。大礫~玉石は1m間に1~3個、L=50~100mmのコアにて採取 (推定φ150~300mm)。GL-1.75~1.90m, ~3.45~3.70m 玉石連続する。	
133.06	3.80	10.80		シルト質砂礫	黄褐色		密な	φ5~30mm位の亜円~亜角礫 (亜角礫主体)。最大径φ50mm位。マトリックスはシルト質砂。	
131.86	1.20	12.00		玉石混りシルト質砂礫	黄褐色		密な	φ5~30mm位の亜円~亜角礫 (亜角礫主体)。マトリックスはシルト質砂。大礫~玉石は1m間に1~2個、L=50~70mmのコアにて採取 (推定φ150~200mm)。	
129.06	2.80	14.80		シルト質砂礫	黄褐色		密な	φ5~30mm位の亜円~亜角礫 (亜角礫主体)。マトリックスはシルト質砂。	



- 低位段丘堆積物
- 御前崎礫層相当
- 牧ノ原礫層Ⅱ
- 牧ノ原礫層Ⅰ
- 京松原砂層
- 古谷泥層
- 堀之内互層 掛川層群
- 相良層
- 菅ヶ谷互層
- 京松原砂層上限面 (m)
- 古谷泥層上限面 (m)
- ※Sは基礎上面 (m)
- ↘ 屈曲点
- ↘ 向斜軸延長位置
- ↘ 背斜軸延長位置

凡例

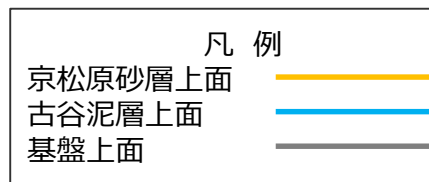
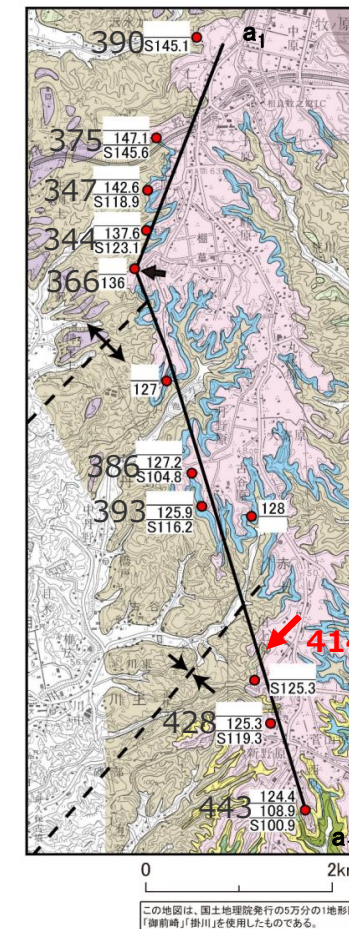
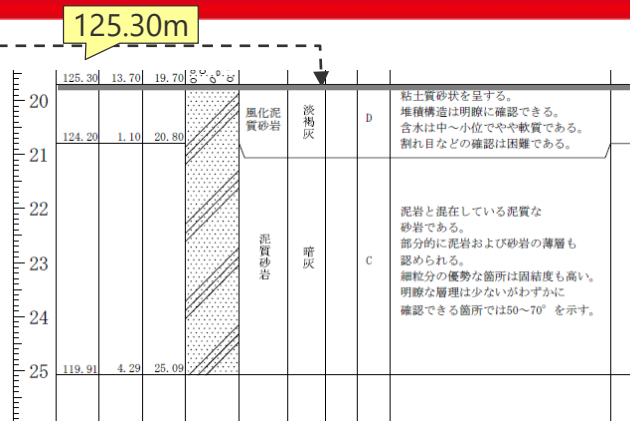
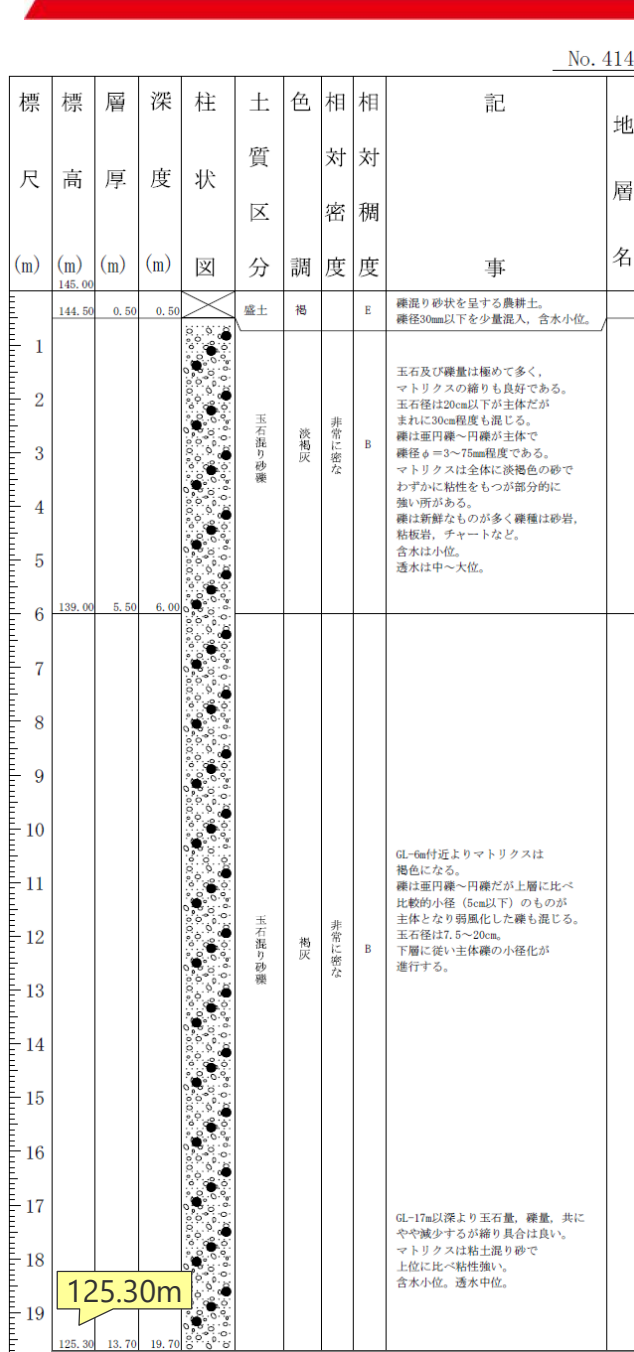
京松原砂層上面

古谷泥層上面

基盤上面

※ 送電鉄塔建設時のボーリング調査データによる  
(第二浜岡幹線新設に伴う地質調査工事, 2000年)

# a<sub>1</sub>-a<sub>1</sub>'断面：ボーリング柱状図414

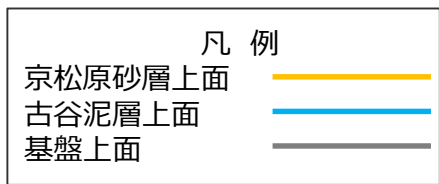
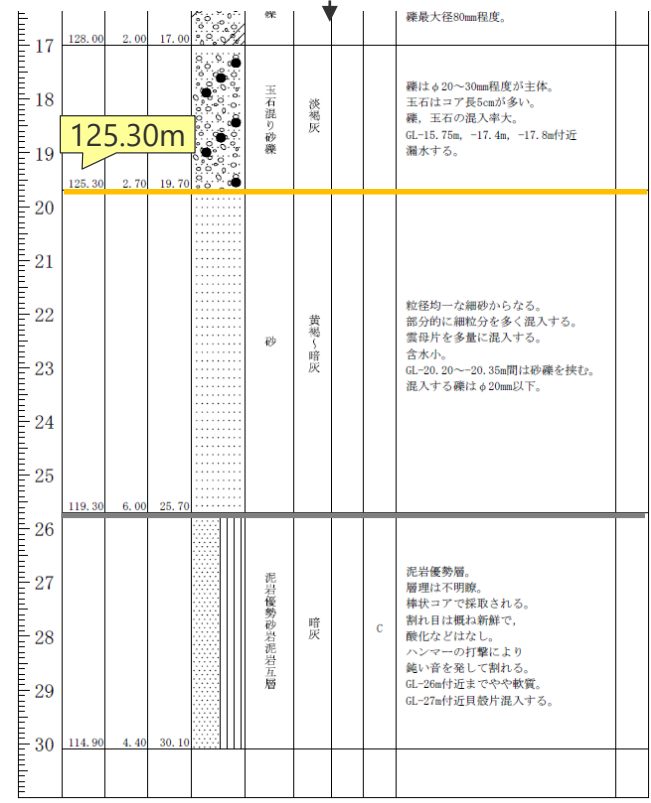


※ 送電鉄塔建設時のボーリング調査データによる  
(第二浜岡幹線新設に伴う地質調査工事,2000年)

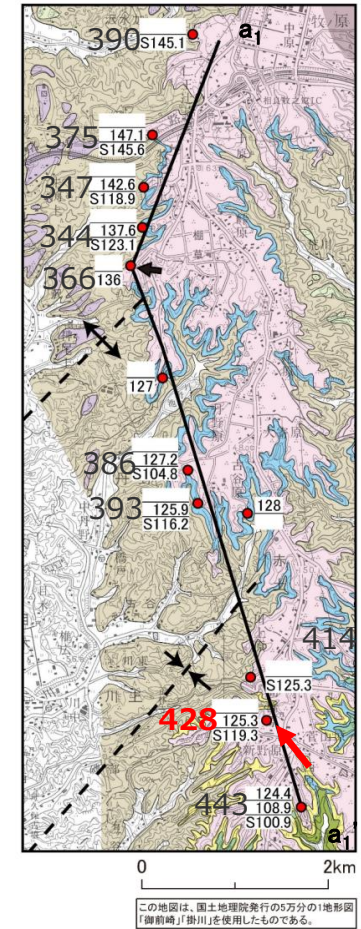
# a<sub>1</sub>-a<sub>1</sub>'断面：ボーリング柱状図428

No. 428

標尺 (m)	標高 (m)	層厚 (m)	深度 (m)	柱状図	土質区分	色調	相対密度	相対稠度	記事	地層名
145.00	144.30	0.70	0.70		盛土	赤褐			耕作土、 礫混りの粘土からなる、粘性大。 礫の最大径8cm。	
143.45	143.45	0.85	1.55		粘土混り砂礫	黄褐、 灰			礫はφ25mm前後が主体。 マトリックスは細砂。	
130.00	134.45	15.00	15.00		玉石混り砂礫	黄褐、 地灰			マトリックスは粗砂。 礫はφ20~30mmが主体をなす。 玉石はφ5~10cm程度。 礫は砂岩で硬質である。 礫の混入率大。 部分的に粘土分多く混じる。 GL-2.60m、-3.70m、-5~6m間は 漏水若干。 GL-8m付近までは玉石非常に多く 混じる。 GL-10m付近漏水若干。 GL-10.3~10.5m間は 玉石最大採取径20cm混入。 GL-12m付近含水大。	
128.00	128.00	2.00	17.00		粘土質砂礫	淡地灰			礫の混入率大。 礫はφ30mm前後。 全体的に細粒分多い。 礫最大径80mm程度。	



※ 送電鉄塔建設時のボーリング調査データによる  
(第二浜岡幹線新設に伴う地質調査工事,2000年)



- 低位段丘堆積物
- 御前崎礫層相当
- 牧ノ原礫層Ⅱ
- 牧ノ原礫層Ⅰ
- 京松原砂層
- 古谷泥層
- 堀之内互層 掛川層群
- 相良層
- 菅ヶ谷互層
- 京松原砂層上限面(m)
- 古谷泥層上限面(m)
- ※Sは基盤上面(m)
- 屈曲点
- 向斜軸延長位置
- 背斜軸延長位置

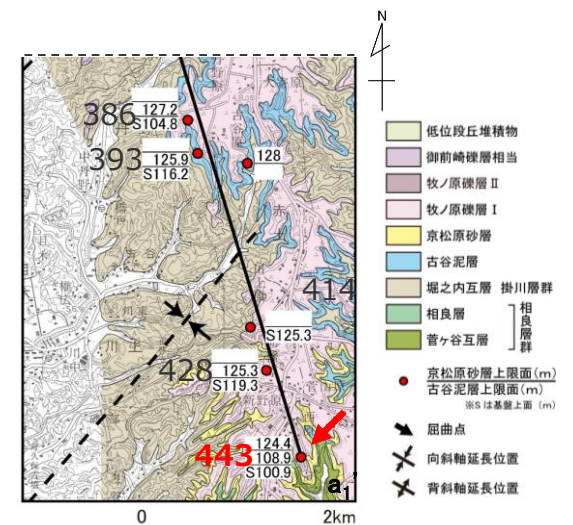
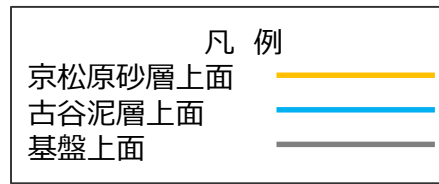
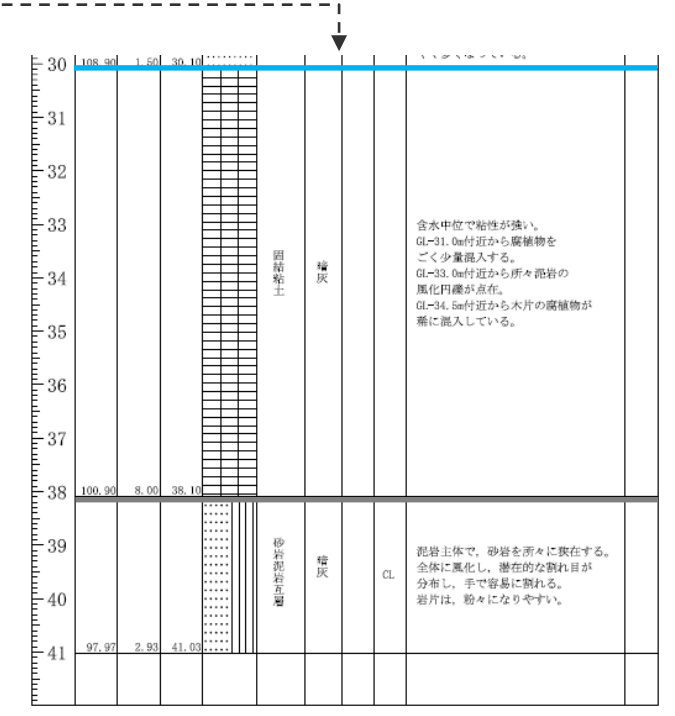
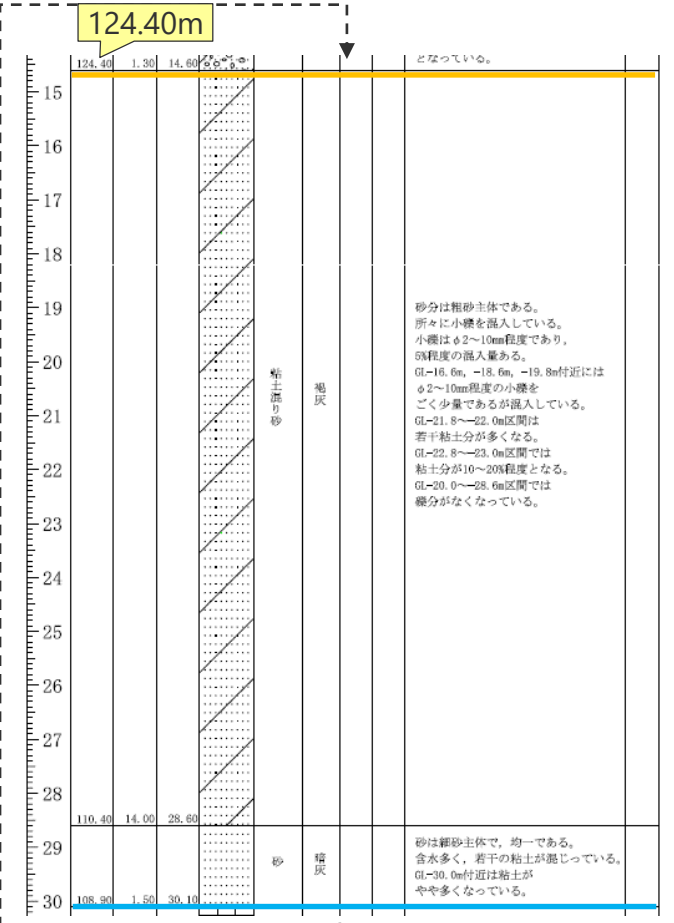
この地図は、国土地理院発行の5万分の1地形図「御前崎」「掛川」を使用したものである。



# a<sub>1</sub>-a<sub>1</sub>'断面：ボーリング柱状図443

No. 443

標尺 (m)	層高 (m)	層厚 (m)	深度 (m)	柱状図	土質区分	色調	相対密度	相対稠度	記事	地層名
139.00					表土	茶褐			耕作土、粘土主体で粘性中位。 含水中位。	
138.50	0.50	0.50			粘土	茶褐			含水やや多く、粘性強い。	
138.20	0.30	0.30			硬塊り粘土	褐灰			φ2~30mm程度の歪円礫を20~30%程度混入。 含水が多く、粘性が強い。	
136.90	1.30	2.10			粘土混り砂礫	褐灰			φ2~30mm程度の歪円礫を50~60%程度混入。粘土分30~40%程度で粘性が強く、含水が多い。	
136.10	0.80	2.90			粘土混り砂礫	褐灰			GL-2.0~5.3m区間は、φ2~60mm程度の円礫主体で、灰色味が強い。 コア長3~6cm程度の玉石を多く混入している。 礫分は全体に70~80%程度であり、玉石分が50~60%程度となる。 GL-5.3m区間は、褐色味を帯びている。 粘土分は全体に5~10%程度である。 優質の玉石を多く混入している。 礫分はφ2~60mm程度が主体である。 GL-11.3~11.8m区間は褐色味が強い。	
					玉石混り砂礫	褐灰				
127.00	9.10	12.00			粘土混り砂礫	褐灰			φ2~30mm程度の歪円礫を60~70%程度混入。 所々玉石を点在する。	
126.20	0.80	12.80			砂	褐灰			粗砂主体、若干の粘土と小礫混入。	
125.70	0.50	13.30			粘土混り砂礫	褐灰			φ2~30mm程度の歪円礫を主体とする。 所々に玉石を点在し、粘土分10%程度となっている。	
124.40	1.30	14.60			粘土混り砂礫	褐灰				



※ 送電鉄塔建設時のボーリング調査データによる  
(第二浜岡幹線新設に伴う地質調査工事,2000年)

この地図は、国土地理院発行の5万分の1地形図「御前崎」「掛川」を使用したものである。

# 参考文献

- 浅野公之, 岩田知孝(2010)「経験的グリーン関数法による2009年8月11日駿河湾の地震 ( $M_{JMA}6.5$ ) の震源モデルの推定と強震動シミュレーション」『北海道大学地球物理学研究報告』No.73, pp.137-147。
- 芦寿一郎, 岡村行信, 倉本真一, 徳山英一(1999)『南海トラフとその陸側斜面の地質構造 – 付加プリズム・前弧海盆の構造発達 –』地質調査所, 地質ニュース, 第541号, pp.17-24。
- 阿部勝征 (1989)「地震と津波のマグニチュードに基づく津波高の予測」『地震研究所彙報』Vol.64, pp.51-69。
- 荒井晃作, 岡村行信, 池原研, 芦寿一郎, 徐垣, 木下正高(2006)「浜松沖前弧斜面上部に発達する活断層とテクトニクス」『地質学雑誌』第112巻, 第12号, pp.749-759。
- 池田孝(2005)「2004年紀伊半島南東沖の地震における高振動数成分の励起特性 – 他の地域で発生した大規模スラブ内地震との比較 –」『日本建築学会大会学術講演梗概集』pp.107-108。
- 宇佐美龍夫(2010)『わが国の歴史地震の震度分布・等震度線図 (改訂版)』社団法人日本電気協会。
- 海野徳仁, 長谷川昭(1982)「東北日本弧における二重深発地震面と発震機構」『地震 第2輯』第35巻, pp.237-257。
- 海上保安庁『海洋台帳』 (<http://www.kaiyoudaichou.go.jp/>)。
- 貝塚爽平(1984)『南部フォッサマグナに関連する地形とその成立過程』第四紀研究, 23(2), pp.55-70。
- 笠原順三, 鳥海光弘, 河村雄行 (2003)『地震発生と水-地球と水のダイナミクス-』東京大学出版会。
- 活断層研究会 (1991)『新編 日本の活断層 分布図と資料』東京大学出版会, 1991年3月。
- 川辺秀憲, 上林宏敏, 釜江克宏(2009)「2009年駿河湾の地震 ( $M_j6.5$ ) の震源のモデル化」『日本地震学会講演予稿集2009年度秋季大会』A11-09, p.7。
- 神田克久, 武村雅之(2013)「南海トラフ沿いの沈み込むスラブ内で発生した歴史地震の震度による地震規模推定」『歴史地震』第28号, pp.35-48。
- 気象庁HP『地震・火山月報 (防災編)』 (<http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/gaikyo/index.html#monthly>)。
- 気象庁HP『地震月報(カタログ編)』 (<https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/bulletin/index.html>)。
- 気象庁 気象研究所地震火山研究部弘瀬冬樹 (<http://www.mri-jma.go.jp/Dep/sv/2ken/fhirose/index.html>)。
- 気象庁(2012)『地震・火山月報 (防災編)』平成24年12月。
- 木村学, 大木勇人(2013)『図解プレートテクトニクス入門 なぜ動くのか? 原理から学ぶ地球のからくり』講談社。
- 木村学, 木下正高(2009)『付加体と巨大地震発生帯 – 南海地震の解明に向けて』東京大学出版会。
- 強震動予測レシピ(2020)『震源断層を特定した地震の強震動予測手法 (「レシピ」)』令和2年 (2020年) 3月。
- 倉橋奨, 入倉孝次郎, 宮腰研(2009)「近地強震記録を用いた2009年駿河湾を震源とする地震の震源モデルの構築と強震動シミュレーション」『日本地震工学会・大会 – 2009梗概集』pp.216-217。
- 小出良幸(2012)『島弧 – 海溝系における付加体の地質学的位置づけと構成について』札幌学院大学人文学会紀要第92号, pp.1-23。
- 後藤和彦 (2013)「1911年に喜界島近海で発生した巨大地震の震源位置の再評価」『地震』第2輯, 第65巻, pp.231-242。
- 桜井操, 佐藤任弘(1983)『東海沖のOuter Ridgeの地質構造』水路部研究報告, 第18号, 昭和58年3月, pp.25-35。
- 笹谷努, 森川信之, 前田宜浩(2006)「スラブ内地震の震源特性」『北海道大学地球物理学研究報告』No.69, pp.123-134。
- 佐藤良輔(1989)『日本の地震断層パラメーター・ハンドブック』鹿島出版会。
- 産業技術総合研究所『活断層データベース』 ([https://gbank.gsj.jp/activefault/index\\_gmap.html](https://gbank.gsj.jp/activefault/index_gmap.html))。
- 地震調査委員会(2005a)『北伊豆断層帯の長期評価について』平成17年2月9日。
- 地震調査委員会(2005b)『濃尾断層帯の長期評価について』平成17年1月12日。
- 地震調査委員会(2007)『伊那谷断層帯の長期評価の一部改訂について』平成19年10月15日。
- 地震調査委員会(2010a)『富士川河口断層帯の長期評価の一部改訂について』平成22年10月20日。
- 地震調査委員会(2010b)『活断層の長期評価手法報告書 (暫定版)』平成22年11月25日。

# 参考文献

- 地震調査委員会(2013)『南海トラフの地震活動の長期評価（第二版）について』平成25年10月1日訂正。
- 地震調査委員会(2015a)『糸魚川－静岡構造線断層帯の長期評価（第二版）』平成27年4月24日。
- 地震調査委員会(2015b)『稲取断層帯の長期評価』平成27年4月24日。
- 地震調査委員会(2015c)『石廊崎断層の長期評価』平成27年4月24日。
- 地震調査委員会(2015d)『身延断層の長期評価』平成27年4月24日。
- 地震調査委員会(2021)『全国地震動予測地図 2020年版』令和3年3月26日。
- 地震調査研究推進本部「九州・パラオ海嶺」『用語集』（[http://www.jishin.go.jp/main/herpnews/series/2013/aug/yogo08/yogo\\_08.html](http://www.jishin.go.jp/main/herpnews/series/2013/aug/yogo08/yogo_08.html)）。
- 芝良昭, 佐藤浩章(2007)「紀伊半島沖で発生する地震群の震源特性および伝播経路特性の解明」『電力中央研究所報告』研究報告：N07007。
- 杉山雄一(1989)『島弧における帯状構造の屈曲とプレートの斜め沈み込み 第1部－西南日本外帯沖の屈曲構造とプレート境界地震－』地質調査所月報, 第40巻, 第10号, pp.533-541。
- 杉山雄一(1990)「駿河湾～遠州灘地域のサイスマテクトニクス」『地震 第2輯』第43巻, pp.439-442。
- 杉山雄一, 寒川旭, 下川浩一, 水野清秀(1988)『御前崎地域の地質』地域地質研究報告, 5万分の1地質図幅, 東京(8)第108号, 地質調査所。
- 鈴木康弘(2010)「東海～四国沖の陸棚外縁活撓曲の再発見」『科学』Vol.80, No.8, pp.779-781。
- 鈴木巨, 青井真, 関口春子(2009)「近地強震記録による2009年8月11日駿河湾の地震の震源過程」『日本地震学会講演予稿集 2009年度秋季大会』A11-06, p.5。
- 高橋成実(1997)「地震探査による海洋における地殻構造の解明－伊豆小笠原島弧を例にして－」『構造地質研究会誌』第42号, pp.31-40。
- 高橋正樹(2000)『島弧・マグマ・テクトニクス』東京大学出版会。
- 武村雅之(1998)「日本列島における地殻内地震のスケーリング則－地震断層の影響および地震被害との関連－」『地震』第2輯, 第51巻, pp.211-228。
- 壇一男, 渡辺基史, 佐藤俊明, 石井透(2001)「断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化」『日本建築学会構造系論文集』第66巻, 第545号, pp.51-62, 2001年7月。
- 地域地盤環境研究所(2010)『平成21年8月11日駿河湾の地震時に浜岡原子力発電所で観測された地震動の分析業務 報告書』平成22年3月。
- 東海沖海底活断層研究会(1999)『東海沖の海底活断層』東京大学出版会。
- 徳山英一, 平朝彦, 倉本真一, 山本富士夫(1998)「東海沖海底の変動地形(小特集 島弧・日本列島の新しい理解)」『科学』Vol.68, No.1, pp.56-57。
- 徳山英一, 本座栄一, 木村政昭, 倉本真一, 芦寿一郎, 岡村行信, 荒戸裕之, 伊藤康人, 徐垣, 日野亮太, 野原壯, 阿部寛信, 坂井真一, 向山建二郎(2001)「日本周辺海域の中新世最末期以降の構造発達史付図 日本周辺海域の第四紀地質構造図」『海洋調査技術』第13巻, 第1号, 海洋調査技術学会。
- 土木学会(2016)『原子力発電所の津波評価技術2016』土木学会原子力土木委員会津波評価小委員会, 平成28年9月。
- 内閣府(2012)『南海トラフの巨大地震モデル検討会(中間とりまとめ)』南海トラフの巨大地震モデル検討会, 平成23年12月27日。『南海トラフの巨大地震による震度分布・津波高について(第一次報告)』南海トラフの巨大地震モデル検討会, 平成24年3月31日。『南海トラフの巨大地震モデル検討会(第二次報告)津波断層モデル編－津波断層モデルと津波高・浸水域等について－』南海トラフの巨大地震モデル検討会, 平成24年8月29日。
- 日本地質学会(2006)『日本地方地質誌(4) 中部地方』。
- 長谷川昭, 海野徳仁, 高木章雄, 鈴木貞臣, 本谷義信, 亀谷悟, 田中和夫, 澤田義博(1983)「北海道および東北地方における微小地震の震源分布－広域の験震データの併合処理－」『地震 第2輯』第36巻, pp.129-150。
- 長谷川昭, 中島淳一, 内田直希, 広瀬冬樹, 北佐枝子, 松澤暢(2010)「日本列島下のスラブの三次元構造と地震活動」『地学雑誌』Vol.119, No.2, pp.190-204。
- 弘瀬冬樹, 中島淳一, 長谷川昭(2007)「Double-Difference Tomography法による西南日本の3次元地震波速度構造およびフィリピン海プレートの形状の推定」『地震 第2輯』第60巻, pp.1-20。
- 防災科学技術研究所『Topics 2009年8月11日駿河湾の地震』（<http://www.hinet.bosai.go.jp/topics/suruga-bay090811/>）。
- 松田時彦(1975)「活断層から発生する地震の規模と周期について」『地震』第2輯, 第28巻, pp.269-283。



# 参考文献

- 茂木昭夫(1977)『日本近海海底地形誌-海底俯瞰図集』東京大学出版会。
- 横田裕輔, 瀨瀨一起, 三宅弘恵, 塚越大, 石瀬素子, 坂上実(2009)「2009年駿河湾の地震の強震動と震源過程」『日本地震学会講演予稿集 2009年度秋季大会』A11-08, p.6。

# 参考文献

- Abdelwahed, M. F., and D. Zhao(2007), "Deep structure of the Japan subduction zone", *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Vol.162, Issues1-2, pp.32-52.
- Argus, D. F., R. G. Gordon, M. B. Heflin, C. Ma, R. J. Eanes, P. Willis, W. R. Peltier, and S. E. Owen(2010), "The angular velocities of the plates and the velocity of Earth's centre from space geodesy", *Geophysical Journal International*, Volume 180, Issue 3, pp.913-960.
- Baba, T., P. R. Cummins, T. Hori, and Y. Kaneda(2006), "High precision slip distribution of the 1944 Tonankai earthquake inferred from tsunami waveforms:Possible slip on a splay fault", *Tectonophysics*, 426, pp.119-134.
- Cascadia Region Earthquake Workgroup(2008), "Cascadia Deep Earthquakes".
- Clift, P., and P. Vannucchi(2004), "Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: Implications for the origin and recycling of the continental crust", *Rev. Geophys.*, 42, RG2001.
- Contreras-Reyes, E., E. R. Flueh, and I. Grevermeyer(2010), "Tectonic control on sediment accretion and subduction off south central Chile: Implications for coseismic rupture processes of the 1960 and 2010 megathrust earthquakes", *TECTONICS*, Vol.29, TC6018.
- DeMets, C., R. G. Gordon, and D. F. Argus(2010), "Geologically current plate motions", *Geophysical Journal International*, Volume 181, Issue 1, April 2010.
- Haeussler, P. J., P. A. Armstrong, L. M. Liberty, K. M. Ferguson, S. P. Finn, J. C. Arkle, and T. L. Pratt(2015), "Focused exhumation along megathrust splay faults in Prince William Sound, Alaska", *Quaternary Science Reviews*, 113, 2015, pp.8-22.
- Heuret, A., S. Lallemand, F. Funiciello, C. Piromallo, and C. Faccenna(2011), "Physical characteristics of subduction interface type seismogenic zones revisited", *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 12, Q01004.
- Ichinose, G. A., H. K. Thio, and P. G. Somerville(2004), "Rupture process and near-source shaking of the 1965 Seattle-Tacoma and 2001 Nisqually, intraslab earthquakes", *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, VOL. 31, L10604.
- Ichinose, G. A., H. K. Thio, and P. G. Somerville(2006), "Moment Tensor and Rupture Model for the 1949 Olympia, Washington, Earthquake and Scaling Relations for Cascadia and Global Intraslab Earthquakes", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 96, No. 3, pp. 1029-1037.
- Kodaira, S., T. Iidaka, A. Kato, J.-O. Park, T. Iwasaki, and Y. Kaneda(2004), "High Pore Fluid Pressure May Cause Silent Slip in the Nankai Trough", *SCIENCE*, Vol.304, pp.1295-1298.
- Kodaira, S., T. Sato, N. Takahashi, M. Yamashita, T. No, and Y. Kaneda(2008), "Seismic imaging of a possible paleoarc in the Izu-Bonin intraoceanic arc and its implications for arc evolution processes", *Geochemistry Geophysics Geosystems*, Vol.9, No.10.
- Lallemand, S., A. Heuret, and D. Boutelier(2005), "On the relationships between slab dip, back-arc stress, upper plate absolute motion, and crustal nature in subduction zones", *Geochemistry Geophysics Geosystems*, Vol.6, No.9.
- Lin, J.-Y., X. L. Pichon, C. Rangin, J.-C. Sibuet, and T. Maury(2009), "Spatial aftershock distribution of the 26 December 2004 great Sumatra-Andaman earthquake in the northern Sumatra area", *Geochemistry Geophysics Geosystems*, Vol.10, No.5.
- Miyoshi, T., T. Saito, and K. Shiomi(2012), "Waveguide effects within the Philippine Sea slab beneath southwest Japan inferred from guided *SP converted waves*", *Geophysical Journal International*, Vol.189, pp.1075-1084.
- Moore, G. F., N. L. Bangs, A. Taira, S. Kuramoto, E. Pangborn, and H. J. Tobin(2007), "Three-Dimensional Splay Fault Geometry and Implications for Tsunami Generation", *Science*, Vol.318, pp.1128-1131.

# 参考文献

- Muller, R. D., W. R. Roest, J.-Y. Royer, L. M. Gahagan, and J. G. Sclater(1997), "Digital isochrons of the world's ocean floor", *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, Vol.102, pp.3211-3214.
- Murotani, Satoko, Shinichi Matsuhima, Takashi Azuma, Kojiro Irikura, Asayuki Kitagawa(2015), "Scaling Relations of Source Parameters of Earthquakes Occurring on Inland Crustal Mega-Fault Systems", *Pure and Applied Geophysics*, Vol.172, pp.1371-1381.
- Noda, S., K. Yashiro, K. Takahashi, M. Takemura, S. Ohno, M. Tohdo, and T. Watanabe(2002), "RESPONSE SPECTRA FOR DESIGN PURPOSE OF STIFF STRUCTURES ON ROCK SITES", *The OECD-NEA Workshop on the Relations between Seismological Data and Seismic Engineering Analyses*, Oct.16-18, Istanbul.
- Okino, K., Y. Shimakawa, and S. Nagaoka(1994), "Evolution of the Shikoku Basin", *J. Geomag Geoelectr.*, 46, pp.463-479.
- Park, J.-O., G. F. Moore, T. Tsuru, S. Kodaira, and Y. Kaneda(2003), "A subducted oceanic ridge influencing the Nankai megathrust earthquake rupture", *Earth Planet. Sci. Lett.*, 217, pp.77-84.
- Park, S., and J. Mori(2005), "The 2004 sequence of triggered earthquakes off the Kii peninsula, Japan", *Earth Planets Space*, Vol.57, pp.315-320.
- Plafker, G.(1965), "Tectonic Deformation Associated with the 1964 Alaska Earthquake", *Science*, Vol.148, No.3678, pp.1675-1687.
- Ruff, L., and H. Kanamori(1980), "Seismicity and the subduction process", *Phys. Earth Planet. Inter.*, 23, pp.240-252.
- Sakaguchi, A., F. Chester, D. Curewitz, O. Fabbri, D. Goldsby, G. Kimura, C.-F. Li, Y. Masaki, E. J. Sreaton, A. Tsutsumi, K. Ujiie, and A. Yamaguchi(2011), "Seismic slip propagation to the updip end of plate boundary subduction interface faults: Vitrinite reflectance geothermometry on Integrated Ocean Drilling Program NanTro SEIZE cores", *Geology*, Vol.39, No.4, pp.395-398.
- Seno, T. and M. Yoshida(2004), "Where and why do large shallow intraslab earthquakes occur?", *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 141, pp.183-206.
- Seno, T., D. Zhao, Y. Kobayashi, M. Nakamura(2001), "Dehydration in serpentinized slab mantle: Seismic evidence from southwest Japan", *Earth Planets Space*, 53, pp.861-871.
- Sibuet, J.-C., C. Rangin, X. L. Pichon, S. Singh, A. Cattaneo, D. Graindorge, F. Klingelhoefer, J.-Y. Lin, J. Malod, and T. Maury, J.-L. Schneider, N. Sultan, M. Umler, and H. Yamaguchi(2007), "26th December 2004 Great Sumatra-Andaman Earthquake: co-seismic and post-seismic motions in northern Sumatra", *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 263, pp.88-103.
- USGS "Earthquake Summary Posters", *Earthquake Hazards Program* (<https://earthquake.usgs.gov/education/posters.php>) .
- Wada, I., S. Mazzotti, and K. Wang(2010), "Intraslab Stresses in the Cascadia Subduction Zone from Inversion of Earthquake Focal Mechanisms", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 100, No. 5A, pp.2002-2013.
- Zhao, D.(2009), "Multiscale seismic tomography and mantle dynamics", *Gondwana Research*, 15, pp.297-323.





中部電力