

東海第二発電所

敷地ごとに震源を特定して策定する地震動のうち

海洋プレート内地震について

(コメント回答)

平成28年5月13日

日本原子力発電株式会社

目次

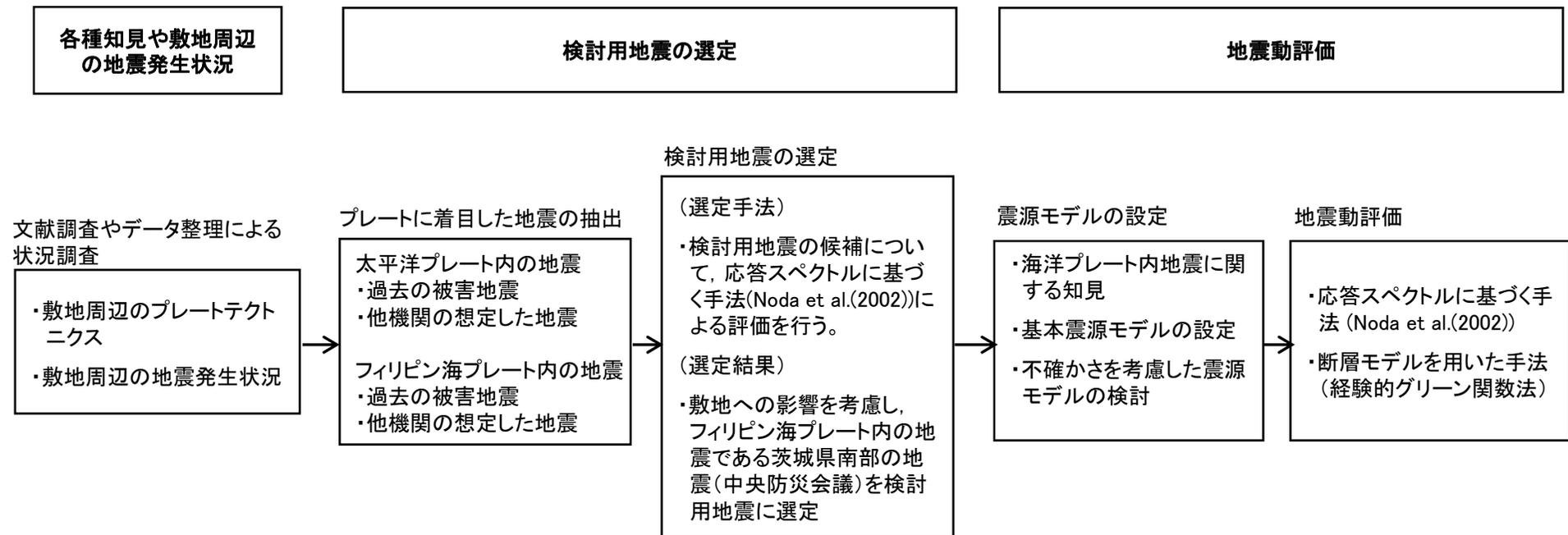
1.	審査会合におけるコメント	3
2.	海洋プレート内地震の評価フロー	4
3.	敷地周辺のプレートテクトニクスや地震発生状況	5
4.	検討用地震の選定	9
5.	震源モデルの設定	27
	海洋プレート内地震に関する知見	29
	基本震源モデル	39
	不確かさを考慮した震源モデル	61
6.	地震動評価	82
	応答スペクトルに基づく手法による評価	84
	断層モデルを用いた手法による評価	89
7.	参考文献	113

1. 審査会合におけるコメント

■審査会合でのコメント

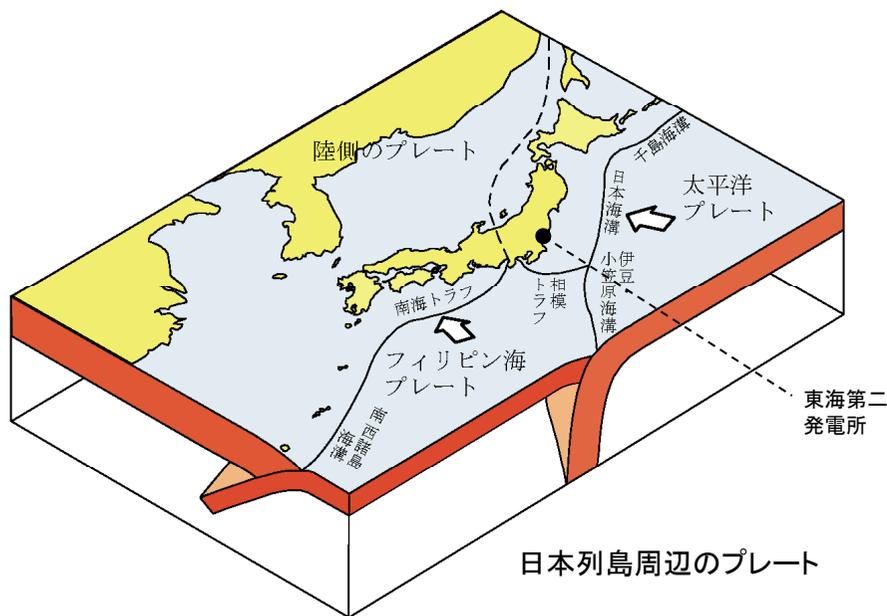
No.	日付	回次	コメント内容	回答状況	該当箇所
1	平成27年 9月18日	第276回 審査会合	応答スペクトルに基づく手法に用いる補正係数について、詳細に記載すること。	第324回審査会合にて回答	P11～18
2	平成27年 9月18日	第276回 審査会合	検討用地震の選定プロセスについて詳細に説明すること。	第324回審査会合にて回答	P10～26
3	平成27年 9月18日	第276回 審査会合	基本震源モデルを中央防災会議(2004)に基づき設定しているが、中央防災会議(2004)以降の知見も考慮し、断層パラメータの検討を行うこと。	第324回審査会合にて回答	P28, 30～38, 40～55, 58～60, 62, 72, 75～81, 84～112
4	平成27年 9月18日	第276回 審査会合	断層モデルの巨視的面等について、設定の妥当性を説明すること。	第324回審査会合にて回答	P47, 53, 54, 71, 79
5	平成27年 9月18日	第276回 審査会合	要素地震の応力降下量の見積りについて、説明資料を充実させること。	第324回審査会合にて回答	P89～94
6	平成27年 9月18日	第276回 審査会合	経験的グリーン関数法の妥当性の確認のため、断層モデルを用いた手法については、統計的グリーン関数法を実施すること。	第324回審査会合にて回答	P107～111
7	平成28年 1月29日	第324回 審査会合	中央防災会議(2013)を採用した根拠を明記するとともに、震源モデルのずれの方向を横ずれとしていることについてさらに説明性を向上すること。	今回回答	P30～38, 48～52
8	平成28年 1月29日	第324回 審査会合	アスペリティを移動させ等価震源距離を併記することで、断層設定位置が適切な位置となっていることを示すこと。	今回回答	P56, 57, 73, 74
9	平成28年 1月29日	第324回 審査会合	断層傾斜角やアスペリティ位置等、海洋プレート内地震として考慮すべき不確かさ項目について想定の妥当性を踏まえて整理すること。	今回回答	P62, 63, 66, 67, 76～81, 86, 88, 99, 100, 103～106
10	平成28年 1月29日	第324回 審査会合	基本震源モデルの規模M7.3の妥当性をより詳細に説明すること。	今回回答	P44～46

2. 海洋プレート内地震の評価フロー

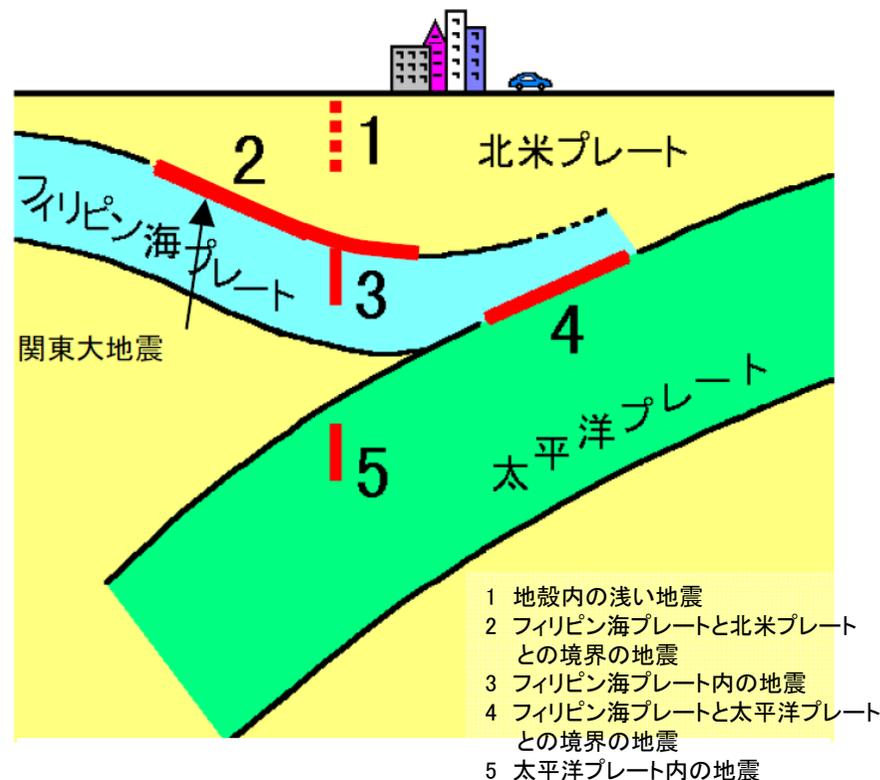


1.	審査会合におけるコメント	3
2.	海洋プレート内地震の評価フロー	4
3.	敷地周辺のプレートテクトニクスや地震発生状況	5
4.	検討用地震の選定	9
5.	震源モデルの設定	27
	海洋プレート内地震に関する知見	29
	基本震源モデル	39
	不確かさを考慮した震源モデル	61
6.	地震動評価	82
	応答スペクトルに基づく手法による評価	84
	断層モデルを用いた手法による評価	89
7.	参考文献	113

敷地周辺のプレートテクトニクス



日本のプレートテクトニクスモデル概念図
(防災科学技術研究所)



南関東地域で発生する地震のタイプ
(中央防災会議に一部加筆)

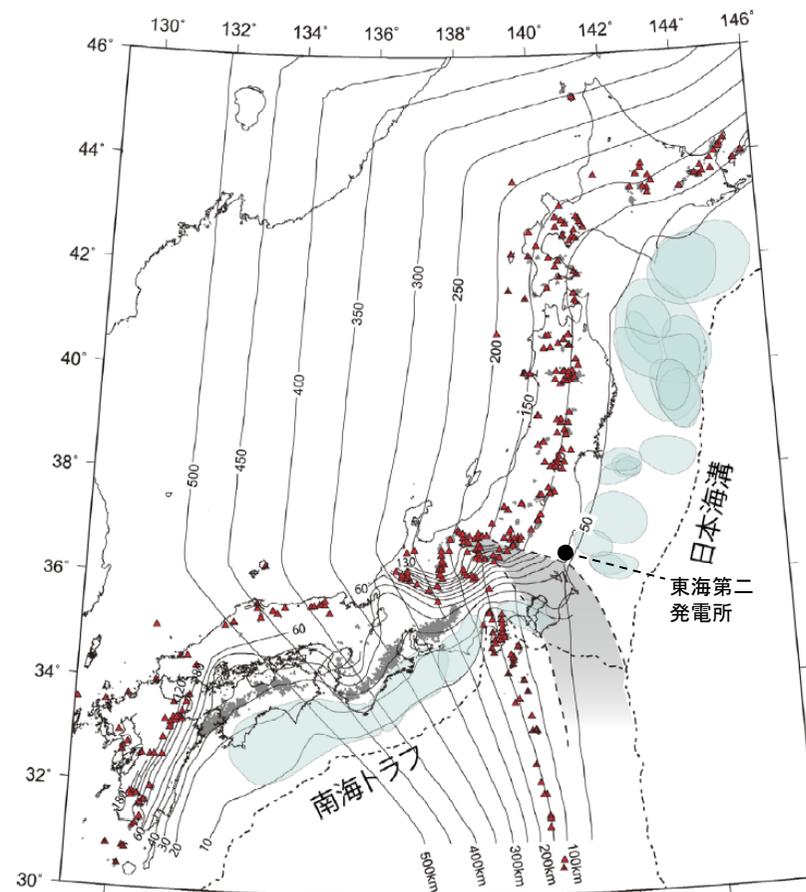
- 敷地東方においては、陸側のプレートの下に太平洋プレートが沈み込んでいる。
- 敷地南方においては、陸側のプレートの下に相模トラフから北西方向にフィリピン海プレートが沈み込んでいる。
- さらにその下には、日本海溝から西向きに太平洋プレートが沈み込んでいる。

プレートの沈み込み形状

■長谷川ほか(2010)について

太平洋プレートの沈み込み形状が滑らかである一方、フィリピン海プレートは関東から九州にかけて連続して分布しているが、その形状は波板のように大きく変形していることが示されている。

また、フィリピン海プレートの東端(関東地方)は、直下の太平洋プレートと接触していることにより西に曲げられている。



長谷川ほか(2010)に一部加筆

日本列島下に沈み込む太平洋プレートおよびフィリピン海プレートの形状

〔長谷川昭・中島淳一・内田直希・弘瀬冬樹・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119(2), 190-204 2010〕

関東地方におけるプレートの形状

■ Uchida et al.(2010)について

関東地方においては、南方からフィリピン海プレートが沈み込み、その下に東方から太平洋プレートが沈み込んでいる。茨城県南部付近においては、フィリピン海プレートは北西方向に沈み込んでいる。

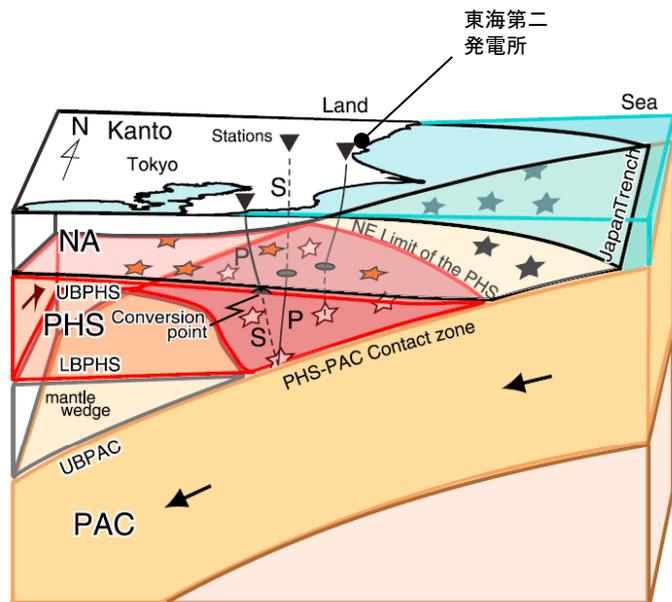


Figure 2. Schematic showing the configuration of three plates in Kanto. Not to scale. The Pacific plate (PAC) is subducting from the east beneath the North American (NA) plate. Between these two plates, the Philippine Sea plate (PHS) subducts from the southeast. Interplate earthquakes including small repeating earthquakes occur on the plate boundaries between the three plates. Gray, white (pink), and red stars indicate the earthquakes on the PAC-NA, PHS-PAC, and NA-PHS boundaries, respectively. The shaded area on the UBPHS shows the PHS-PAC contact zone. Black lines with white stars (contact zone earthquakes) to reverse triangles (stations) show the raypaths of converted waves at the UBPHS.

Uchida et al.(2010)に一部加筆

関東地方におけるプレートテクトニクスモデル
(南からの概観)

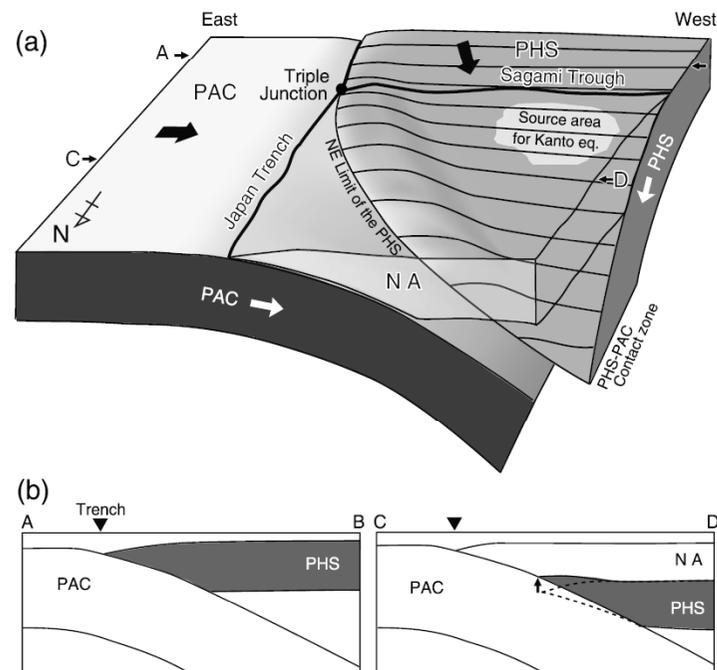


Figure 9. (a) Schematic figure showing the shape of the PHS subducting beneath Kanto. (b) East-west cross sections along A-B and C-D in Figure 9a. The PHS near the NE limit of the PHS is deformed because of the interaction with the PAC and the slab dip near the NE limit of the PHS is relatively gentle.

Uchida et al.(2010)より抜粋

フィリピン海プレートの沈み込み形状
(北からの概観)

Naoki Uchida, Toru Matsuzawa, Junichi Nakajima, and Akira Hasegawa (2010) : Subduction of a wedge-shaped Philippine Sea plate beneath Kanto, central Japan, estimated from converted waves and small repeating earthquakes, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 115, B07309, doi:10.1029/2009JB006962, 2010

1.	審査会合におけるコメント	3
2.	海洋プレート内地震の評価フロー	4
3.	敷地周辺のプレートテクトニクスや地震発生状況	5
4.	検討用地震の選定	9
5.	震源モデルの設定	27
	海洋プレート内地震に関する知見	29
	基本震源モデル	39
	不確かさを考慮した震源モデル	61
6.	地震動評価	82
	応答スペクトルに基づく手法による評価	84
	断層モデルを用いた手法による評価	89
7.	参考文献	113

検討用地震の選定のフロー

検討用地震の候補

過去の被害地震や各機関が想定した震源による地震について、太平洋プレートやフィリピン海プレートの内部で発生した地震を整理した。

【フィリピン海プレートの内部で発生する地震】

(過去の被害地震)

- ・霞ヶ浦付近の地震※¹
- ・茨城県龍ヶ崎付近の地震

(各機関が想定した震源による地震)

- ・中央防災会議(2004)による茨城県南部の地震
- ・中央防災会議(2013)による茨城県南部の地震※²

【太平洋プレートの内部で発生する地震】

(各機関が想定した震源による地震)

- ・地震調査研究推進本部による震源断層を予め特定しにくい地震(陸域)
- ・地震調査研究推進本部による震源断層を予め特定しにくい地震(海域)※²
- ・地震調査研究推進本部による海溝寄りのプレート内地震※²

- ※¹ 首都直下地震防災・減災特別プロジェクトによると太平洋プレート内地震の可能性が指摘されているが、信頼性は中程度とされていることから敷地への影響を考慮しフィリピン海プレートとして扱う。
 ※² 設置変更許可申請時からの追加検討による。

評価手法

検討用地震の候補について、Noda et al.(2002)の手法による評価を実施した。評価にあたり、地震観測記録から算出した補正係数を考慮した。

補正係数の算出

陸域寄りで発生した海洋プレート内地震の補正係数を当該場所で発生した太平洋プレート及びフィリピン海プレートの両方の地震に考慮した。

敷地周辺で発生したフィリピン海プレート内地震が限られる。

検討用地震の選定結果

敷地においては、太平洋プレートよりもフィリピン海プレートの方が相対的に近いため、同じ地震規模である「地震調査研究推進本部による震源断層を予め特定しにくい地震」に対して、全周期帯にわたり「中央防災会議(2004)及び中央防災会議(2013)による茨城県南部の地震」が最も影響の大きい評価結果となっている。以上のことから、検討用地震はフィリピン海プレート内地震である「茨城県南部の地震(M7.3)」で代表させる。

補正係数の算定に用いた地震の選定フロー

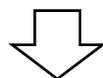
■ 1996年9月以降に東海第二発電所で観測された記録を対象とする。

地震の発生位置及び規模

応答スペクトルに基づく手法による地震動評価に際してはNoda et al.(2002)による手法(耐専スペクトル)で行うこととする。



Noda et al.(2002)の手法の基となる地震のデータベースを参考に、M5.3以上、震央距離200km以内の地震を対象とする。

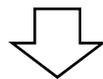


地震発生様式

各地震発生様式(内陸地殻内地震, プレート間地震, 海洋プレート内地震)に分類を行い, 海洋プレート内地震を抽出する。



原則として, 地震・火山月報(防災編)に記載されている震源メカニズムに基づいて地震発生様式の分類を行う。ただし, 記載のないものについては震央位置, 震源深さ, 周辺の地震発生状況を踏まえ工学的判断に基づき, 海洋プレート内地震を抽出する。

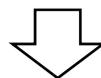


海洋プレート内地震の分類

海洋プレート内地震について, プレート種別, 地震発生位置などを考慮した分類を行う。



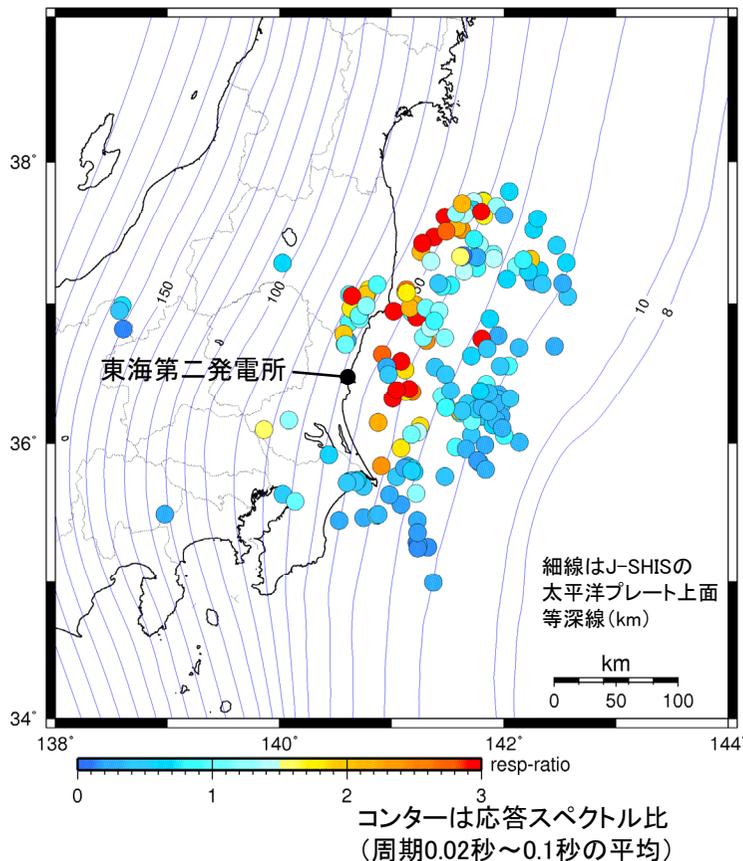
陸域寄りで発生する海洋プレート内地震については, 海溝軸寄りで発生した地震と比較すると振幅が大きくなる傾向があるため, これについて考慮する。



以上の地震について, 解放基盤波の応答スペクトルをNoda et al.(2002)による手法(耐専スペクトル)で除した応答スペクトル比をもとに, 補正係数を算定する。

補正係数の算定に用いた地震の震央位置

- 応答スペクトルに基づく手法による地震動評価は, Noda et al.(2002)による手法(耐専スペクトル)で行う。
- 評価に際しては, 地震発生様式ごとに分類した地震観測記録の分析に基づく補正係数を考慮する。



応答スペクトル比の算出に用いた
M5.3以上の地震の震央分布(すべての地震発生様式)
(水平成分)

- ・ 東海第二発電所の地震観測記録のうちM5.3以上で震央距離200km以内の地震を対象に, 解放基盤波の応答スペクトルをNoda et al.(2002)による手法(耐専スペクトル)で除した「応答スペクトル比」を算出する。
- ・ プレート間地震, 海洋プレート内地震, 内陸地殻内地震の地震発生様式ごとに各地震の「応答スペクトル比」を算出し, 地域性の観点からグループングを行う。

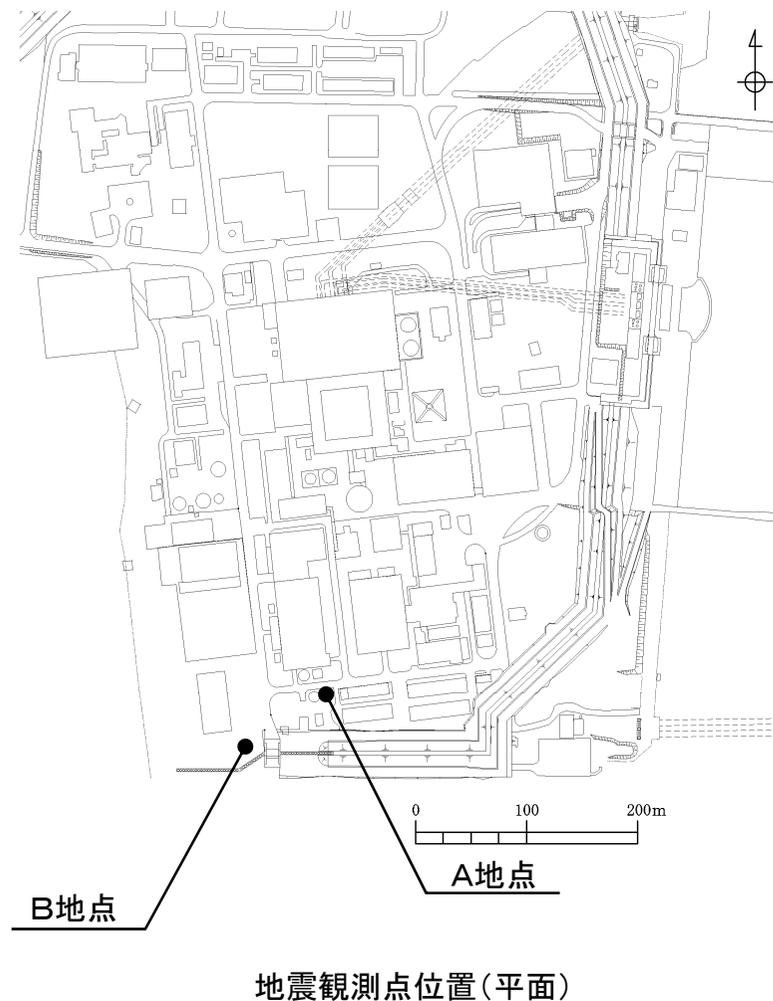
$$\text{応答スペクトル比} = \frac{\text{敷地の観測記録(解放基盤波の応答スペクトル)}}{\text{Noda et al.(2002)による応答スペクトル}}$$

補正係数の算定に用いた地震観測点位置

■東海第二発電所では、敷地地盤において以下のとおり地震観測を実施している。補正係数の算出に際しては、解放基盤表面相当であるE.L.-372mの地震観測記録を用いた。

地震観測点位置(深さ方向)

●: 地震計設置位置	標高	地震観測点位置		
	E.L.	A地点	B地点	地層
地表	+8m (G.L.)	●		第四系
	-15m			
原子炉建屋 人工岩盤下端相当	-17m	●		新第三系
	-192m	●		
解放基盤表面相当 (解放基盤表面E.L.-370m)	-372m	●		
地震基盤相当	約-700m			先新第三系
	-992m		●	
	観測開始	1996年3月	2012年8月	



検討対象地震(海洋プレート内地震)

■検討対象期間: 1996年9月～2012年12月 検討対象地震数:27地震

発震日時		震央位置		震源深さ (km)	マグニ チュード	方位角 (度)	震央距離 (km)	見かけの 入射角(度)	地震発生様式	プレート
		緯度(度)	経度(度)							
1996/09/11	11:37:14.33	35.639	141.217	51.99	6.4	148.9	107.0	64.1	海洋プレート内地震(陸域寄り)	太平洋
1998/04/09	17:45:39.14	36.945	141.017	94.87	5.4	34.5	64.6	34.3	海洋プレート内地震(陸域寄り)	太平洋
1998/06/14	22:17:06.19	35.465	140.749	46.43	5.7	173.4	111.8	67.5	海洋プレート内地震(陸域寄り)	太平洋
1998/08/16	23:05:19.50	37.251	141.759	42.06	5.3	49.4	134.7	72.7	海洋プレート内地震(陸域寄り)	太平洋
1998/08/29	08:46:42.35	35.633	140.029	64.60	5.3	209.5	106.0	58.7	海洋プレート内地震(陸域寄り)	太平洋
2000/07/21	14:16:33.91	35.253	141.322	37.14	5.7	154.2	149.3	76.0	海洋プレート内地震(海溝軸寄り)	太平洋
2002/06/19	18:16:26.65	36.192	141.804	58.00	5.4	105.4	111.7	62.6	海洋プレート内地震(海溝軸寄り)	太平洋
2008/05/08	01:02:00.30	36.231	141.949	60.00	6.4	101.8	123.2	64.0	海洋プレート内地震(海溝軸寄り)	太平洋
2010/03/13	21:46:26.75	37.614	141.472	77.70	5.5	30.9	148.9	62.4	海洋プレート内地震(陸域寄り)	太平洋
2011/03/11	16:44:29.04	36.301	141.901	60.00	5.6	98.6	117.6	63.0	海洋プレート内地震(海溝軸寄り)	太平洋
2011/03/11	21:49:00.16	36.243	141.762	35.45	5.3	103.1	106.6	71.6	海洋プレート内地震(海溝軸寄り)	太平洋
2011/03/11	21:59:18.90	36.148	141.914	35.00	5.3	106.3	122.6	74.1	海洋プレート内地震(海溝軸寄り)	太平洋
2011/03/12	00:42:02.82	36.130	141.902	16.37	5.5	107.4	122.2	82.4	海洋プレート内地震(海溝軸寄り)	太平洋
2011/03/22	12:38:34.78	35.264	141.237	36.97	5.9	156.7	145.0	75.7	海洋プレート内地震(海溝軸寄り)	太平洋
2011/03/22	18:19:05.28	37.316	141.910	43.00	6.4	50.5	149.7	74.0	海洋プレート内地震(陸域寄り)	太平洋
2011/03/22	21:04:05.04	36.231	141.627	48.42	5.9	105.6	95.2	63.0	海洋プレート内地震(海溝軸寄り)	太平洋
2011/03/23	01:12:07.28	35.811	141.837	34.74	5.4	122.9	132.4	75.3	海洋プレート内地震(海溝軸寄り)	太平洋
2011/03/28	14:44:54.78	36.362	141.865	72.90	5.3	95.4	113.4	57.3	海洋プレート内地震(海溝軸寄り)	太平洋
2011/04/12	08:08:15.89	35.482	140.868	26.27	6.4	167.7	111.7	76.8	海洋プレート内地震(陸域寄り)	フィリピン海
2011/05/10	19:14:38.85	36.226	141.863	58.00	5.4	102.9	115.8	63.4	海洋プレート内地震(海溝軸寄り)	太平洋
2011/05/15	21:14:20.77	37.287	142.556	68.00	5.3	61.7	196.2	70.9	海洋プレート内地震(海溝軸寄り)	太平洋
2011/07/07	00:15:00.04	36.375	141.788	76.38	5.9	95.1	106.4	54.3	海洋プレート内地震(海溝軸寄り)	太平洋
2011/07/25	20:54:48.95	35.245	141.232	36.96	5.7	157.2	146.8	75.9	海洋プレート内地震(海溝軸寄り)	太平洋
2011/07/31	03:53:50.64	36.903	141.221	57.31	6.5	48.4	73.3	52.0	海洋プレート内地震(陸域寄り)	太平洋
2011/08/19	14:36:31.61	37.649	141.797	51.15	6.5	38.5	168.7	73.1	海洋プレート内地震(陸域寄り)	太平洋
2012/06/06	04:31:33.33	34.993	141.371	37.02	6.3	156.9	177.5	78.2	海洋プレート内地震(海溝軸寄り)	太平洋
2012/12/15	13:27:01.67	37.297	141.349	59.02	5.3	35.4	113.6	62.5	海洋プレート内地震(陸域寄り)	太平洋

方位角:東海第二発電所から震央位置を望む方向を北から時計回りの角度で示している。

震央距離:東海第二発電所から震央位置までの距離を示している。

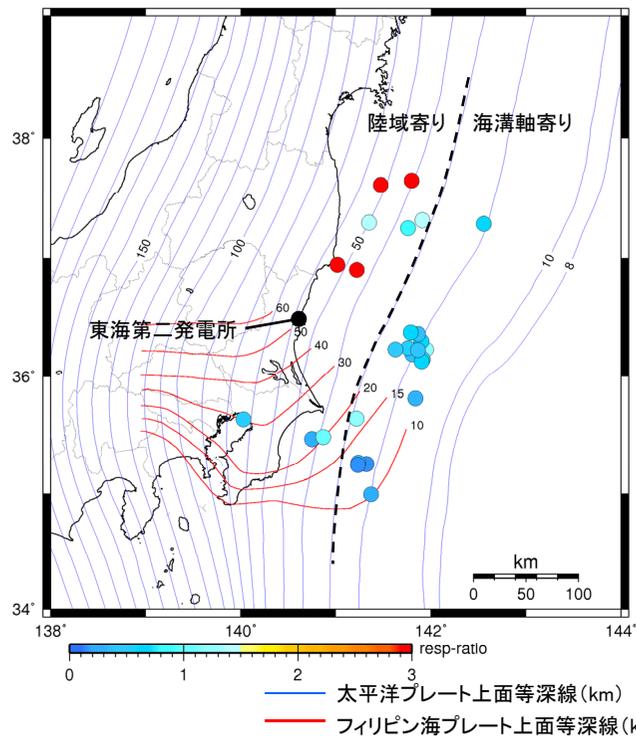
見かけの入射角:震央距離と震源深さから求めた震源方向の角度を示している。垂直が0度,水平が90度となる。

見かけの入射角 $=\tan^{-1}$ (震央距離/震源深さ)

海洋プレート内地震の分類(1/2)

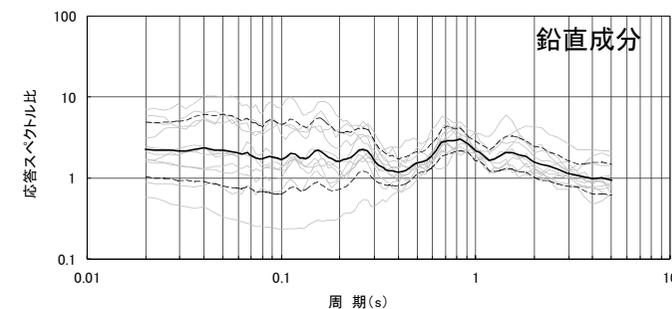
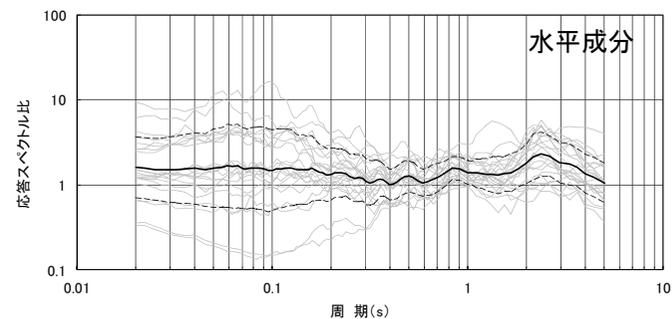
■海洋プレート内地震の抽出・整理

地震の発生位置によるグルーピングについて検討する。



震央分布のコンターは応答スペクトル比
(周期0.02秒~0.1秒の平均)

検討対象地震の震央分布(海洋プレート内地震)
(水平成分)



— 陸域寄りの場所で発生した地震の平均
-- ±σ

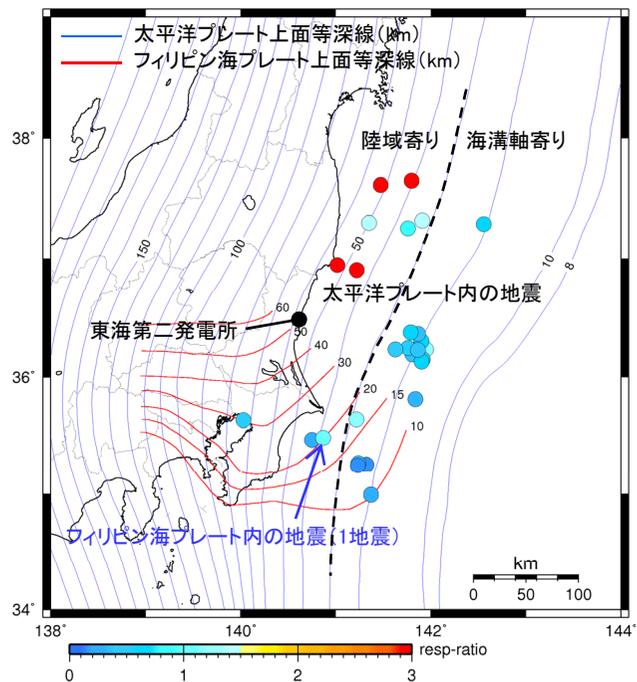
陸域寄りの場所で発生した地震の応答スペクトル比

地震の発生位置に着目すると、陸域寄りの場所で発生した地震の方が海溝軸寄りの場所で発生した地震よりも応答スペクトル比が大きくなる傾向が見られる。

海洋プレート内地震の分類(2/2)

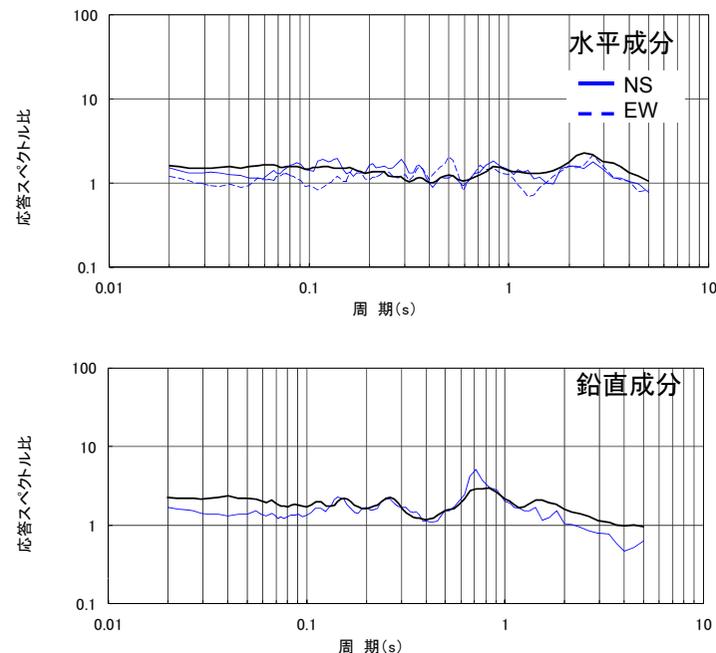
■海洋プレート内地震の抽出・整理

- ・プレート境界等深線と震源位置の関係等をもとに、地震をプレートごとにグルーピングする。
- ・下記に示すプレート内地震のうち、多くは太平洋プレート内の地震であり、フィリピン海プレート内で発生したと推定される地震は1地震である。
- ・フィリピン海プレート内地震と前述の陸域寄りの場所で発生した地震の応答スペクトル比を比較し以下に示す。



震央分布のコンターは応答スペクトル比
(周期0.02秒~0.1秒の平均)

検討対象地震の震央分布(海洋プレート内地震)
(水平成分)



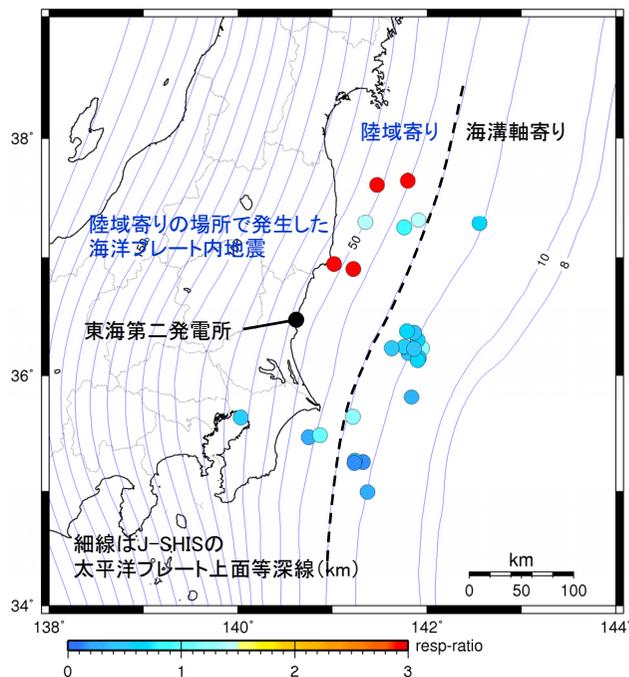
— フィリピン海プレート内の地震(2011年4月12日の地震)
— 陸域寄りの場所で発生した地震の平均

応答スペクトル比の比較

フィリピン海プレート内の地震(1地震)と陸域寄りの場所で発生したプレート内地震の平均を比較すると、応答スペクトル比には有意な差は見られないことから、陸域寄りの場所で発生したプレート内地震によるグルーピングで代表させる。

海洋プレート内地震の地震動評価に用いる補正係数(1/2)

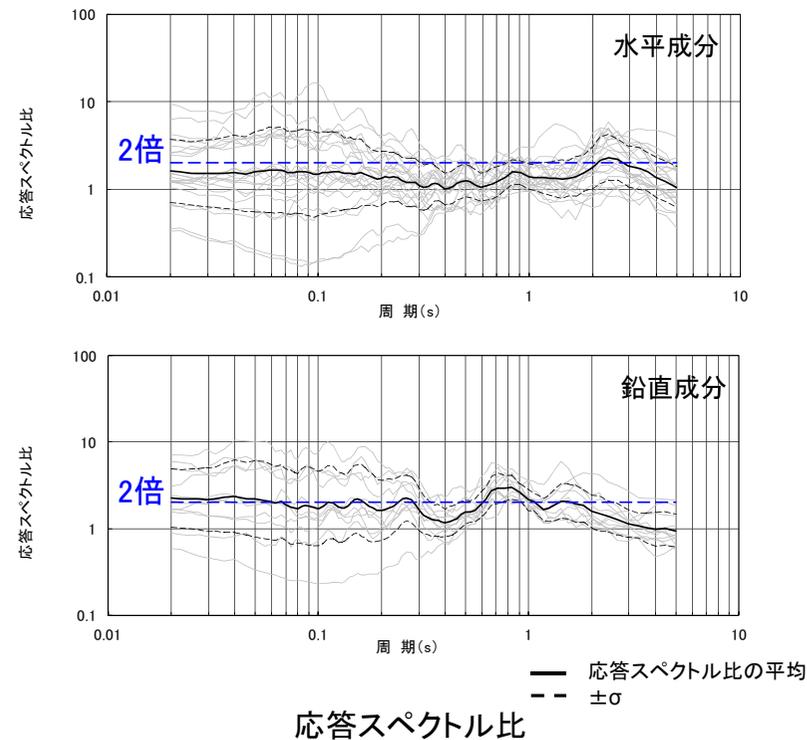
■ 陸域寄りの場所で発生した地震



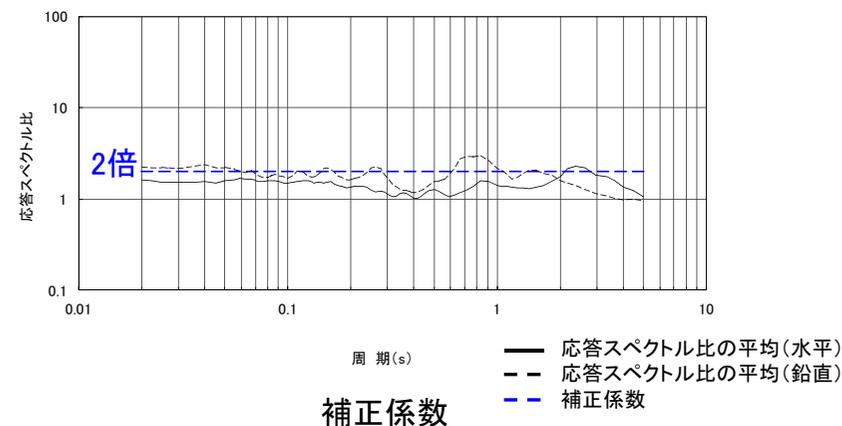
震央分布のコンターは応答スペクトル比
(周期0.02秒~0.1秒の平均)

検討対象地震の震央分布(海洋プレート内地震)
(水平成分)

陸域寄りの場所で発生した地震の応答スペクトル比は、全周期帯域で2倍程度となる。全周期帯で2倍の補正係数を太平洋プレートの地震及びフィリピン海プレートの地震に考慮する。



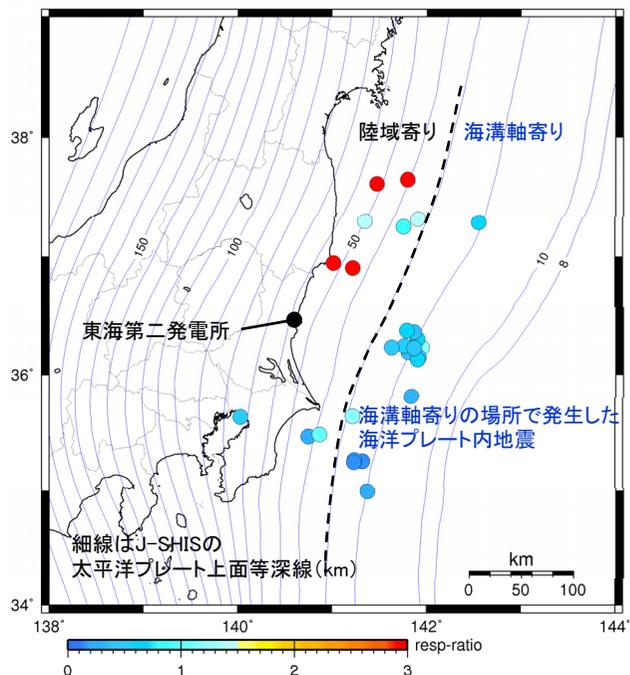
応答スペクトル比



補正係数

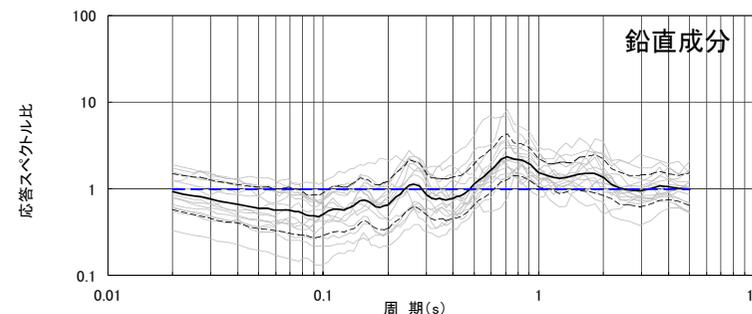
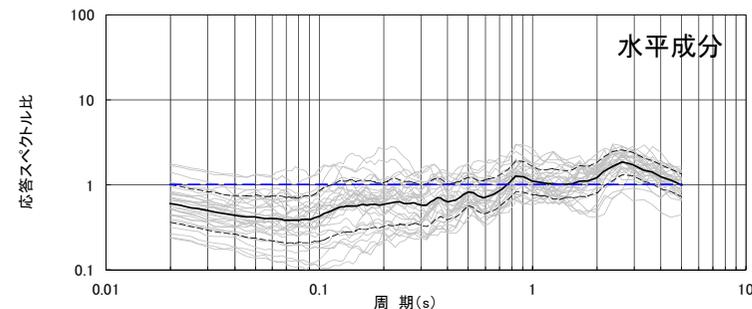
海洋プレート内地震の地震動評価に用いる補正係数(2/2)

■海溝軸寄りの場所で発生した地震



震央分布のコンターは応答スペクトル比
(周期0.02秒~0.1秒の平均)

検討対象地震の震央分布(海洋プレート内地震)
(水平成分)



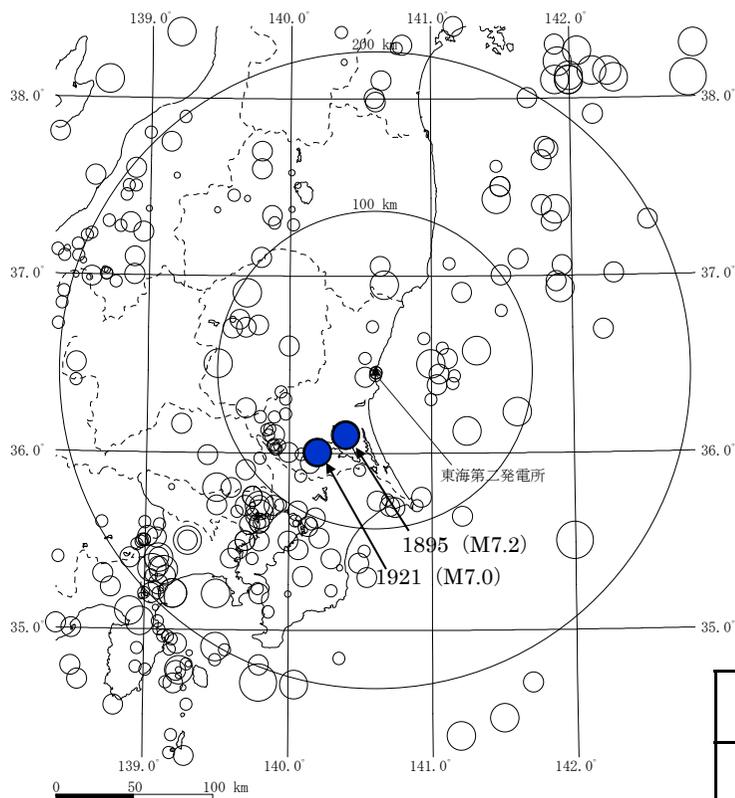
— 応答スペクトル比の平均
-- ±σ

応答スペクトル比

海溝軸寄りの場所で発生した地震については、応答スペクトル比がほぼ1倍であるため補正は行わない。

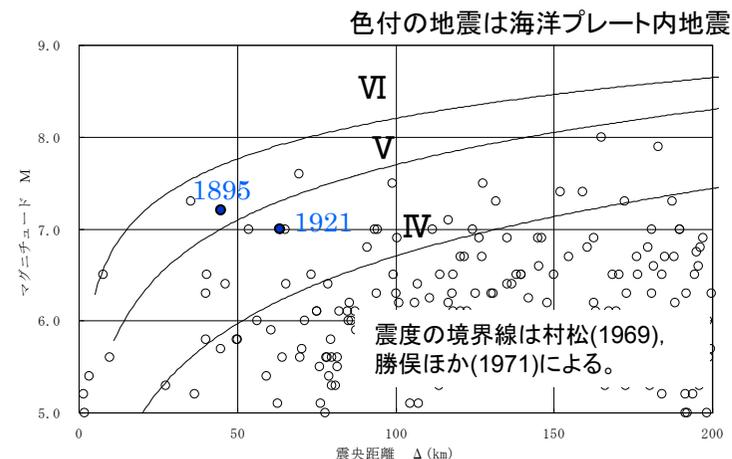
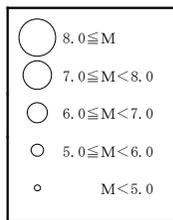
過去の被害地震の分類(太平洋プレート及びフィリピン海プレート)

■敷地で震度5弱程度以上となる過去の被害地震(海洋プレート内地震)を抽出する。



● 敷地周辺で震度5弱程度以上と推定される海洋プレート内地震

敷地周辺の被害地震の震央分布図
(日本被害地震総覧及び気象庁カタログ)



敷地周辺の被害地震から想定されるMとΔの関係

敷地で震度5弱程度以上となる海洋プレート内地震

年月日	地震	地震規模 M	震央距離 (km)	深さ (km)	地震発生様式
1895. 1.18	霞ヶ浦付近の地震	7.2	45	—	海洋プレート内地震 (フィリピン海プレート)
1921.12. 8	茨城県龍ヶ崎付近の地震	7.0	64	—	海洋プレート内地震 (フィリピン海プレート)

- 気象庁カタログや文献から過去の被害地震の震源位置を求め、敷地での震度が5弱程度以上となる海洋プレート内地震を抽出した。
- これらの被害地震は、いずれもフィリピン海プレートの地震として扱う。

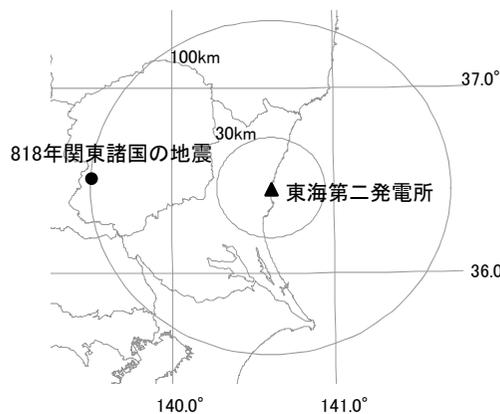
818年関東諸国の地震について

■818年(弘仁9年)関東諸国の地震の扱い

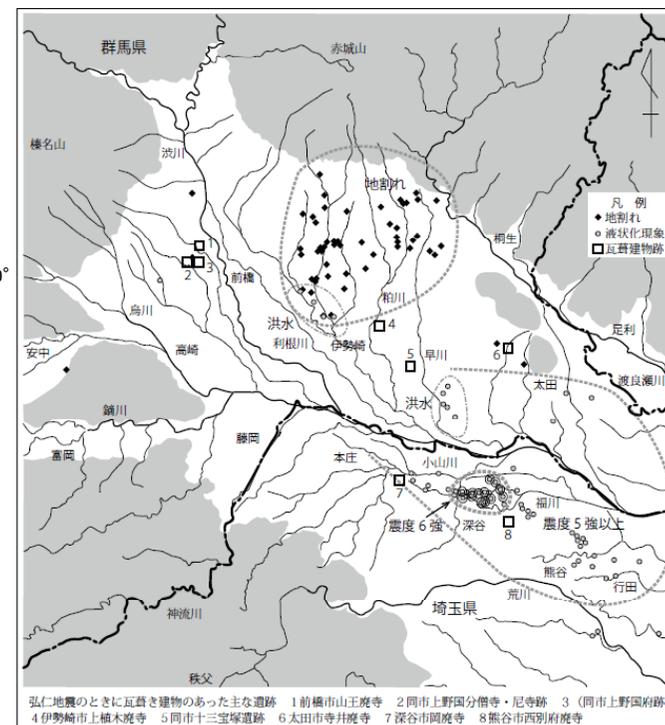
萩原(1982)による「この地震は相模にまで大きな被害を与えているので、北関東の活断層を震源とするのはやや困難がある。」との見解を踏まえ、設置変更許可申請時は当該地震を海洋プレート内地震として扱っている。地震規模は、宇佐美ほか(2013)(日本被害地震総覧)によるとM7.5以上とされている。



- 818年関東諸国の地震については下記の知見がある。
- ・熊原(2013)では、群馬県南東部に位置する太田断層について、最新活動時期や地盤災害の痕跡の時期や分布から、太田断層が当該地震の起震断層である可能性について指摘している。
 - ・田中(2014)では当該地震の被害分布が整理されている。
 - ・地震調査研究推進本部(2015)では、当該地震は太田断層で発生した可能性を指摘している。



震源位置図



弘仁地震の痕跡と震度分布

田中(2014)より抜粋

弘仁地震の痕跡と震度分布

最新の知見である熊原(2013), 田中(2014), 地震調査研究推進本部(2015)を踏まえた場合, 当該地震は活断層による地震と考えられる。

萩原尊禮(1982): 古地震—歴史史料と活断層からさぐる—

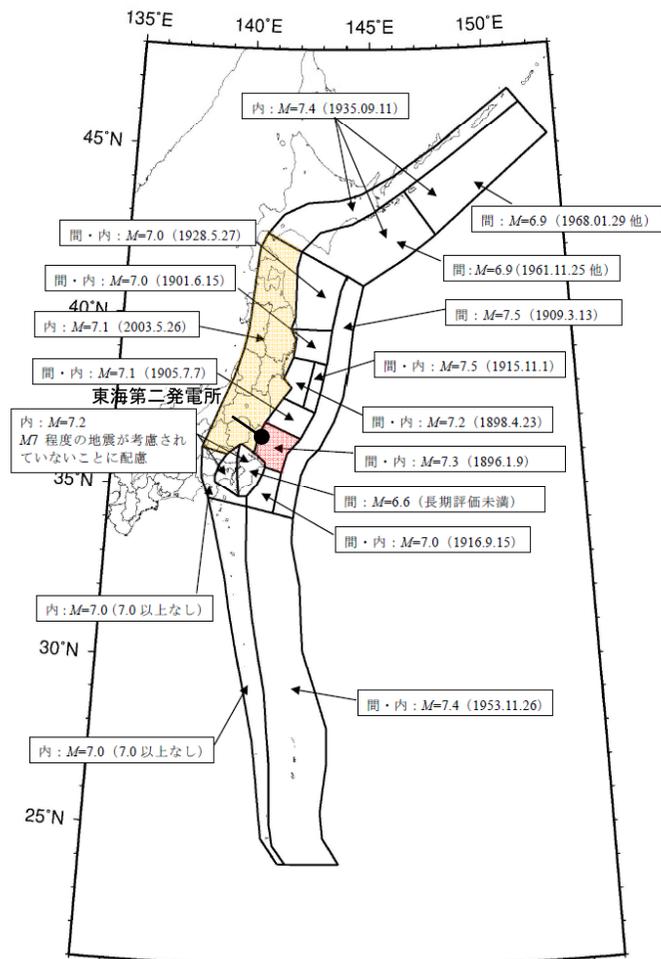
熊原康博(2013): 関東平野北部の活断層“太田断層”の認定と周辺の古地震・地盤災害との関係, 2013年 日本地理学会春季学術大会 公開シンポジウム

田中広明(2014): 弘仁地震の被害と復興、そして教訓, 学術の動向 2014年9月

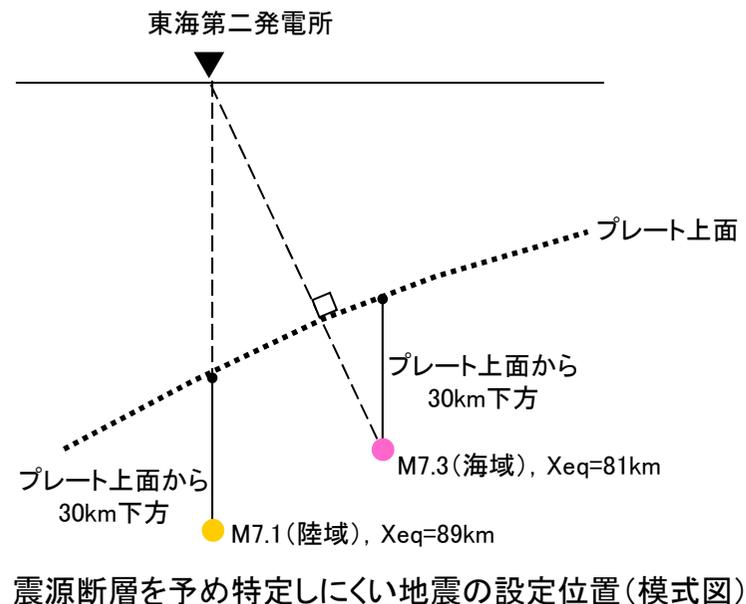
地震調査研究推進本部(2015): 関東地域の活断層の長期評価(第一版), 平成27年4月24日

各機関の想定した震源による地震(太平洋プレート)(1/2)

■各機関の想定した海洋プレート内地震のうち、敷地への影響が大きいと考えられる太平洋プレート内の地震を抽出する。



地震調査研究推進本部(2009)による震源断層を予め特定しにくい地震の領域(一部加筆)



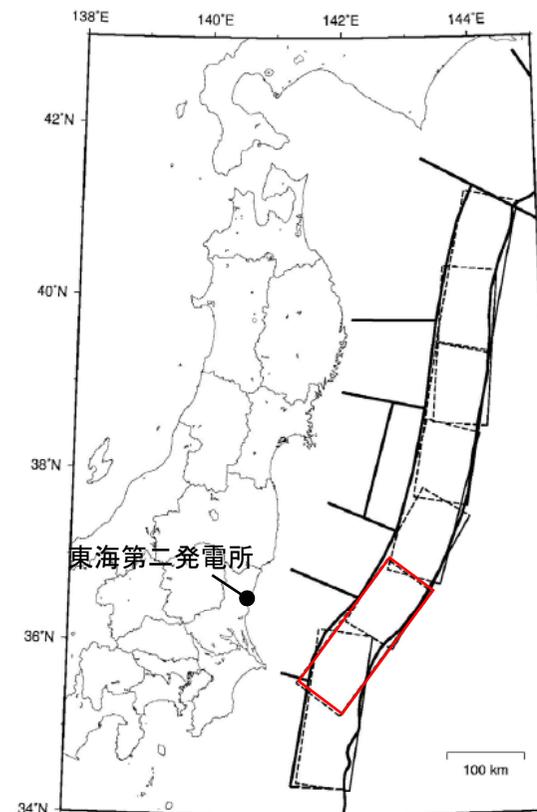
- 地震調査研究推進本部(2009)では、「震源断層を予め特定しにくい地震」として考慮する地震の最大規模が設定され、敷地が位置する陸域の領域においては、海洋プレート内地震の最大規模をプレート内地震である2003年5月26日の宮城県沖の地震に基づきM7.1と設定されている。
- また、敷地前面の海域の領域における海洋プレート内地震の最大規模については、プレート間地震の想定と同様、1896年1月9日の鹿島灘の地震に基づきM7.3と設定されている。
- これらの知見を地震動評価に反映する。設定位置についても地震調査研究推進本部に基づき、プレート上面から30km下方に設定する。

各機関の想定した震源による地震(太平洋プレート) (2/2)

■海溝寄りのプレート内地震の検討

地震調査研究推進本部(2009)の確率論的評価では、正断層型の地震(M8.2)として三陸沖北部から房総沖の海溝寄りに震源が想定されている。

地震調査研究推進本部に基づき、海溝寄りのプレート内地震を茨城県沖の海溝寄りに想定する。

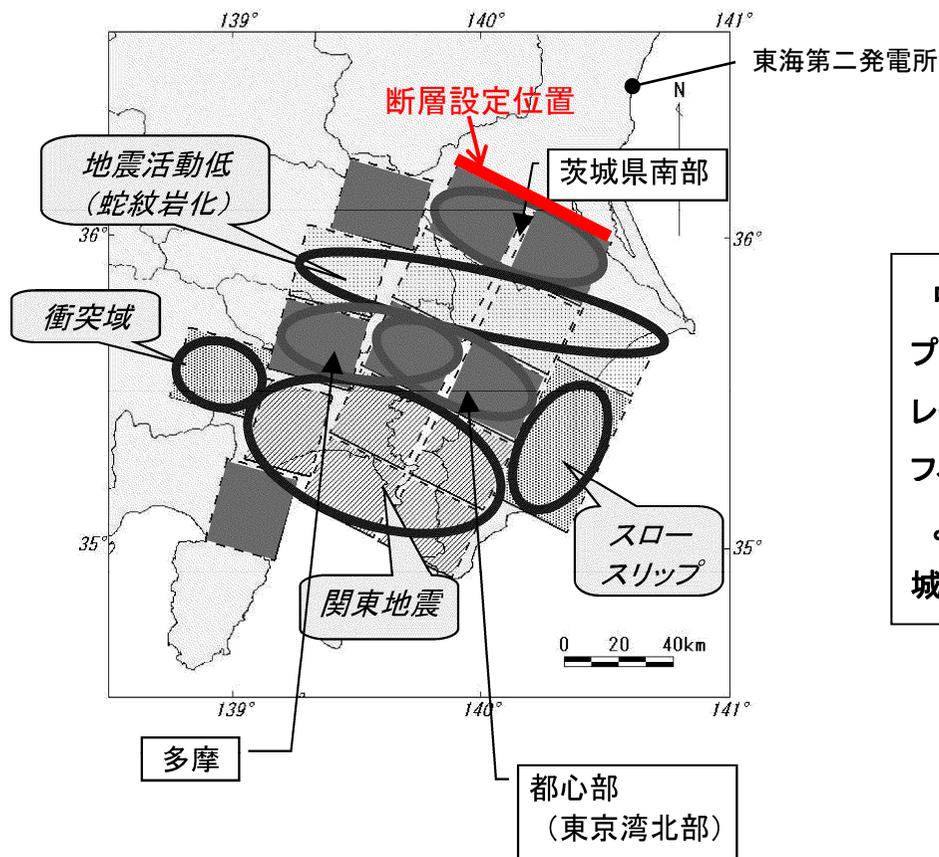


海溝寄りのプレート内地震の断層面
(地震調査研究推進本部(2009)に一部加筆)

各機関の想定した震源による地震(フィリピン海プレート)

第276回審査会合
資料1 35頁 再掲

■各機関の想定した敷地への影響が大きいと考えられるフィリピン海プレート内の地震のうち、中央防災会議(2004)による震源を想定する。



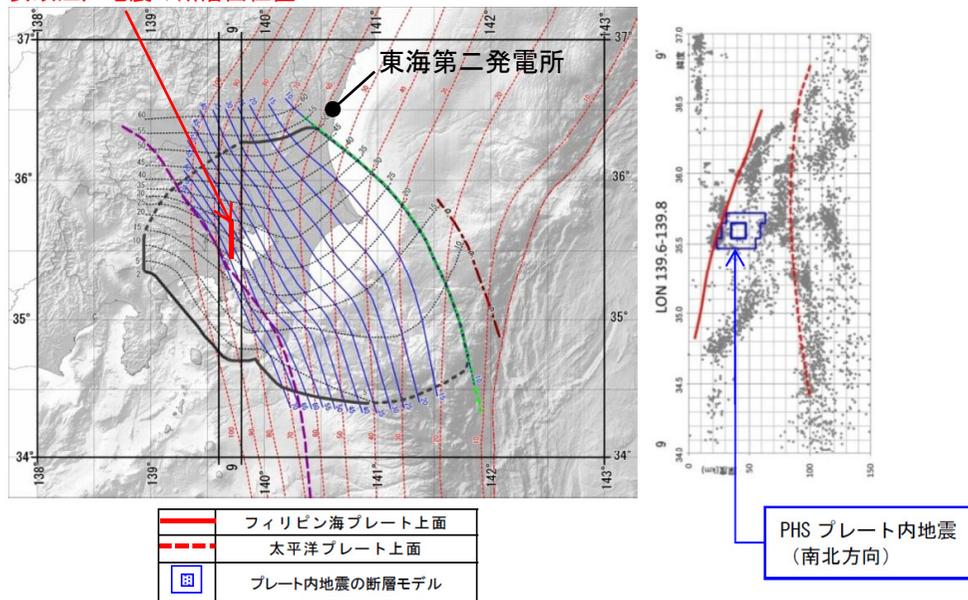
中央防災会議(2004)では、茨城県南部においてフィリピン海プレート内の地震としてM7.3が想定されている。フィリピン海プレートの形状を考慮すると、当該断層面の敷地からの距離は、フィリピン海プレート上面のほかの断層面と比較し近くなる。よって、フィリピン海プレート内の地震としてM7.3の地震を茨城県南部に設定する。

中央防災会議(2004)によるフィリピン海プレート上面付近の19枚の断層(一部加筆)

各機関の想定した震源による地震(フィリピン海プレート)

■各機関の想定した敷地への影響が大きいと考えられるフィリピン海プレート内の地震のうち、中央防災会議(2013)による震源を想定する。

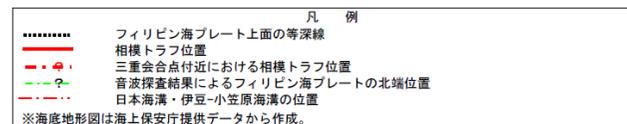
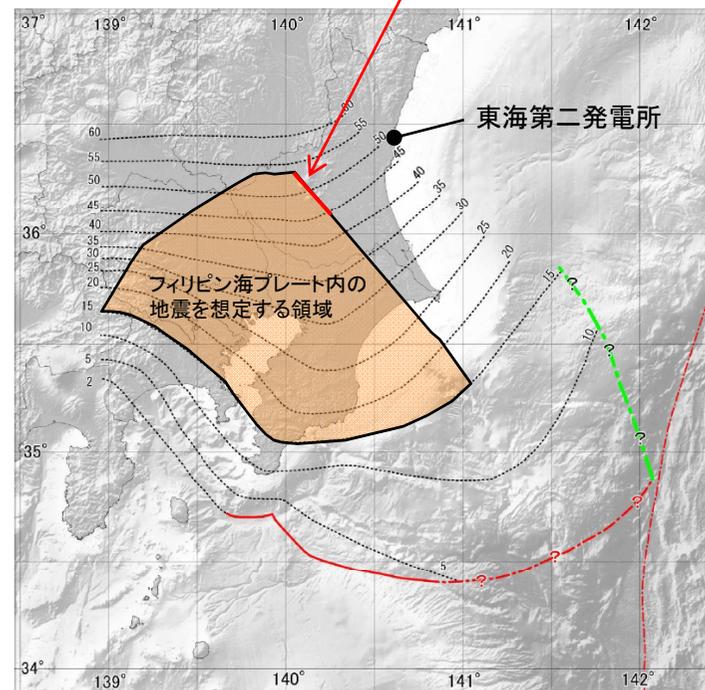
中央防災会議(2013)で設定されている
安政江戸地震の断層面位置



中央防災会議(2013)より抜粋
1855年安政江戸地震の最大震度を再現するプレート内地震の断層位置

中央防災会議(2013)では、フィリピン海プレート内地震を想定する領域を示し、元禄関東地震及び大正関東地震の前に発生したM7クラスの地震の中で、首都で最大の震度であった地震は1855年安政江戸地震としたうえで、この地震による被害分布の再現解析から推定されたM7.2に対して余裕を見込んだM7.3の地震がその領域内でどこでも起こりうるとしている。この知見を踏まえ茨城県南部において同規模の地震を想定する。

中央防災会議(2013)を踏まえ茨城県
南部に設定した断層面位置



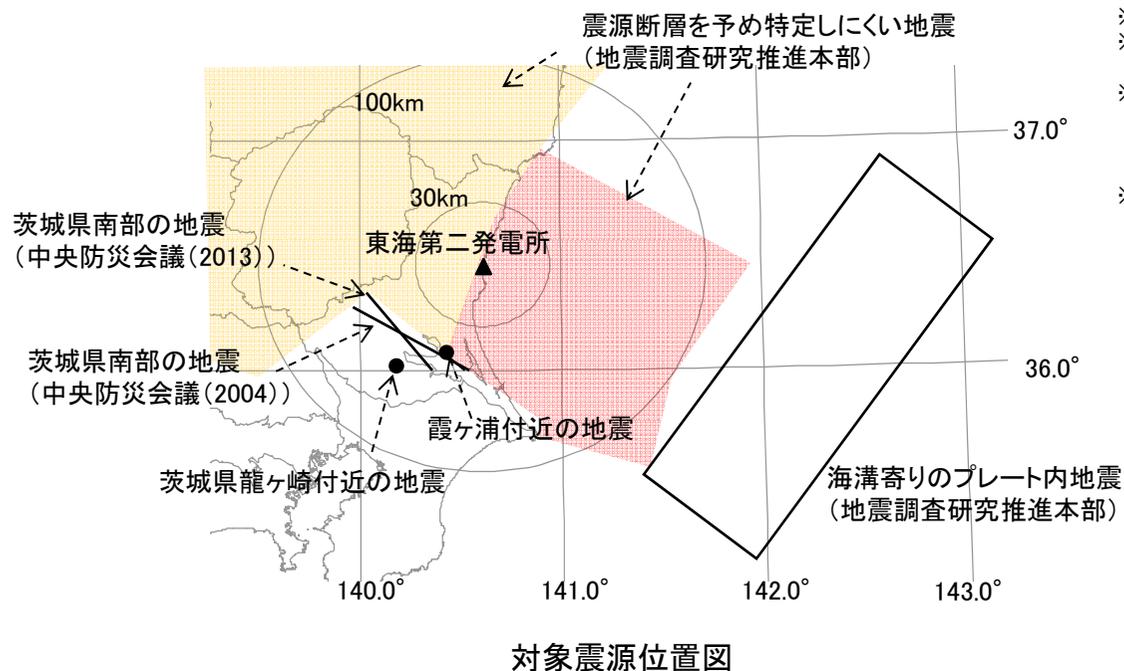
中央防災会議(2013)に加筆

中央防災会議(2013)による
フィリピン海プレート内の地震を想定する領域

検討用地震の選定(1/2)

■検討用地震の候補として抽出した震源について、諸元及び位置を示す。

年月日	地震名	地震規模 M	等価震源距離 (km) ^{※1}	プレート	補正係数 ^{※5}
1895. 1.18	霞ヶ浦付近の地震	7.2	69	フィリピン海 ^{※4}	考慮
1921.12. 8	茨城県龍ヶ崎付近の地震	7.0	74	フィリピン海	考慮
—	茨城県南部の地震(中央防災会議(2004))	7.3	64	フィリピン海	考慮
—	茨城県南部の地震(中央防災会議(2013))	7.3	70	フィリピン海	考慮
—	震源断層を予め特定しにくい地震(陸域)(地震調査研究推進本部)	7.1	89 ^{※2}	太平洋	考慮
—	震源断層を予め特定しにくい地震(海域)(地震調査研究推進本部)	7.3	81 ^{※3}	太平洋	考慮
—	海溝寄りのプレート内地震(地震調査研究推進本部)	8.2	164	太平洋	—



※1 地震カタログによる位置情報やプレート境界等深線等に基づいて算出

※2 敷地直下のプレート境界から30km下方に震源を想定して算出

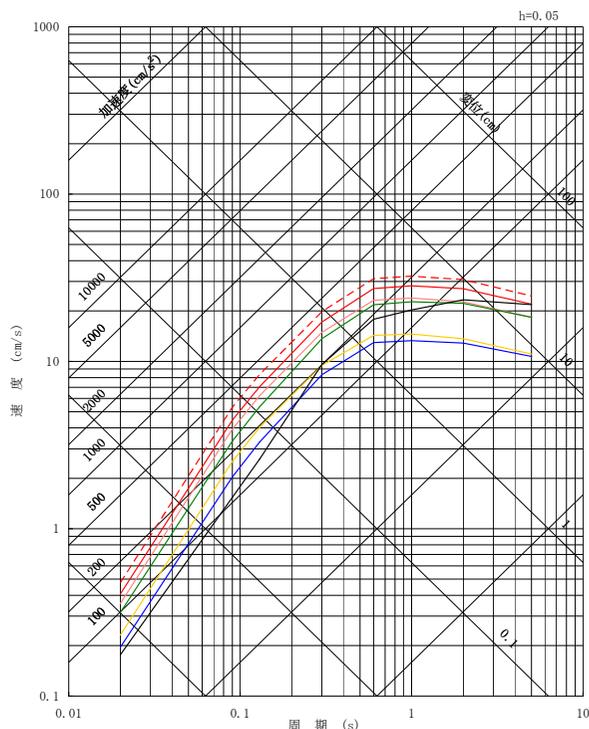
※3 敷地からプレート境界最短となる線上でプレート境界から30km下方に震源を想定して算出

※4 首都直下地震防災・減災特別プロジェクトによると太平洋プレート内地震の可能性が指摘されているが、「信頼性は中程度で、今後のデータ追加により発生場所が変わる可能性を否定できない」とされていることから、敷地への影響の観点からフィリピン海プレートとして扱う。

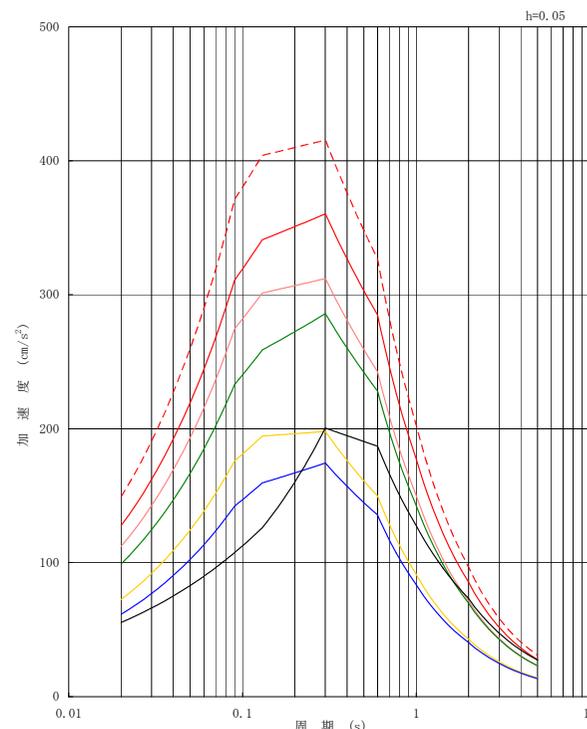
※5 陸域寄りの場所で発生した海洋プレート内地震による補正係数

検討用地震の選定(2/2)

■検討用地震の選定



(擬似速度応答スペクトル)



(加速度応答スペクトル)

海洋プレート内地震の地震動の応答スペクトル
(Noda et al.(2002)の手法に補正係数を考慮)

- 震ヶ浦付近の地震, M7.2, Xeq=69km
 - 茨城県龍ヶ崎付近の地震, M7.0, Xeq=74km
 - 茨城県南部の地震(中央防災会議(2004)), M7.3, Xeq=64km
 - 茨城県南部の地震(中央防災会議(2013)), M7.3, Xeq=70km
 - 震源断層を予め特定しにくい地震(地震調査研究推進本部, 陸域), M7.1, Xeq=89km
 - 震源断層を予め特定しにくい地震(地震調査研究推進本部, 海域), M7.3, Xeq=81km
 - 海溝寄りのプレート内地震(地震調査研究推進本部), M8.2, Xeq=164km
- } フィリピン海プレート
 } 太平洋プレート

- フィリピン海プレート内地震, 太平洋プレート内地震とも想定する地震の最大規模は, 敷地100km圏内ではM7.3である。敷地への影響は, より敷地に近い位置で想定しているフィリピン海プレート内地震が大きい。
- 以上のことから, 検討用地震をフィリピン海プレート内地震である茨城県南部の地震(M7.3, 中央防災会議)で代表させる。

1.	審査会合におけるコメント	3
2.	海洋プレート内地震の評価フロー	4
3.	敷地周辺のプレートテクトニクスや地震発生状況	5
4.	検討用地震の選定	9
5.	震源モデルの設定	27
	海洋プレート内地震に関する知見	29
	基本震源モデル	39
	不確かさを考慮した震源モデル	61
6.	地震動評価	82
	応答スペクトルに基づく手法による評価	84
	断層モデルを用いた手法による評価	89
7.	参考文献	113

No.	日付	回次	コメント内容	該当箇所
7	平成28年 1月29日	第324回 審査会合	中央防災会議(2013)を採用した根拠を明記するとともに、震源モデルのずれの方向を横ずれとしていることについてさらに説明性を向上すること。	P30～38, 48～52
8	平成28年 1月29日	第324回 審査会合	アスペリティを移動させ等価震源距離を併記することで、断層設定位置が適切な位置となっていることを示すこと。	P56, 57, 73, 74
9	平成28年 1月29日	第324回 審査会合	断層傾斜角やアスペリティ位置等、海洋プレート内地震として考慮すべき不確かさ項目について想定の妥当性を踏まえて整理すること。	P62, 63, 66, 67, 76～81, 86, 88, 99, 100, 103～106
10	平成28年 1月29日	第324回 審査会合	基本震源モデルの規模M7.3の妥当性をより詳細に説明すること。	P44～46

海洋プレート内地震の地震動評価のフロー

震源モデルの設定

海洋プレート内地震に関する知見の整理

中央防災会議(2013)では中央防災会議(2004)以降、フィリピン海プレートの形状の見直し、過去の地震の再現モデルのパラメータの推定等の知見を取り入れ報告されていることから、最新の知見として重視する。【コメントNo.7を含む。】



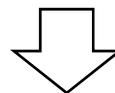
基本震源モデルの設定

中央防災会議(2013)に基づき、茨城県南部に基本震源モデルを設定する。地震規模、断層傾斜角、断層のずれ等については、中央防災会議(2013)以外にもさまざまな最新知見を踏まえて設定する。【コメントNo.4, 7, 8, 10を含む。】



不確かさの考慮

敷地周辺の海洋プレート内地震として考慮すべき不確かさ項目について、認識論的不確かさ、偶発的不確かさに分類し、敷地での地震動への影響の観点から不確かさの考慮の要否について検討を行う。【コメントNo.9を含む。】



地震動評価

応答スペクトルに基づく手法

Noda et al.(2002)の手法に、地震観測記録から算出した補正係数を考慮し評価を実施する。

断層モデルを用いた手法

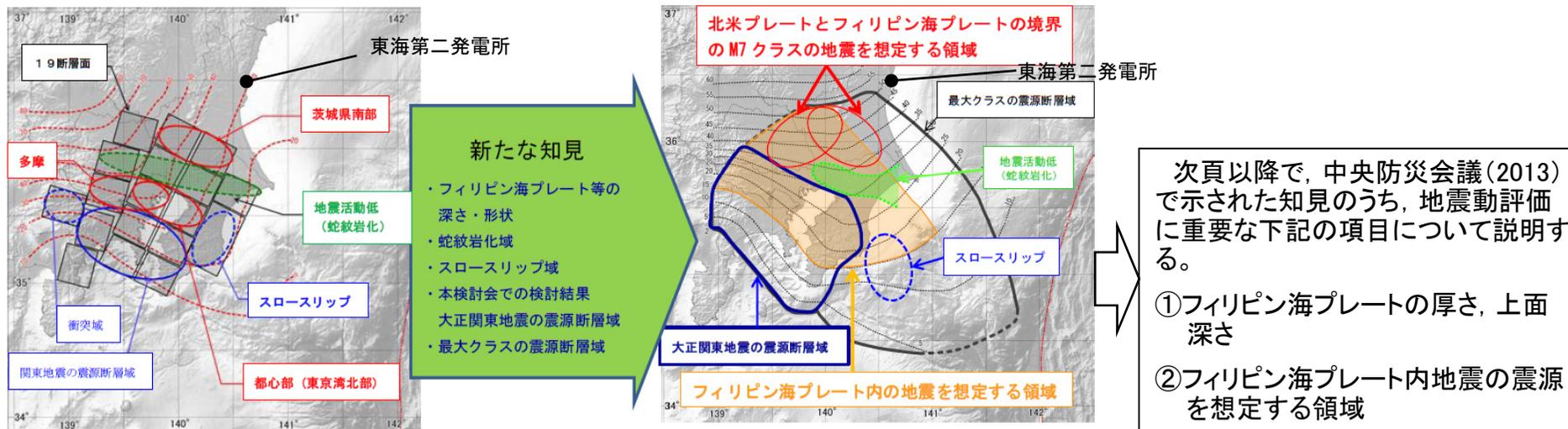
適切な要素地震の選定を行い、経験的グリーン関数法により評価を実施する。また、統計的グリーン関数法による確認を実施する。【コメントNo.5, 6を含む。】

1.	審査会合におけるコメント	3
2.	海洋プレート内地震の評価フロー	4
3.	敷地周辺のプレートテクトニクスや地震発生状況	5
4.	検討用地震の選定	9
5.	震源モデルの設定	27
	海洋プレート内地震に関する知見	29
	基本震源モデル	39
	不確かさを考慮した震源モデル	61
6.	地震動評価	82
	応答スペクトルに基づく手法による評価	84
	断層モデルを用いた手法による評価	89
7.	参考文献	113

No.	日付	回次	コメント内容	該当箇所
7	平成28年 1月29日	第324回 審査会合	中央防災会議(2013)を採用した根拠を明記するとともに、震源モデルのずれの方向を横ずれとしていることについてさらに説明性を向上すること。	P30~38, 48~52

中央防災会議(2013)で新たに考慮された知見

■中央防災会議(2013)「首都直下のM7クラスの地震及び相模トラフ沿いのM8クラスの地震等の震源断層モデルと震度分布・津波高等に関する報告書」では、中央防災会議(2004)以降の新たな知見を考慮し、フィリピン海プレートの深さ・形状の見直しや各震源の見直しがされている。



大正関東地震の震源断層域の拡大 ⇒ **プレート境界地震の東京湾北部地震、多摩地震を対象外**
⇒ 首都直下の**M7クラスの地震としてフィリピン海プレート内地震を想定**※
※前回検討では、フィリピン海プレート内地震は、その震度分布はプレート境界の地震に震度分布が包含されるとして検討対象外としていた)。
蛇紋岩化の領域の縮小 ⇒ プレート境界型の地震として茨城・埼玉県境地震を追加

中央防災会議(2013)で新たに考慮された知見

中央防災会議(2013)に一部加筆

中央防災会議(2013):首都直下地震モデル検討会「首都直下のM7クラスの地震及び相模トラフ沿いのM8クラスの地震等の震源断層モデルと震度分布・津波高等に関する報告書」,平成25年12月

フィリピン海プレートの厚さの分布

■ Uchida et al.(2010)について

中央防災会議(2013)では、フィリピン海プレートの形状に関する知見の一つとして、Uchida et al.(2010)が取り入れられている。

フィリピン海プレートと太平洋プレートが接触する関東地方の直下においては、フィリピン海プレートは南西から北東にかけて徐々に薄くなる傾向が見られる。東京付近の直下では、フィリピン海プレートの厚さは約60kmであるが、フィリピン海プレートの北東限付近での厚さは20km以下となっている。

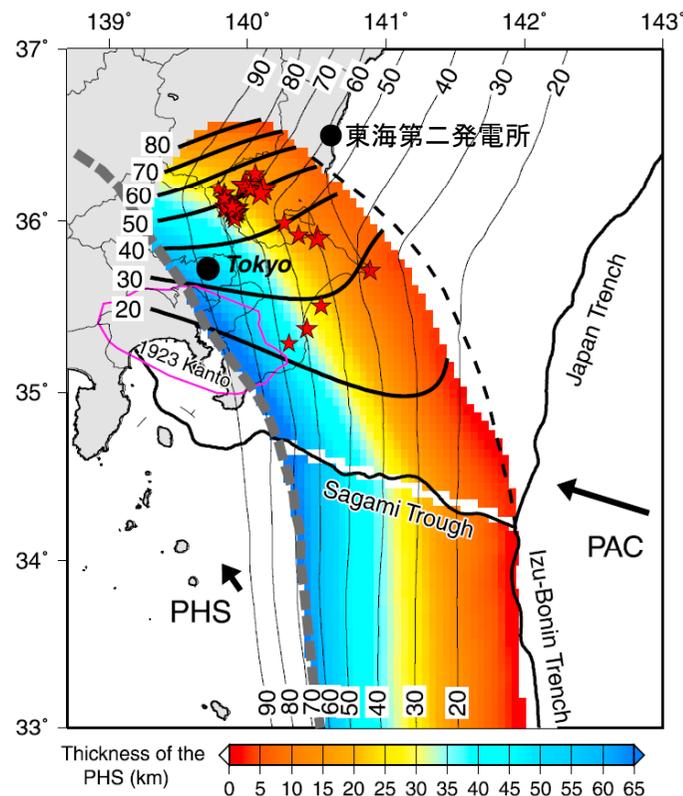


Figure 8. Thickness distribution of the PHS. Black and shaded dashed lines denote the NE and SW limits of the PHS-PAC contact zone, respectively [Nakajima et al., 2009b; Uchida et al., 2009]. For the SW limits beneath Boso peninsula and further south, which is not well constrained in Nakajima et al. [2009b], we adjusted it to the position of ~60 km thickness according to the thickness in the land area. The source area of the 1923 Kanto earthquake estimated by Wald and Somerville [1995] is delineated by a pink line. Red stars are small repeating earthquakes on the PHS. Bold and thin contours are the same as those in Figures 7 and 4a, respectively.

Uchida et al.(2010)に一部加筆

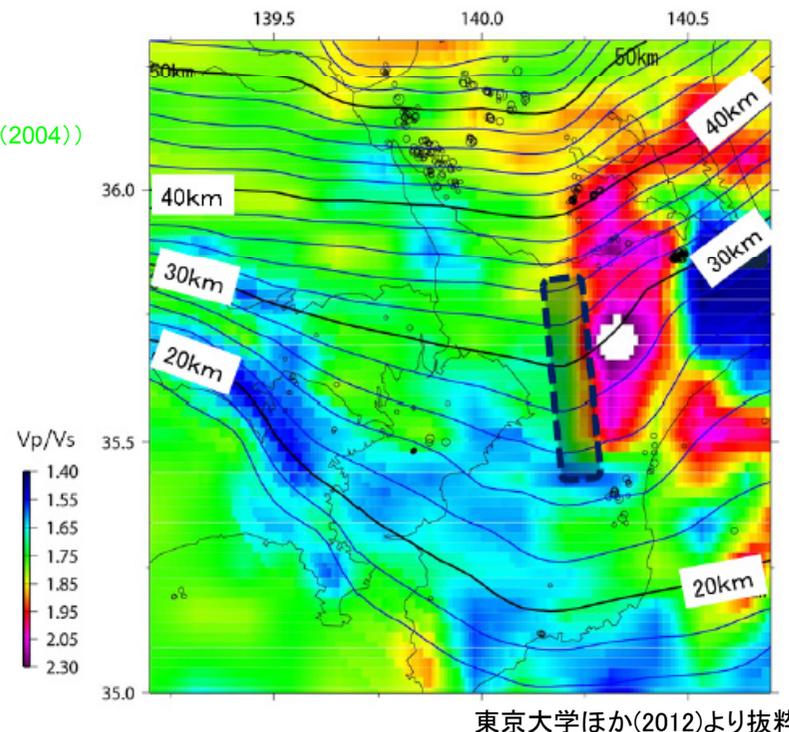
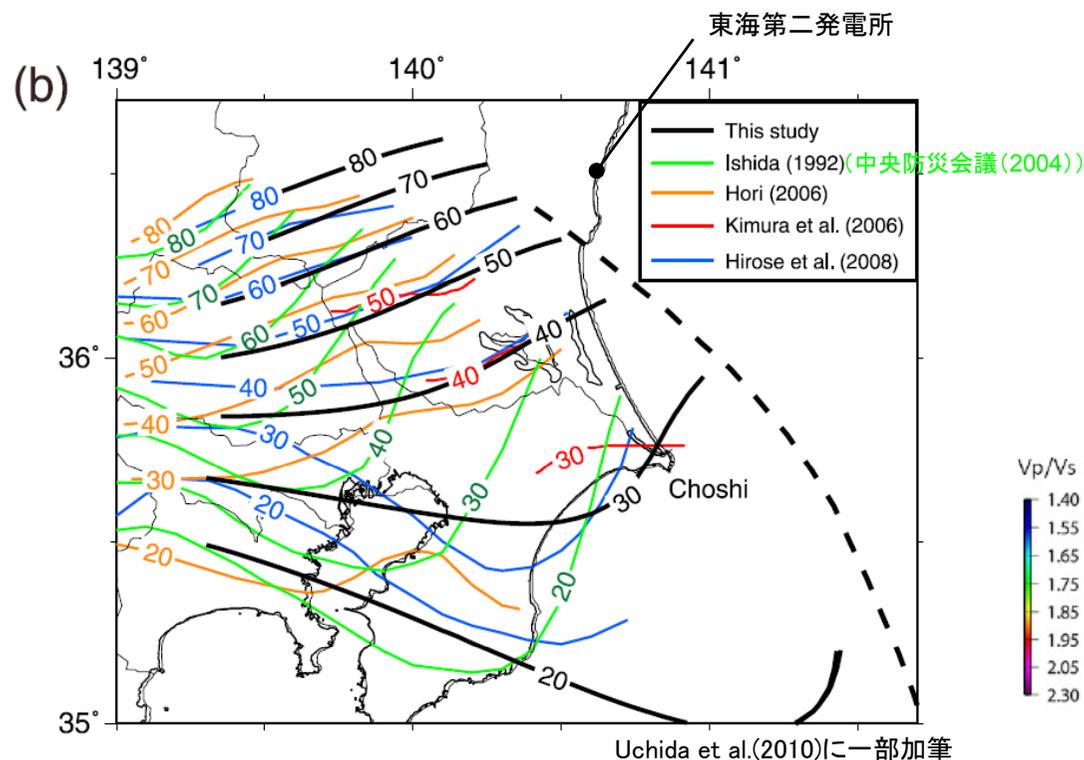
フィリピン海プレートの厚さの分布

Naoki Uchida, Toru Matsuzawa, Junichi Nakajima, and Akira Hasegawa (2010) : Subduction of a wedge-shaped Philippine Sea plate beneath Kanto, central Japan, estimated from converted waves and small repeating earthquakes, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 115, B07309, doi:10.1029/2009JB006962, 2010

フィリピン海プレート上面深さ(1/2)

■中央防災会議(2004)以降の知見について

中央防災会議(2004)が参照しているIshida(1992)のフィリピン海プレート上面深さに対し、それ以降の知見として、Uchida et al.(2010)に示されている複数のプレート上面深さや首都直下地震防災・減災特別プロジェクト(東京大学ほか(2012))におけるプレート上面深さを示す。



フィリピン海プレート上面の深さ分布

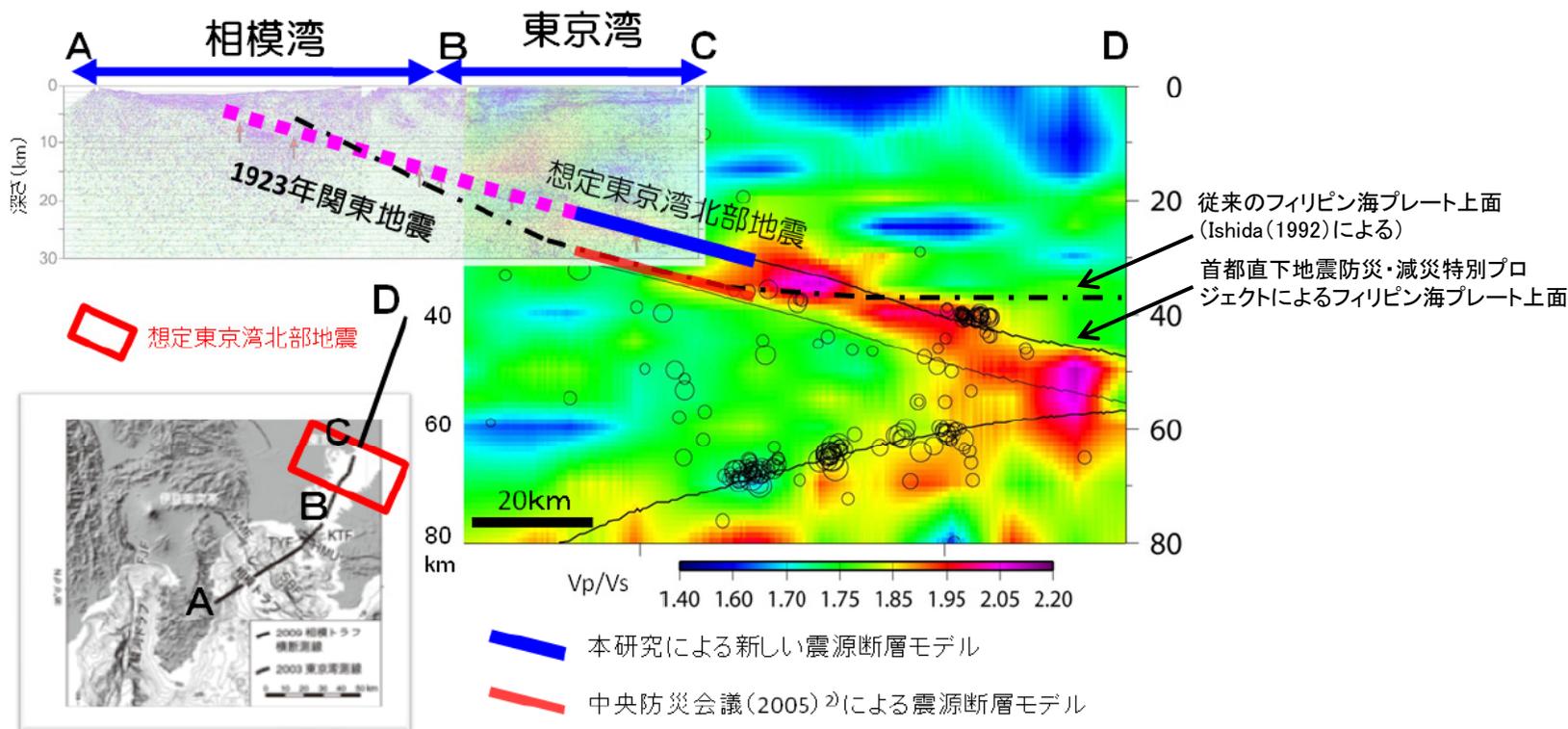
Ishida(1992)の以降の知見として、Uchida et al.(2010)に示されている複数のフィリピン海プレート上面の深さ分布及び首都直下地震防災・減災特別プロジェクトで検討されたフィリピン海プレート上面の深さ分布は、従来(Ishida(1992))と比較し、東京湾付近では浅く想定されている。一方、霞ヶ浦付近では従来と比較し、より深い位置に想定されている。

東京大学地震研究所, (独)防災科学技術研究所, 京都大学防災研究所(2012): 文部科学省委託研究 首都直下地震防災・減災特別プロジェクト 総括成果報告書, 平成24年3月

フィリピン海プレート上面深さ(2/2)

■首都直下地震防災・減災特別プロジェクトについて

中央防災会議(2013)では、フィリピン海プレート上面に関する知見の一つとして、首都直下地震防災・減災特別プロジェクトの成果が取り入れられている。首都直下地震防災・減災特別プロジェクトにおいては、地震観測及び地殻構造探査などの最新の調査結果などをもとに、フィリピン海プレートの形状が求められている。検討されたフィリピン海プレート上面の深さは、想定東京湾北部地震の震源付近(図のBからCにかけて)では従来よりも10km程度浅くなっている。一方、茨城県南部(図のCからDにかけて)におけるフィリピン海プレートの上面は従来よりも深くなっている。



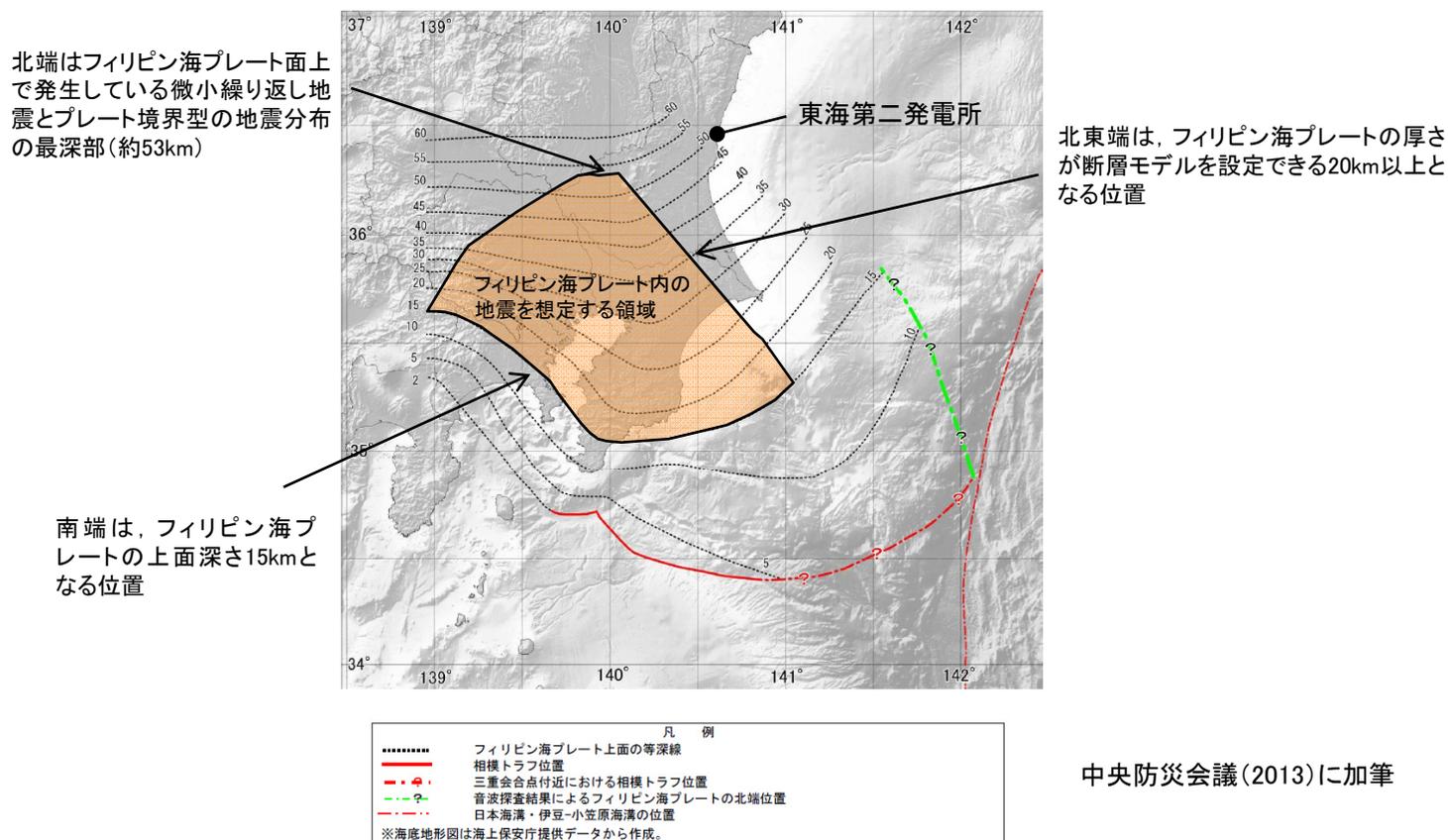
東京大学ほか(2012)に一部加筆

フィリピン海プレート上面深さ

震源を想定する領域

■フィリピン海プレート内地震の想定位置について

中央防災会議(2013)に基づき, フィリピン海プレート内の地震を想定する領域について検討する。



中央防災会議(2013)に加筆

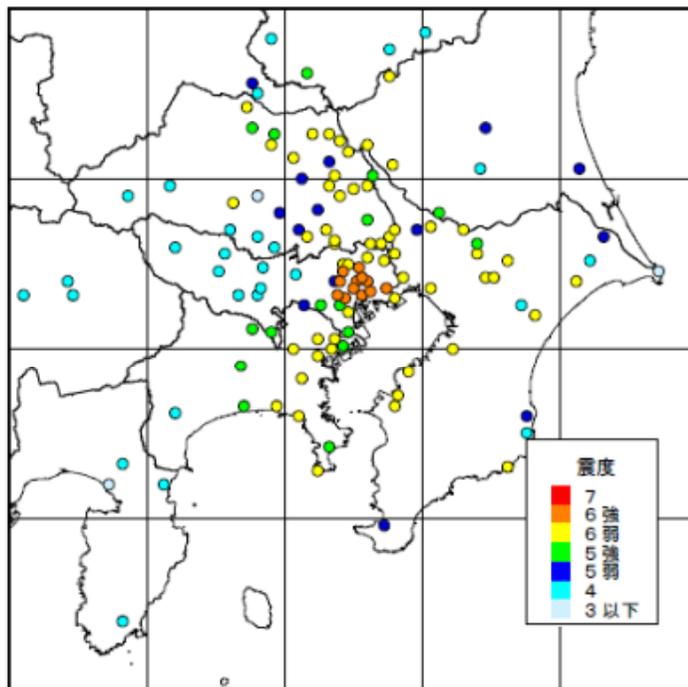
中央防災会議(2013)による フィリピン海プレート内の地震を想定する領域

中央防災会議(2013)では、「首都地域の中核都市等の直下の地震」のうち、「どの場所の直下でも発生する可能性のあるフィリピン海プレート内の地震」として図のような茨城県南部を含む領域を設定している。

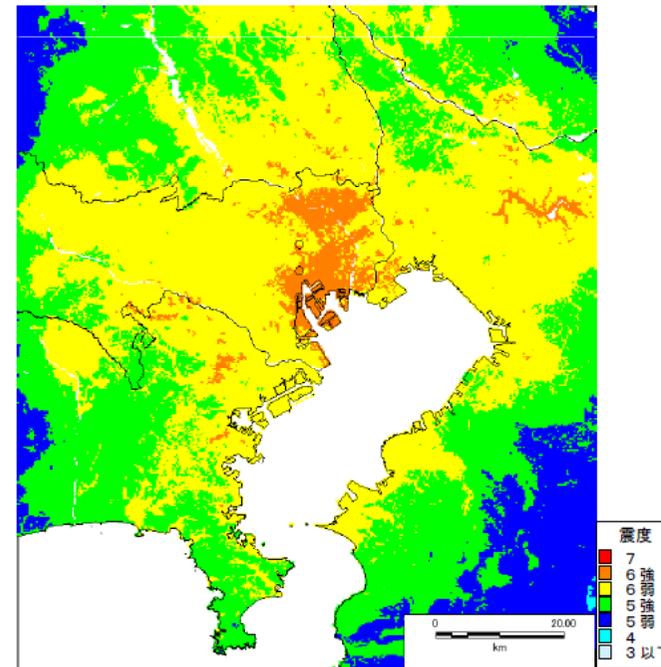
フィリピン海プレート内地震の地震規模, 応力降下量(1/3)

■1855年安政江戸地震の震度分布の再現

中央防災会議(2013)では, 1855年安政江戸地震が東京駅直下のフィリピン海プレート内で発生したと仮定し, 震度分布を再現することにより地震規模や応力降下量等の断層パラメータを推定している。



宇佐美(1994)による
1855年安政江戸地震の震度分布



中央防災会議(2013)より抜粋

1855年安政江戸地震における
都心部の最大震度を再現するプレート内地震の
断層位置図と震度の再現結果

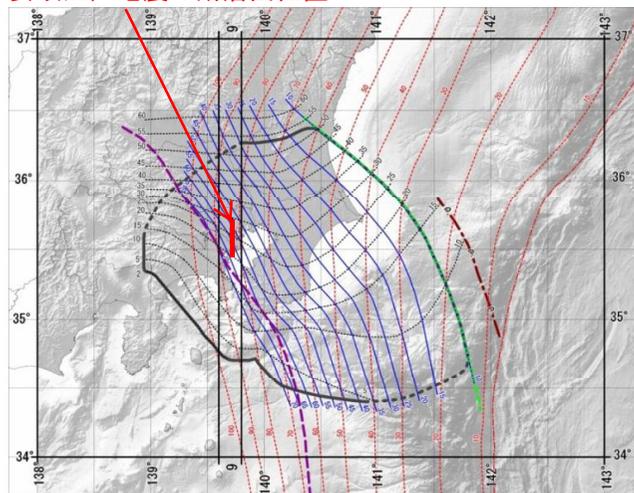
フィリピン海プレート内地震の地震規模, 応力降下量(2/3)

第324回審査会合
資料1 34頁 修正

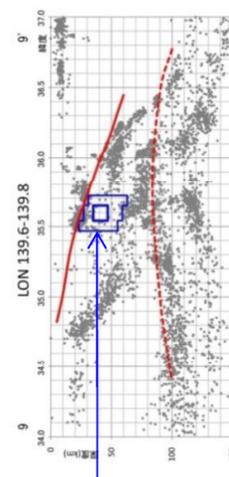
■1855年安政江戸地震の断層パラメータ

中央防災会議(2013)において, 震度分布の再現から推定した安政江戸地震の断層パラメータを示す。

中央防災会議(2013)で設定されている
安政江戸地震の断層位置



	フィリピン海プレート上面
	太平洋プレート上面
	プレート内地震の断層モデル



PHS プレート内地震
(南北方向)

中央防災会議(2013)に一部加筆

1855年安政江戸地震の最大震度を再現する
プレート内地震の断層パラメータ(応力降下量52MPa)

	セグメント	初期モデル	52MPa	備考
断層全体	面積(km ²)	900	900	岩田・浅野(2010)
	平均応力降下量(MPa)	5	8.3	面積と地震モーメントの関係より
	平均すべり量(m)	1.2	2.0	
	地震モーメント(Nm)	5.1E+19	8.5E+19	岩田・浅野(2010)
	Mw	7.1	7.2	
	長さ(km)	28.1	28.1	
	幅(km)	32.1	32.1	
SMGA	走向	0°	0°	南北走向
	傾斜	90°	90°	
	すべり角	0°	0°	横ずれ
	応力パラメータ	30	52	岩田・浅野(2010)
	面積(km ²)	150	150	
	面積比	16.7%	16.7%	
	平均すべり量(m)	2.4	4.3	平均すべり量×2
その他	地震モーメント(Nm)	1.7E+19	3.0E+19	Mos=μ DS
	Mw	6.8	6.9	σ × S/Ss
	破壊伝播速度(km/s)	2.9	2.9	
	fmax(Hz)	6	6	
	剛性率(Nm ²)	4.6E+10	4.6E+10	

中央防災会議(2013)に一部加筆

1855年安政江戸地震の最大震度を再現する
プレート内地震の断層位置

中央防災会議(2013)では, 岩田・浅野(2010)のスケーリング則を用いて初期モデルを設定し, そこからSMGAの応力降下量を52MPaにすることで1855年安政江戸地震の最大震度を再現することができたとしている。また, その地震規模はMw7.2であるとしている。

また, その再現モデルの断層傾斜角については90度とし, すべり角については0度(横ずれ)と設定している。

フィリピン海プレート内地震の地震規模, 応力降下量(3/3)

■フィリピン海プレート内地震の断層パラメータ

中央防災会議(2013)で想定されているフィリピン海プレート内地震の断層パラメータを示す。

中央防災会議(2013)の断層パラメータ(各震源共通)
(応力降下量62MPa)

	セグメント	初期モデル		備考
		62MPa	900	
断層全体	面積(km ²)	900	900	岩田・浅野(2010)
	平均応力降下量(MPa)	5	10.3	面積と地震モーメントの関係より
	平均すべり量(m)	1.2	2.5	
	地震モーメント(Nm)	5.1E+19	1.1E+20	岩田・浅野(2010)
	Mw	7.1	7.3	
	長さ(km)	28.1	28.1	
	幅(km)	32.1	32.1	
	走向	0°	0°	南北走向
	傾斜	90°	90°	
	すべり角	0°	0°	横ずれ
SMGA	応力パラメータ	30	62	岩田・浅野(2010)
	面積(km ²)	150	150	
	面積比	16.7%	16.7%	
	平均すべり量(m)	2.4	5.1	平均すべり量×2
	地震モーメント(Nm)	1.7E+19	3.5E+19	Mos=μ DS
Mw	6.8	7.0	Δσ × S/Ss	
その他	破壊伝播速度(km/s)	2.9	2.9	
	fmax(Hz)	6	6	
	剛性率(Nm ²)	4.6E+10	4.6E+10	

中央防災会議(2013)に一部加筆

(参考) 中央防災会議(2004)の断層パラメータ
(東京湾北部直下のプレート内地震)(応力降下量21.5MPa)

	プレート内	
断層帯		
緯度(°)	35.546	
経度(°)	140.017	
1-端深さd(km)	45	
長さL(km)	54.53	logL=0.5Mjma-1.88
幅W(km)	26.41	
走向φ	300	
傾斜δ(°)	90	
すべり角入(°)	-90	
マグニチュードMjma	7.2	logMo=1.5Mjma+16.2
地震モーメントMo(Nm)	1.12E+20	logMo=1.5Mw+16.1(金森)
モーメントマグニチュードMw	7.3	
マクロ的に見たパラメータ		
断層面積S(km ²)	1440	Δσ=7π ^{1.5} /16×Mo/S ^{1.5}
S波速度Vs(km/s)	3.5	地殻内の平均的値
平均密度ρ(g/cm ³)	2.8	地殻内の平均的値
剛性率μ(N/m ²)	3.4E+10	μ=ρVs ²
平均的な応力パラメータΔσ(MPa)	5	
平均すべり量D(m)	2.27	Mo=μ DS
破壊伝播速度Vr(km/s)	2.5	Vr=0.72Vs
要素断層の大きさ(km)	2.0X2.0	
要素断層の数(アスベリティ)	77	
要素断層の数(背景領域)	274	
C(km)	2.8	
Fmax(Hz)	6	兵庫県南部地震の観測記録から推定された値
fc(Hz)	0.061	fc=4.9×10 ⁶ Vs(Δσ/Mo) ^{1/3}
短周期レベルA(Nm/s ²)	1.64E+19	A=Mo×(4.9×10 ⁶ Vs(Δσ/Mo) ^{1/3} ×2π) ²
アスベリティ等内部パラメータ		
アスベリティの総面積Sa(km ²)	316	Sa=S×0.22
アスベリティ内の平均すべり量Da(m)	4.56	Da=D×2.01
アスベリティでの総モーメントMoa(Nm)	4.95E+19	Moa=μ DaSa
要素断層の平均モーメント	6.26E+17	
アスベリティの総応力パラメータΔσa(MPa)	21.5	Δσ=2.436Mo/S ^{1.5}
fc(Hz)	0.130	fc=4.9×10 ⁶ Vs(Δσa/Moa) ^{1/3}
短周期レベル(Nm/s ²)	3.29E+19	A=Moa×(4.9×10 ⁶ Vs(Δσa/Moa) ^{1/3} ×2π) ²
背景領域		
面積Sb(km ²)	1124	Sb=S-Sa
地震モーメントMob(Nm)	6.27E+19	Mob=Mo-Moa
要素断層の平均モーメント	2.23E+17	
すべり量Db(m)	1.63	Mob=μ DbSb
応力パラメータΔσb(MPa)	4.1	Δσ=2.436Mo/S ^{1.5}
fc(Hz)	0.069	fc=4.9×10 ⁶ Vs(Δσb/Mob) ^{1/3}
短周期レベル(Nm/s ²)	1.17E+19	A=Mob×(4.9×10 ⁶ Vs(Δσb/Mob) ^{1/3} ×2π) ²

中央防災会議(2004)に一部加筆

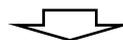
中央防災会議(2013)では、フィリピン海プレート内地震の地震動評価に用いるSMGAの応力降下量を、1855年安政江戸地震の震度分布を再現するのに必要な52MPaに対して、さらに2割程度の余裕を見込んだ62MPaとしており、中央防災会議(2004)による値よりも大きく想定されている。地震規模については、ともにMw7.3であるとしている。

中央防災会議(2013)では、断層傾斜角については90度とし、すべり角については0度(横ずれ)と設定し、安政江戸地震の震度を再現している。一方、中央防災会議(2004)では、断層傾斜角については90度とし、すべり角を-90度(縦ずれ)としている。

まとめ

■中央防災会議等による知見の整理

項目	中央防災会議(2004)の知見	中央防災会議(2013)の知見	その他の知見
フィリピン海プレートの形状	Ishida(1992)のプレート上面深さの知見を取り入れている。	首都直下地震防災・減災特別プロジェクトやUchida et al.(2010)による知見を反映している。同プロジェクトでは、地震観測及び地殻構造探査により、中央防災会議(2004)が基づいていたIshida(1992)のフィリピン海プレートの形状をあらためて想定し直している。	—
プレート内地震の震源の想定位置	茨城県南部や都心部に想定	プレート厚さ20km以上の領域を想定	—
断層モデルの巨視的なパラメータ	東京湾北部直下のプレート内地震の断層パラメータについて、断層面積を1440km ² 、アスペリティ面積を316km ² と算出している。	1855年安政江戸地震の再現における初期モデルの設定において岩田・浅野(2010)のスケーリング則に基づき断層面積900km ² 、アスペリティ面積を150km ² と設定するとともにアスペリティ面積比も小さく設定されている。	—
地震規模、応力降下量などのパラメータ	プレート境界地震と同程度の地震規模としてM7.3を茨城県南部に想定している。また、東京湾北部直下のプレート内地震の断層パラメータについて、応力降下量21.5MPaと設定されている。	1855年安政江戸地震の再現モデルを基に応力降下量を52MPa、地震規模をMw7.2と算出し、そこから保守性を加え、応力降下量を62MPa、地震規模をMw7.3と設定している。	—
ずれの種類	東京湾北部直下のプレート内地震は縦ずれで想定されている。	1855年安政江戸地震を横ずれのプレート内地震としてモデル化し、江戸の震度分布の再現を実施している。	<ul style="list-style-type: none"> ・長谷川ほか(2013)では、フィリピン海プレートの蛇紋岩域の西縁を境界に横ずれ型の地震が発生することを説明。 ・首都直下地震防災・減災特別プロジェクトでは、茨城県南部を含む関東地方で明治以降発生したフィリピン海プレート内の地震の震源メカニズムについて、観測記録の分析により横ずれであるとの整理をしている。



- 中央防災会議(2013)で示されている知見は、地震動評価にとって重要なフィリピン海プレートの上面深さや応力降下量、想定マグニチュードについて、最新の地殻構造探査や過去の地震による被害分布の再現解析に基づいて設定されており、信頼性が高いものと考えられる。よってこれらを基本震源モデルの設定に取り入れることとする。
- 中央防災会議(2013)における横ずれの知見を茨城県南部において適用することの妥当性については、長谷川ほか(2013)の知見等も踏まえて後段で詳述する。

1.	審査会合におけるコメント	3
2.	海洋プレート内地震の評価フロー	4
3.	敷地周辺のプレートテクトニクスや地震発生状況	5
4.	検討用地震の選定	9
5.	震源モデルの設定	27
	海洋プレート内地震に関する知見	29
	基本震源モデル	39
	不確かさを考慮した震源モデル	61
6.	地震動評価	82
	応答スペクトルに基づく手法による評価	84
	断層モデルを用いた手法による評価	89
7.	参考文献	113

No.	日付	回次	コメント内容	該当箇所
7	平成28年 1月29日	第324回 審査会合	中央防災会議(2013)を採用した根拠を明記するとともに、震源モデルのずれの方向を横ずれとしていることについてさらに説明性を向上すること。	P30~38, 48~52
8	平成28年 1月29日	第324回 審査会合	アスペリティを移動させ等価震源距離を併記することで、断層設定位置が適切な位置となっていることを示すこと。	P56, 57, 73, 74
10	平成28年 1月29日	第324回 審査会合	基本震源モデルの規模M7.3の妥当性をより詳細に説明すること。	P44~46

震源モデルの設定の考え方

震源モデルの設定

海洋プレート内地震に関する知見の整理

中央防災会議(2013)では、中央防災会議(2004)以降、フィリピン海プレートの形状の見直しや、過去の地震を再現するモデルのパラメータの推定等の知見が取り入れられていることから、最新の知見として重視することとする。【コメントNo.7を含む。】



基本震源モデルの設定

中央防災会議(2013)に基づき、茨城県南部に基本震源モデルを設定する。なお、地震規模、断層傾斜角、断層のずれ等については、中央防災会議(2013)以外のさまざまな最新知見も踏まえて設定する。
具体的には、地震規模については、フィリピン海プレート内地震の発生状況を確認した上で中央防災会議(2013)と同じM7.3と設定し、断層の傾斜角、ずれ等については、震源域で発生した過去の地震の震源メカニズムやテクトニクス的な背景を踏まえ設定をする。【コメントNo.4, 7, 8, 10を含む。】

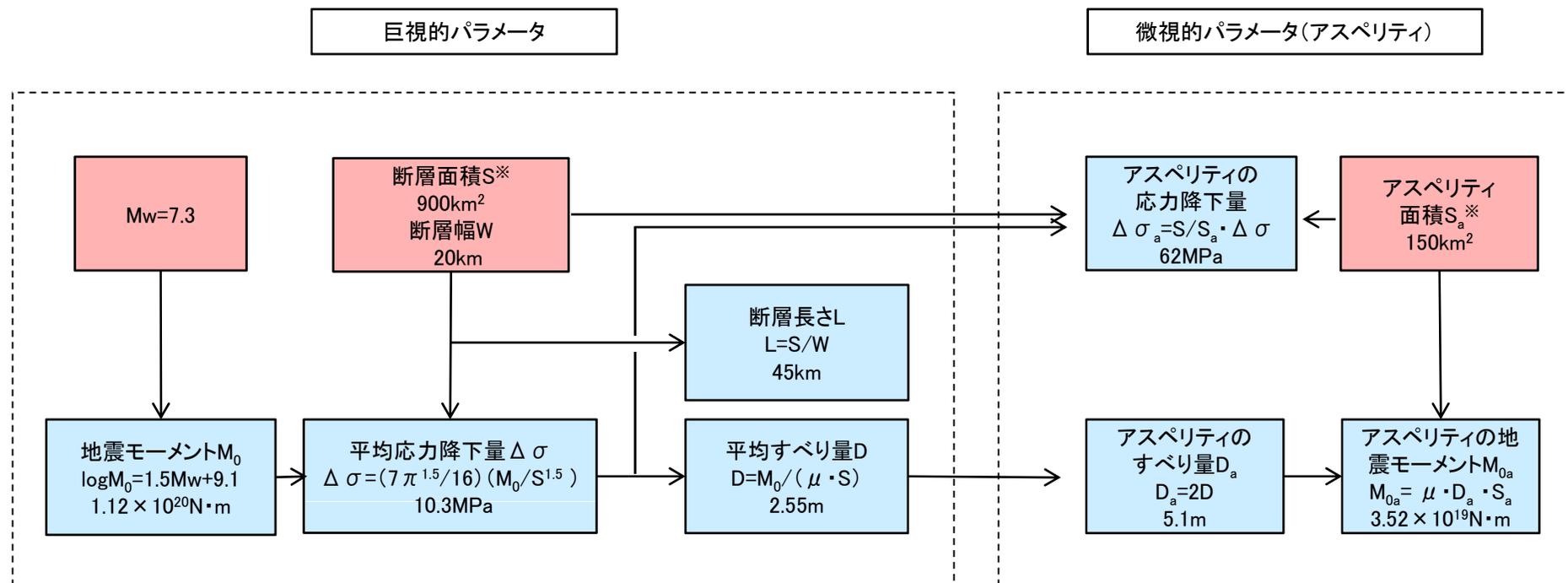


不確かさの考慮

敷地周辺の海洋プレート内地震として考慮すべき不確かさ項目について、認識論的不確かさ、偶然的不確かさに分類し、敷地での地震動への影響の観点から不確かさの考慮の要否について検討を行う。
その結果、地震動評価結果に影響の大きいパラメータである断層傾斜角、アスペリティ位置、応力降下量、地震規模に関し不確かさを考慮することとする。【コメントNo.9を含む。】

基本震源モデルの設定

■ 茨城県南部の地震の断層パラメータの設定フローを下記に示す。



※ 断層面積及びアスペリティ面積について、1855年安政江戸地震を再現するための初期モデル(Mw=7.07)を岩田・浅野(2010)のスケーリング則に基づき算出しそれを与条件としている。

中央防災会議(2013)に基づき、与条件とした項目

与条件から設定

基本震源モデルの設定

■茨城県南部の地震の基本震源モデルについて、中央防災会議(2013)の「首都直下のM7クラスの地震及び相模トラフ沿いのM8クラスの地震等の震源断層モデルと震度分布・津波高等に関する報告書」で設定されている「プレート内地震の断層パラメータ(共通)」を参考に設定する。

【震源モデルの位置, 形状等】

・地震規模

相模トラフ以北の領域において、プレート内で発生したと推定される地震の中で最も規模の大きい地震は1895年霞ヶ浦付近の地震のM7.2である。想定する地震の規模はこれを上回るよう中央防災会議(2013)の設定も踏まえMw7.3とする(Mw=Mj=7.3)。

・断層面の位置・形状

断層位置や傾斜角は、同報告書の「フィリピン海プレート内の地震を想定する領域」や長谷川ほか(2013)を参考に、敷地に近い位置となる霞ヶ浦付近において、断層上端深さを38km～54km、断層傾斜角を90度に設定する。

・アスペリティ位置

断層面の中央に設定し、海洋性マントルの最上部とする。

・ずれの種類

長谷川ほか(2013)や首都直下地震防災・減災特別プロジェクト等の知見を踏まえ、横ずれと設定する。

【主要なパラメータ】

・地震モーメント M_0

$\log M_0 = 1.5M_w + 9.1$ より
1.12E+20N・m とする(Mw=7.3)。

・断層面積 S

900km² とする。(中央防災会議(2013))

・アスペリティ面積 S_a

150km² とする。(中央防災会議(2013))

・アスペリティの応力降下量 $\Delta \sigma_a$

$\Delta \sigma_a = S/S_a \cdot \Delta \sigma$ より 62MPa とする。

ここで、

$\Delta \sigma = (7\pi^{1.5}/16)(M_0/S^{1.5})$ より 10.3MPa

基本震源モデルの設定に関する詳細説明

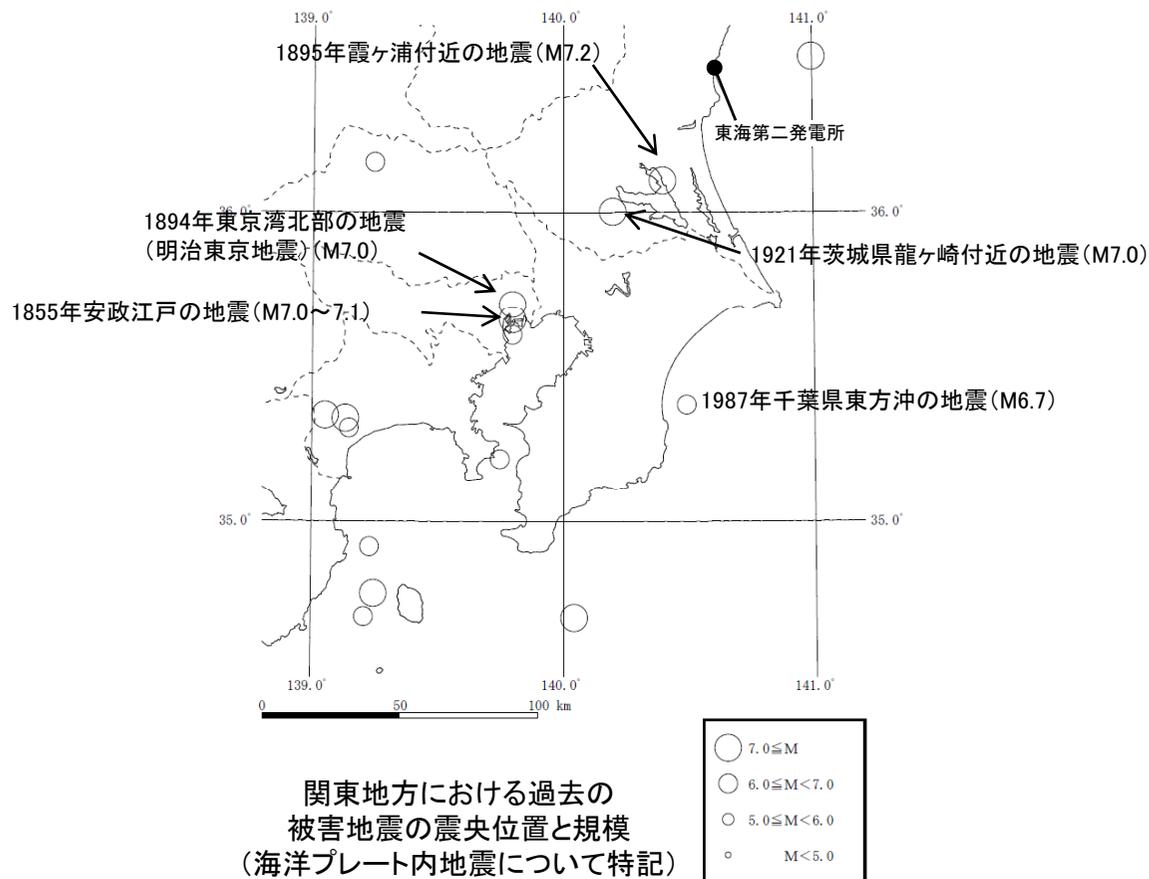
■下記の断層パラメータについては、中央防災会議(2013)以外にも最新知見を収集し、設定の考え方やその妥当性について説明する。

- ・地震規模
- ・断層面の位置・形状(走向, 傾斜角を含む。)
- ・ずれの種類
- ・アスペリティ位置

地震規模の妥当性：太平洋プレート及びフィリピン海プレート内地震の規模

■歴史地震の抽出(関東地方)

1800年以降2014年3月までの期間に、関東地方で発生したM6.7以上の被害地震を抽出する。



- 関東地方における歴史地震のうち、海洋プレート内で発生した地震の最大規模は、1895年霞ヶ浦付近の地震 (M7.2) とされている。ただしこの地震は太平洋プレート内地震の可能性が示唆されている。
- 上記の地震を除くフィリピン海プレート内で発生した地震の最大規模は、1921年茨城県龍ヶ崎付近の地震 (M7.0) である。

地震規模の妥当性：太平洋プレート及びフィリピン海プレート内地震の規模

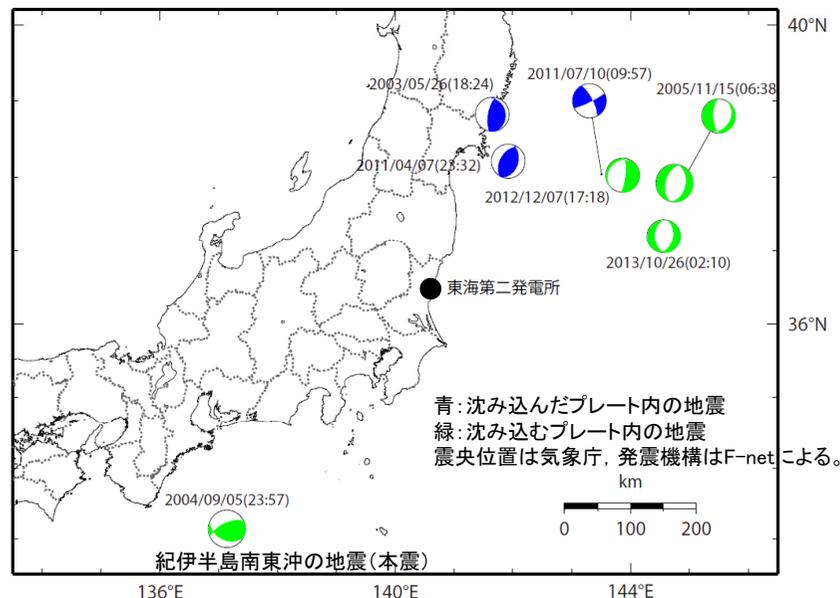
■1997年以降(気象庁による一元化震源以降)に発生した海洋プレート内地震の抽出(東北地方から紀伊半島まで)

気象庁地震カタログを用い、1997年から2014年3月までの期間に東北地方から紀伊半島までの範囲で発生したM7.0以上の海洋プレート内地震と推定される地震を抽出した。青色は沈み込んだプレート内の上面の地震、緑色は沈み込むプレート内の地震に分類できる。

M7.0以上の海洋プレート内地震の諸元

発生日	時刻	M	緯度(度)	経度(度)	深さ(km)	分類
2003.5.26	18:24	7.1	38.821	141.6507	72	沈み込んだ太平洋プレート内の上面
2004.9.5	23:57	7.4	33.1375	137.1413	44	沈み込むフィリピン海プレート内
2005.11.15	06:38	7.2	38.0272	144.9447	45	沈み込む太平洋プレート内
2011.3.11	15:25	7.5	37.9143	144.751	11	沈み込む太平洋プレート内
2011.4.7	23:32	7.2	38.2042	141.9202	66	沈み込んだ太平洋プレート内の上面
2011.7.10	09:57	7.3	38.0318	143.5067	34	沈み込んだ太平洋プレート内の上面
2012.12.7	17:18	7.3	38.0198	143.867	49	沈み込む太平洋プレート内
2013.10.26	02:10	7.1	37.1963	144.5687	56	沈み込む太平洋プレート内

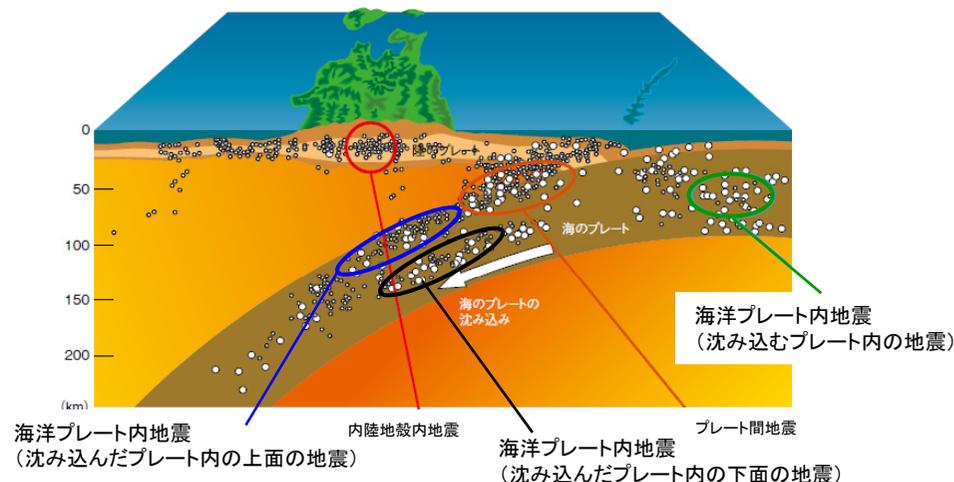
※気象庁地震カタログや震源メカニズムなどを参考に海洋プレート内地震を抽出した。



※2001年芸予地震の規模はM6.7(図の範囲外)

M7.0以上の海洋プレート内地震の震央位置及び震源メカニズム

1997年以降に東北地方で発生した沈み込んだ太平洋プレート内の地震の最大規模はM7.3である。また、フィリピン海プレート内で発生した最大規模としては、2004年紀伊半島南東沖の地震(M7.4)が発生している。ただし、この地震は沈み込むプレート内地震である。



地震の発生様式の模式図(東北地方での例)
(地震調査研究推進本部に一部加筆)

地震規模の妥当性：まとめ

■前頁までの検討結果や、地震調査研究推進本部を参考に区分した南海トラフ以北、相模トラフ以北のそれぞれの領域内で発生した主なプレート内地震の発生状況を踏まえ、基本震源モデルの規模の妥当性について検討する。

領域	過去に発生した主なプレート内地震	検討内容	考慮の要否
南海トラフ以北	2004年紀伊半島南東沖の地震(M7.4)	フィリピン海プレートの内部で近年発生した地震としては最大規模である。この地震は海溝軸付近の浅い場所で発生した地震であり、茨城県南部のように沈み込んだ深い位置で発生する地震とはテクトニクス的環境などが大きく異なる。また、南海トラフと相模トラフでは、地震調査研究推進本部における領域区分が異なることから、茨城県南部に適用することは不要と判断。	不要
相模トラフ以北	【国内の地震観測開始以前(マグニチュードは日本被害地震総覧を参照した。)]		
	1855年安政江戸の地震(M7.0~7.1)	1855年安政江戸の地震(日本被害地震総覧ではM7.0~7.1とされている)の震度を再現する地震規模として、中央防災会議(2013)ではMw7.2と評価されている。中央防災会議(2013)では、そこから保守性を加え地震規模をMw7.3と設定している。	考慮
	【国内での地震観測開始以降の地震(マグニチュードは宇津カタログを参照した。)]		
	1895年霞ヶ浦付近の地震(M7.2)	太平洋プレート内地震の可能性があると指摘されているが、敷地近くで発生したプレート内地震であることから、考慮することが必要と考えられる。	考慮
	1921年茨城県龍ヶ崎付近の地震(M7.0)	フィリピン海プレート内地震であることがほぼ確実であり、敷地近くで発生していることから、考慮することが必要と考えられる。	考慮

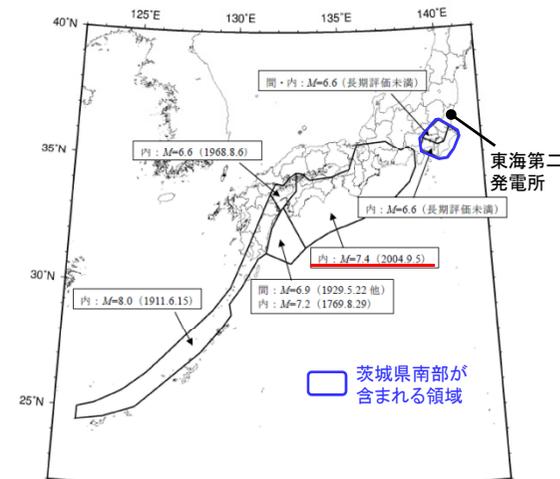


図 3.3.4.4-7 フィリピン海プレートの震源断層を予め特定しにくい地震の最大マグニチュード。

表 3.3.4.4-1 地域区分ごとの最大マグニチュード。

番号	最大 M	震源	備考
1	プレート内	7.4	2004.09.05 紀伊半島南東沖
2	プレート間	6.9	1929.05.22 日向灘
		1996.10.19	
3	プレート内	7.2	1769.08.29
		6.6	1968.08.06 愛媛県西方沖
4	プレート内	8.0	1911.06.15 奄美大島近海
		6.6	(長期評価未済)
5	プレート間	6.6	(長期評価未済)
		6.6	(長期評価未済)
6	プレート内	6.6	(長期評価未済)
		6.6	(長期評価未済)

↓ ← フィリピン海プレートの厚さが約20kmの位置(プレートの端部に断層を設定することを踏まえるとこれ以上の規模が発生する可能性は低い。

地震調査研究推進本部(2009)より抜粋
地震調査研究推進本部(2009)によるフィリピン海プレートの震源断層を予め特定しにくい地震の最大マグニチュード

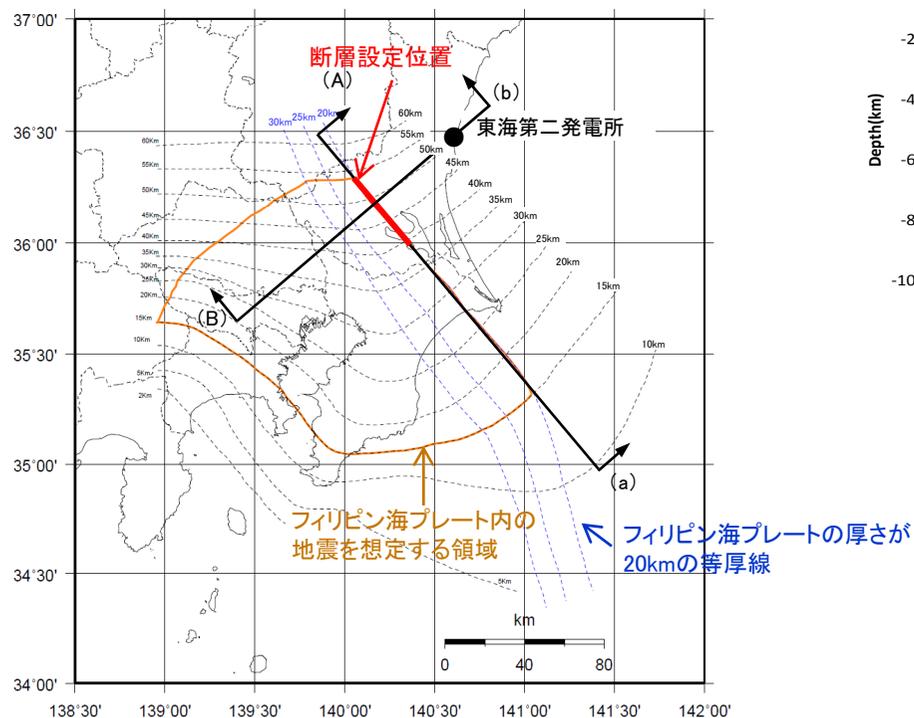
茨城県南部において設定する沈み込んだ海洋プレート内地震の規模として、相模トラフ以北で発生した過去の地震の規模を上回る値である中央防災会議(2013)によるM7.3に基づくことは妥当である。



断層面の位置・形状

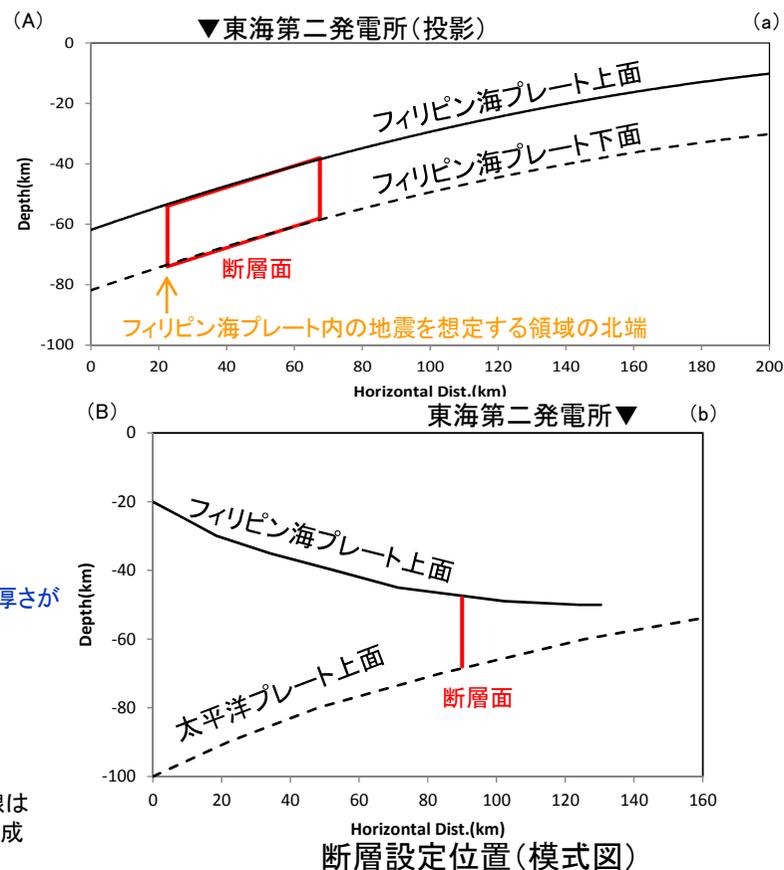
■基本震源モデルの断層面位置・形状

- ・海洋プレート内地震の発生位置については事前情報が乏しいので、断層中心と敷地の投影位置が概ね一致するように配置することを基本とする。
- ・中央防災会議(2013)では、フィリピン海プレート内の地震はプレートの厚さが20km以上となる左図の「フィリピン海プレート内の地震を想定する領域」で発生するとしているため、その範囲に断層面を設定する。
- ・上記に従い、プレートの厚さが20kmの等厚線に沿って断層幅と断層長さの比を概ね1:2とし、傾斜角90度として設定する。
- ・断層位置・形状の設定に際しては、次頁以降に示す長谷川ほか(2013)の知見も参考とする。



断層設定位置

※フィリピン海プレートの等深線は中央防災会議(2013)を基に作成

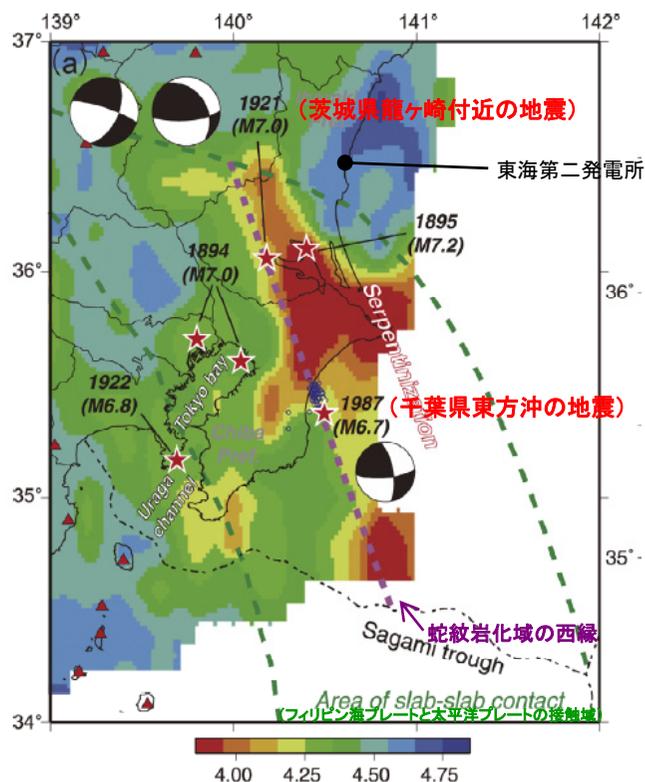


断層設定位置 (模式図)

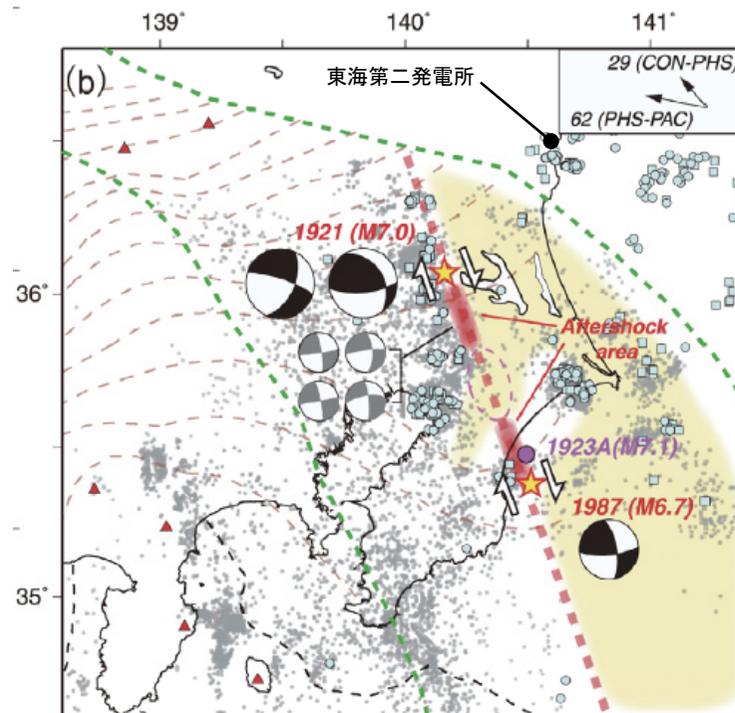
断層面の走向, 傾斜角, ずれ: 茨城県南部から千葉県東方沖にかけて発生する地震の特徴

■長谷川ほか(2013)について

長谷川ほか(2013)は, 茨城県南部から房総沖にかけて存在するフィリピン海プレートの蛇紋岩化域と地震発生メカニズムとの関連について検討している。



※震源球は1921年茨城県龍ヶ崎付近の地震(石橋(1975), 勝間田ほか(1999))と1987年千葉県東方沖の地震(Okada and Kasahara(1990))



蛇紋岩化域(黄色網掛け)と蛇紋岩化域西縁で発生したフィリピン海プレート内地震の震源メカニズム

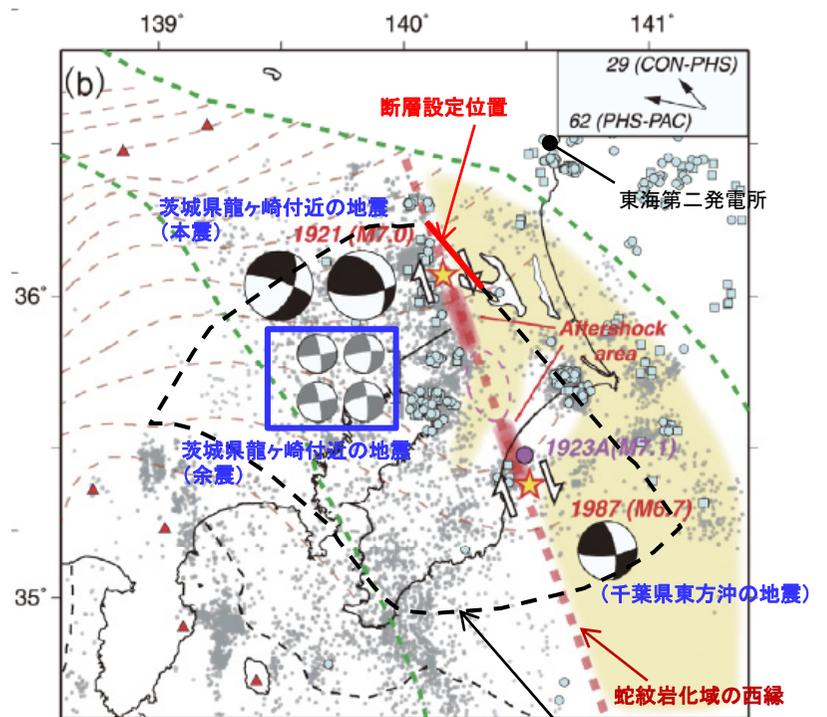
長谷川ほか(2013)に一部加筆

太平洋プレート上部境界面から上方に10km離れた面に沿うS波速度分布

- 長谷川ほか(2013)によると, 「フィリピン海プレート内の蛇紋岩化域とその西側の領域との境界で, その東側の領域が西側の領域の沈み込みに取り残されるように, 境界に沿う横ずれ断層運動としてスラブ内大地震の発生がみられる。」とされている。
- そして, 上記のスラブ内地震の例として1921年茨城県龍ヶ崎付近の地震や, 1987年千葉県東方沖の地震を挙げている。

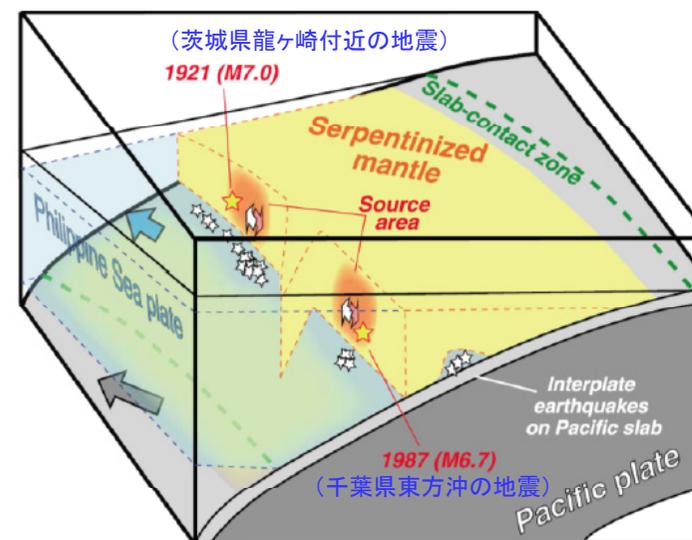
断層傾斜角, ずれの妥当性

■中央防災会議(2013)に基づき設定した基本震源モデルの傾斜角, ずれについて, 長谷川ほか(2013)による知見と比較し確認する。



中央防災会議(2013)による
フィリピン海プレート内の地震を想定する領域

基本震源モデルと蛇紋岩化域(黄色網掛け)との対応



フィリピン海プレート東端の蛇紋岩化域(黄色網掛け)と
1987年千葉県東方沖の地震, 1921年茨城県龍ヶ崎付近の地震の発生位置

長谷川ほか(2013)に一部加筆

- 断層傾斜角やずれについて, 長谷川ほか(2013)で示された震源メカニズム(左図)や次頁以降で示す各種知見との比較から, 中央防災会議(2013)による設定に基づき, 基本震源モデルとしてそれぞれ90度の横ずれとすることが妥当であると考えられる。
- なお, 断層位置, 走向について, 中央防災会議(2013)による領域に基づき設定したものと, 長谷川ほか(2013)による蛇紋岩化域の西縁を比較したところ両者は概ね対応していることがわかる。蛇紋岩化域西縁に沿って断層を設定する場合には敷地からやや離れることから, 中央防災会議(2013)による領域に基本震源モデルを設定している。

長谷川昭・中島淳一・内田直希・海野徳仁(2013): 東京直下に沈み込む2枚のプレートと首都圏下の特異な地震活動, 地学雑誌, 122(3)398-417, 2013, doi:10.5026/jgeography.122.398

断層のずれ(1/3)

■近年関東地方で発生したフィリピン海プレート内地震のずれの方向について

基本震源モデルのずれの方向については、関東地方の海洋プレート内地震の発震機構等について検討した首都直下地震防災・減災特別プロジェクトの知見も参考に設定する。

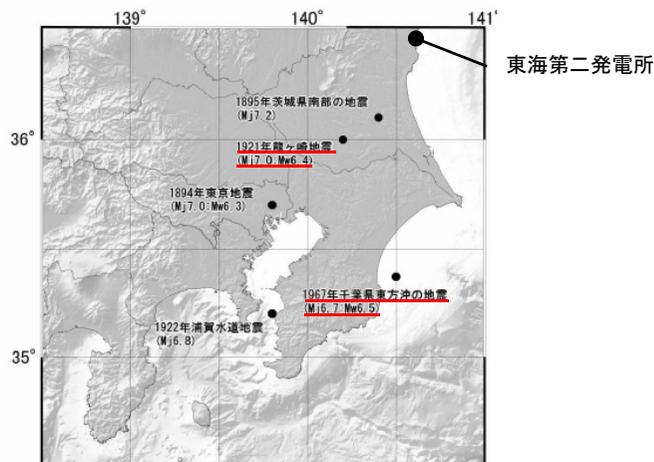


図 39 首都直下 PJ が検討した 5 地震 (首都直下 PJ, 2012)

地震名	明治東京地震	茨城県南部の地震(霞ヶ浦)	茨城県南部の地震(龍ヶ崎)	浦賀水道付近の地震	千葉県東方沖の地震
発生日時	1894年6月20日	1895年1月18日	1921年12月8日	1922年4月26日	1987年12月17日
Mj	7.0 (宇津, 1979)	7.2 (宇津, 1979)	7.0 (宇津, 1979)	6.8 (宇津, 1979)	6.7
Mw	6.0-6.3 (勝間田ほか, 1999)		6.4 (勝間田, 2000)		6.5 (川勝, 1988)
最大震度	VI	IV	IV	IV	V
震央	東京湾北部	霞ヶ浦北部	霞ヶ浦西方 研究者により異なる	浦賀水道付近 研究者により異なる	房総半島沖
深度	S-P時間の誤取り差から研究者で相違	80km程度と推定	53km程度と推定	53km程度と決定	50km程度
発震機構	-	-	横ずれ型	横ずれ型又は正断層型	垂直な断層面の右横ずれ型
震度分布	同心円状	東北太平洋岸の「異常震域」	同心円状	異常震域は認められない	
余震分布					
地震の発生場所	PHS内又はPAC上面	PAC内	PHS内	PHS内	PHSプレート内
結果の信頼性	C	B	A	B	A
発生場所の根拠	・震度分布からPAC内ではない	・深度 ・異常震域を示す震度分布	・震度分布 ・メカニズム	・深度 ・メカニズム ・震度分布	・余震分布 ・メカニズム

地震名 地震の名称は地下年表(平成25年)による
 信頼性 A:信頼性が高く、ほぼ間違いないと考えられる。
 B:信頼性は中程度で、今後のデータ追加により発生場所が変わる可能性を否定できない。
 C:信頼性は低く、類型化の精度向上にさらなるデータ解析を要する。

中央防災会議(2013)に一部加筆

首都直下地震防災・減災特別プロジェクトで検討されたM7クラスの地震の諸元

- 首都直下地震防災・減災特別プロジェクトによると、1921年茨城県龍ヶ崎付近の地震(M7.0)、1987年千葉県東方沖の地震(M6.7)については、「その発震機構が横ずれ型であることが明らかであり、沈み込むフィリピン海プレート内部で発生した地震であることが明らか」とされている。また、1987年千葉県東方沖の地震については垂直な断層面であることも示されている。この2つの地震の評価結果の信頼性はA(「信頼性が高く、ほぼ間違いないと考えられる」としている)としている。
- 基本震源モデルのずれを横ずれと設定することは、信頼性の高い上記2地震と整合している。
- なお、同プロジェクトでは、1895年霞ヶ浦付近の地震(M7.2)は太平洋プレート内部の地震の可能性が指摘されているが、信頼性はB(「信頼性は中程度で、今後のデータ追加により発生場所が変わる可能性を否定できない」とされていることから、地震動評価上は安全側に、敷地に近いフィリピン海プレート内地震として扱う。

断層のずれ(2/3)

■1987年千葉県東方沖の地震の震源メカニズムについて

基本震源モデルのずれの方向については、石辺ほか(2009)で整理されている近年発生したフィリピン海プレート内地震のうち、観測記録が充実しており、また長谷川ほか(2013)で示されている蛇紋岩化域で発生した一連の地震である1987年千葉県東方沖の地震(M6.7)の震源メカニズムも参考とする。

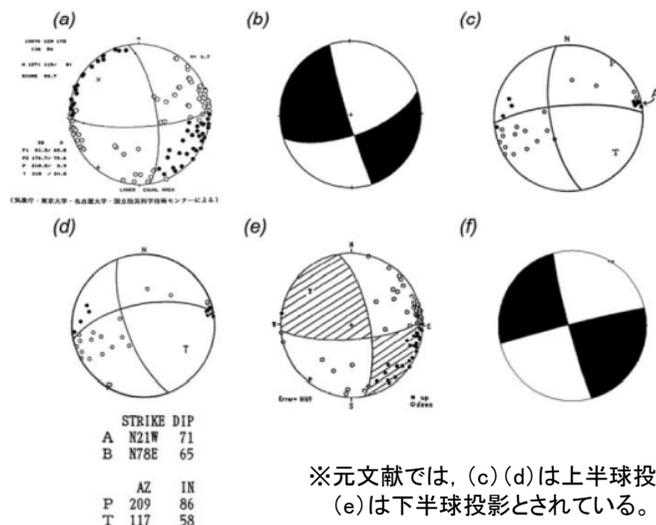


Fig. 9. Focal mechanisms of the 1987 Chiba-ken Toho-Oki earthquake from (a) Japan Meteorological Agency (1988a), (b) Kawakatsu (1988), (c) Yamada (1988), (d) Yamada and Sato (1988), (e) Okada and Kasahara (1990) and (f) Ishibe and Tsuruoka (2009).

石辺ほか(2009)に一部加筆

石辺ほか(2009)で整理されている1987年千葉県東方沖の地震の震源メカニズム

文献	メカニズム解		
	走向(度)	傾斜(度)	すべり(度)
(b)川勝(1988)	72	67	-4
(c)山田(1988)	351.3	69.8	164.0
(e)Okada and Kasahara(1990)	349	69	163
(f)石辺・鶴岡(2009)	166	87	178

石辺ほか(2009)を基に作成

※表中の記号は左図の震源メカニズムに対応している。
川勝(1988)には示されていないが、震源メカニズムの共役解を求めると、走向163.6度、傾斜86.3度、すべり-156.9度となる。

※元文献では、(c)(d)は上半球投影、
(e)は下半球投影とされている。

- 石辺ほか(2009)による1987年千葉県東方沖の地震(M6.7)の震源メカニズムの整理によると、すべり角については-4度及び164度~178度程度とされており、概ね横ずれ断層であることがわかる。
- 同文献は、近年発生した微小地震の発震機構が1987年千葉県東方沖の地震とほぼ一致することからも、蛇紋岩化域の西縁では現在も右横ずれの運動が進行している可能性を示唆している。

石辺岳男・西山昭仁・佐竹健治・島崎邦彦(2009): 南関東で発生したM7級地震の既往研究とデータの整理 - 1921年茨城県南部の地震, 1922年浦賀水道付近の地震ならびに1987年千葉県東方沖地震, 地震研究所彙報, No.84, pp.183-212, 2009

断層のずれ(3/3)

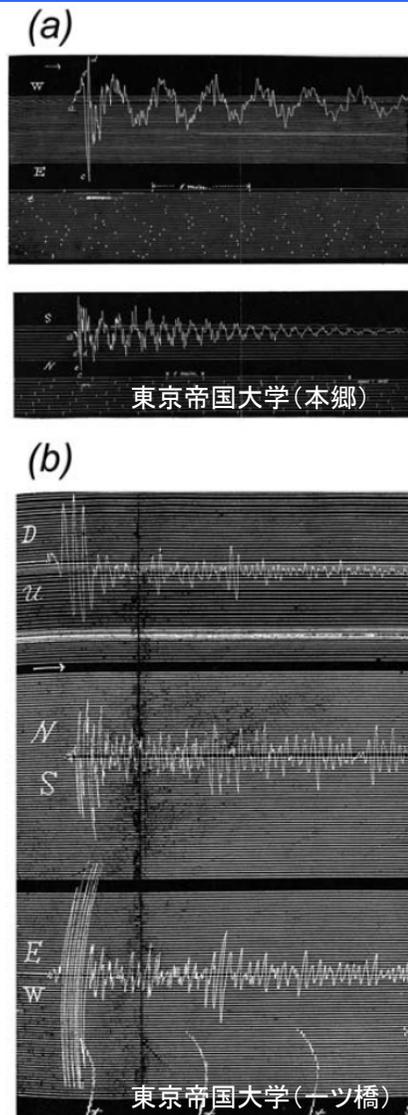


Fig. 3. Scismograms of the 1921 Ibaraki-ken Nanbu earthquake recorded by the strong motion seismograph at (a) Hongo, and (b) Hitotsubashi (from Omori, 1922g). 石辺ほか(2009)に一部加筆

■1921年茨城県龍ヶ崎付近の地震の震源メカニズムについて(参考)

参考に石辺ほか(2009)による1921年茨城県龍ヶ崎付近の地震の震央位置ならびに発震機構に関する既往研究の整理結果を示す。

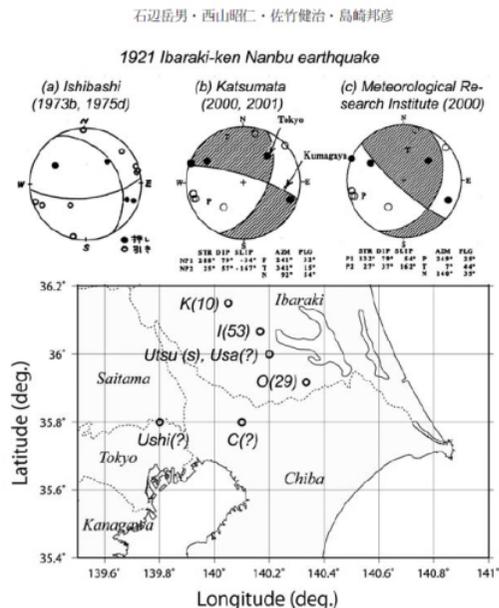


Fig. 2. Hypocenter and focal mechanism of the 1921 Ibaraki-ken Nanbu earthquake [C: Central Meteorological Observatory (1921), O: Omori (1922a, 1922g), Ushi: Ushiyama (1922c), K: Katsumata (1975a, 1975b), I: Ishibashi (1973a, 1973b, 1975b), Utsu: Utsu (1979), Usa: Usami (2003)]. Parenthetic number (in km) or character (s: shallow; ? : unknown) indicates hypocentral depth.

石辺ほか(2009)で整理されている1921年茨城県龍ヶ崎付近の地震の震源メカニズム

1921年茨城県龍ヶ崎付近の地震の震源メカニズムは、当時の地震観測記録(一例を左図に示す。)を読み取る等して推定したもので、文献によってやや異なる結果となっているものの、横ずれ成分を認めることができる。

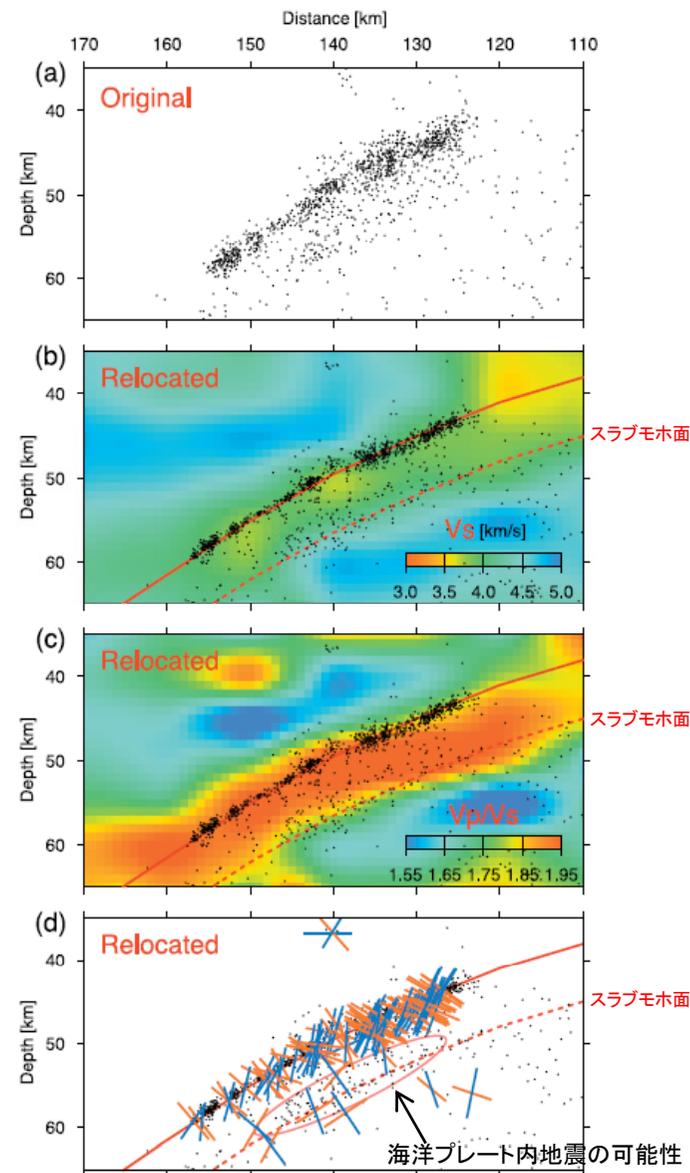
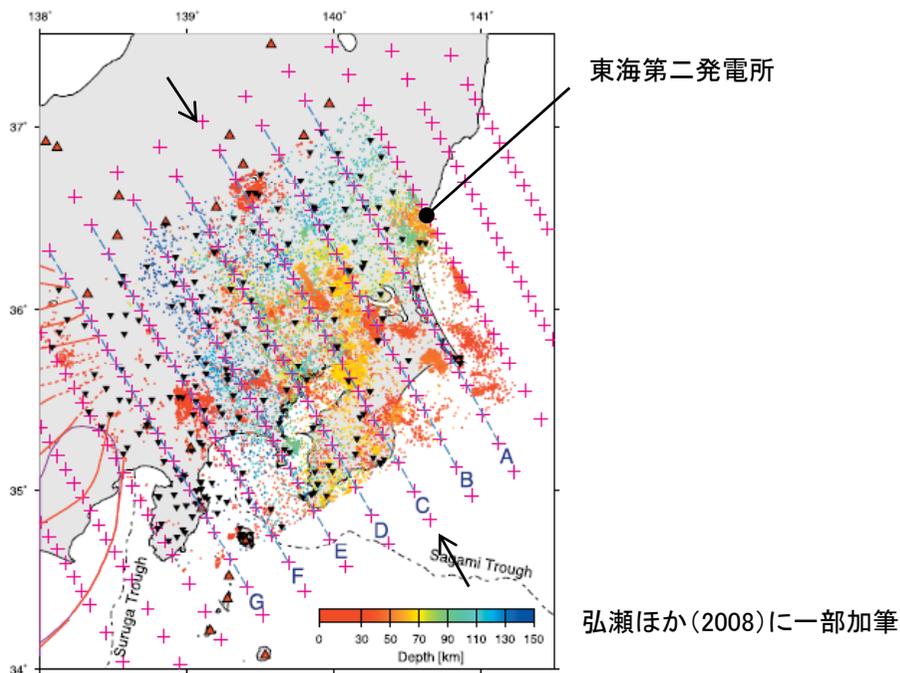
文献	メカニズム解		
	走向(度)	傾斜(度)	すべり(度)
(a) 石橋 (1973b, 1975d)	88	67	57
(b) 勝間田(2000)	288	79	-34
	25	57	-167
(c) 気象研究所 地震火山研究部 (2000)	132	79	54
	27	37	162

※表中の(a), (b), (c)は左図の震源メカニズムに対応している。石橋(1973b, 1975d)には示されていないが、震源メカニズムの共役解を求めると、走向327度、傾斜39.5度、すべり142.1度となる。

アスペリティ位置(1/2)

■フィリピン海プレートの海洋性地殻について(1/2)

一般的に、海洋プレート内の地殻とマントルでは地震波速度等に違いがある。弘瀬ほか(2008)では、左図のLINE-Cに対し、「プレート境界地震の地震面の下に厚さ約7kmの低Vs・高Vp/Vs層が存在しており、フィリピン海スラブの地殻に相当すると考えられる。」と報告されている(図の赤破線が地殻厚さ7kmと仮定した場合のスラブモホ面を示している)。なお、右図(d)の楕円に示す地震は海洋プレート内地震であることから、地殻の厚さは7kmよりも少し薄い可能性もあるとされている。



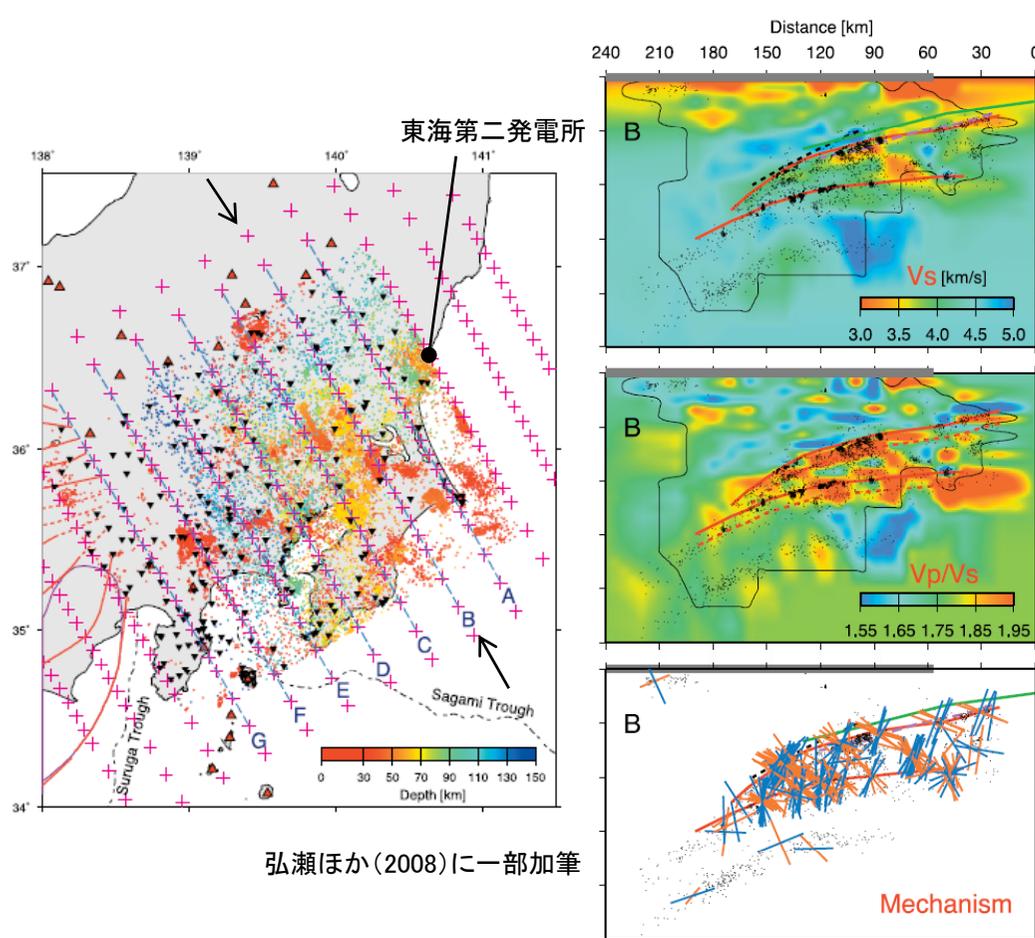
茨城県南西部を含む速度構造(Cに沿う断面)

弘瀬冬樹・中島淳一・長谷川昭(2008): Double-Difference Tomography法による関東地方の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(2008)123-138頁

アスペリティ位置(2/2)

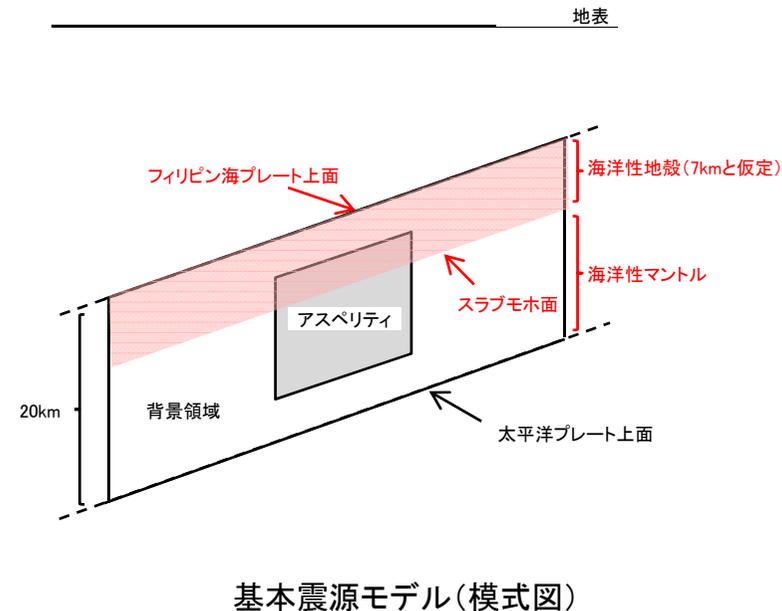
■フィリピン海プレートの海洋性地殻について(2/2)

弘瀬ほか(2008)では、左図のLINE-B(茨城県南部の地震の断層設定位置付近)に対しても、フィリピン海プレートの地殻に相当する低Vs・高Vp/Vs層が顕著に確認されるとして、厚さ約7kmのフィリピン海プレートの地殻を仮定している。



弘瀬ほか(2008)に一部加筆

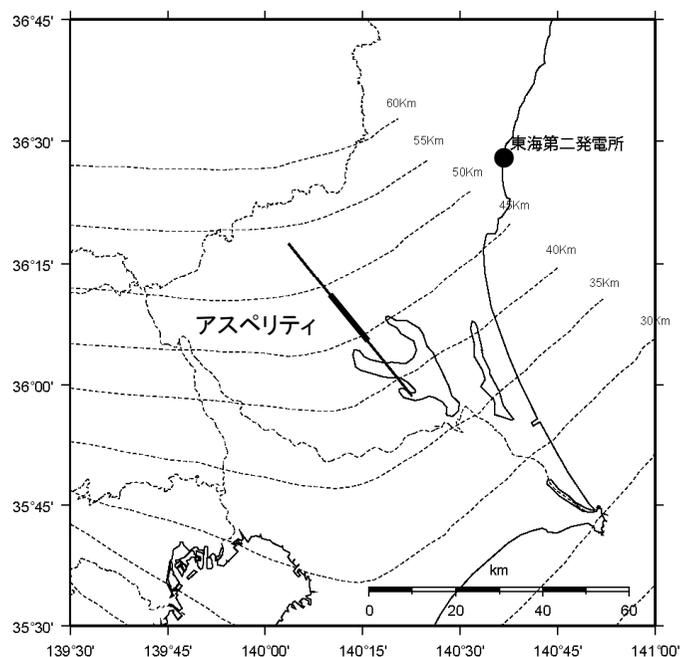
茨城県南西部を含む速度構造
(Bに沿う断面)



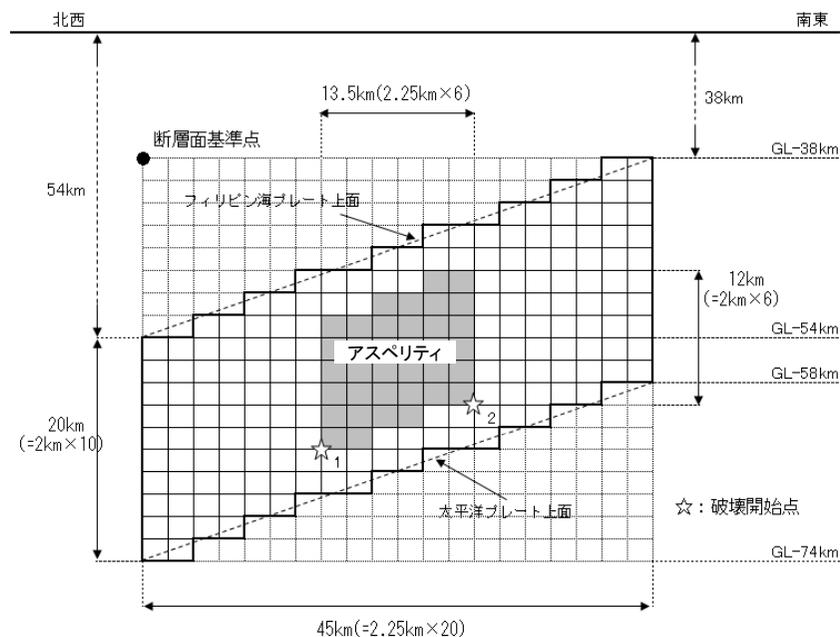
基本震源モデルの断層面は、フィリピン海プレートの厚さが20kmとなる位置で設定している。その際に、アスペリティ位置は海洋性地殻を避け海洋性マンタルの最上部に設定する。ただし、断層の中央に設定することで安全側の配置とする。

基本震源モデルの設定結果

■ 茨城県南部の地震の基本震源モデルの設定位置，震源モデルを以下に示す。なお，中央防災会議(2013)で示されているモデルは強震動生成域のみのモデルであるが，基本震源モデルの設定にあたっては，背景領域を考慮しモデル化を行った。



断層設定位置

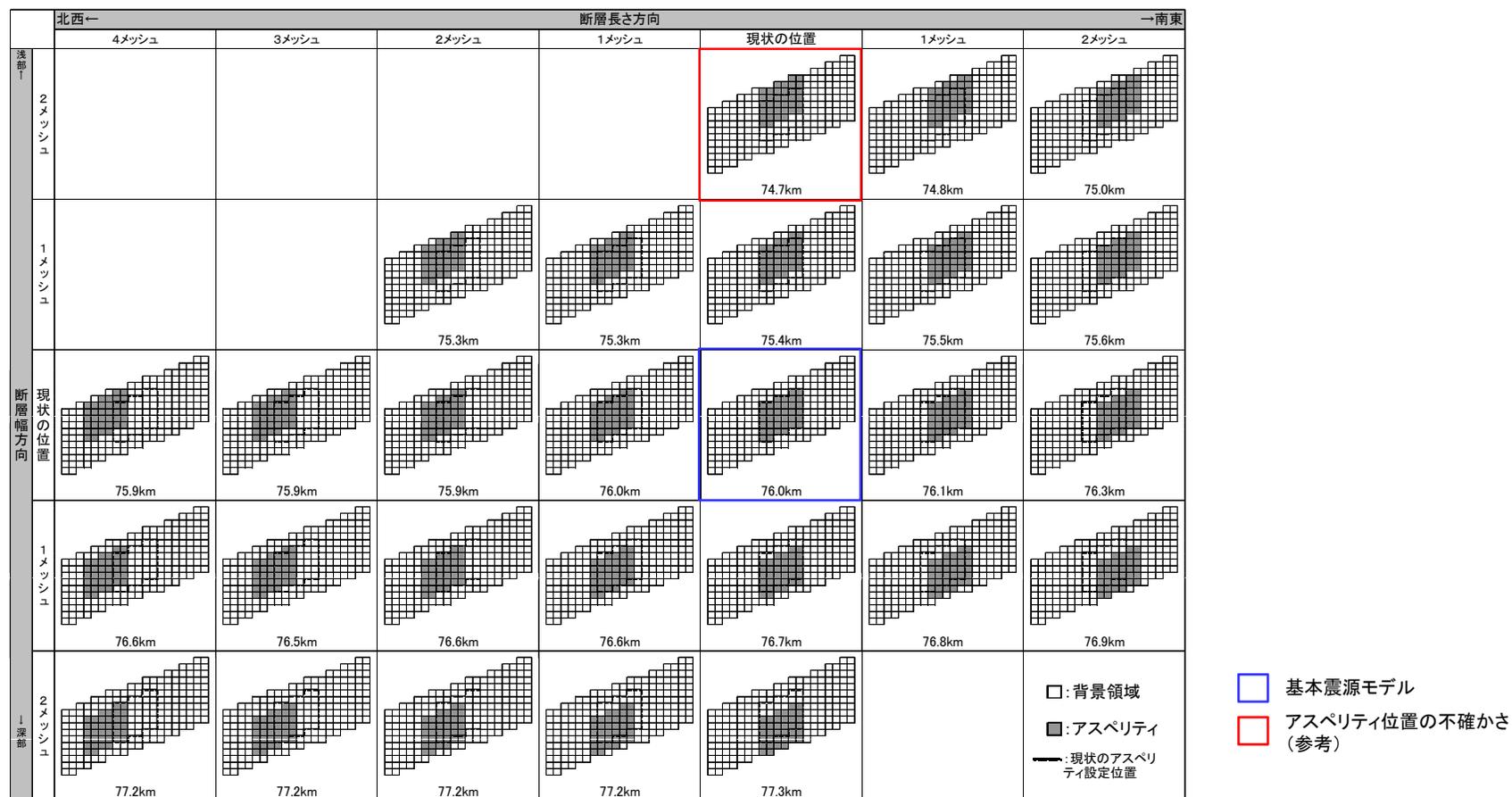


震源モデル

断層設定位置の妥当性に関する検討(1/2)

■アスペリティ位置を変更させた場合の影響

基本震源モデルのアスペリティ位置を断層長さ方向及び断層幅方向にずらした場合の等価震源距離を示す。

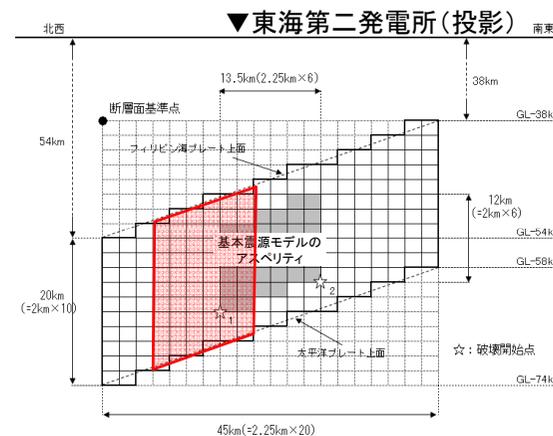
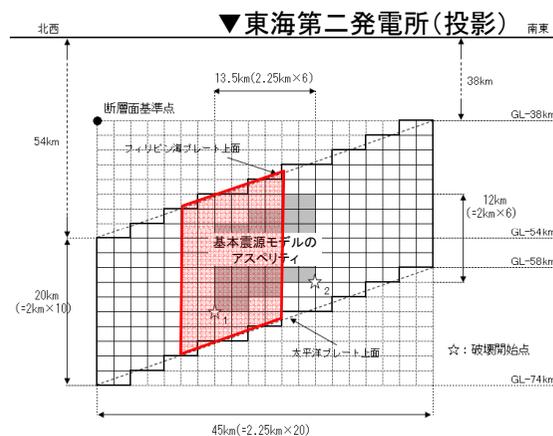
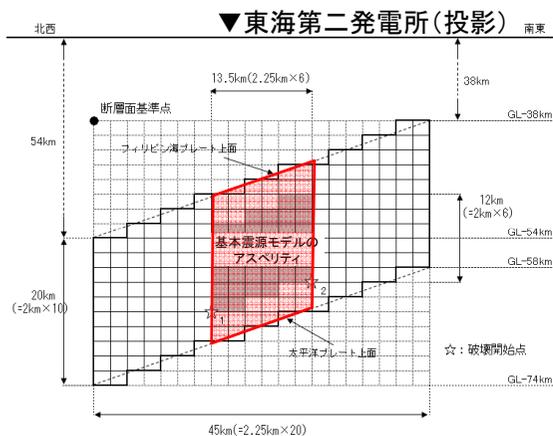
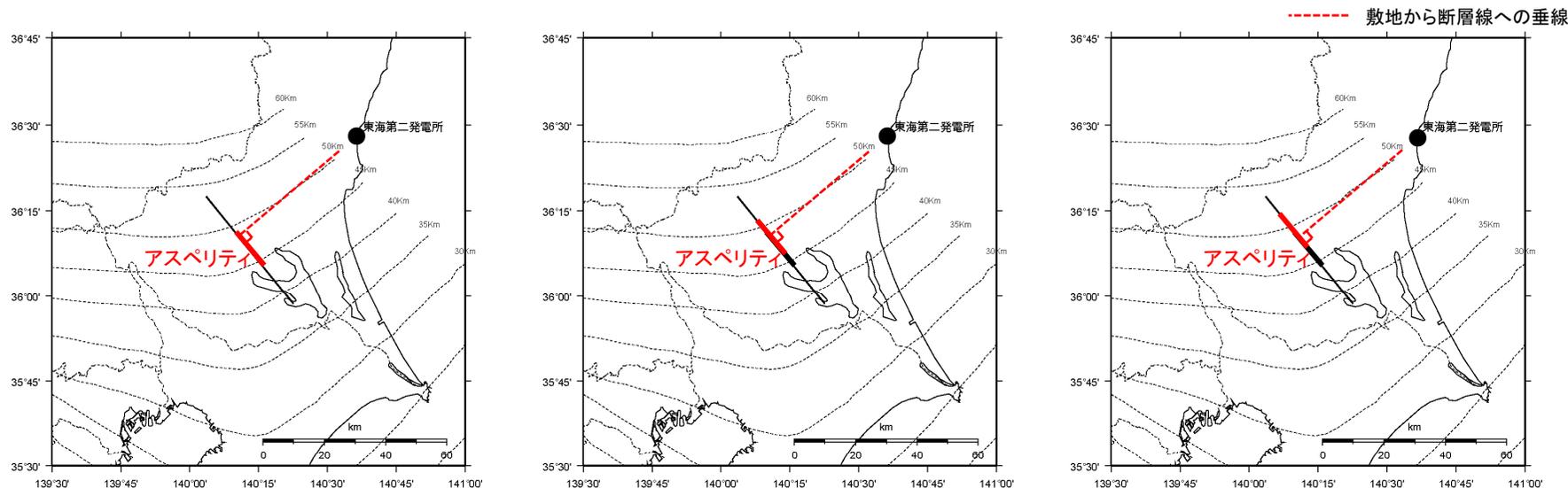


基本震源モデルのアスペリティを移動させた際の各等価震源距離についてはそれぞれ大きな差異はなく、断層設定位置が適切となっていることを確認した。

断層設定位置の妥当性に関する検討(2/2)

■アスペリティ位置を変更させた場合の影響

基本震源モデルについて、アスペリティ位置を断層長さ方向及び断層幅方向にずらした場合の、敷地との位置関係を示す。



アスペリティをずらす範囲

基本震源モデルの設定(まとめ)

- 下記の断層パラメータについて、中央防災会議(2013)以外にも最新知見を収集し、茨城県南部に想定するフィリピン海プレート内地震として適切なパラメータを設定した。

【地震規模】

茨城県南部において設定する沈み込んだ海洋プレート内地震の規模として、相模トラフ以北で発生した信頼性の高い過去の地震の規模にさらに余裕をみて設定されている中央防災会議(2013)を参考に、基本震源モデルの規模をM7.3と設定した。

【断層面の位置・形状(走向, 傾斜を含む)】

海洋プレート内地震の発生位置については事前情報が乏しいので、断層中心と敷地の投影位置が概ね一致するように配置することを基本とし、中央防災会議(2013)による「フィリピン海プレート内の地震を想定する領域」(フィリピン海プレートの厚さ20kmとなる位置)に傾斜角90度の断層面を設定した。

その位置は、茨城県南部から房総沖にかけてのフィリピン海プレート内で発生する地震について検討した長谷川ほか(2013)の知見とも整合していることを確認した。

【ずれの種類】

長谷川ほか(2013)による茨城県南部における地震発生メカニズムの知見や首都直下地震防災・減災特別プロジェクトで整理されている過去の地震の震源メカニズムを参考に、ずれの方向を横ずれと設定した。

【アスペリティ位置】

断層の中央に設定することで、弘瀬ほか(2008)で設定されている海洋性地殻を考慮し、海洋性マントルの最上部に設定されていることを確認した。

基本震源モデルのパラメータ設定根拠の整理

項目	設定根拠
規模, 断層位置	地震規模は, 相模トラフ以北での過去の地震の発生状況や中央防災会議(2013)を参考にMw7.3と設定した。 断層位置は, 中央防災会議(2013)による「フィリピン海プレート内の地震を想定する領域」において敷地に近い位置とした。
断層面積 断層長さ, 幅	断層面積は中央防災会議(2013)に基づき設定した。中央防災会議(2013)では, 初期モデルの設定において岩田・浅野(2010)に基づき設定がされている。 断層幅は震源域付近のフィリピン海プレートの厚さから20kmと設定した。 断層長さは, 断層面積と断層幅から算出した。
断層上端深さ	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレート上面深さと対応させ, 深さ38~54kmに設定した。
断層傾斜角	中央防災会議(2013)に基づき, 90度と設定した。
ずれの種類	長谷川ほか(2013)等の知見に基づき横ずれと設定した。
断層の走向, すべり角, 破壊開始点	断層の走向は, 「フィリピン海プレート内の地震を想定する領域」を参考に140.7度とした。 すべり角は中央防災会議(2013)に基づき0度と設定した。 破壊開始点は, アスペリティの下端2か所に設定した。
S波速度	佐藤(2003)による海溝型地震の設定値に基づき4.0km/sと設定した。
剛性率	中央防災会議(2013)に基づき4.6E+10N/m ² と設定した。
密度	S波速度と剛性率から2.875g/cm ³ と算出した。
破壊伝播速度	中央防災会議(2013)に基づき2.9km/sと設定した。

基本震源モデルの断層パラメータ

■断層パラメータ

項目		設定値	設定方法
基準点 (断層北西端)	N(度)	36.291	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレート内の地震を想定する領域の北端
	E(度)	140.06	
上端深さ	h(km)	38~54	フィリピン海プレートの上端位置
気象庁マグニチュード	M _j	7.3	M _j =M _w
モーメントマグニチュード	M _w	7.3	中央防災会議(2013)
地震モーメント	M ₀ (N・m)	1.12E+20	logM ₀ =1.5M _w +9.1
走向	θ(度)	140.7	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレート内の地震を想定する領域
傾斜角	δ(度)	90	中央防災会議(2013)
ずれの種類	—	横ずれ	中央防災会議(2013)
すべり角	λ(度)	0	中央防災会議(2013)
平均応力降下量	Δσ(MPa)	10.3	中央防災会議(2013)
断層面積	S(km ²)	900	中央防災会議(2013)
長さ	L(km)	45	L=S/W
幅	W(km)	20	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレートの厚さ
密度	ρ(g/cm ³)	2.875	μ=ρV _s ²
せん断波速度	V _s (km/s)	4.0	佐藤(2003)
剛性率	μ(N/m ²)	4.6E+10	中央防災会議(2013)
平均すべり量	D(m)	2.55	D=M ₀ /(μS)
破壊伝播速度	V _r (km/s)	2.9	中央防災会議(2013)

項目		設定値	設定方法	
ア ス ペ リ テ イ	面積	S _a (km ²)	150	中央防災会議(2013)
	すべり量	D _a (m)	5.1	D _a =2D
	地震モーメント	M _{0a} (N・m)	3.52E+19	M _{0a} =μD _a S _a
	応力降下量	Δσ _a (MPa)	62	中央防災会議(2013)
	短周期レベル(参考)	A(N・m/s ²)	8.61E+19	A _a =4πr _a Δσ _a V _s ²
背 景 領 域	面積	S _b (km ²)	750	S _b =S-S _a
	すべり量	D _b (m)	2.23	D _b =M _{0b} /(μS _b)
	地震モーメント	M _{0b} (N・m)	7.7E+19	M _{0b} =M ₀ -M _{0a}
	実効応力	Δσ _b (MPa)	12.4	Δσ _b =0.2Δσ _a
Q値		Q	110f ^{0.69}	佐藤(1994)

1.	審査会合におけるコメント	3
2.	海洋プレート内地震の評価フロー	4
3.	敷地周辺のプレートテクトニクスや地震発生状況	5
4.	検討用地震の選定	9
5.	震源モデルの設定	27
	海洋プレート内地震に関する知見	29
	基本震源モデル	39
	不確かさを考慮した震源モデル	61
6.	地震動評価	82
	応答スペクトルに基づく手法による評価	84
	断層モデルを用いた手法による評価	89
7.	参考文献	113

No.	日付	回次	コメント内容	該当箇所
8	平成28年 1月29日	第324回 審査会合	アスペリティを移動させ等価震源距離を併記することで、断層設定位置が適切な位置となっていることを示すこと。	P56, 57, 73, 74
9	平成28年 1月29日	第324回 審査会合	断層傾斜角やアスペリティ位置等、海洋プレート内地震として考慮すべき不確かさ項目について想定の妥当性を踏まえて整理すること。	P62, 63, 66, 67, 76~81, 86, 88, 99, 100, 103~106

不確かさとして考慮するパラメータの選定

■ 主要な断層パラメータについて敷地周辺の海洋プレート内地震に関する知見等を踏まえて認識論的不確かさと偶然的不確かさに分類し、敷地での地震動に大きな影響を与えるパラメータを不確かさとして考慮する。

【認識論的不確かさ】：事前の詳細な調査や経験式などにに基づき設定できるもの ⇒ それぞれ独立させて考慮する。

【偶然的不確かさ】：事前の詳細な調査や経験式からは設定が困難なもの ⇒ 重畳させて考慮する。

不確かさの種類	パラメータ	基本ケースでの設定	不確かさ検討の要否
認識論的不確かさ	地震規模	Mw7.3	<ul style="list-style-type: none"> 基本ケースの段階で、1855年安政江戸地震での震度を再現するモデルの地震規模Mw7.2に対し、さらに余裕をみた設定となっている。また、相模トラフ以北のフィリピン海プレート内で発生した地震規模を上回る設定となっている。 しかしながら南海トラフ付近のフィリピン海プレート内で発生した紀伊半島南東沖地震(M7.4)を踏まえた規模を不確かさとして考慮する。
	断層傾斜角	90度	断層面から放出された地震波が時刻歴上で密に重なるように、断層傾斜角を敷地に向けたケースを不確かさとして考慮する。
	ずれの種類	横ずれ	長谷川ほか(2013)によれば、茨城県南部から千葉県東方沖にかけてのフィリピン海プレート内では、テクトニクス的な背景から横ずれ断層が発生すると示されている。実際に、1987年千葉県東方沖の地震の震源メカニズムに関する各文献において、横ずれであることが示されていて確度が高いと考えられる。また、経験的グリーン関数法に用いている要素地震の放射特性係数を補正せずに用いているため、ずれの種類による評価結果への影響はないことから、不確かさとして考慮しない。
	応力降下量	62MPa	<ul style="list-style-type: none"> 基本ケースにおける応力降下量の設定は、1855年安政江戸地震での震度を再現するモデルの応力降下量に対し、さらに余裕をみた設定となっている。 しかしながら、応力降下量の設定は敷地での地震動に大きく影響を与えることを踏まえ、笹谷ほか(2006)によるスケーリング則に基づき応力降下量を算出したケースを不確かさとして考慮する。
	アスペリティ位置	海洋性マントルの最上部に配置	<ul style="list-style-type: none"> 海洋性マントル内ではどこでも想定される可能性があることからアスペリティ位置は偶然的な不確かさとして海洋性マントル内の上端に設定する。 しかしながら、発生する可能性は低いものの海洋性地殻内にアスペリティが想定されることも考えられることから、アスペリティを海洋性地殻を含む断層上端に設定したケースを認識論的不確かさとして考慮する。
偶然的不確かさ	断層設定位置	フィリピン海プレート内地震を想定する領域のうち敷地に十分に近い位置	フィリピン海プレート内の地震を想定する領域(プレート厚さが20km以上)のうち敷地から十分近い位置となっていることから、基本ケースの段階であらかじめ不確かさを考慮した設定となっている。
	破壊開始点	アスペリティ下端に複数設定	破壊開始点については、複数設定し、他の不確かさと重畳させる。

不確かさの考慮について

■ 不確かさの検討の要否を踏まえ、基本震源モデルに対し、地震動評価の観点から影響が大きいと考えられるパラメータに対し不確かさを考慮する。認識論的不確かさについては単独で考慮し、偶然的不確かさについては重畳させて考慮する。

評価ケース	認識論的不確かさ			偶然的不確かさ		
	地震規模	断層傾斜角	応力降下量	アスペリティ位置	震源位置※2	破壊開始点
基本震源モデル	中央防災会議(2013)で想定されている最大規模であるMw7.3※1	中央防災会議(2013)に基づき90度に設定	中央防災会議(2013)に基づき62MPa※1に設定	海洋性マンタルの最上部に配置	フィリピン海プレート内の地震を想定する領域のうち敷地から十分近い位置	アスペリティ下端に複数設定
断層傾斜角の不確かさ	中央防災会議(2013)で想定されている最大規模であるMw7.3※1	敷地へ向く傾斜角37度に設定	中央防災会議(2013)に基づき62MPa※1に設定	海洋性マンタルの最上部に配置	フィリピン海プレート内の地震を想定する領域のうち敷地から十分近い位置	アスペリティ下端に複数設定
アスペリティ位置の不確かさ	中央防災会議(2013)で想定されている最大規模であるMw7.3※1	中央防災会議(2013)に基づき90度に設定	中央防災会議(2013)に基づき62MPa※1に設定	断層上端に設定	フィリピン海プレート内の地震を想定する領域のうち敷地から十分近い位置	アスペリティ下端に複数設定
応力降下量の不確かさ (笹谷ほか(2006)に基づく)	中央防災会議(2013)で想定されている最大規模であるMw7.3※1	中央防災会議(2013)に基づき90度に設定	77.59MPaに設定	海洋性マンタルの最上部に配置	フィリピン海プレート内の地震を想定する領域のうち敷地から十分近い位置	アスペリティ下端に複数設定
地震規模の不確かさ	2004年紀伊半島南東沖地震を参考にMw7.4	中央防災会議(2013)に基づき90度に設定	中央防災会議(2013)に基づき62MPa※1に設定	海洋性マンタルの最上部に配置	フィリピン海プレート内の地震を想定する領域のうち敷地から十分近い位置	アスペリティ下端に複数設定

※1 地震規模、アスペリティの応力降下量については、1855年安政江戸地震の最大震度を再現する強震断層モデル(それぞれMw7.2, 52MPa)に2割程度の大きな地震を想定し、それぞれMw7.3, 62MPaとしている。

※2 震源位置を敷地に十分近く設定することにより、予め不確かさを考慮した。また、震源域付近のフィリピン海プレートの厚さを考慮し、断層上端をプレート上面に合わせて設定した。

 基本震源モデルの設定の段階で
予め不確かさを考慮するパラメータ

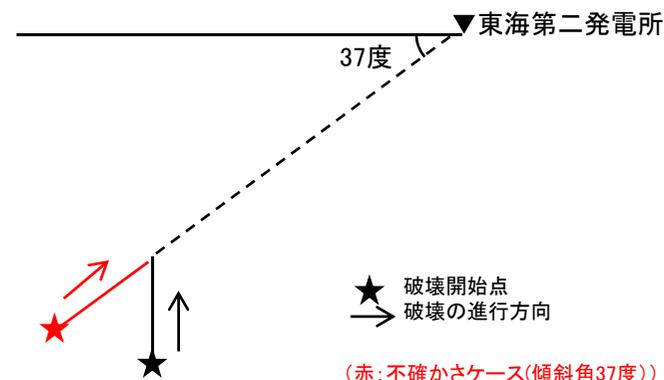
 不確かさを考慮して設定するパラメータ

断層傾斜角の不確かさを考慮したモデルの設定

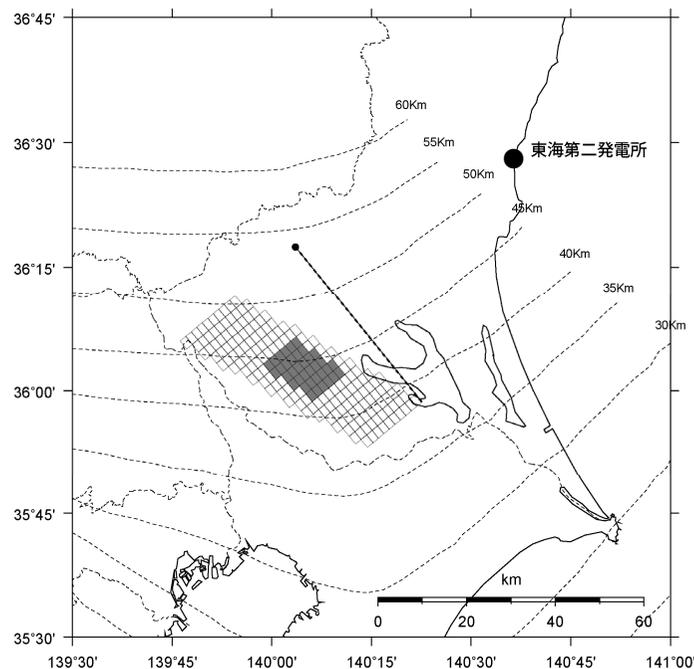
■断層傾斜角の設定について

基本震源モデルで設定している断層傾斜角90度に対し、地震波が重なる効果を考慮するため、断層面を敷地へ向く傾斜角37度に設定する。破壊開始点は断層の下端に設定されており、破壊の進行方向が敷地に向く配置となっている。

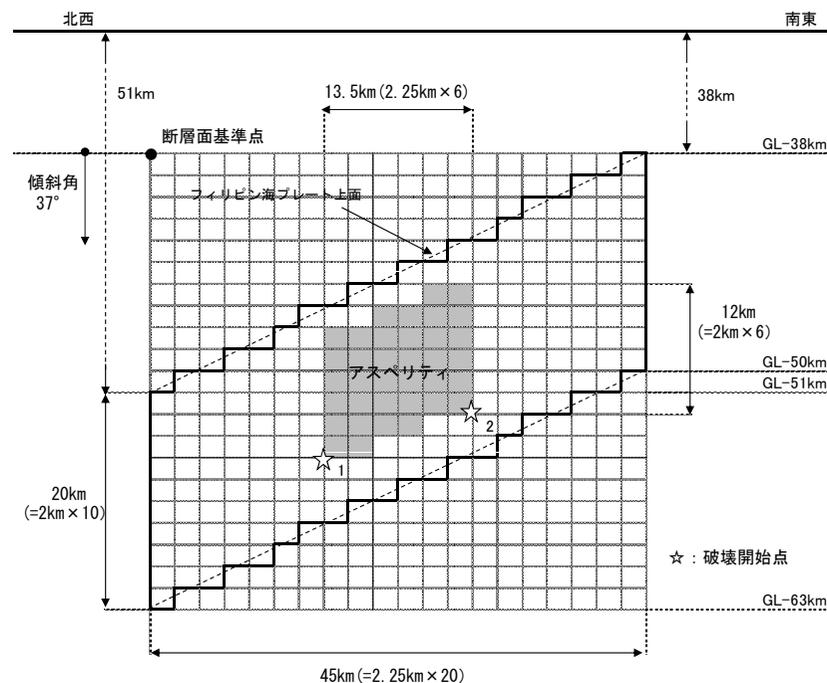
なお、断層傾斜角を変えることによりフィリピン海プレートの上面よりも浅くなるため、断層形状を一部変更している。



断層設定位置(模式図)



断層設定位置(断層傾斜角の不確かさ)



震源モデル(断層傾斜角の不確かさ)

断層傾斜角の不確かさを考慮したモデルの設定

■断層パラメータ

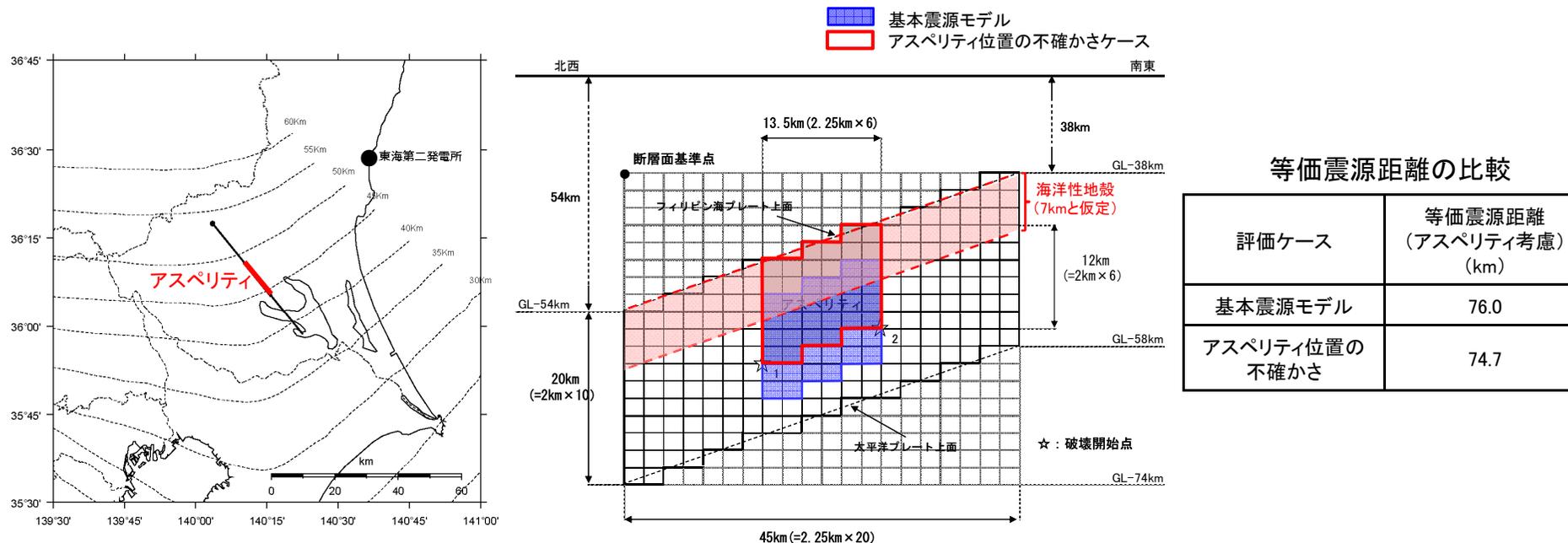
項目		設定値	設定方法
基準点 (断層北西端)	N(度)	36.291	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレート内の地震を想定する領域の北端
	E(度)	140.06	
上端深さ	h(km)	38~51	フィリピン海プレートの上面位置
気象庁マグニチュード*	M _j	7.3	M _j =M _w
モーメントマグニチュード*	M _w	7.3	中央防災会議(2013)
地震モーメント	M ₀ (N・m)	1.12E+20	logM ₀ =1.5M _w +9.1
走向	θ(度)	140.7	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレート内の地震を想定する領域
傾斜角	δ(度)	37	敷地へ向く傾斜角
ずれの種類	—	横ずれ	中央防災会議(2013)
すべり角	λ(度)	0	中央防災会議(2013)
平均応力降下量	Δσ(MPa)	10.3	中央防災会議(2013)
断層面積	S(km ²)	900	中央防災会議(2013)
長さ	L(km)	45	L=S/W
幅	W(km)	20	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレートの厚さ
密度	ρ(g/cm ³)	2.875	μ=ρV _s ²
せん断波速度	V _s (km/s)	4.0	佐藤(2003)
剛性率	μ(N/m ²)	4.6E+10	中央防災会議(2013)
平均すべり量	D(m)	2.55	D=M ₀ /(μS)
破壊伝播速度	V _r (km/s)	2.9	中央防災会議(2013)

項目		設定値	設定方法
ア ス ベ リ テ ィ	面積	S _a (km ²)	150 中央防災会議(2013)
	すべり量	D _a (m)	5.1 D _a =2D
	地震モーメント	M _{0a} (N・m)	3.52E+19 M _{0a} =μD _a S _a
	応力降下量	Δσ _a (MPa)	62 中央防災会議(2013)
	短周期レベル(参考)	A(N・m/s ²)	8.61E+19 A _a =4πr _a Δσ _a V _s ²
背 景 領 域	面積	S _b (km ²)	750 S _b =S-S _a
	すべり量	D _b (m)	2.23 D _b =M _{0b} /(μS _b)
	地震モーメント	M _{0b} (N・m)	7.7E+19 M _{0b} =M ₀ -M _{0a}
	実効応力	Δσ _b (MPa)	12.4 Δσ _b =0.2Δσ _a
Q値	Q	110f ^{0.69}	佐藤(1994)

アスペリティ位置の不確かさを考慮したモデルの設定

■ 震源モデルの設定について

基本震源モデルのアスペリティ位置は断層の中央に設定しているが、アスペリティが海洋性地殻に想定される可能性は否定できないことから、アスペリティを断層上端に設定した場合を考慮する。



断層設定位置(アスペリティ位置の不確かさ)

震源モデル(アスペリティ位置の不確かさ)

- アスペリティが海洋性地殻に想定される可能性は低いと考えられるものの、敷地での地震動へ影響の観点から、断層上端に設定したケースを不確かさとして考慮する。
- 等価震源距離は、基本震源モデルと比較し1km程度近くなる。

アスペリティ位置の不確かさを考慮したモデルの設定

■断層パラメータ

項目		設定値	設定方法
基準点 (断層北西端)	N(度)	36.291	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレート内の地震を想定する領域の北端
	E(度)	140.06	
上端深さ	h(km)	38~54	フィリピン海プレートの上端位置
気象庁マグニチュード	M _j	7.3	M _j =M _w
モーメントマグニチュード	M _w	7.3	中央防災会議(2013)
地震モーメント	M ₀ (N・m)	1.12E+20	logM ₀ =1.5M _w +9.1
走向	θ(度)	140.7	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレート内の地震を想定する領域
傾斜角	δ(度)	90	中央防災会議(2013)
ずれの種類	—	横ずれ	中央防災会議(2013)
すべり角	λ(度)	0	中央防災会議(2013)
平均応力降下量	Δσ(MPa)	10.3	中央防災会議(2013)
断層面積	S(km ²)	900	中央防災会議(2013)
長さ	L(km)	45	L=S/W
幅	W(km)	20	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレートの厚さ
密度	ρ(g/cm ³)	2.875	μ=ρV _s ²
せん断波速度	V _s (km/s)	4.0	佐藤(2003)
剛性率	μ(N/m ²)	4.6E+10	中央防災会議(2013)
平均すべり量	D(m)	2.55	D=M ₀ /(μS)
破壊伝播速度	V _r (km/s)	2.9	中央防災会議(2013)

項目		設定値	設定方法
アスペリティ	面積	S _a (km ²)	150 中央防災会議(2013)
	すべり量	D _a (m)	5.1 D _a =2D
	地震モーメント	M _{0a} (N・m)	3.52E+19 M _{0a} =μD _a S _a
	応力降下量	Δσ _a (MPa)	62 中央防災会議(2013)
	短周期レベル(参考)	A(N・m/s ²)	8.61E+19 A _a =4πr _a Δσ _a V _s ²
背景領域	面積	S _b (km ²)	750 S _b =S-S _a
	すべり量	D _b (m)	2.23 D _b =M _{0b} /(μS _b)
	地震モーメント	M _{0b} (N・m)	7.7E+19 M _{0b} =M ₀ -M _{0a}
	実効応力	Δσ _b (MPa)	12.4 Δσ _b =0.2Δσ _a
Q値		Q	110f ^{0.69} 佐藤(1994)

応力降下量の不確かさについて

■ 笹谷ほか(2006)について

中央防災会議(2004)以降, 海洋プレート内地震の震源特性に関する知見として, 笹谷ほか(2006)が報告されている。笹谷ほか(2006)では, 1993年から2003年までの国内で発生した11個の沈み込んだ海洋プレート内地震の震源特性について検討されている。同文献では以下のスケーリング則が提案されている。

- ・短周期レベルAと地震モーメント M_0 の関係
- ・アスペリティ面積 S_a と地震モーメント M_0 の関係
- ・断層面積 S と地震モーメント M_0 の関係

短周期レベルにおいては, 内陸地殻内地震に基づく壇ほか(2001)による経験式に対し4倍となる。

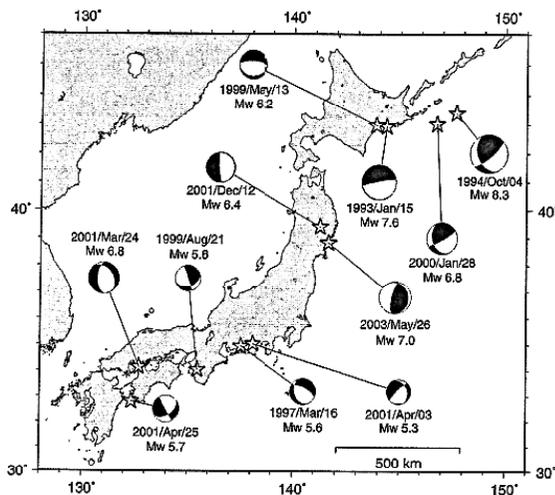


Fig. 2. Eleven intraslab earthquakes whose source models were estimated by the empirical Green's function method. Their focal mechanisms are also shown. The event list is given in Table 1.

Table 1. Fault parameters for eleven intraslab earthquakes.

Event Date	Depth H (km)	Moment M_0 (Nm)	Asperity area and stress drop on it		Short-period level A (Nm/s/s)
			S_a (km ²) / $\Delta\sigma$ (MPa)		
1) 1993 Jan. 15 Kushiro-oki	101	3.3×10^{20} (T) 2.7×10^{20} (H)	52/109 72/381 35/163 (MS)	92/82 144/190 69/109 (MS)	4.2×10^{20} (MS) 2.0×10^{20} (II)
2) 1994 Oct. 04 Hokkaido Toho-oki	56 (KIK)	2.6×10^{21} (KK) 3.0×10^{21} (H)	400/82 256/82 144/382 144/300 256/137 (MS)		1.7×10^{21} (MS)
3) 1997 March 16 E. of Aichi Pre.	39	3.0×10^{17} (F) 3.3×10^{17} (H)	2.7/32 (A1)		1.2×10^{19} (I2)
4) 1999 May 13 S. of Kushiro	106	2.4×10^{18} (H)	3.2/73 4.9/73 (TS)		2.3×10^{19} (II) 2.8×10^{19} (TS)
5) 1999 Aug. 21 N. of Wakayama	66	2.8×10^{17} (F) 3.1×10^{17} (H)	1.4/314 (A1)		2.9×10^{18} (I2)
6) 2000 Jan. 28 Hokkaido Toho-oki	59	2.0×10^{18} (H)	24.6/261 (A1)	56.3/62.4 (TS)	5.2×10^{19} (TS)
7) 2001 March 24 Geiyo	46	2.1×10^{18} (KH) 2.0×10^{18} (H)	33.1/47 24.8/41 (A1)	31.7/47.5 42.3/42.8 (M)	6.2×10^{19} (M) 6.0×10^{20} (I2)
8) 2001 Apr. 03 Central Shizuoka	30	8.2×10^{18} (F) 1.2×10^{17} (H)	4.0/23 (A1)	3.2/34 (M)	3.0×10^{18} (I2) 3.3×10^{18} (M)
9) 2001 Apr. 25 Hyuga-nada	39	4.0×10^{17} (F) 4.0×10^{17} (H)	7.5/19 (A1)		6.8×10^{18} (I2)
10) 2001 Dec. 02 S. of Iwate Pre.	122	5.3×10^{18} (F) 5.6×10^{18} (H)	5.8/87 8.6/116 5.8/116 (MF)		3.9×10^{19} (MF)
11) 2003 May 26 Miyagi-ken-oki	72	3.5×10^{19} (F) 3.9×10^{19} (H)	9.0/105 16.0/105 36.0/105 (A2)		1.1×10^{20} (S) 1.4×10^{20} (TS)

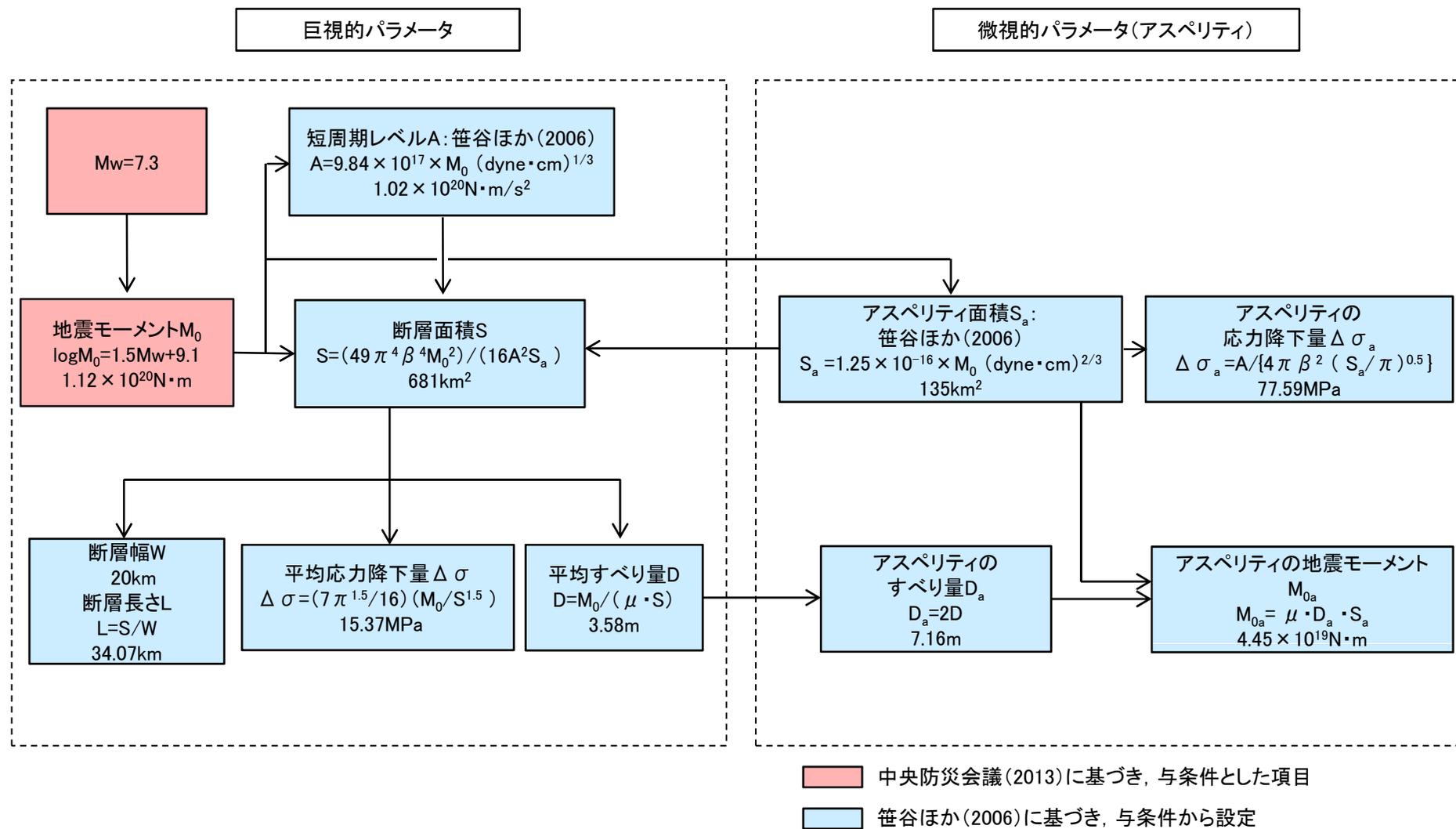
References: KK=Kikuchi & Kanamori (1995), T=Takeo et al. (1993), H=Harvard CMT, F=F-net, KH=Kakehi (2004), MS=Morikawa & Sasatani (2004), A1=Asano et al. (2003), TS=This Study, A2=Asano et al. (2004), II=Ikeda et al. (2002), I2=Ikeda et al. (2004), M=Morikawa et al. (2002), MF=Morikawa and Fujiwara (2002), S=Sato (2004).

笹谷ほか(2006)より抜粋

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, Geophysical Bulletin of Hokkaido University, Sapporo, Japan, No. 69, March 2006, pp. 123-134

応力降下量の不確かさを考慮したモデルの設定

■ 応力降下量の不確かさを考慮した震源モデルのパラメータについて、与条件を中央防災会議(2013)に基づき設定し、残りのパラメータについては笹谷ほか(2006)に基づき設定する。断層パラメータの設定フローを下記に示す。



応力降下量の不確かさを考慮したモデルの設定

- 笹谷ほか(2006)に基づき主要なパラメータを設定する。震源モデルの位置等については、中央防災会議(2013)の「首都直下のM7クラスの地震及び相模トラフ沿いのM8クラスの地震等の震源断層モデルと震度分布・津波高等に関する報告書」で設定されている「プレート内地震の断層パラメータ(共通)」を参考に設定する。

【震源モデルの位置, 形状等】

・地震規模

相模トラフ以北の領域において、近年プレート内で発生したと推定される地震の中で最も規模の大きい地震は1895年霞ヶ浦付近の地震のM7.2である。想定する地震の規模はこれを上回るよう中央防災会議(2013)の設定も踏まえMw7.3とする(Mw=Mj=7.3)。

・断層面の位置・形状

断層面積については、笹谷ほか(2006)のスケーリング則に基づき算出するため基本震源モデルよりも小さくなる。断層位置は、同報告書の「フィリピン海プレート内の地震を想定する領域」や長谷川ほか(2013)を参考に、敷地に近い位置となる霞ヶ浦付近において、断層上端深さを42km~54km、断層傾斜角を90度に設定する。

・アスペリティ位置

断層面の中央に設定し、海洋性マンタルの最上部とする。

・ずれの種類

長谷川ほか(2013)や首都直下地震防災・減災特別プロジェクト等の知見を踏まえ、横ずれと設定する。

【主要なパラメータ】

・地震モーメント M_0

$\log M_0 = 1.5M_w + 9.1$ より
1.12E+20N・m とする(Mw=7.3)。

・断層面積S

笹谷ほか(2006)に基づき、681m² とする。

・アスペリティ面積 S_a

笹谷ほか(2006)に基づき、135km² とする。

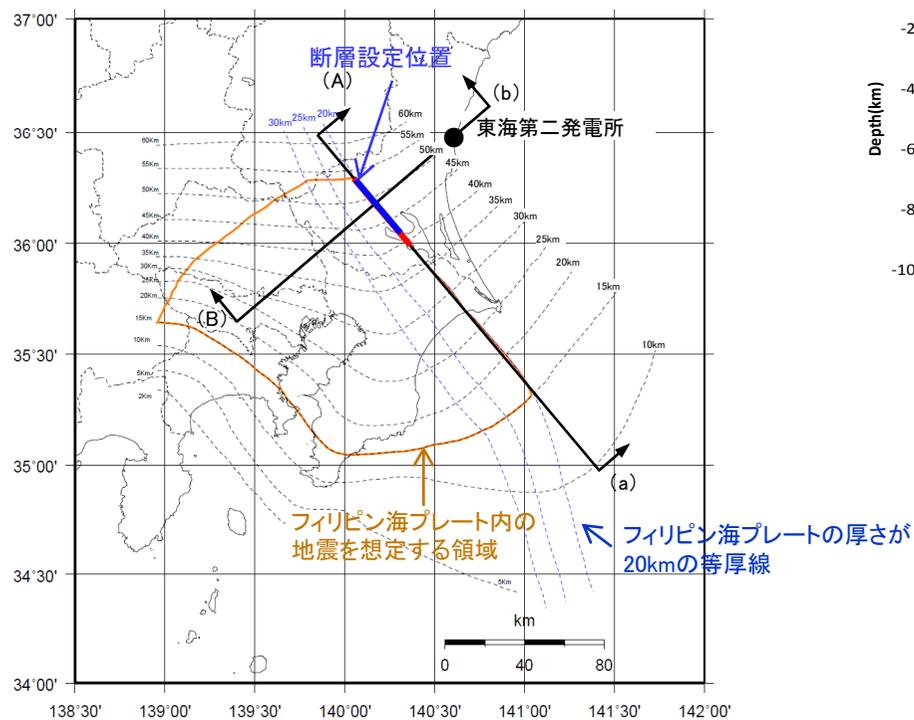
・アスペリティの応力降下量 $\Delta \sigma_a$

円形クラック式より、77.59MPa とする。

応力降下量の不確かさを考慮したモデルの設定

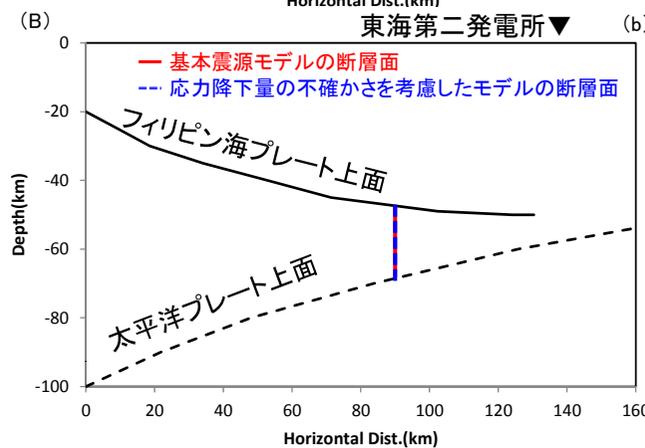
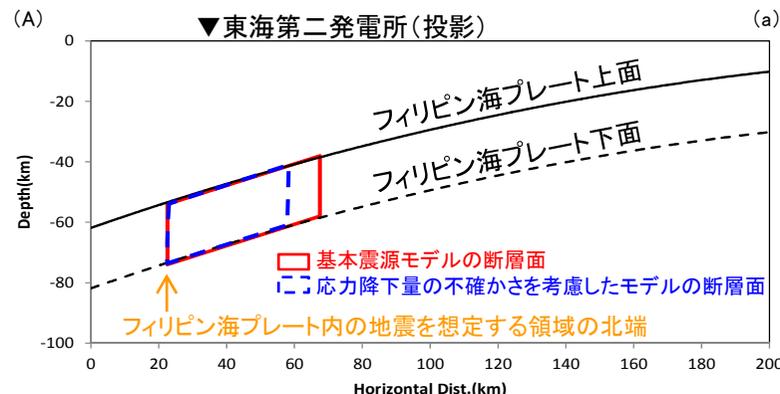
■断層面の位置・形状

- ・断層設定位置は、基本震源モデルと同様に断層中心と敷地の投影位置が概ね一致するように配置することを基本とし、中央防災会議(2013)による「フィリピン海プレート内の地震を想定する領域」に断層面を設定する。
- ・上記に従い、プレートの厚さが20kmの等厚線に沿って、傾斜角90度として設定する。



断層設定位置

※フィリピン海プレートの等深線は中央防災会議(2013)を基に作成

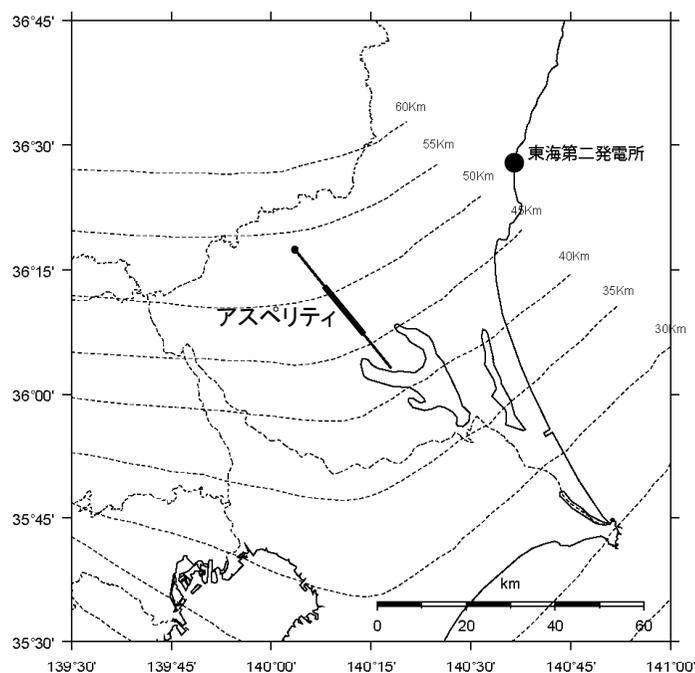


断層設定位置(模式図)

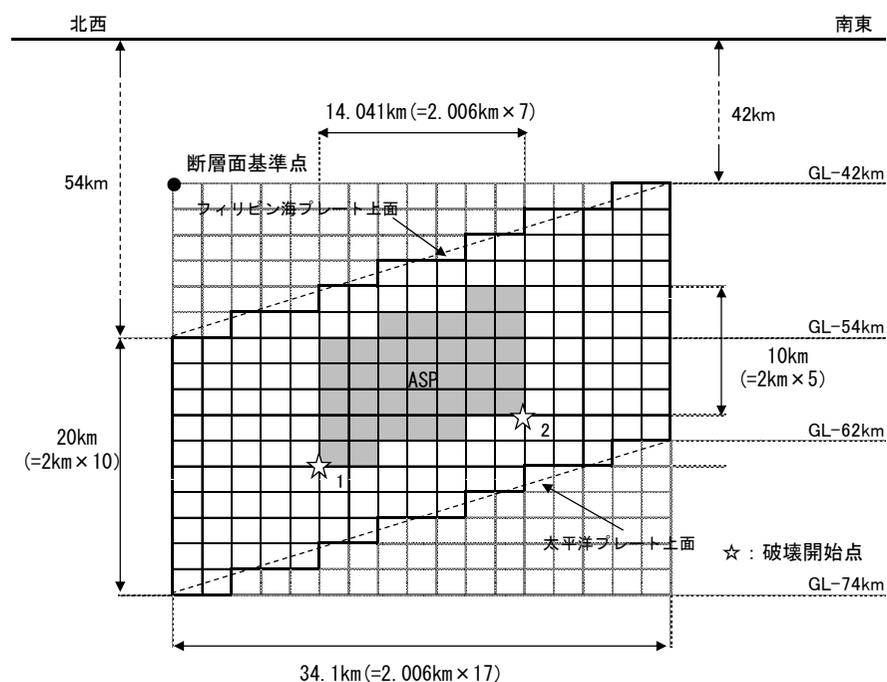
震源モデルの位置は、断層中心と敷地の投影位置が概ね一致するように配置することを基本とし、「フィリピン海プレート内の地震を想定する領域」において、フィリピン海プレート上面と対応させ設定する。

応力降下量の不確かさを考慮したモデルの設定

■ 基本震源モデルと同様に茨城県南部において震源を設定する。設定にあたっては、フィリピン海プレートの厚さ等を考慮し断層面を配置する。基本震源モデルと同様に背景領域を考慮してモデル化する。



断層設定位置(応力降下量の不確かさを考慮)

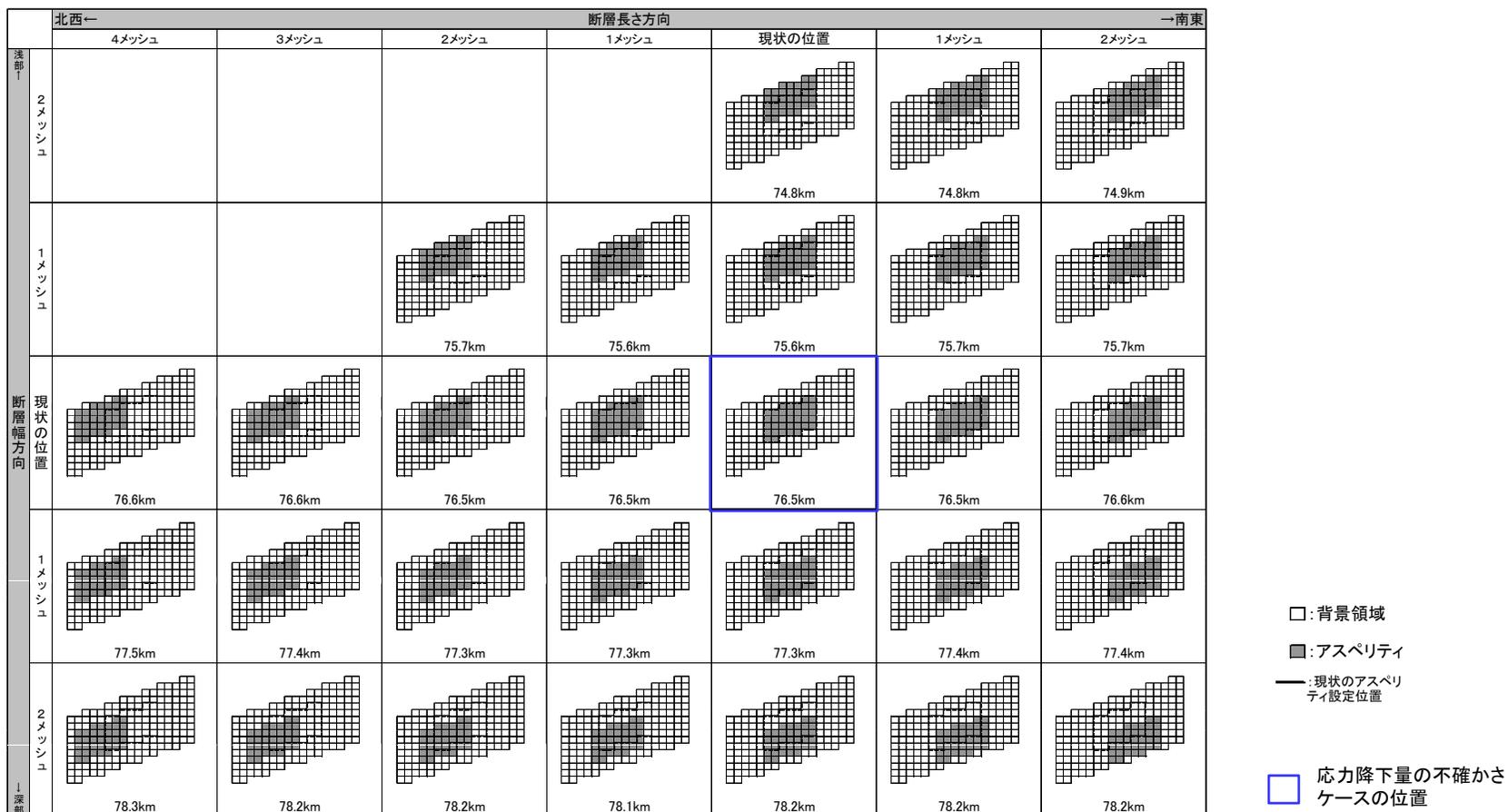


震源モデル(応力降下量の不確かさを考慮)

応力降下量の不確かさを考慮したモデル：断層設定位置の妥当性に関する検討(1/2)

■アスペリティ位置を変更させた場合の影響

応力降下量の不確かさケースについて、アスペリティ位置を断層長さ方向及び断層幅方向にずらした場合の等価震源距離を示す。

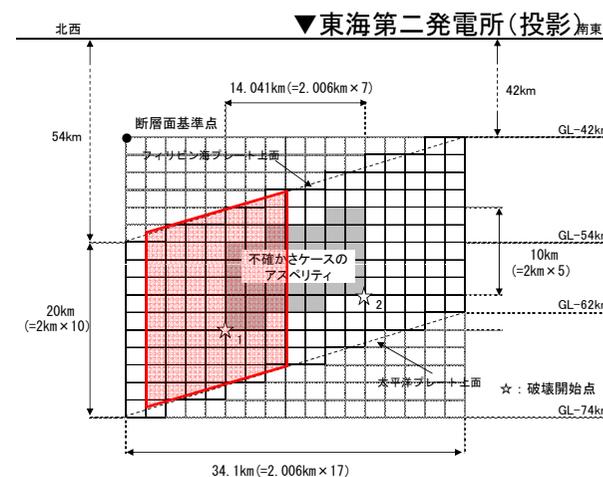
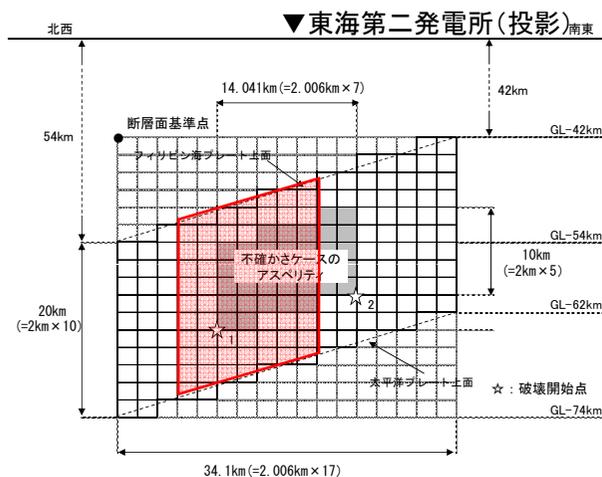
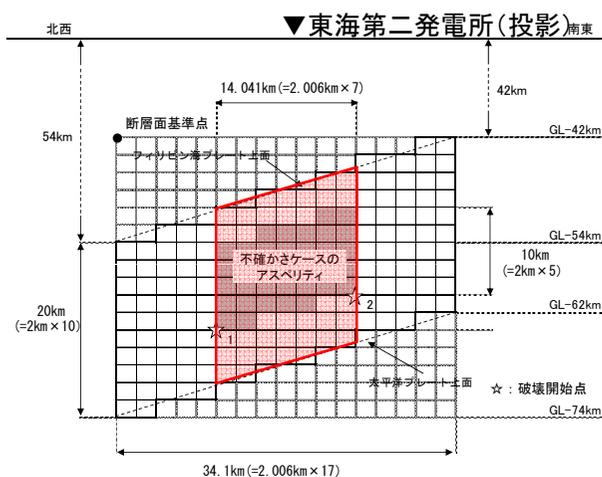
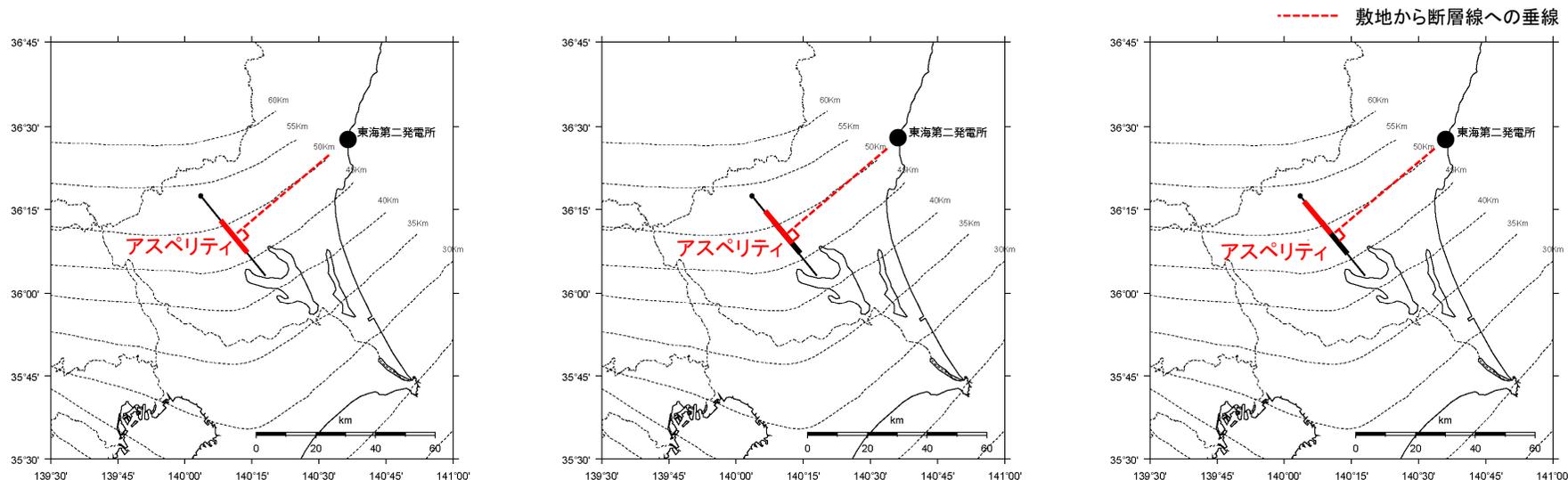


応力降下量の不確かさケースにおけるアスペリティを移動させた際の各等価震源距離は、それぞれ大きな差異はなく、断層設定位置が適切となっていることを確認した。

応力降下量の不確かさを考慮したモデル：断層設定位置の妥当性に関する検討(2/2)

■アスペリティ位置を変更させた場合の影響

応力降下量の不確かさケースについて、アスペリティ位置を断層長さ方向及び断層幅方向にずらした場合の、敷地との位置関係を示す。



アスペリティをずらす範囲

応力降下量の不確かさを考慮したモデルの設定

■断層パラメータ

項目		設定値	設定方法
基準点 (断層北西端)	N(度)	36.291	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレート内の地震を想定する領域の北端
	E(度)	140.06	
上端深さ	h(km)	42~54	フィリピン海プレートの上面位置
気象庁マグニチュード*	Mj	7.3	Mj=Mw
モーメントマグニチュード*	Mw	7.3	中央防災会議(2013)
地震モーメント	M ₀ (N・m)	1.12E+20	logM ₀ =1.5M _w +9.1
走向	θ(度)	140.7	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレート内の地震を想定する領域
傾斜角	δ(度)	90	中央防災会議(2013)
ずれの種類	—	横ずれ	中央防災会議(2013)
すべり角	λ(度)	0	中央防災会議(2013)
平均応力降下量	Δσ(MPa)	15.37	Δσ=(7π ^{1.5} /16)(M ₀ /S ^{1.5})
断層面積	S(km ²)	681	S=(49π ⁴ β ⁴ M ₀ ²)/(16A ² S _a)
長さ	L(km)	34.07	L=S/W
幅	W(km)	20	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレートの厚さ
密度	ρ(g/cm ³)	2.875	μ=ρV _s ²
せん断波速度	V _s (km/s)	4.0	佐藤(2003)
剛性率	μ(N/m ²)	4.6E+10	中央防災会議(2013)
平均すべり量	D(m)	3.58	D=M ₀ /(μS)
破壊伝播速度	V _r (km/s)	2.9	中央防災会議(2013)
短周期レベル	A(N・m/s ²)	1.02E+20	A=9.84×10 ¹⁷ ×M ₀ ^{1/3} [dyne-cm] (笹谷ほか(2006)のM ₀ -A関係)

項目		設定値	設定方法
ア ス ベ リ テ イ	面積	S _a (km ²)	135
	すべり量	D _a (m)	7.16
	地震モーメント	M _{0a} (N・m)	4.45E+19
	応力降下量	Δσ _a (MPa)	77.59
背 景 領 域	面積	S _b (km ²)	546
	すべり量	D _b (m)	2.70
	地震モーメント	M _{0b} (N・m)	6.77E+19
	実効応力	Δσ _b (MPa)	15.52
Q値	Q	110f ^{0.69}	佐藤(1994)

地震規模の不確かさの考慮について

■ 基本震源モデルにおいて考慮すべき地震規模については前述のとおり中央防災会議(2013)に基づきM7.3としている。さらに、不確かさとして考えられる地震規模について検討を行う。

基本震源モデルで考慮する地震規模

領域	地震	規模	検討内容
相模トラフ以北	1855年安政江戸の地震	Mw7.2 (中央防災会議(2013))	当該地震による過去の震度の再現検討から求められた規模に対し、さらに余裕を考慮し設定されている中央防災会議(2013)によるM7.3を、基本震源モデルの地震規模としている。
	1895年霞ヶ浦付近の地震	M7.2 (日本被害地震総覧)	太平洋プレート内地震の可能性があると指摘されているが、敷地近くで発生した海洋プレート内地震であることから、基本震源モデルの規模はこの地震の規模を上回る設定としている。
	1921年茨城県龍ヶ崎付近の地震	M7.0 (日本被害地震総覧)	フィリピン海プレート内地震であることがほぼ確実であり、敷地近くで発生した地震であることから、基本震源モデルの規模はこの地震の規模を上回る設定としている。

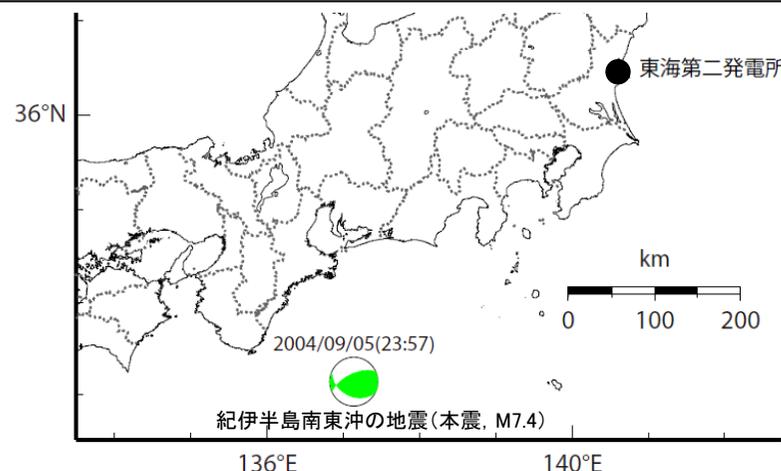


茨城県南部で過去に発生した海洋プレート内地震は、上記のように数地震確認できるものの、発生頻度の少ない海洋プレート内地震の規模の推定は困難であるため、地震規模について基本ケースでのM7.3を超える設定を不確かさとして考慮することとする。



不確かさとして考慮する地震規模

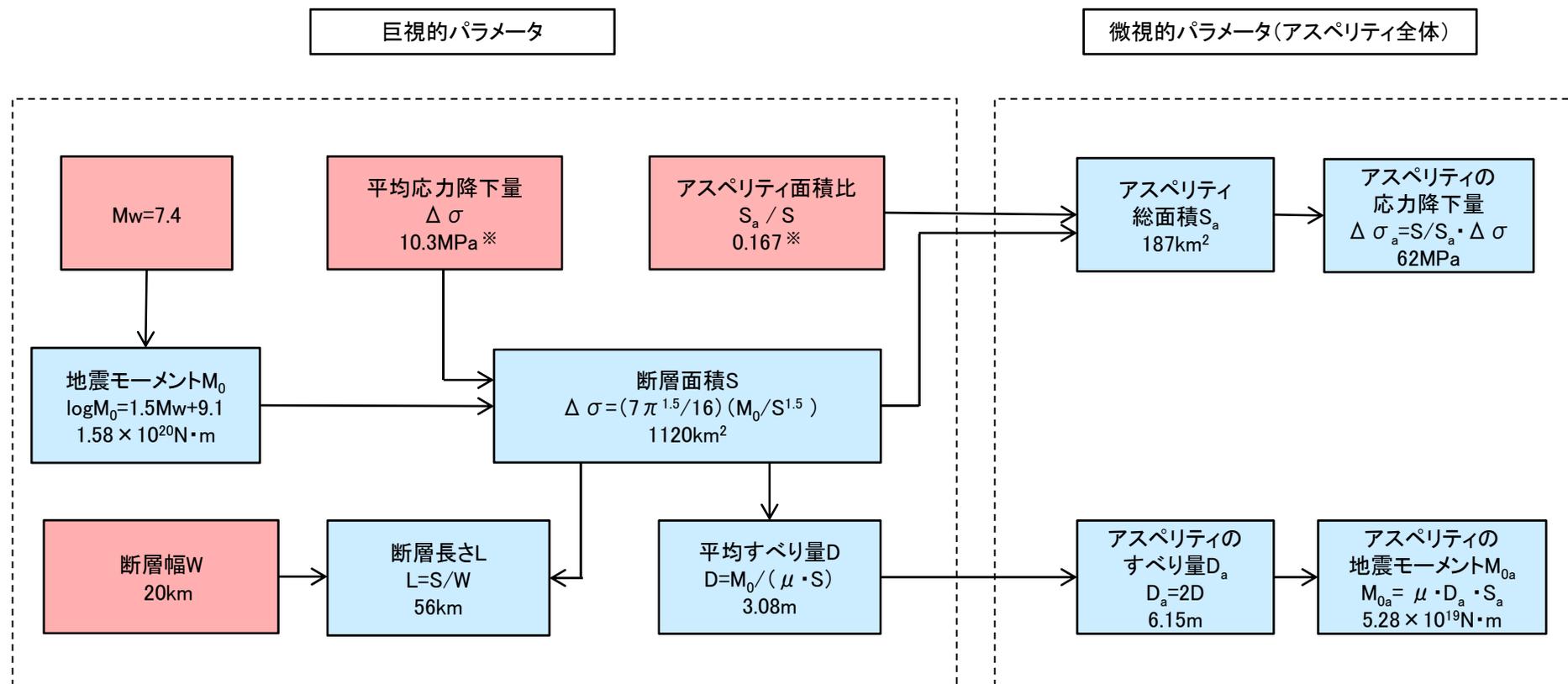
領域	地震	規模	検討内容
南海トラフ以北	2004年紀伊半島南東沖の地震	M7.4	フィリピン海プレートの内部で近年発生した地震であり、基本震源モデルと比較し、より規模の大きい地震であることを踏まえ、その地震規模を不確かさとして考慮する。



2004年紀伊半島南東沖の地震の震央及び震源メカニズム

地震規模の不確かさを考慮したモデルの設定

■地震規模の不確かさを考慮した震源モデルのパラメータについて、地震規模をMw7.4としたうえで、残りのパラメータのうち平均応力降下量及びアスペリティ面積比を基本震源モデルで算出した値を用い設定する。断層パラメータの設定フローを下記に示す。



※ 基本震源モデルで算出した値をそれぞれ与条件としている。

与条件とした項目

与条件から設定

地震規模の不確かさを考慮したモデルの設定

■地震規模の不確かさを考慮したモデルについて、中央防災会議(2013)の「首都直下のM7クラスの地震及び相模トラフ沿いのM8クラスの地震等の震源断層モデルと震度分布・津波高等に関する報告書」で設定されている「プレート内地震の断層パラメータ(共通)」を参考に設定する。

【震源モデルの位置, 形状等】

・地震規模

フィリピン海プレート内で発生したと推定される地震の中で最も規模の大きい地震である紀伊半島南東沖の地震をもとに $M_w 7.4$ とする ($M_w = M_j = 7.4$)。

・断層面の位置・形状

断層位置や傾斜角は、同報告書の「フィリピン海プレート内の地震を想定する領域」や長谷川ほか(2013)を参考に、敷地に近い位置となる霞ヶ浦付近において、断層上端深さを34km～54km、断層傾斜角を90度に設定する。

・アスペリティ位置

フィリピン海プレートの厚さが約20kmの位置で断層面を設定するため、アスペリティを複数配置する。深さ方向についてはプレートの中央付近に設定し、海洋性マンタルの最上部とする。

・ずれの種類

長谷川ほか(2013)や首都直下地震防災・減災特別プロジェクト等の知見を踏まえ、横ずれと設定する。

【主要なパラメータ】

・地震モーメント M_0

$\log M_0 = 1.5 M_w + 9.1$ より
 $1.58 E + 20 N \cdot m$ とする ($M_w = 7.4$)。

・断層面積 S

$\Delta \sigma = (7 \pi^{1.5} / 16) (M_0 / S^{1.5})$ より
 1120 km^2 とする。
 (基本震源モデルの $\Delta \sigma = 10.3 \text{ MPa}$ を与条件とする。)

・アスペリティ面積 S_a

基本震源モデルの $S_a / S = 0.167$ より
 167 km^2 とする。

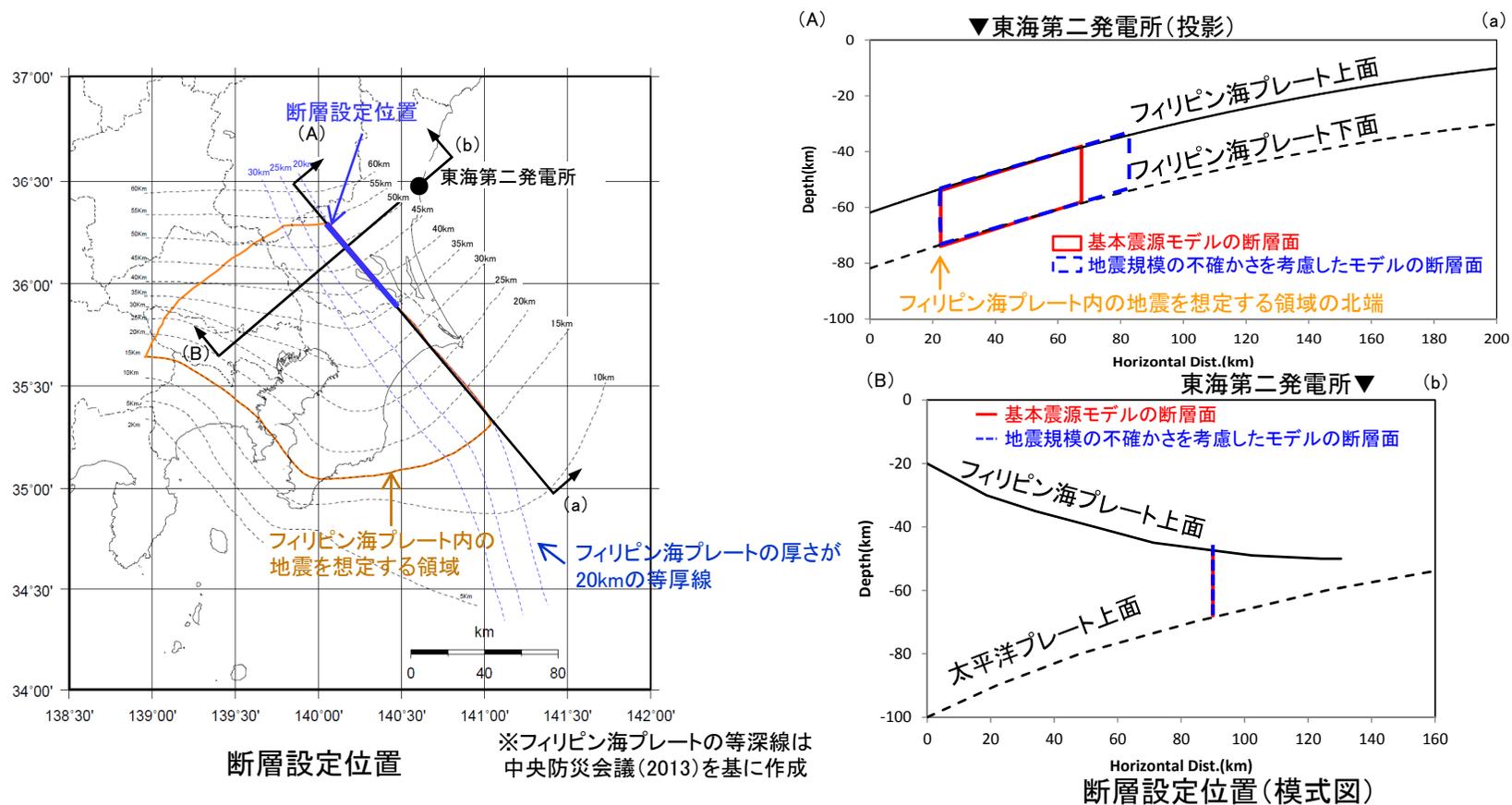
・アスペリティの応力降下量 $\Delta \sigma_a$

$\Delta \sigma_a = S / S_a \cdot \Delta \sigma$ より
 62 MPa とする。

地震規模の不確かさを考慮したモデルの設定

■断層面の位置・形状

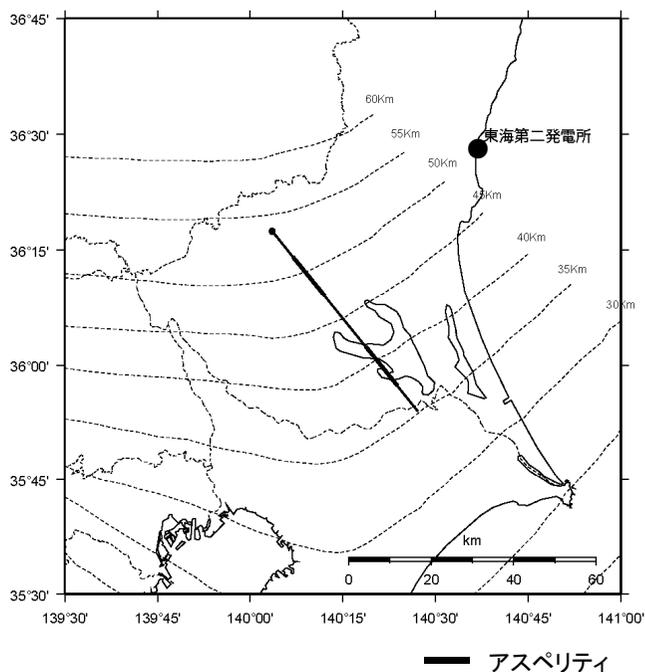
- ・断層設定位置は、基本震源モデルと同様に断層中心と敷地の投影位置が概ね一致するように配置することを基本とし、中央防災会議(2013)による「フィリピン海プレート内の地震を想定する領域」に断層面を設定する。
- ・上記に従い、プレートの厚さが20kmの等厚線に沿って設定することとし、巨視的面の形状を踏まえアスペリティを2個配置し、傾斜角90度として設定する。



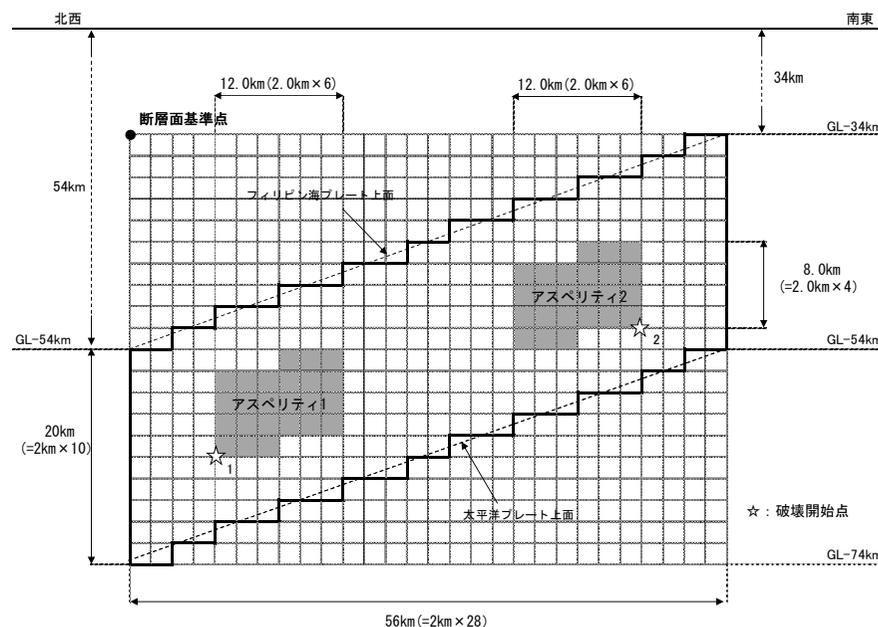
震源モデルの位置は、断層中心と敷地の投影位置が概ね一致するように配置することを基本とし、「フィリピン海プレート内の地震を想定する領域」内において、フィリピン海プレート上面と対応させ幅20kmの断層面を設定する。

地震規模の不確かさを考慮したモデルの設定

- 基本震源モデルと同様に茨城県南部において震源を設定する。設定にあたっては、フィリピン海プレートの厚さ等を考慮し断層面を配置する。基本震源モデルと同様に背景領域を考慮してモデル化する。



断層設定位置(地震規模の不確かさを考慮)



震源モデル(地震規模の不確かさを考慮)

地震規模の不確かさを考慮したモデルの設定

■断層パラメータ

項目		設定値	設定方法
基準点 (断層北西端)	N(度)	36.291	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレート内の地震を想定する領域の北端
	E(度)	140.06	
上端深さ	h(km)	34~54	フィリピン海プレートの上端位置
気象庁マグニチュード	M _j	7.4	M _j =M _w
モーメントマグニチュード	M _w	7.4	中央防災会議(2013)
地震モーメント	M ₀ (N・m)	1.58E+20	logM ₀ =1.5M _w +9.1
走向	θ(度)	140.7	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレート内の地震を想定する領域
傾斜角	δ(度)	90	中央防災会議(2013)
ずれの種類	—	横ずれ	中央防災会議(2013)
すべり角	λ(度)	0	中央防災会議(2013)
平均応力降下量	Δσ(MPa)	10.3	中央防災会議(2013)
断層面積	S(km ²)	1120	中央防災会議(2013)
長さ	L(km)	56	L=S/W
幅	W(km)	20	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレートの厚さ
密度	ρ(g/cm ³)	2.875	μ=ρV _s ²
せん断波速度	V _s (km/s)	4.0	佐藤(2003)
剛性率	μ(N/m ²)	4.6E+10	中央防災会議(2013)
平均すべり量	D(m)	2.55	D=M ₀ /(μS)
破壊伝播速度	V _r (km/s)	2.9	中央防災会議(2013)

項目		設定値	設定方法	
アスベリティ全体	面積	S _a (km ²)	187	
	すべり量	D _a (m)	6.15	D _a =2D
	地震モーメント	M _{0a} (N・m)	5.28E+19	M _{0a} =μD _a S _a
	応力降下量	Δσ _a (MPa)	62	中央防災会議(2013)
	短周期レベル(参考)	A(N・m/s ²)	9.61E+19	A _a =4πr _a Δσ _a V _s ²
各アスベリティ	面積	S _a (km ²)	93	
	すべり量	D _a (m)	6.15	D _a =2D
	地震モーメント	M _{0a} (N・m)	2.64E+19	M _{0a} =μD _a S _a
	応力降下量	Δσ _a (MPa)	62	中央防災会議(2013)
	短周期レベル(参考)	A(N・m/s ²)	6.79E+19	A _a =4πr _a Δσ _a V _s ²
背景領域	面積	S _b (km ²)	933	S _b =S-S _a
	すべり量	D _b (m)	2.46	D _b =M _{0b} /(μS _b)
	地震モーメント	M _{0b} (N・m)	1.06E+20	M _{0b} =M ₀ -M _{0a}
	実効応力	Δσ _b (MPa)	12.4	Δσ _b =0.2Δσ _a
Q値	Q	110f ^{0.69}	佐藤(1994)	

1.	審査会合におけるコメント	3
2.	海洋プレート内地震の評価フロー	4
3.	敷地周辺のプレートテクトニクスや地震発生状況	5
4.	検討用地震の選定	9
5.	震源モデルの設定	27
	海洋プレート内地震に関する知見	29
	基本震源モデル	39
	不確かさを考慮した震源モデル	61
6.	地震動評価	82
	応答スペクトルに基づく手法による評価	84
	断層モデルを用いた手法による評価	89
7.	参考文献	113

地震動評価手法

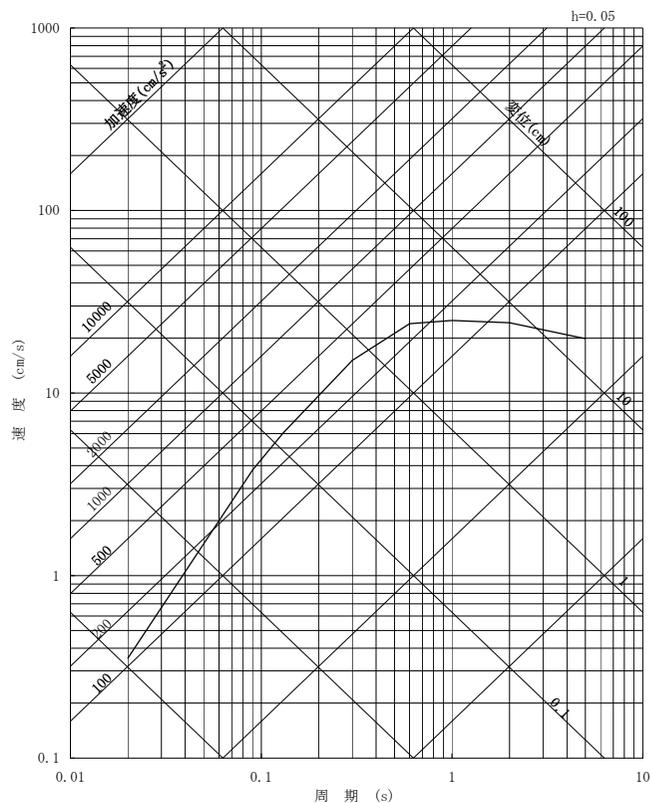
■応答スペクトルに基づく手法による地震動評価

Noda et al.(2002)の手法による評価を実施する。評価にあたり、地震観測記録から算出した補正係数(17頁)を考慮する。

■断層モデルを用いた手法による地震動評価

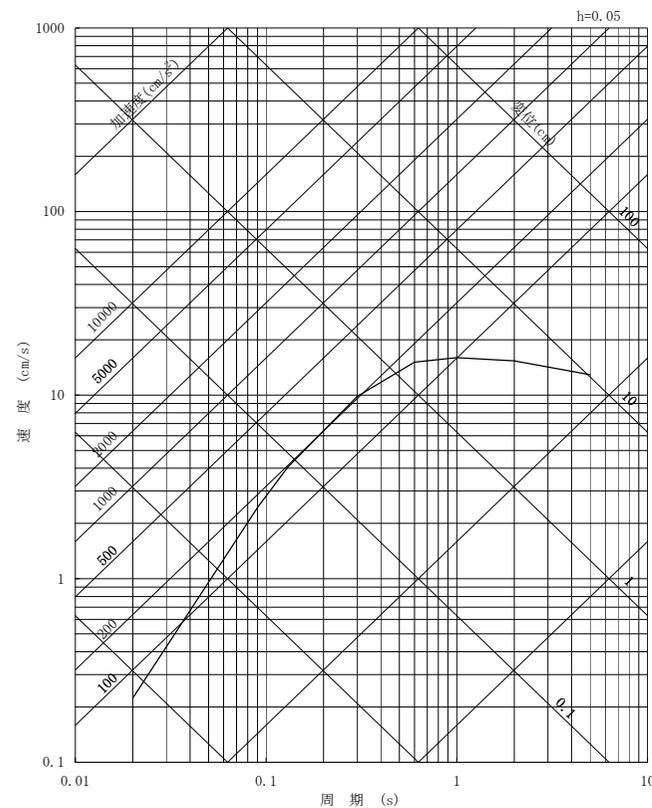
震源近傍で発生した適切な要素地震の観測記録が敷地で得られているため、経験的グリーン関数法により評価する。波形合成はDan et al.(1989)の手法に基づき実施する。

応答スペクトルに基づく手法による評価結果： 基本震源モデル



水平成分

—— 基本震源モデル (M7.3, Xeq=76.0km)

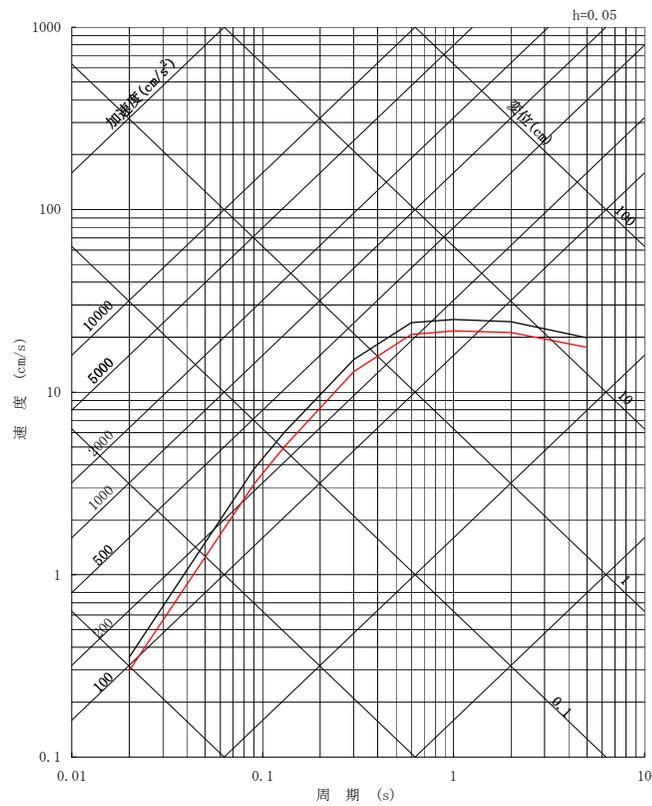


鉛直成分

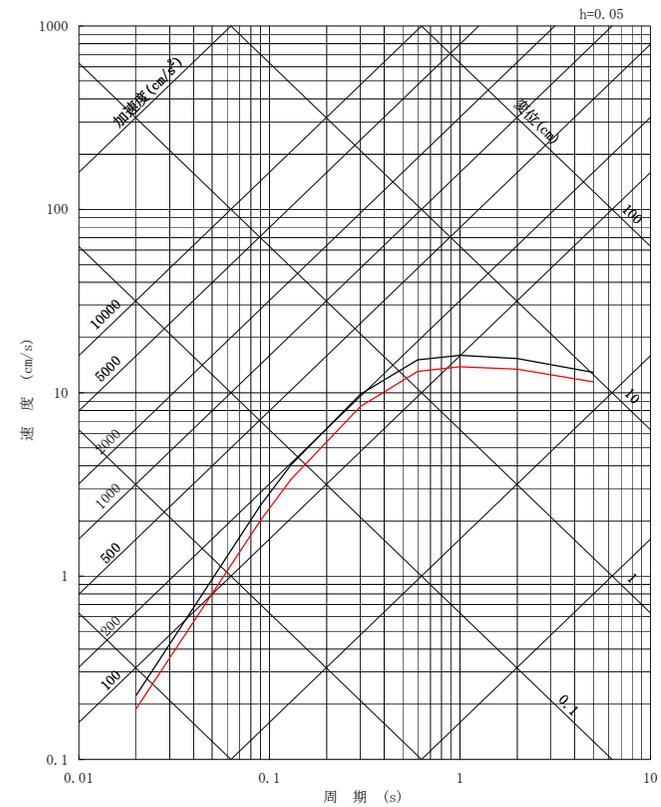
茨城県南部の地震の応答スペクトルに基づく手法による地震動評価は、Noda et al.(2002)の手法に補正係数を考慮し算定した。

応答スペクトルに基づく手法による評価結果：断層傾斜角の不確かさ

- 基本震源モデル (M7.3, $X_{eq}=76.0\text{km}$)
- 断層傾斜角の不確かさを考慮したケース (M7.3, $X_{eq}=83.4\text{km}$)



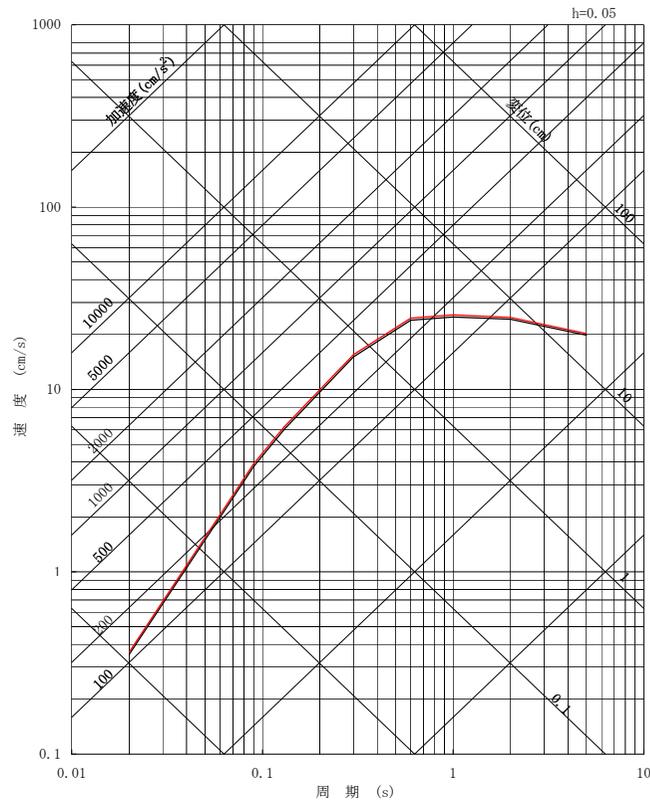
水平成分



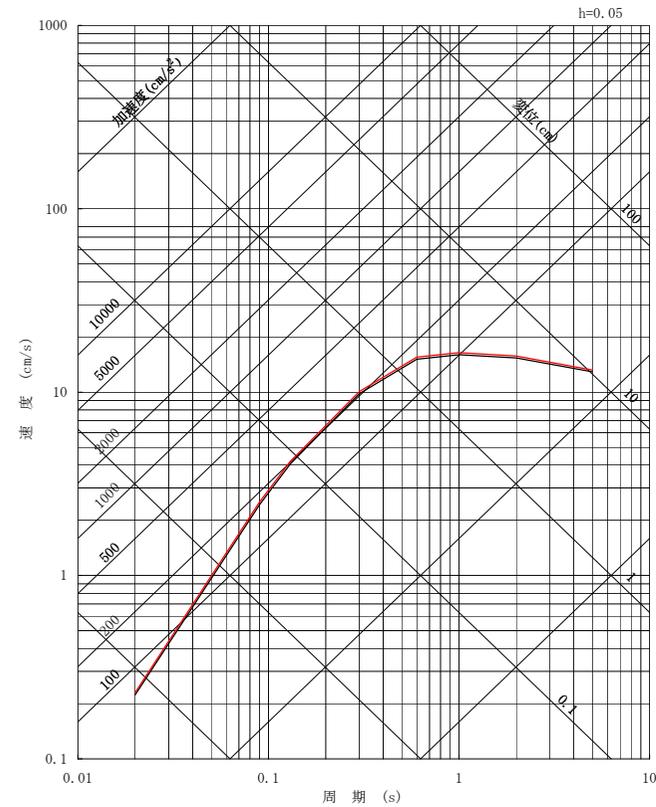
鉛直成分

応答スペクトルに基づく手法による評価結果：アスペリティ位置の不確かさ

- 基本震源モデル (M7.3, $X_{eq}=76.0\text{km}$)
- アスペリティ位置の不確かさを考慮したケース (M7.3, $X_{eq}=74.7\text{km}$)



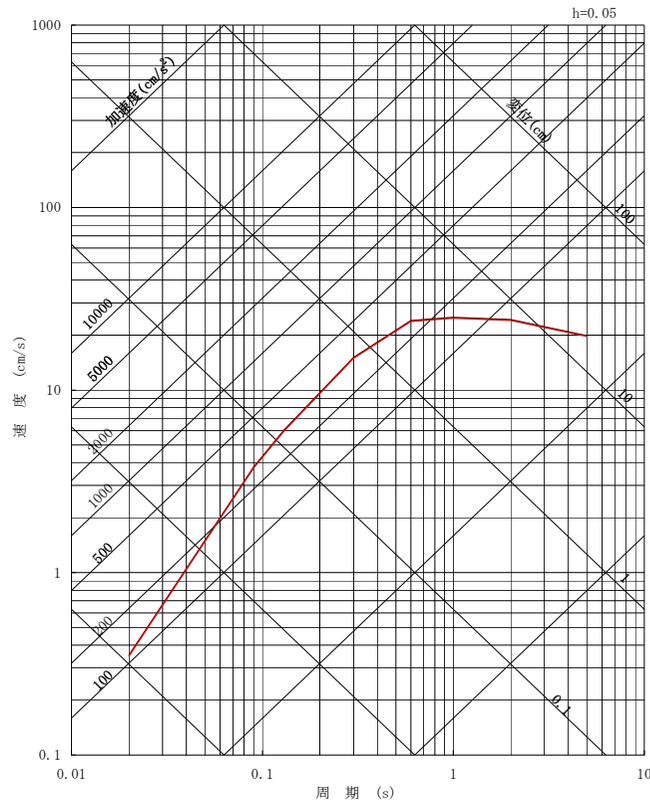
水平成分



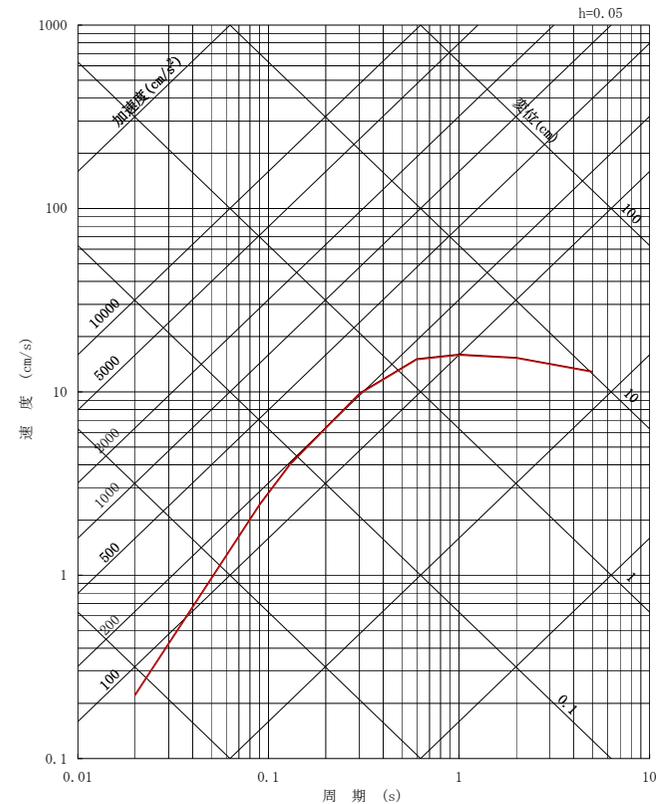
鉛直成分

応答スペクトルに基づく手法による評価結果： 応力降下量の不確かさ

- 基本震源モデル (M7.3, $X_{eq}=76.0\text{km}$)
- 応力降下量の不確かさを考慮したケース (M7.3, $X_{eq}=76.5\text{km}$)



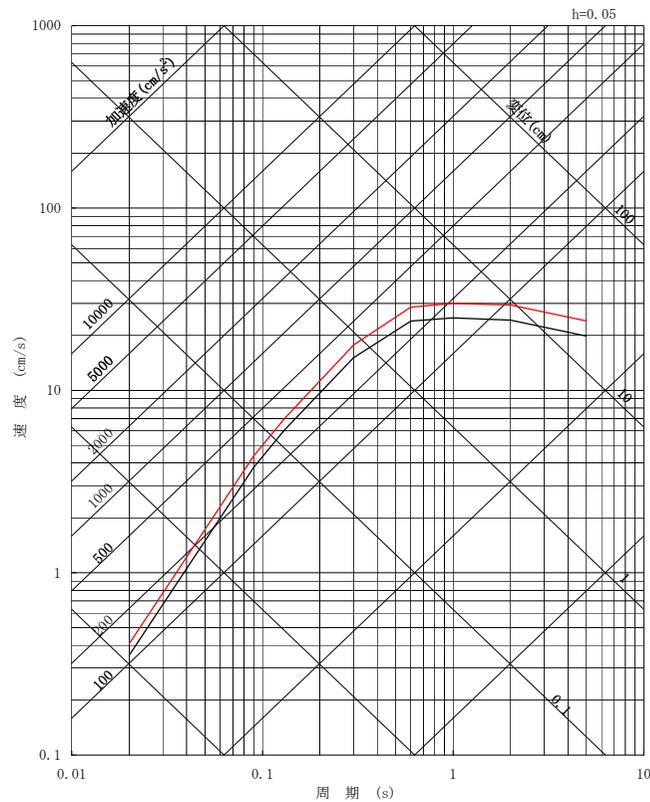
水平成分



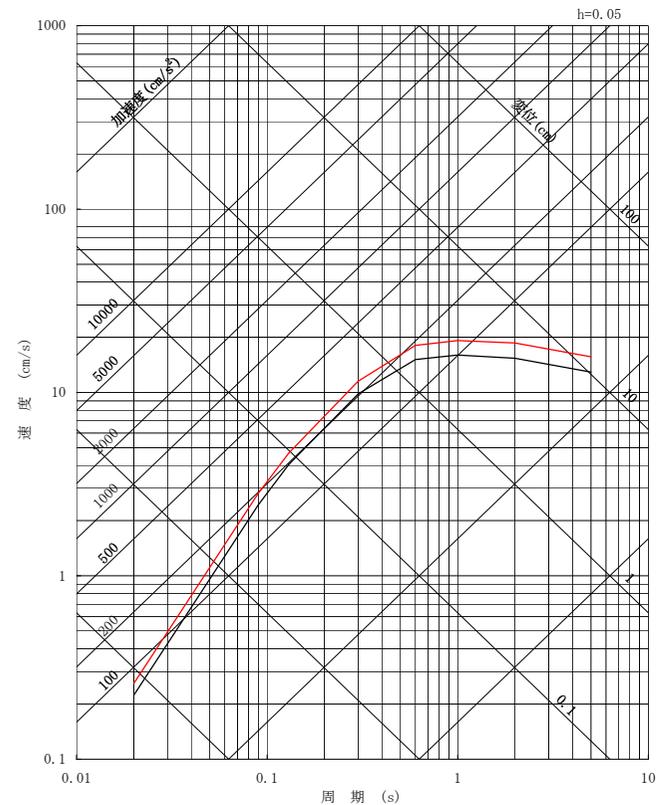
鉛直成分

応答スペクトルに基づく手法による評価結果： 地震規模の不確かさ

- 基本震源モデル (M7.3, $X_{eq}=76.0\text{km}$)
- 地震規模の不確かさを考慮したケース (M7.4, $X_{eq}=76.3\text{km}$)



水平成分



鉛直成分

要素地震の選定(1/6)

■要素地震の選定のフロー

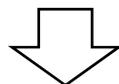
1996年9月以降に東海第二発電所で観測された記録を対象とする。

発生位置

想定断層面付近で発生しており、震源から到来する伝播経路特性が反映されている地震



茨城県南部の深さ約40km~80kmで発生した地震の中から選定する。

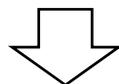


規模

要素地震として適切な規模の地震



クラック破壊を想定した ω^{-2} モデルが適用できるM5程度を目安とする。

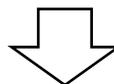


震源メカニズム

震源メカニズムが明らかである地震のうち、放射特性が同様であり、想定地震と同様の震源メカニズムを有する地震



想定地震と同様の震源メカニズムを有する地震を選定することが望ましいが、その地震がない場合は放射特性係数を補正して用いる。

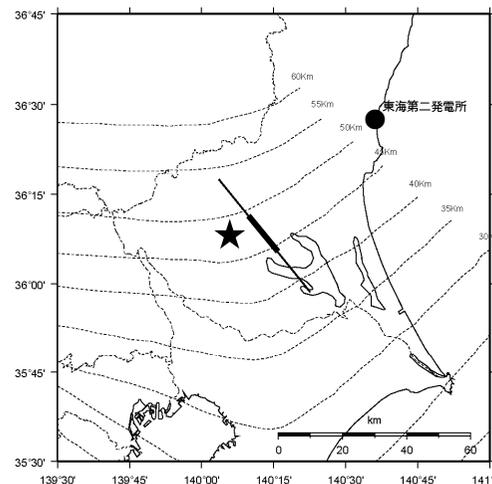


2014年11月12日の地震(M4.8)を用いることとする。

要素地震の選定(2/6)

■要素地震の選定結果

基本震源モデル及び不確かさを考慮した各モデルの断層面と地震波の到来方向がほぼ等しく、伝播特性とサイト特性が共通であると考えられる2014年11月12日の地震(M4.8)を要素地震として選定する。なお、この要素地震は、想定する断層面と震源メカニズムが異なるため、合成に際しては放射特性係数の補正の必要性について検討したうえで使用する。



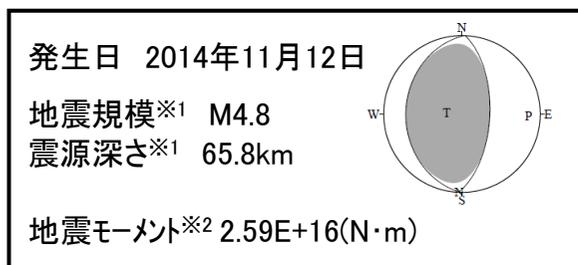
★ 要素地震の震央位置
— アスペリティ

基本震源モデルの断層面と
要素地震の震央位置との関係

震源メカニズムの比較

地震	メカニズム解			放射特性係数	
	走向(度)	傾斜(度)	すべり(度)	F_{SV}	F_{SH}
要素地震(2014.11.12, M4.8)	4	64	88	0.54	0.20
茨城県南部の地震(Mw7.3)	140.7	90	0	メッシュごとの方位角, 射出角を用いて算定 (参考) -0.10^{*3} (参考) -0.66^{*3}	

※3 アスペリティの中心位置(方位角約45度, 射出角約137度)で算定した場合

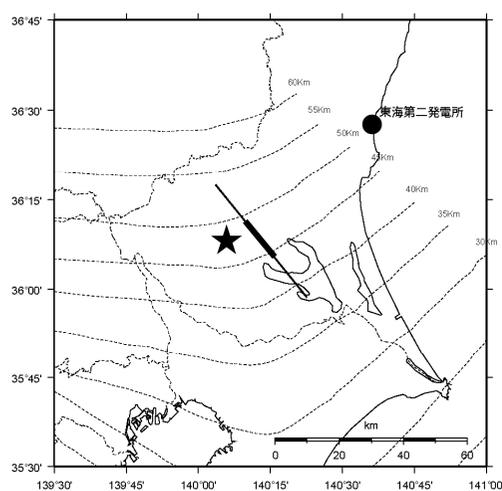


要素地震のメカニズム解(下半球)

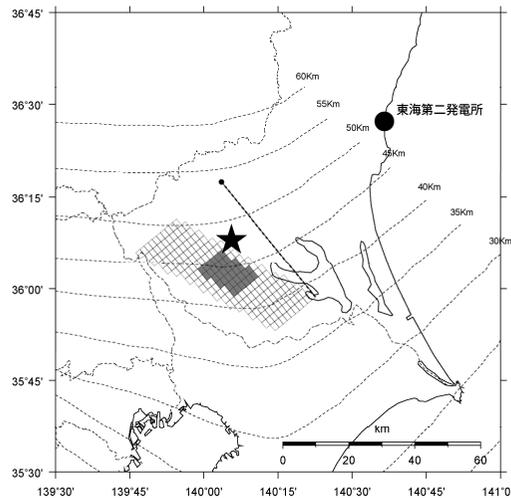
※1 気象庁による。
※2 F-netによる。

要素地震の選定(3/6)

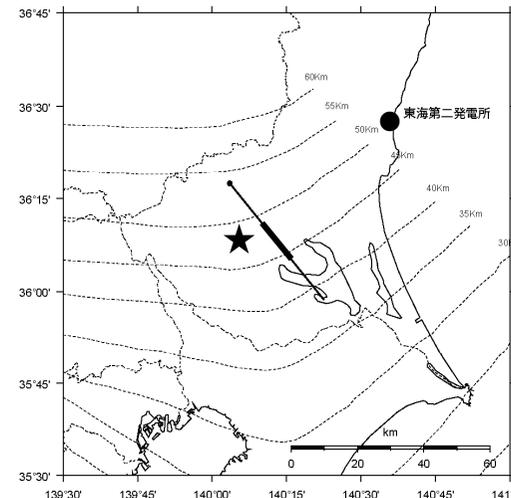
■要素地震(2014年11月12日, M4.8)の震央位置は不確かさを考慮した各モデルの断層面と対応している。



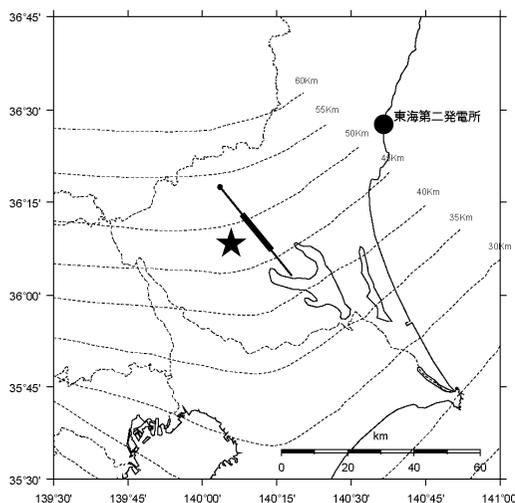
(基本震源モデル)



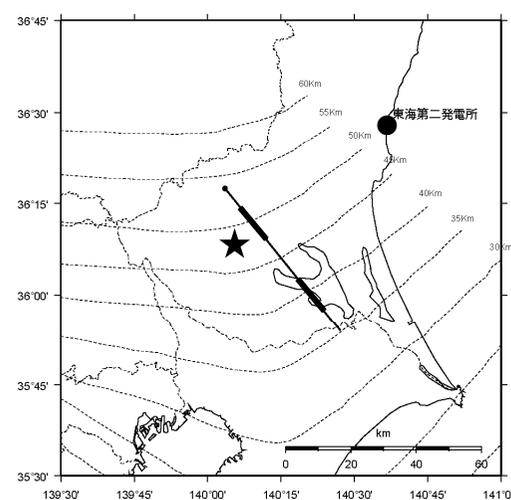
(断層傾斜角の不確かさ)



(アスペリティ位置の不確かさ)



(応力降下量の不確かさ)



(地震規模の不確かさ)

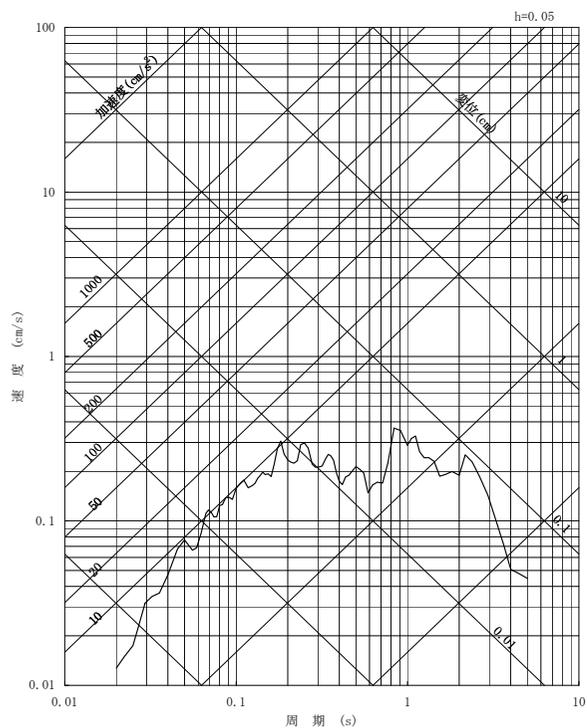
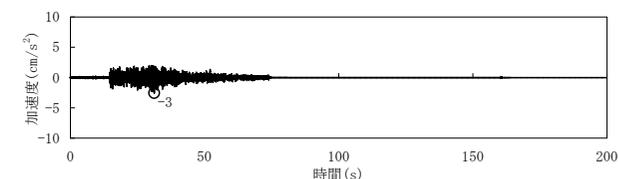
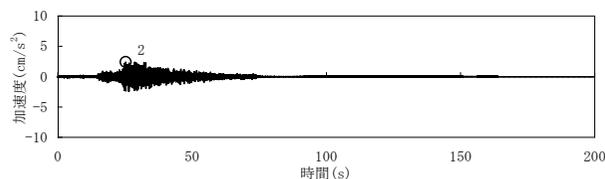
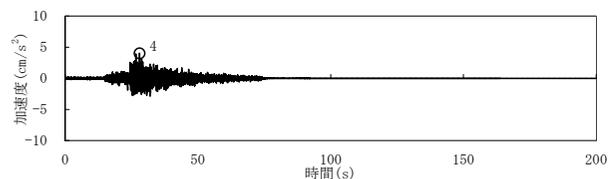
★ 要素地震の震央位置
— アスペリティ

各断層面と要素地震の震央位置との関係

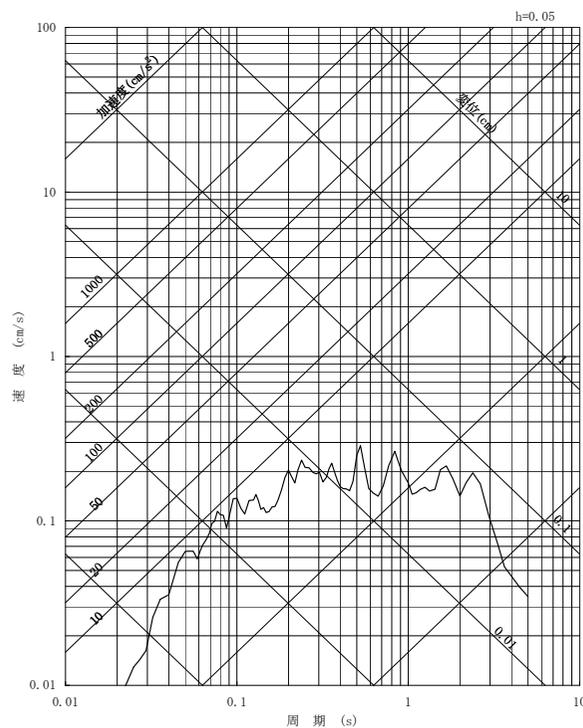
要素地震の選定(4/6)

■要素地震の解放基盤波

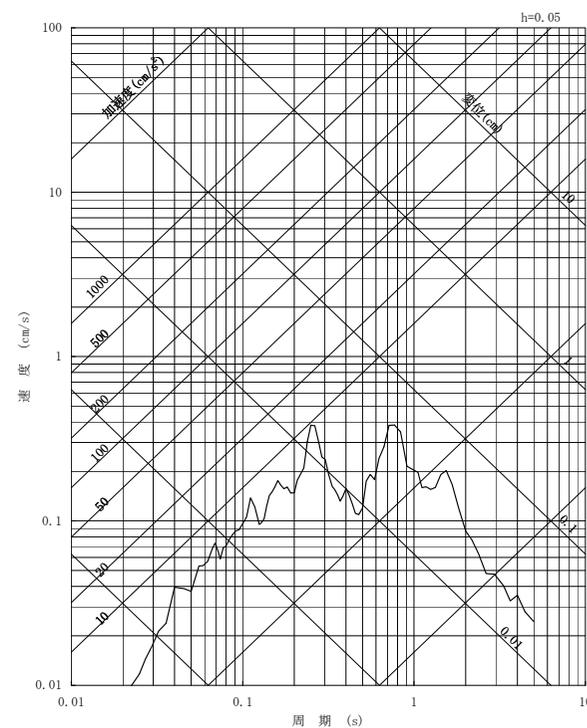
E.L.-372mの地震観測記録の解放基盤波を示す。



NS成分



EW成分



UD成分

要素地震の解放基盤波(2014年11月12日の地震(M4.8))

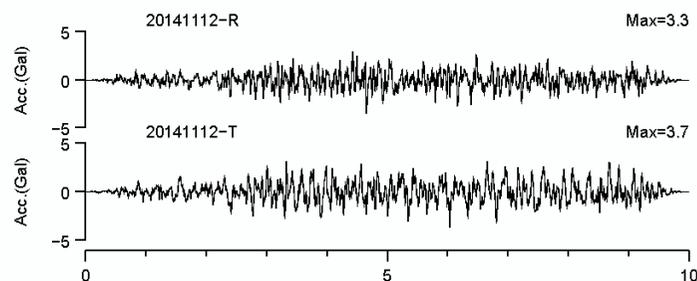
要素地震の選定(5/6)

■要素地震の放射特性係数の補正の必要性について

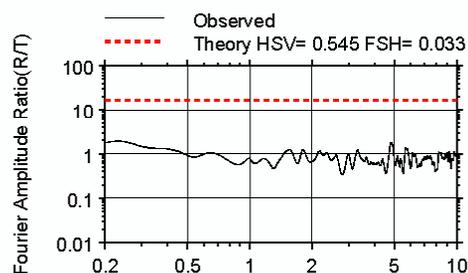
要素地震(2014年11月12日(M4.8))について, 放射特性が明瞭に表れているかどうか確認を行う。

要素地震について, 解放基盤のはぎ取り波をNS-EW方向からR(Radial: 震源方向)-T(Transverse: 震源直交方向)方向に変換し, 全継続時間のフーリエスペクトル比を求め, Aki and Richards(1983)による理論値との比較を行った(左図)。

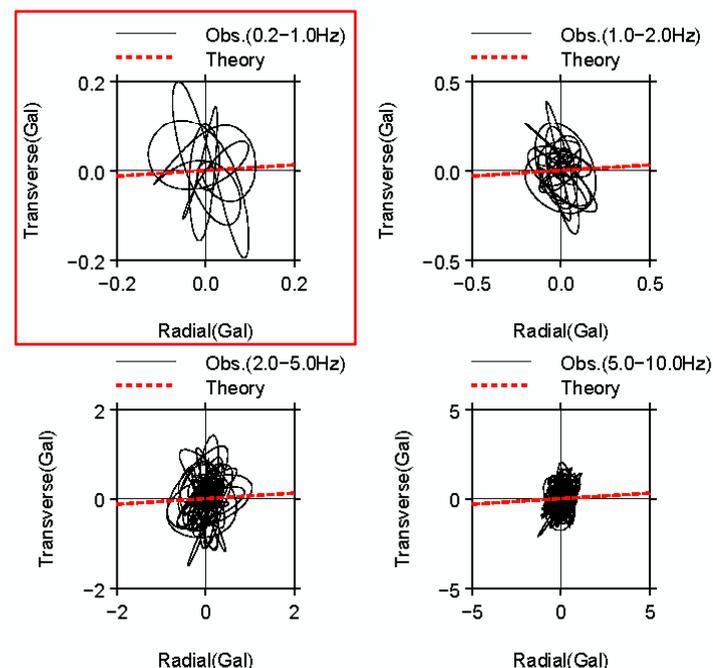
さらに, R-T変換後の加速度波形に対して, 各周波数帯域でバンドパスフィルターをかけ, S波初動部から10秒間についてのオービット曲線と理論値とを比較した(右図)。(周波数帯: 0.2~1.0Hz, 1.0~2.0Hz, 2.0~5.0Hz, 5.0~10.0Hz)



加速度時刻歴波形(R方向, T方向)



フーリエスペクトル比(R方向/T方向)



各周波数帯のオービット

放射特性係数の検討(2014年11月12日の地震(M4.8))

フーリエスペクトル比やオービット曲線とも観測値と理論値の差が大きく, また等方化の傾向がみられるため, 波形合成の際に放射特性係数の補正は行わないこととする。

要素地震の選定(6/6)

■要素地震の応力降下量の評価

要素地震の応力降下量は、Boore(1983)等による理論震源スペクトルを敷地及び敷地周辺のKiK-netの観測記録を用いて求めた震源スペクトルにフィッティングさせることにより評価する。

Boore(1983)等を参考に、敷地の基盤における変位フーリエスペクトルを下式でモデル化する。

$$U(f) = \frac{R_{\theta\phi} \cdot FS}{4\pi\rho\beta^3} \cdot \frac{M_0}{1+(f/f_c)^2} \cdot \frac{1}{R} \cdot \exp\left(-\pi f R / Q(f)\beta\right) \cdot \sqrt{\frac{\rho\beta}{\rho_s\beta_s}}$$

ここで

- $U(f)$: 観測記録の変位フーリエスペクトル
- M_0 : 地震モーメント
- f_c : コーナー周波数
- $R_{\theta\phi}$: 放射係数(等方の場合の二乗和平均値0.63と仮定)
- FS : 地表面における増幅率(地中では1とする)
- ρ_s : 震源の地盤密度(海洋性地殻の値として3.0g/cm³)
- β_s : 震源の地盤せん断波速度(海洋性地殻の値として4.0km/s)
- ρ, β : サイト基盤(観測点)における地盤密度とせん断波速度
- R : 震源距離
- $Q(f)$: Q値で、 $Q=110f^{0.69}$ (佐藤(1994))より与える。

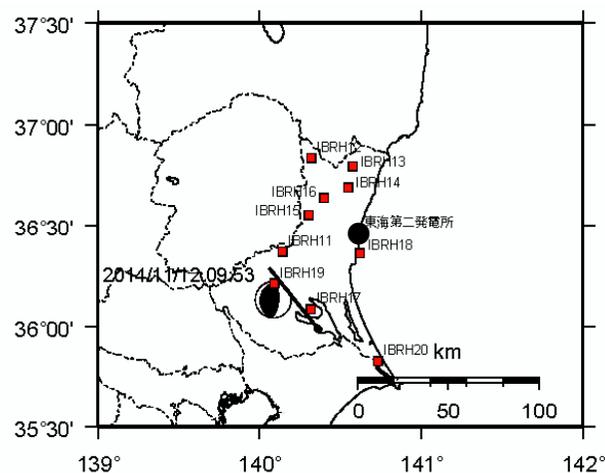
地震モーメントについては、F-netを用いると、変位震源スペクトル $S(f)$ は以下のように求められる。

$$S(f) = \frac{M_0}{1+(f/f_c)^2} = U(f) / \left\{ \frac{R_{\theta\phi} \cdot FS}{4\pi\rho\beta^3} \cdot \frac{1}{R} \cdot \exp\left(-\pi f R / Q(f)\beta\right) \cdot \sqrt{\frac{\rho\beta}{\rho_s\beta_s}} \right\}$$

ここで、短周期レベル(A)を観測記録から評価した加速度震源スペクトルの $f=2\sim 5\text{Hz}$ の平均値により求め、下式に示すBrune(1970)より応力降下量 $\Delta\sigma$ を求める。

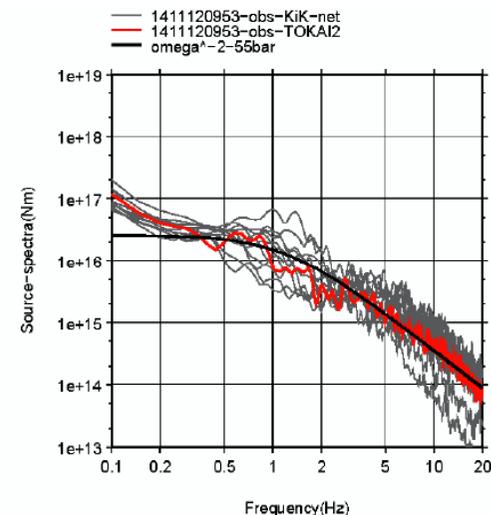
$$A = (2\pi f_c)^3 \cdot M_0$$

$$f_c = \frac{1}{\sqrt{\pi}} \left(\frac{7}{16} \right)^{1/6} \cdot \beta \cdot \left(\frac{\Delta\sigma}{M_0} \right)^{1/3}$$



■ 検討に用いたKiK-net観測点

要素地震の震央位置と
KiK-net観測点



灰色: KiK-net観測点
赤: 東海第二発電所の観測記録
黒: 理論スペクトル

要素地震の震源スペクトルの
推定結果

要素地震の諸元

発生年月日	震央位置		M	震源深さ (km)	地震 モーメント M_0 (N·m)	コーナー 周波数 f_c (Hz)	応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)
	緯度(度)	経度(度)					
2014年11月12日	36.133 N	140.086 E	4.8	65.8	2.59×10^{16}	1.17	5.50

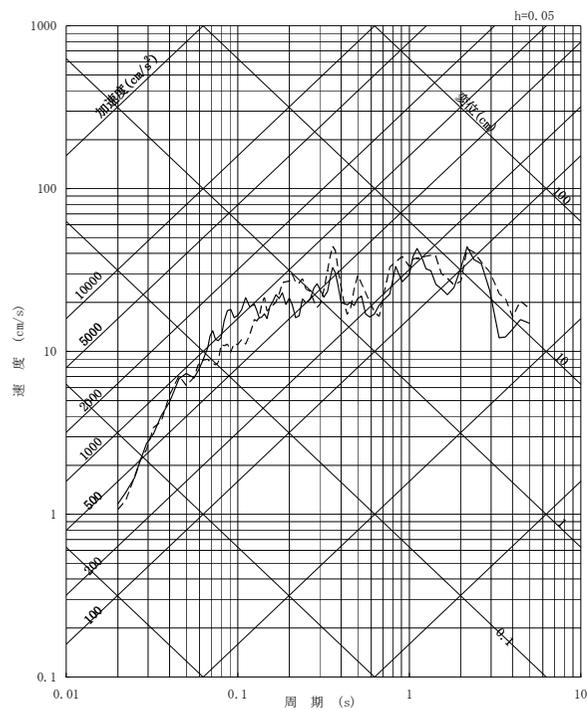
断層モデルを用いた手法による評価結果： 基本震源モデル

■ 基本震源モデルの応答スペクトル

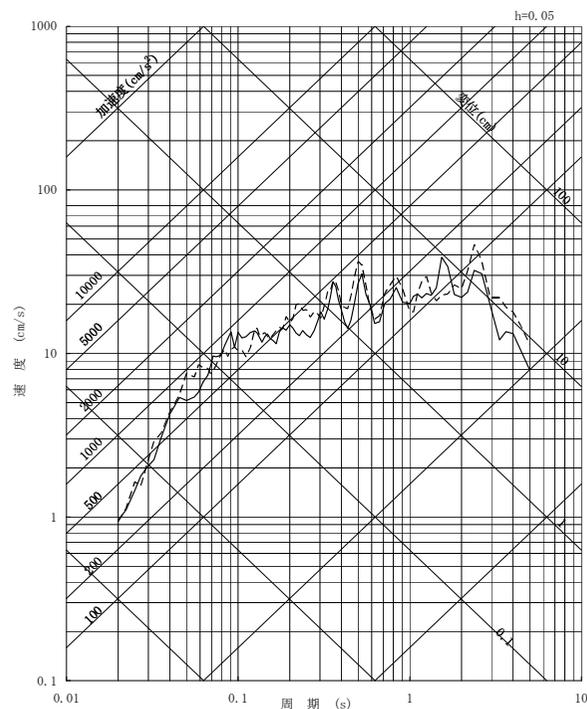
— 基本震源モデル

実線：破壊開始点1

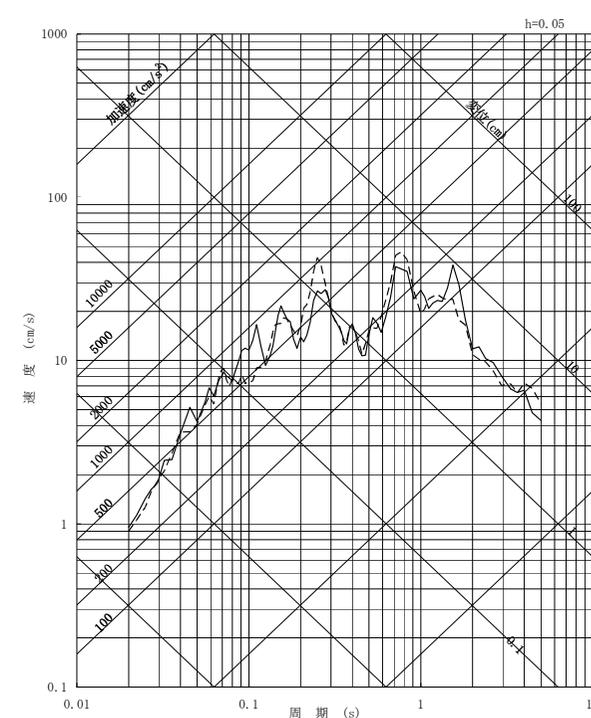
破線：破壊開始点2



NS成分



EW成分



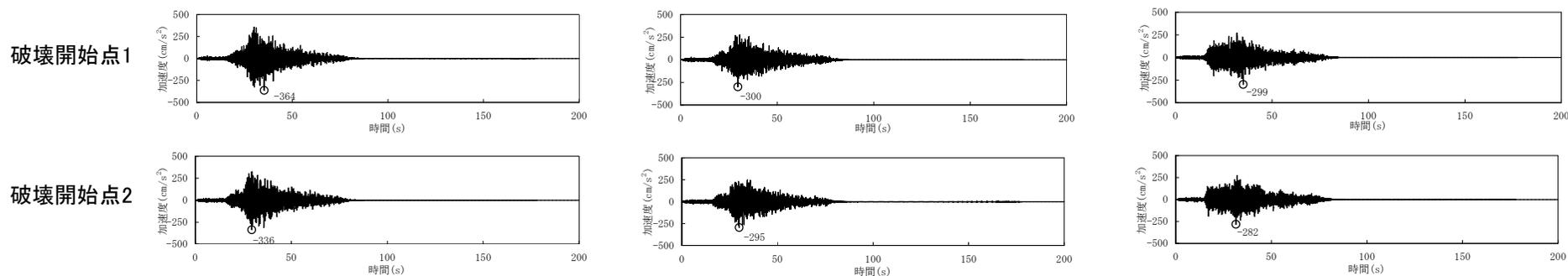
UD成分

茨城県南部の地震の断層モデルを用いた手法による地震動評価は、経験的グリーン関数法により評価した。

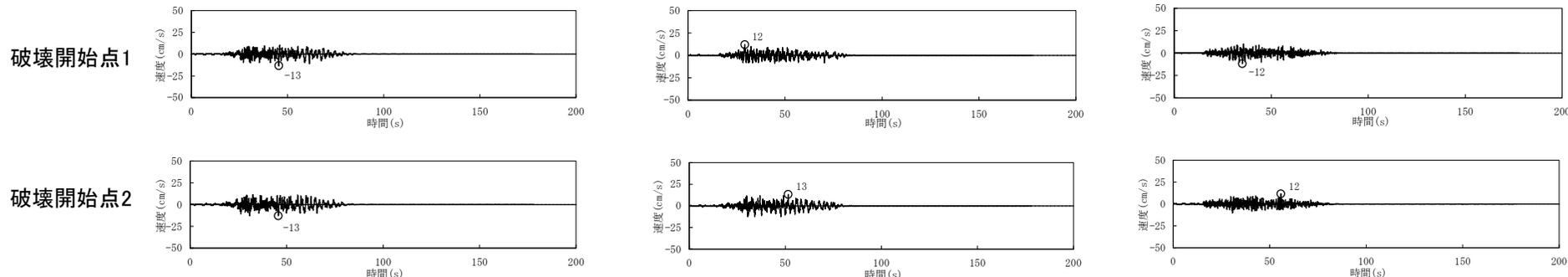
断層モデルを用いた手法による評価結果：基本震源モデル

■基本震源モデルの時刻歴波形

加速度時刻歴波形



速度時刻歴波形



NS成分

EW成分

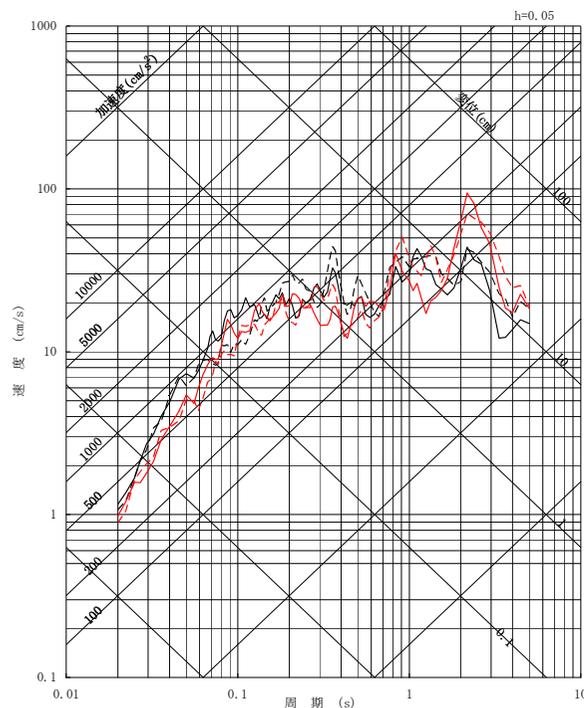
UD成分

断層モデルを用いた手法による評価結果：断層傾斜角の不確かさ

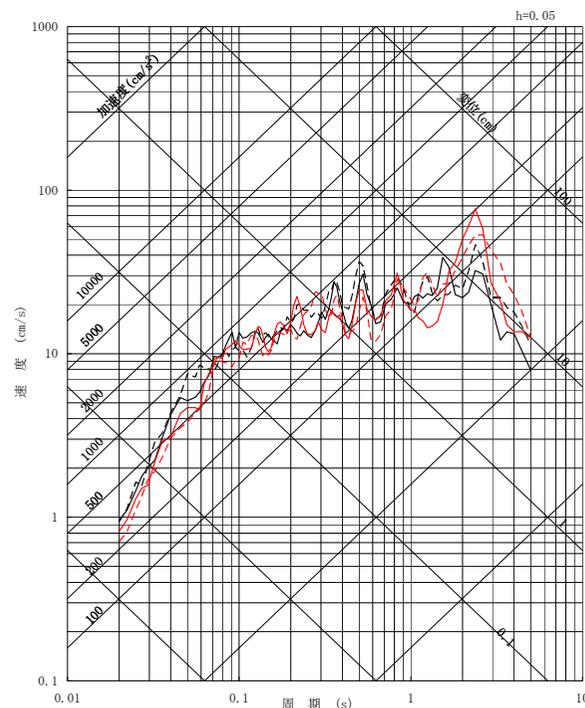
■断層傾斜角の不確かさを考慮したケースの応答スペクトル

— 基本震源モデル
 — 断層傾斜角の不確かさを考慮したケース

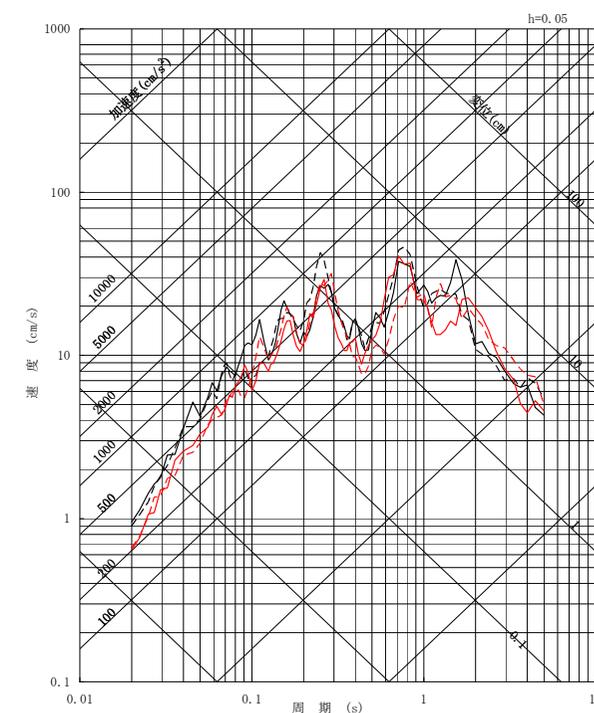
実線：破壊開始点1
 破線：破壊開始点2



NS成分



EW成分



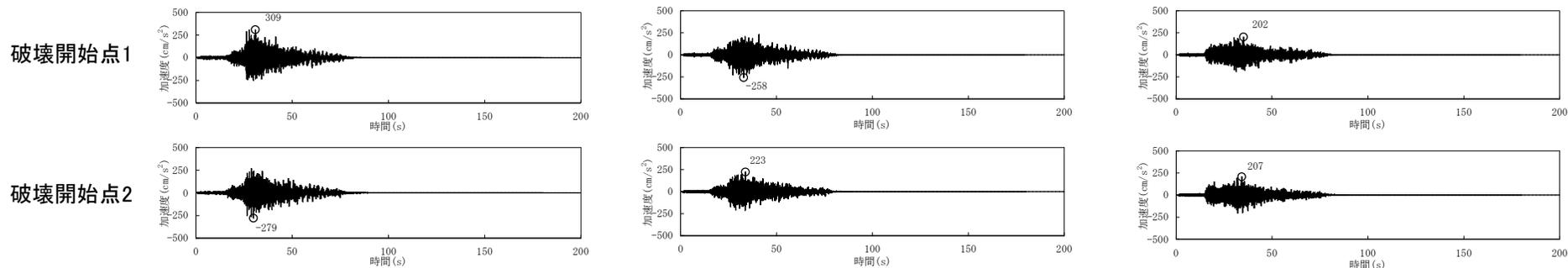
UD成分

基本震源モデルと比較し、断層傾斜角の不確かさを考慮した地震動評価結果については、水平方向における長周期成分の振幅が大きくなっており、断層傾斜角を敷地へ向けたことにより、震源からの地震波がより密に重なった効果と考えられる。

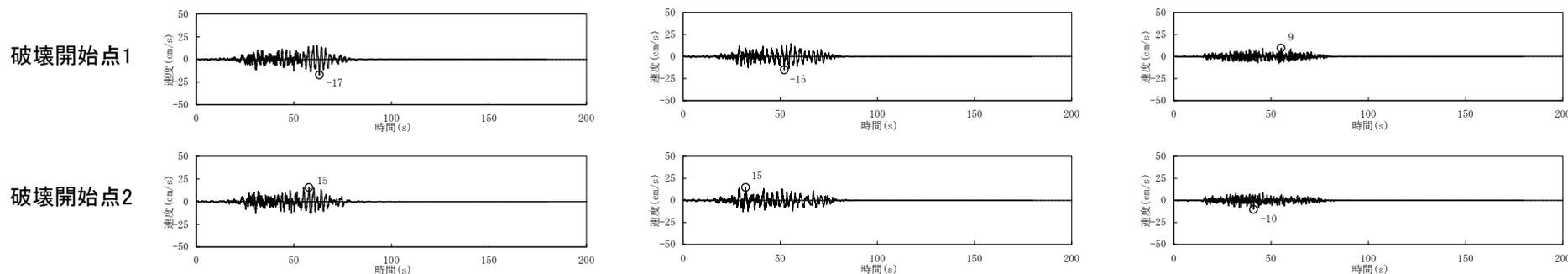
断層モデルを用いた手法による評価結果：断層傾斜角の不確かさ

■断層傾斜角の不確かさを考慮したケースの時刻歴波形

加速度時刻歴波形



速度時刻歴波形



NS成分

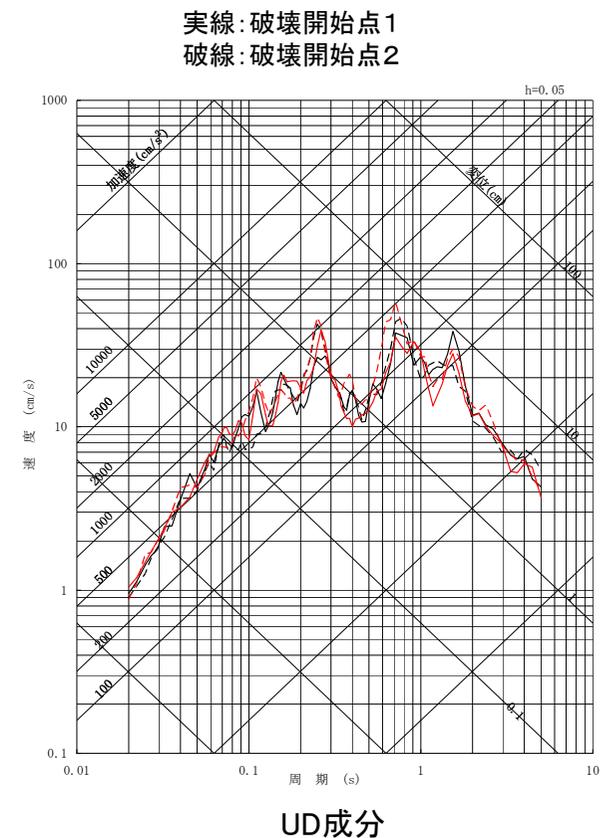
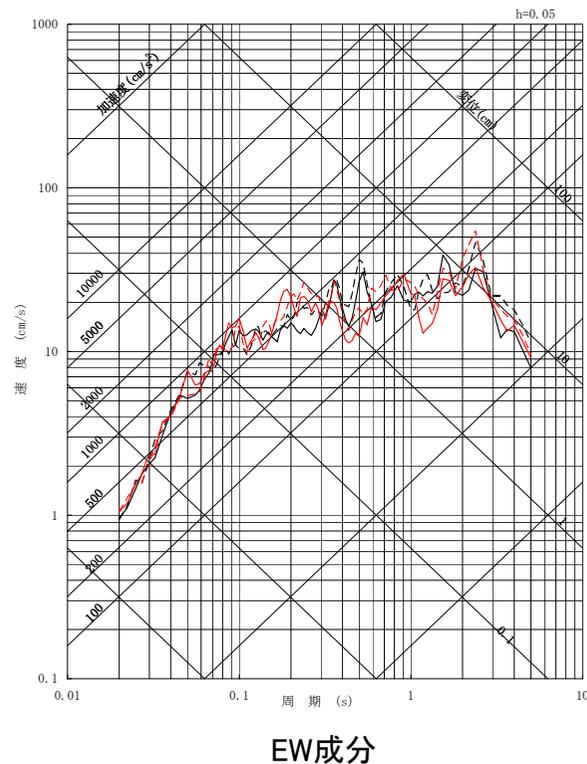
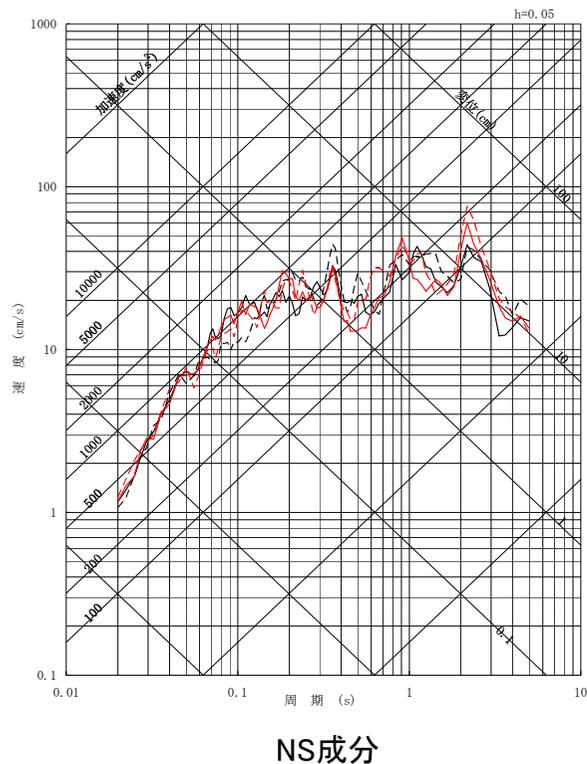
EW成分

UD成分

断層モデルを用いた手法による評価結果：アスペリティ位置の不確かさ

■アスペリティ位置の不確かさを考慮したケースの応答スペクトル

— 基本震源モデル
 — アスペリティ位置の不確かさを考慮したケース



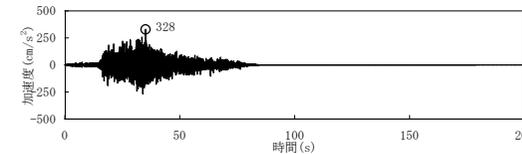
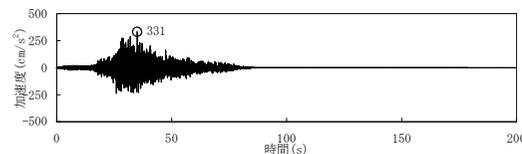
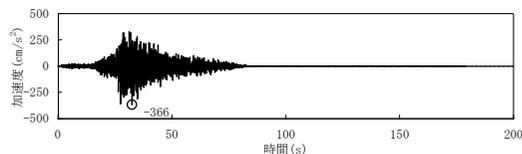
アスペリティ位置の不確かさを考慮した地震動評価結果については、基本震源モデルの評価結果と同程度もしくはやや振幅が大きくなっている。

断層モデルを用いた手法による評価結果：アスペリティ位置の不確かさ

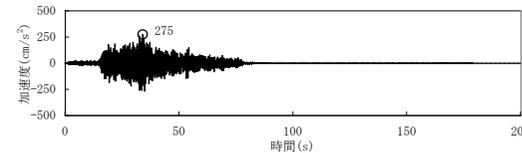
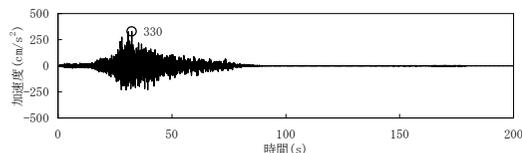
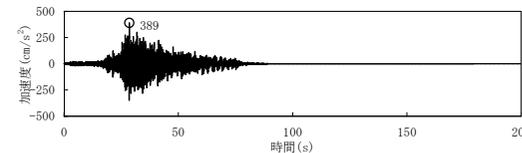
■アスペリティ位置の不確かさを考慮したケースの時刻歴波形

加速度時刻歴波形

破壊開始点1

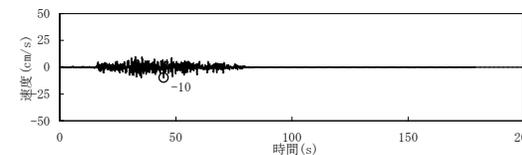
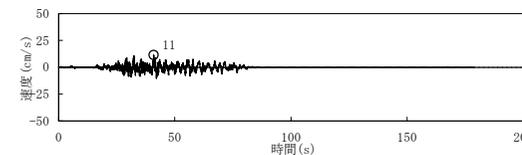
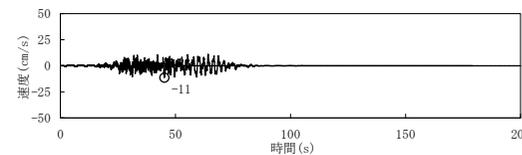


破壊開始点2

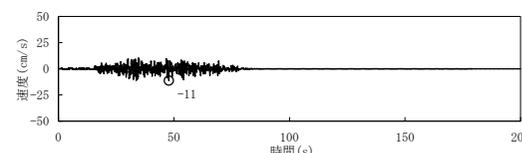
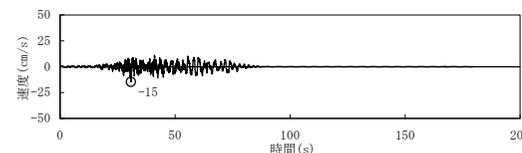
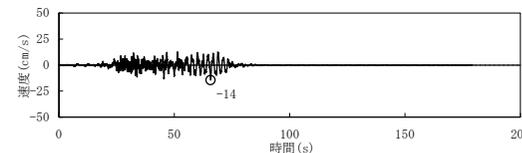


速度時刻歴波形

破壊開始点1



破壊開始点2



NS成分

EW成分

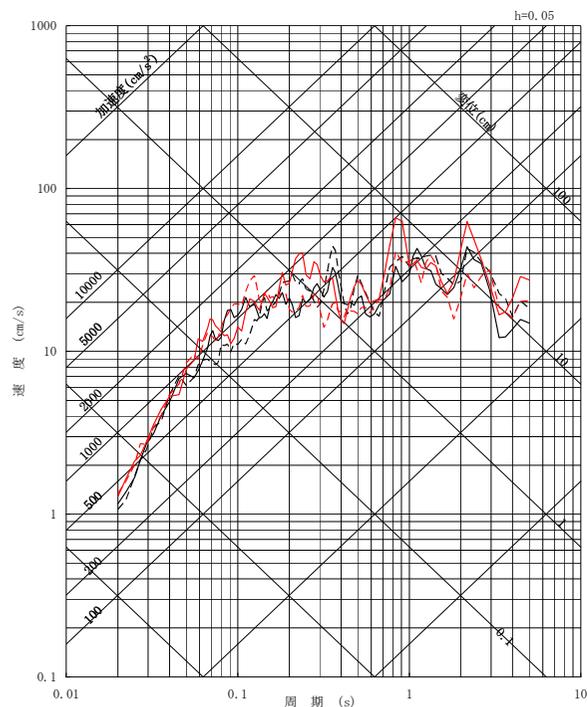
UD成分

断層モデルを用いた手法による評価結果： 応力降下量の不確かさ

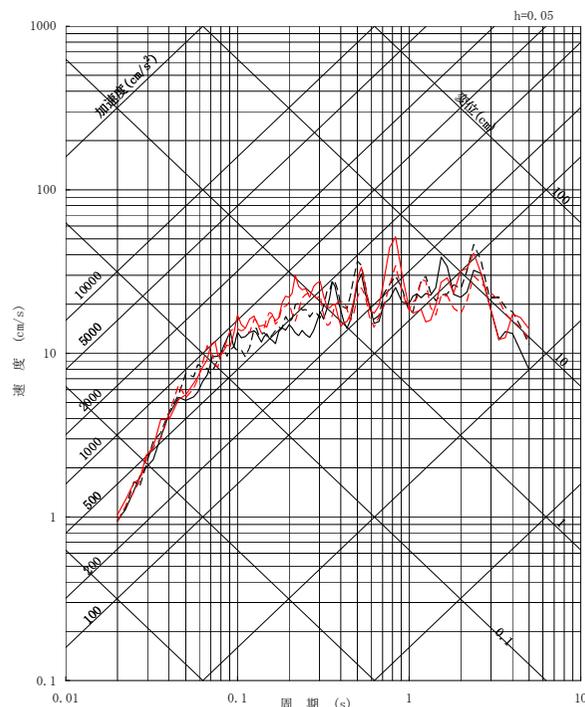
■ 応力降下量の不確かさを考慮したケースの応答スペクトル

— 基本震源モデル
 — 応力降下量の不確かさを考慮したケース

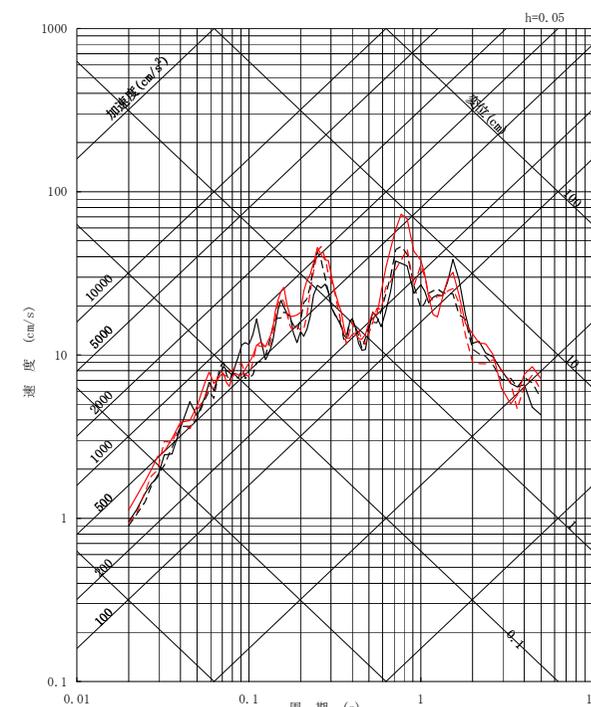
実線：破壊開始点1
 破線：破壊開始点2



NS成分



EW成分



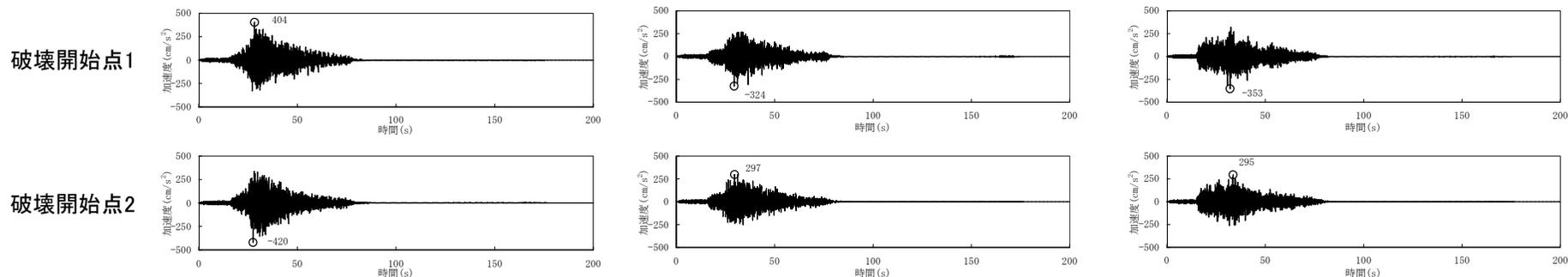
UD成分

応力降下量の不確かさを考慮した地震動評価結果については、基本震源モデルの評価結果よりも、全体的に振幅が大きくなっている。

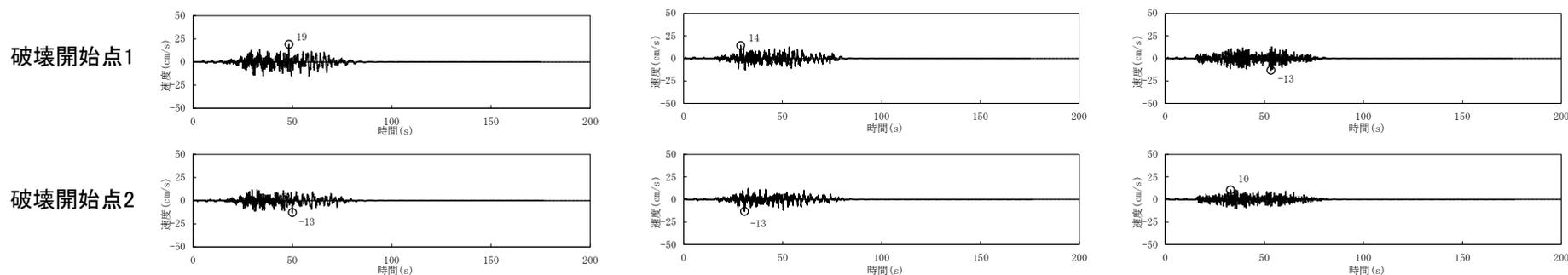
断層モデルを用いた手法による評価結果： 応力降下量の不確かさ

■ 応力降下量の不確かさを考慮したケースの時刻歴波形

加速度時刻歴波形



速度時刻歴波形



NS成分

EW成分

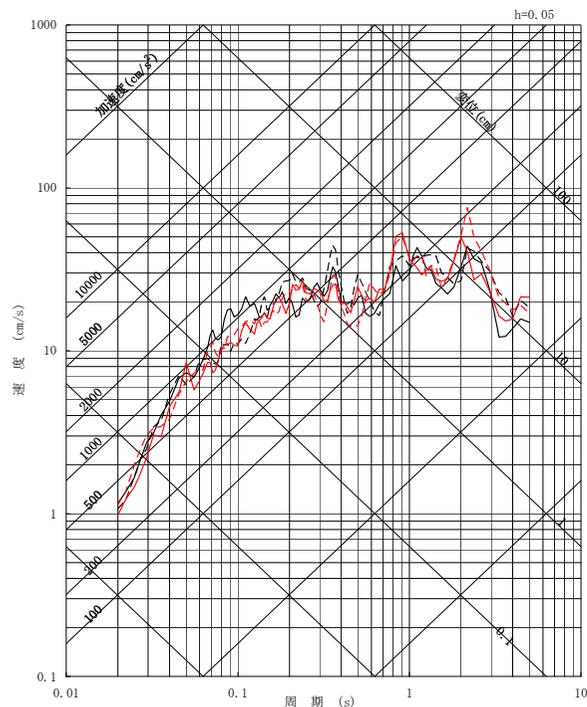
UD成分

断層モデルを用いた手法による評価結果：地震規模の不確かさ

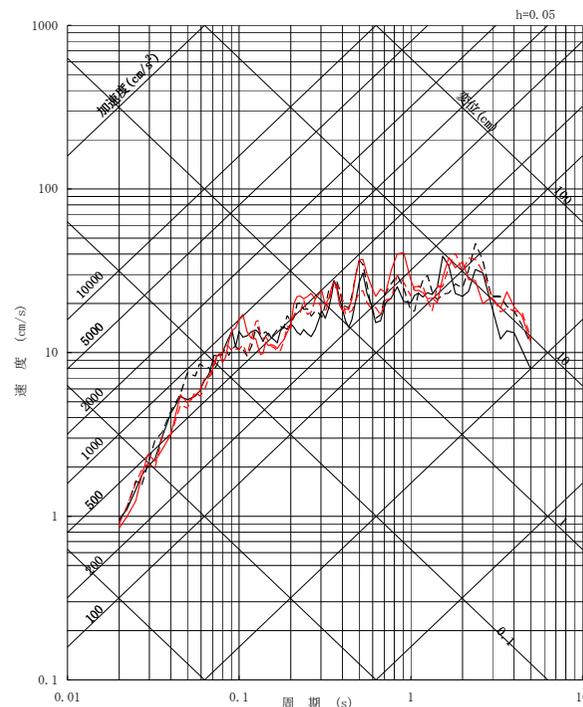
■地震規模の不確かさを考慮したケースの応答スペクトル

— 基本震源モデル
 — 地震規模の不確かさを考慮したケース

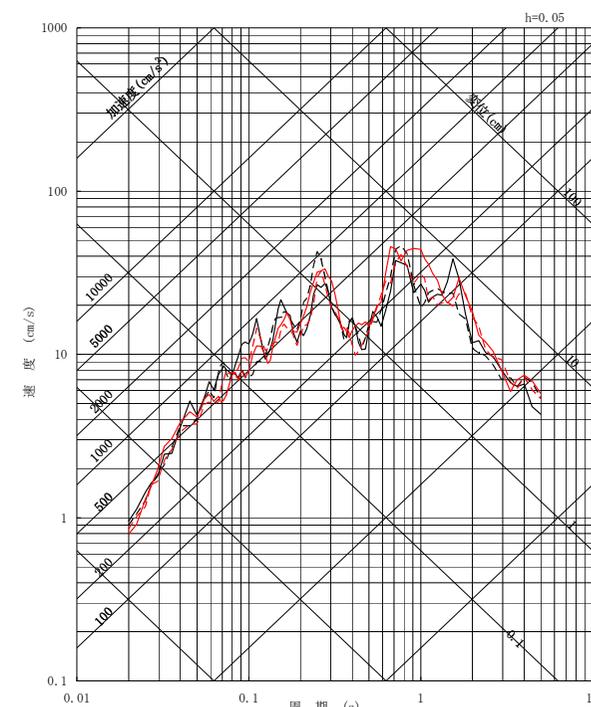
実線：破壊開始点1
 破線：破壊開始点2



NS成分



EW成分



UD成分

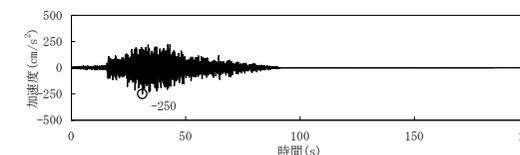
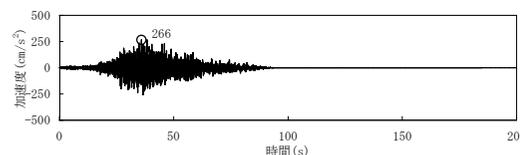
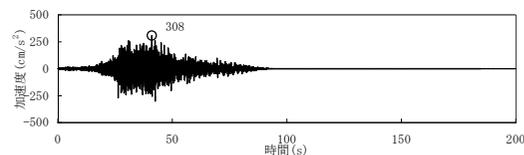
地震規模の不確かさを考慮した地震動評価については、基本震源モデルの評価結果と比較し、地震モーメントが大きくなった影響により長周期側でやや振幅が大きくなる傾向が見られる。

断層モデルを用いた手法による評価結果： 地震規模の不確かさ

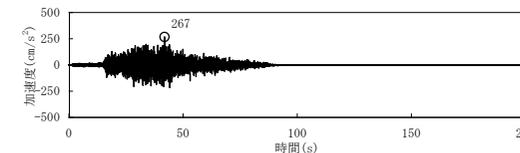
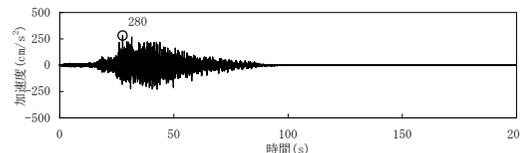
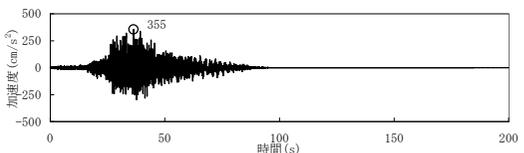
■地震規模の不確かさを考慮したケースの時刻歴波形

加速度時刻歴波形

破壊開始点1

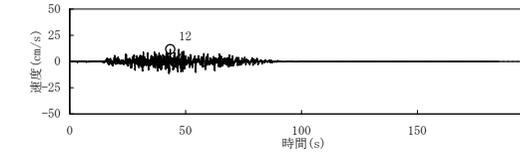
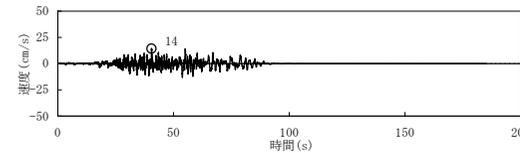
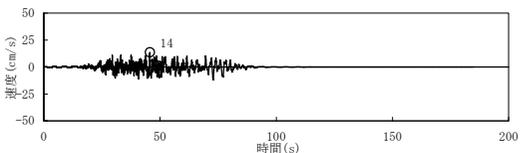


破壊開始点2

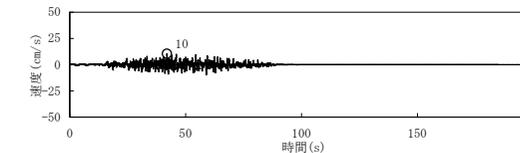
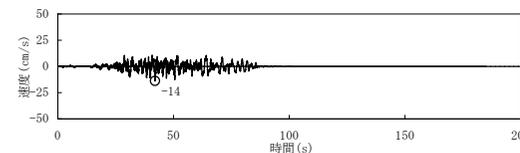
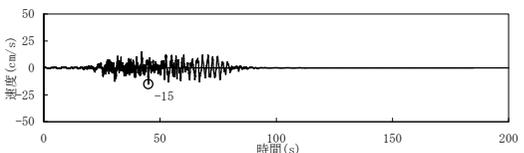


速度時刻歴波形

破壊開始点1



破壊開始点2



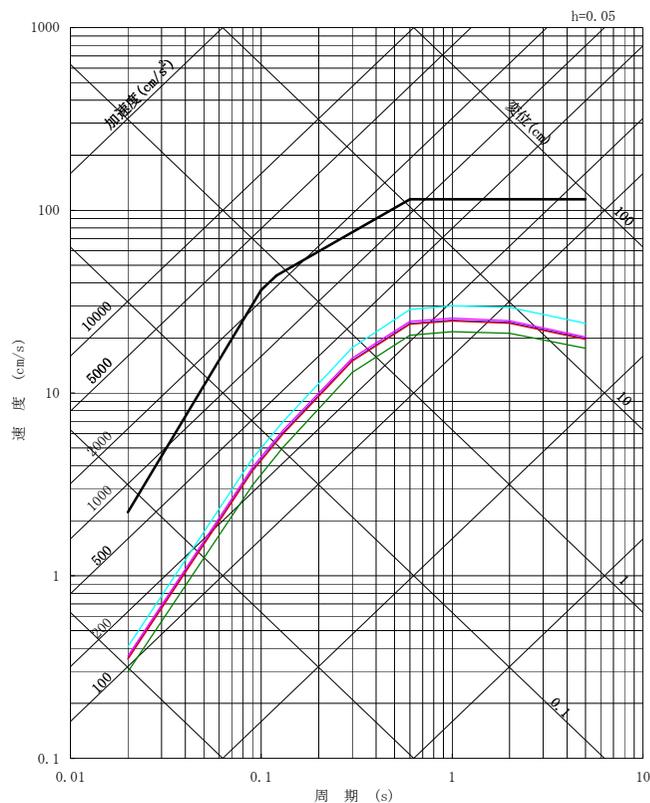
NS成分

EW成分

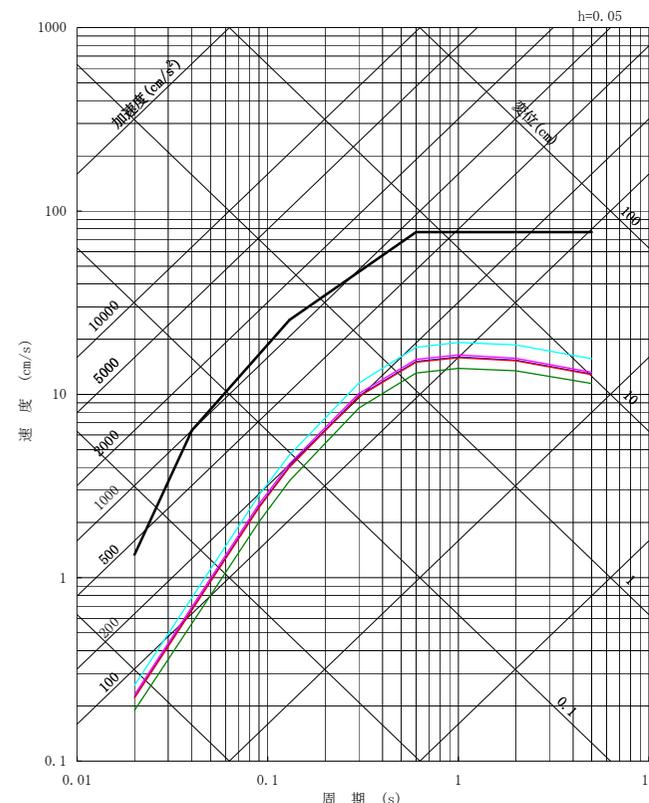
UD成分

応答スペクトルに基づく手法による評価結果： 全ケース

- 基本震源モデル(M7.3, Xeq=76.0km)
- 断層傾斜角の不確かさを考慮したケース(M7.3, Xeq=83.7km)
- アスペリティ位置の不確かさを考慮したケース(M7.3, Xeq=74.7km)
- 応力降下量の不確かさを考慮したケース(M7.3, Xeq=76.5km)
- 地震規模の不確かさを考慮したケース(M7.4, Xeq=76.3km)
- S_S-D (応答スペクトルに基づく手法による各評価結果を包絡し策定)



水平成分



鉛直成分

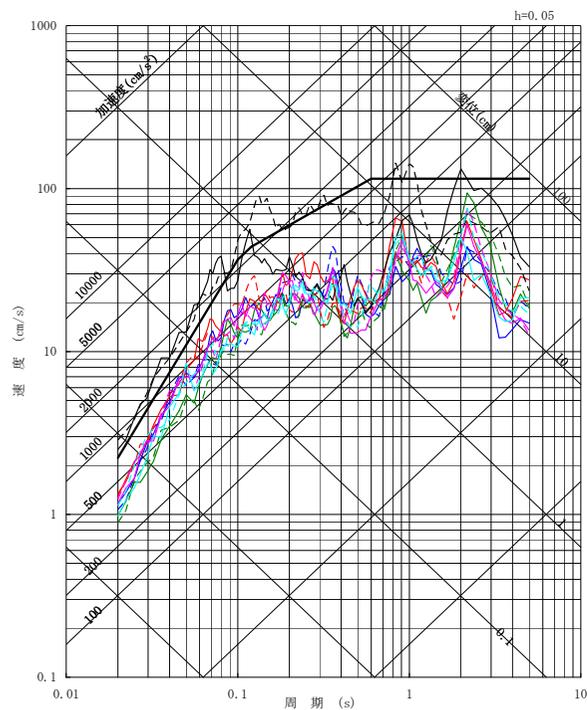
※基準地震動 S_S は設置変更許可申請時のものを記載している。

茨城県南部の地震の応答スペクトルに基づく手法による地震動評価は、Noda et al.(2002)の手法に補正係数を考慮し算定した。

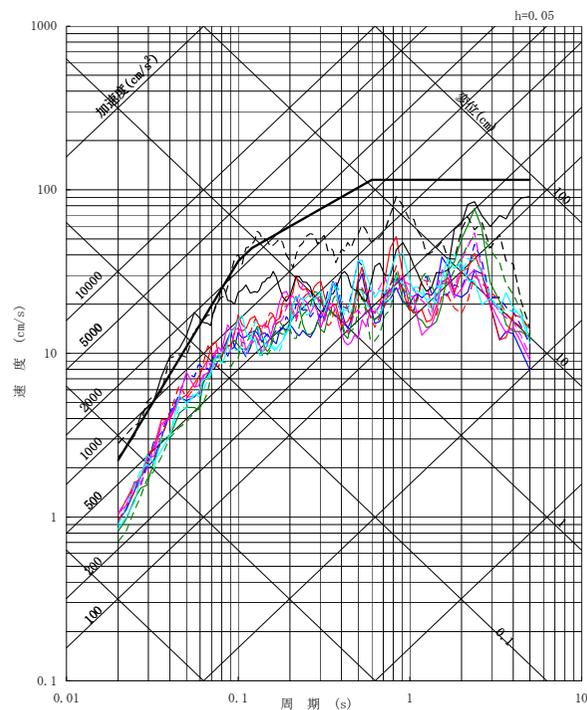
断層モデルを用いた手法による評価結果： 全ケース

- 基本震源モデル
- 断層傾斜角の不確かさを考慮したケース
- アスペリティ位置の不確かさを考慮したケース
- 応力降下量の不確かさを考慮したケース
- 地震規模の不確かさを考慮したケース

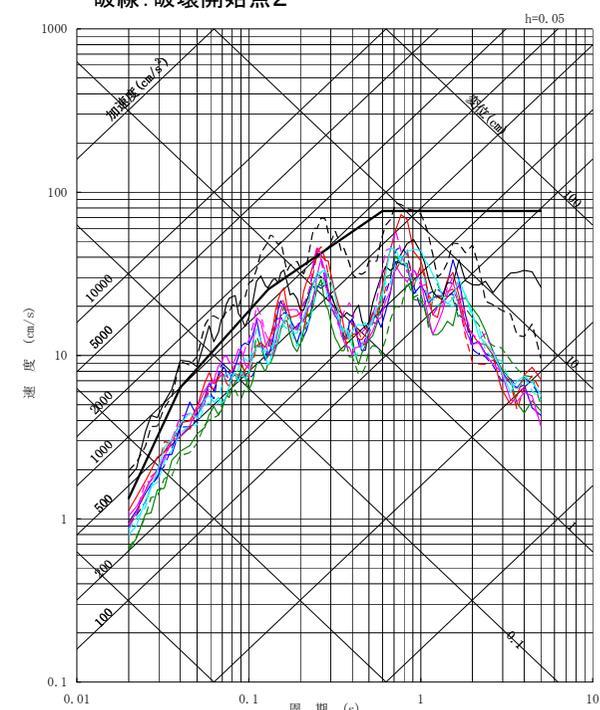
実線：破壊開始点1
破線：破壊開始点2



NS成分



EW成分



UD成分

- S_S-D (応答スペクトルに基づく手法による各評価結果を包絡し策定)
- S_S-1 (F1断層, 北方陸域の断層の連動による地震(短周期レベルの不確かさを考慮))
- S_S-2 (2011年東北地方太平洋沖地震(短周期レベルの不確かさを考慮))

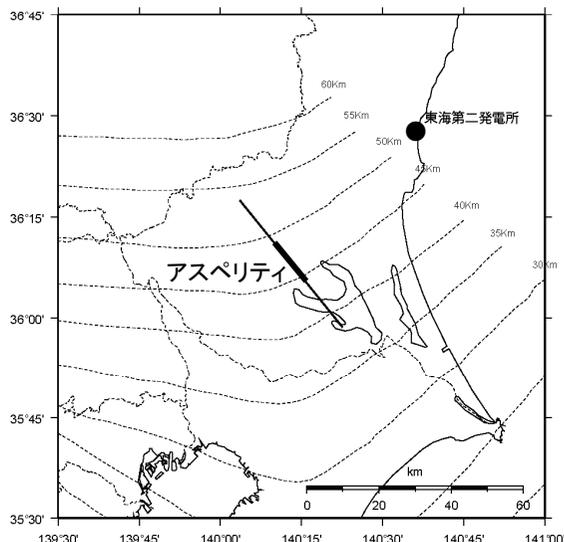
※基準地震動 S_S は設置変更許可申請時のものを記載している。

茨城県南部の地震の断層モデルを用いた手法による地震動評価は、経験的グリーン関数法により評価した。

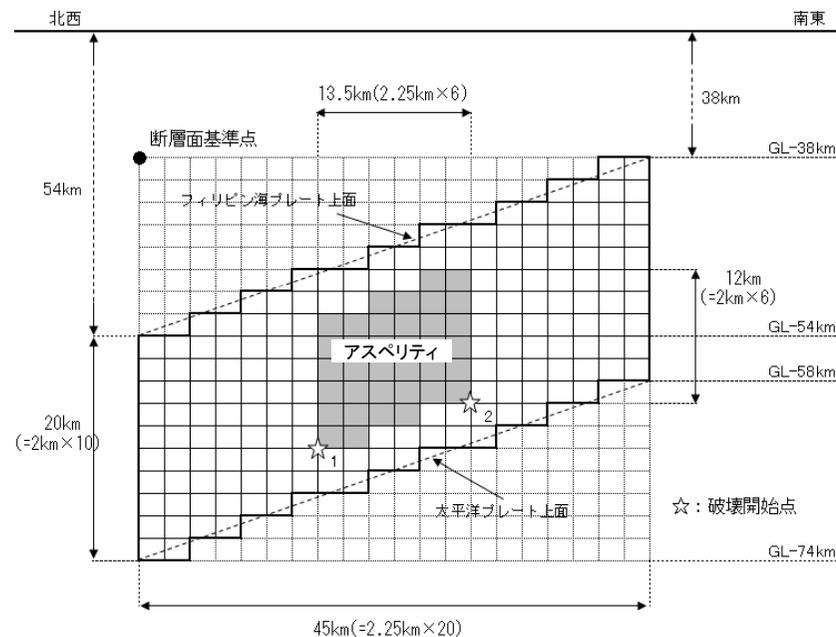
統計的グリーン関数法による地震動評価(1/5)

■統計的グリーン関数法による地震動評価

経験的グリーン関数法に用いる要素地震の妥当性確認のため、基本震源モデルに対し、統計的グリーン関数法による地震動評価を実施する。震源モデル及び評価に用いる地盤モデルを示す。



基本震源モデル



基本震源モデル

統計的グリーン関数法の評価に用いる地盤モデル

上面深度		層厚 (m)	密度 (g/cm ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	hs	hp	備考
G.L.(m)	E.L.(m)							
0	8	378	—	—	—	—	—	▼解放基盤表面 E.L.-370m
-378	-370	107	1.85	790	2000	0.02 (Q=25)	0.01 (Q=50)	▼地震基盤 E.L.-677m
-485	-477	200	1.96	840	2110			
-685	-677	—	2.63	2750	4740	Q=110f ^{0.69}	Q=110f ^{0.69}	

統計的グリーン関数法による地震動評価(2/5)

■断層パラメータ

項目		設定値	設定方法
基準点 (断層北西端)	N(度)	36.291	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレート内の地震を想定する領域の北端
	E(度)	140.06	
上端深さ	h(km)	38~54	フィリピン海プレートの上面位置
気象庁マグニチュード*	M _j	7.3	M _j =M _w
モーメントマグニチュード*	M _w	7.3	中央防災会議(2013)
地震モーメント	M ₀ (N・m)	1.12E+20	logM ₀ =1.5M _w +9.1
走向	θ(度)	140.7	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレート内の地震を想定する領域
傾斜角	δ(度)	90	中央防災会議(2013)
ずれの種類	—	横ずれ	中央防災会議(2013)
すべり角	λ(度)	0	中央防災会議(2013)
平均応力降下量	Δσ(MPa)	10.3	中央防災会議(2013)
断層面積	S(km ²)	900	中央防災会議(2013)
長さ	L(km)	45	L=S/W
幅	W(km)	20	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレートの厚さによる
密度	ρ(g/cm ³)	2.875	μ=ρV _s ²
せん断波速度	V _s (km/s)	4.0	佐藤(2003)
剛性率	μ(N/m ²)	4.6E+10	中央防災会議(2013)
平均すべり量	D(m)	2.55	D=M ₀ /(μS)
破壊伝播速度	V _r (km/s)	2.9	中央防災会議(2013)
高周波遮断係数	f _{max} (Hz)	13.5	地震調査研究推進本部の海溝型地震

項目		設定値	設定方法
ア ス ペ リ テ イ	面積	S _a (km ²)	150 中央防災会議(2013)
	すべり量	D _a (m)	5.1 D _a =2D
	地震モーメント	M _{0a} (N・m)	3.52E+19 M _{0a} =μD _a S _a
	応力降下量	Δσ _a (MPa)	62 中央防災会議(2013)
	短周期レベル(参考)	A(N・m/s ²)	8.61E+19 A _a =4πr _a Δσ _a V _s ²
背 景 領 域	面積	S _b (km ²)	750 S _b =S-S _a
	すべり量	D _b (m)	2.23 D _b =M _{0b} /(μS _b)
	地震モーメント	M _{0b} (N・m)	7.7E+19 M _{0b} =M ₀ -M _{0a}
	実効応力	Δσ _b (MPa)	12.4 Δσ _b =0.2Δσ _a
Q値		Q	110f ^{0.69} 佐藤(1994)

統計的グリーン関数法による地震動評価(3/5)

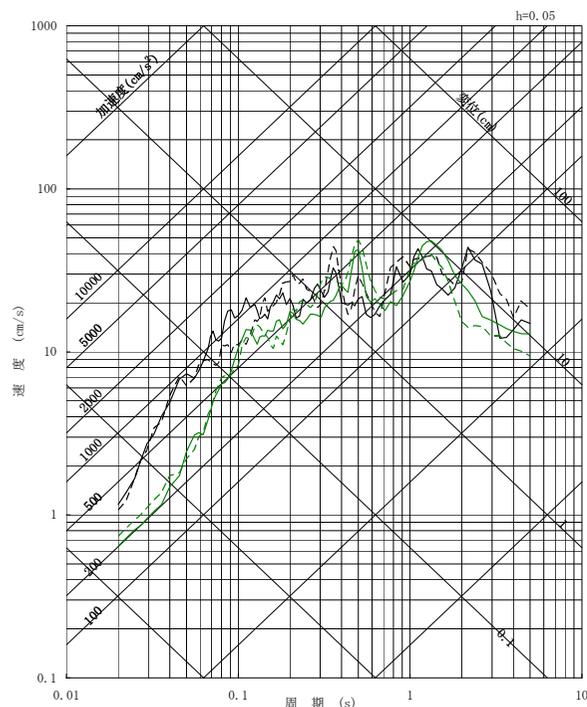
■統計的グリーン関数法による地震動評価結果

基本震源モデルに対し、経験的グリーン関数法による評価結果と統計的グリーン関数法による評価結果を比較する。

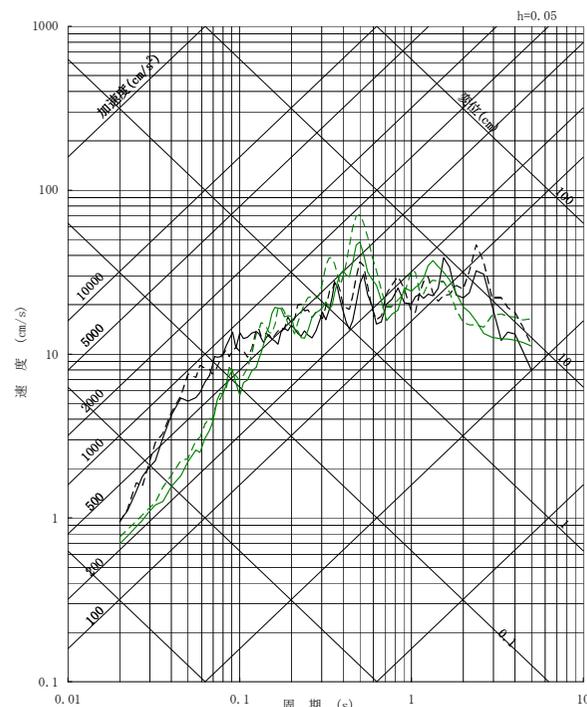
統計的グリーン関数法による地震動評価で用いる要素地震のスペクトル特性はBoore(1983)、経時特性は佐藤(2004)を用いて、地震基盤における地震波を作成する。地震基盤における地震波を一次元波動論に基づき解放基盤波を作成する。

上記に基づき、Dan et al.(1989)の手法により波形合成を行った。

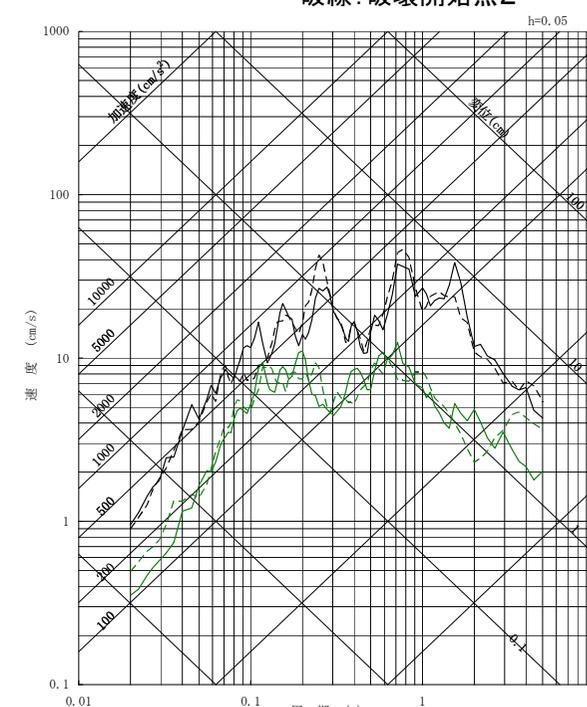
— 経験的グリーン関数法
— 統計的グリーン関数法
実線:破壊開始点1
破線:破壊開始点2



NS成分



EW成分



UD成分

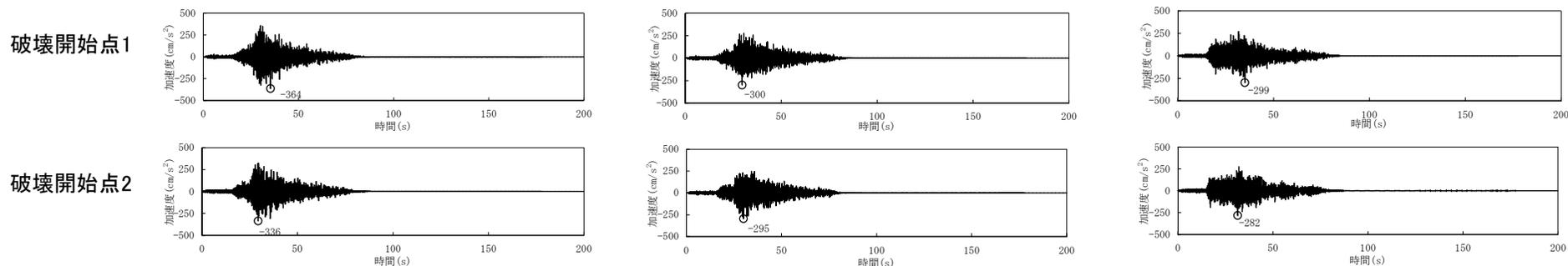
- 統計的グリーン関数法による評価結果について、水平方向の周期0.2秒程度から長周期側において経験的グリーン関数法による評価結果と概ね整合している。鉛直方向については、要素地震の放射特性係数の補正の有無による差異が生じている。
- 短周期側における評価結果の差異は、経験的グリーン関数法において f_{max} の補正無しで評価したことにより、要素地震の f_{max} の特性がそのまま合成結果に現れたためと考えられる。

統計的グリーン関数法による地震動評価(4/5)

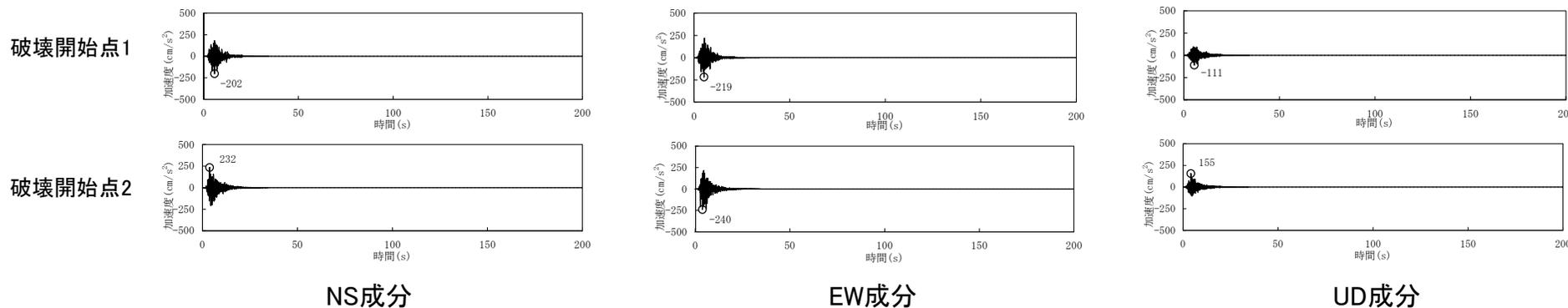
■ 統計的グリーン関数法による地震動評価結果(加速度時刻歴波形)

基本震源モデルに対し、経験的グリーン関数法による評価結果と統計的グリーン関数法による評価結果を比較する。

経験的グリーン関数法



統計的グリーン関数法

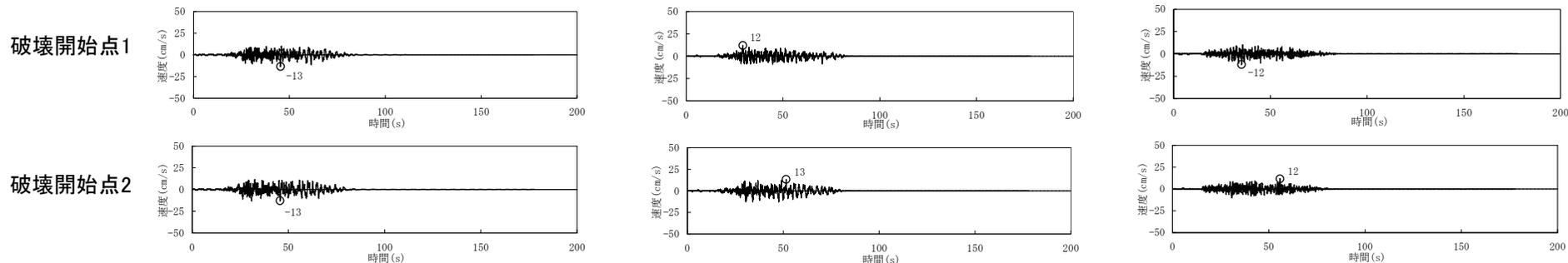


統計的グリーン関数法による地震動評価(5/5)

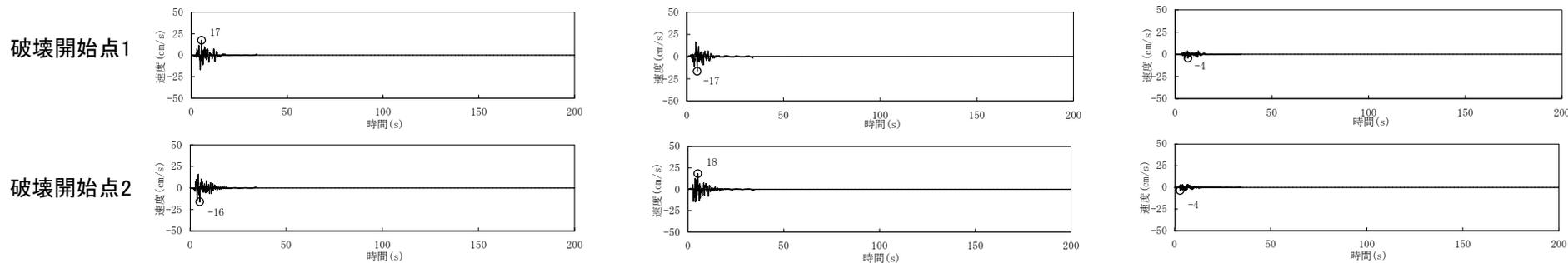
■統計的グリーン関数法による地震動評価結果(速度時刻歴波形)

基本震源モデルに対し、経験的グリーン関数法による評価結果と統計的グリーン関数法による評価結果を比較する。

経験的グリーン関数法



統計的グリーン関数法



NS成分

EW成分

UD成分

まとめ(海洋プレート内地震の地震動評価)

震源モデルの設定

海洋プレート内地震に関する知見の整理

中央防災会議(2013)では中央防災会議(2004)以降、フィリピン海プレートの形状の見直し、過去の地震の再現モデルのパラメータの推定等の知見を取り入れて報告されていることから、最新の知見として重視する。【コメントNo.7を含む。】



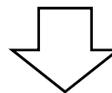
基本震源モデルの設定

中央防災会議(2013)に基づき、茨城県南部に基本震源モデルを設定した。地震規模、断層傾斜角、断層のずれ等については、中央防災会議(2013)以外にもさまざまな最新知見を踏まえて設定した。
具体的には、地震規模については、相模トラフ以北で発生した過去の地震の規模を上回るようにM7.3と設定し、相模トラフ以外で発生した地震規模の考慮の可否を検討したうえで用いた。断層の傾斜角、ずれ等については、震源域で発生した過去の地震の震源メカニズムやテクトニクス的な背景を踏まえ設定をした。応力降下量については、過去に発生した海洋プレート内地震による震度を再現する断層パラメータからさらに余裕を見込んだパラメータ(応力降下量62MPaなど)を参考に、基本震源モデルのパラメータを設定した。【コメントNo.4, 7, 8, 10を含む。】



不確かさの考慮

敷地周辺の海洋プレート内地震として考慮すべき不確かさ項目について、認識論的不確かさ、偶然的不確かさに分類し、敷地での地震動への影響の観点から不確かさの考慮の可否について検討を行った。
その結果、地震動評価結果に影響の大きいパラメータである断層傾斜角(敷地へ向く傾斜角に設定)、アスペリティ位置(断層上端)、応力降下量(笹谷ほか(2006)に基づく)、地震規模(M7.4を考慮)に関し不確かさを考慮した。【コメントNo.9を含む。】



地震動評価

応答スペクトルに基づく手法

Noda et al.(2002)の手法に、地震観測記録から算出した補正係数を考慮し評価を実施した。

断層モデルを用いた手法

適切な要素地震の選定を行い、経験的グリーン関数法により評価を実施した。また、統計的グリーン関数法による確認を実施した。【コメントNo.5, 6を含む。】

7. 参考文献

- ・ 気象庁：地震年報2012年版他
- ・ 宇佐美龍夫・石井寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子(2013)：日本被害地震総覧599－2012，東京大学出版会
- ・ 宇津徳治(1982)：日本付近のM6.0以上の地震および被害地震の表：1885年～1980年，東京大学地震研究所彙報，Vol.57
- ・ 気象庁・消防庁(2009)：震度に関する検討会報告書，平成21年3月
- ・ 村松郁栄(1969)：震度分布と地震のマグニチュードとの関係，岐阜大学教育学部研究報告，自然科学，第4巻，第3号，168－176
- ・ 勝又譲・徳永規一(1971)：震度IVの範囲と地震の規模および震度と加速度の対応，験震時報，第36巻，第3，4号，1－8
- ・ 中央防災会議(2004)：首都直下地震対策専門調査会(第12回)「地震ワーキンググループ報告書」，平成16年11月17日
- ・ 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2009)：「全国地震動予測地図」
- ・ Shizuo Noda, Kazuhiko Yashiro, Katsuya Takahashi, Masayuki Takemura, Susumu Ohno, Masanobu Tohdo, Takahide Watanabe(2002)：RESPONSE SPECTRA FOR DESIGN PURPOSE OF STIFF STRUCTURES ON ROCK SITES,OECD.NEA Workshop on the Relations between Seismological Data and Seismic Engineering Analysis,Oct.16-18,Istanbul
- ・ 佐藤智美(2000)：観測記録に基づく地震波放射特性の周波数依存性の分析とモデル化に関する検討，日本建築学会大会 学術講演梗概集，157－158
- ・ Toshimi Satoh(2002)：Empirical Frequency-Dependent Radiation Pattern of the 1998 Miyagiken-Nanbu Earthquake in Japan, Bull.Seismol.Soc.Am, Vol.92, No.3, p.1032-1039
- ・ 佐藤智美(2003)：中小地震の応力降下量の断層タイプ・震源深さ依存性及び地域性に関する研究，土木学会地震工学論文集，2003年12月
- ・ 長谷川昭・中島淳一・内田直希・弘瀬冬樹・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119(2)，190-204 2010
- ・ Naoki Uchida, Toru Matsuzawa, Junichi Nakajima, and Akira Hasegawa (2010)：Subduction of a wedge-shaped Philippine Sea plate beneath Kanto,central Japan, estimated from converted waves and small repeating earthquakes,JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 115, B07309, doi:10.1029/2009JB006962, 2010
- ・ 中央防災会議(2013)：首都直下地震モデル検討会「首都直下のM7クラスの地震及び相模トラフ沿いのM8クラスの地震等の震源断層モデルと震度分布・津波高等に関する報告書」，平成25年12月
- ・ 東京大学地震研究所，(独)防災科学技術研究所，京都大学防災研究所(2012)：文部科学省委託研究 首都直下地震防災・減災特別プロジェクト 総括成果報告書，平成24年3月
- ・ 萩原尊禮(1982)：古地震－歴史史料と活断層からさぐる－
- ・ 熊原 康博(2013)：関東平野北部の活断層“太田断層”の認定と周辺の古地震・地盤災害との関係，2013年 日本地理学会春季学術大会 公開シンポジウム
- ・ 田中広明(2014)：弘仁地震の被害と復興、そして教訓，学術の動向 2014年 09月
- ・ 地震調査研究推進本部(2015)：関東地域の活断層の長期評価(第一版)，平成27年4月24日
- ・ 長谷川昭・中島淳一・内田直希・海野徳仁(2013)：東京直下に沈み込む2枚のプレートと首都圏下の特異な地震活動，地学雑誌，122(3)398-417，2013, doi:10.5026/jgeography.122.398
- ・ 石辺岳男・西山昭仁・佐竹健治・島崎邦彦(2009)：南関東で発生したM7級地震に対する既往研究とデータの収集－1921年茨城県南部の地震，1922年浦賀水道付近の地震および1987年千葉県東方沖地震－，地震研究所彙報，Vol.84(2009)，pp.183-212
- ・ 弘瀬冬樹・中島淳一・長谷川昭(2008)：Double-Difference Tomography法による関東地方の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(2008)123-138頁
- ・ 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，Geophysical Bulletin of Hokkaido University, Sapporo, Japan, No. 69, March 2006, pp. 123-134