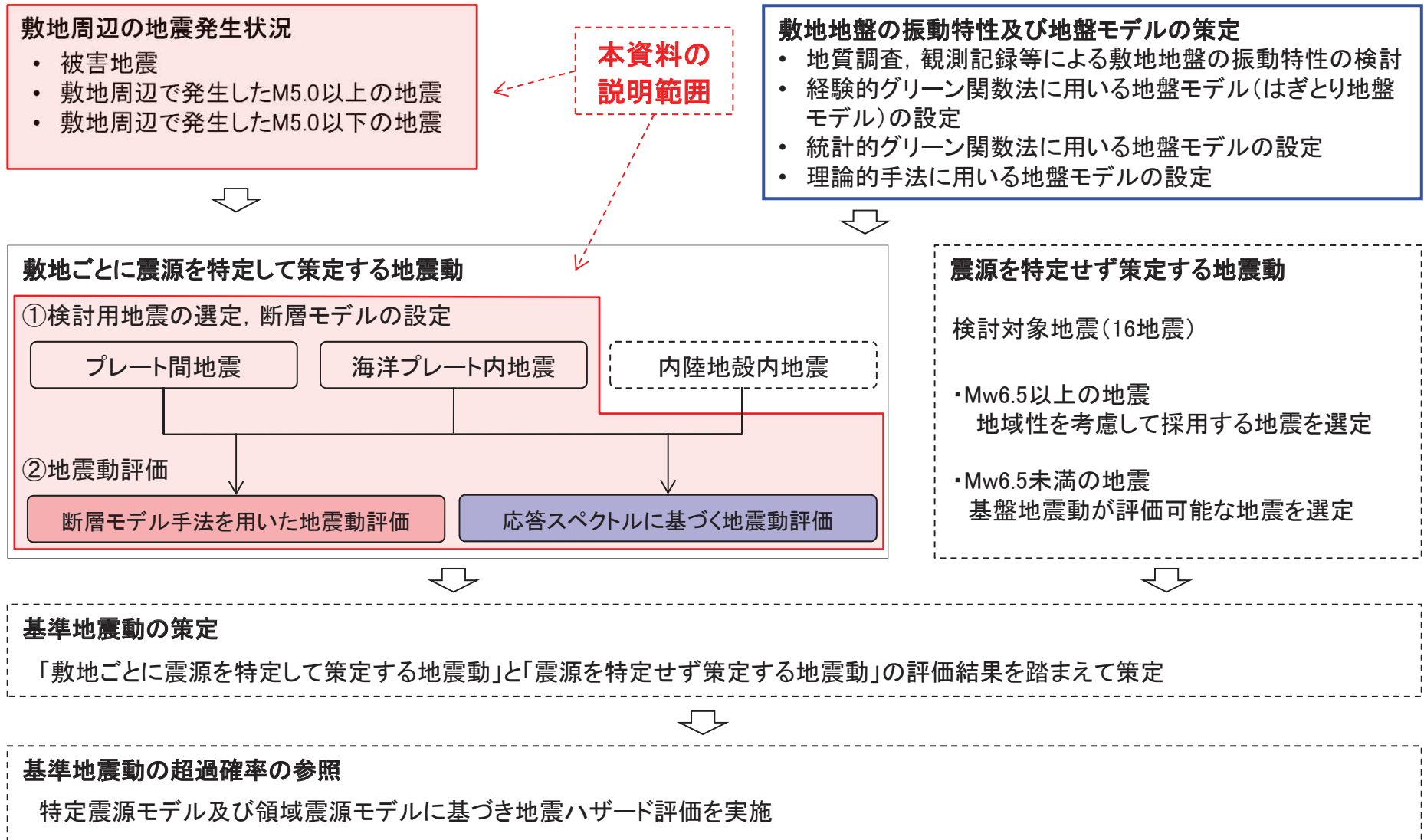


東通原子力発電所1号炉審査資料	
資料番号	A1-CA-0075
提出年月日	2020年9月10日

東通原子力発電所 基準地震動の策定のうち プレート間地震及び海洋プレート内地震の地震動評価について

2020年9月10日
東北電力株式会社

基準地震動の策定全体フローと本資料の説明範囲



※ : 説明済の箇所 : 本資料対象範囲外

目次(1)

1. 敷地周辺の地震発生状況	4
1.1 主な被害地震	5
1.2 地震発生状況	7
1.3 太平洋プレートの沈み込み	8
1.4 敷地周辺の地震発生状況 まとめ	9
2. 敷地における地震観測及び検討に用いる地盤モデル	10
2.1 敷地における地震観測	11
2.2 検討に用いる地盤モデル	12
3. プレート間地震の発生状況と特徴, 検討用地震の選定	14
3.1 プレート間地震の地震動評価フロー	15
3.2 世界の主なプレート間地震	16
3.3 敷地周辺のプレート間地震の特徴	20
3.4 検討用地震の選定 まとめ	26
4. プレート間地震(検討用地震)の地震動評価	27
4.1 プレート間地震の検討用地震	28
4.2 検討用地震の地震動評価	44
4.3 プレート間地震の地震動評価 まとめ	55

目次(2)

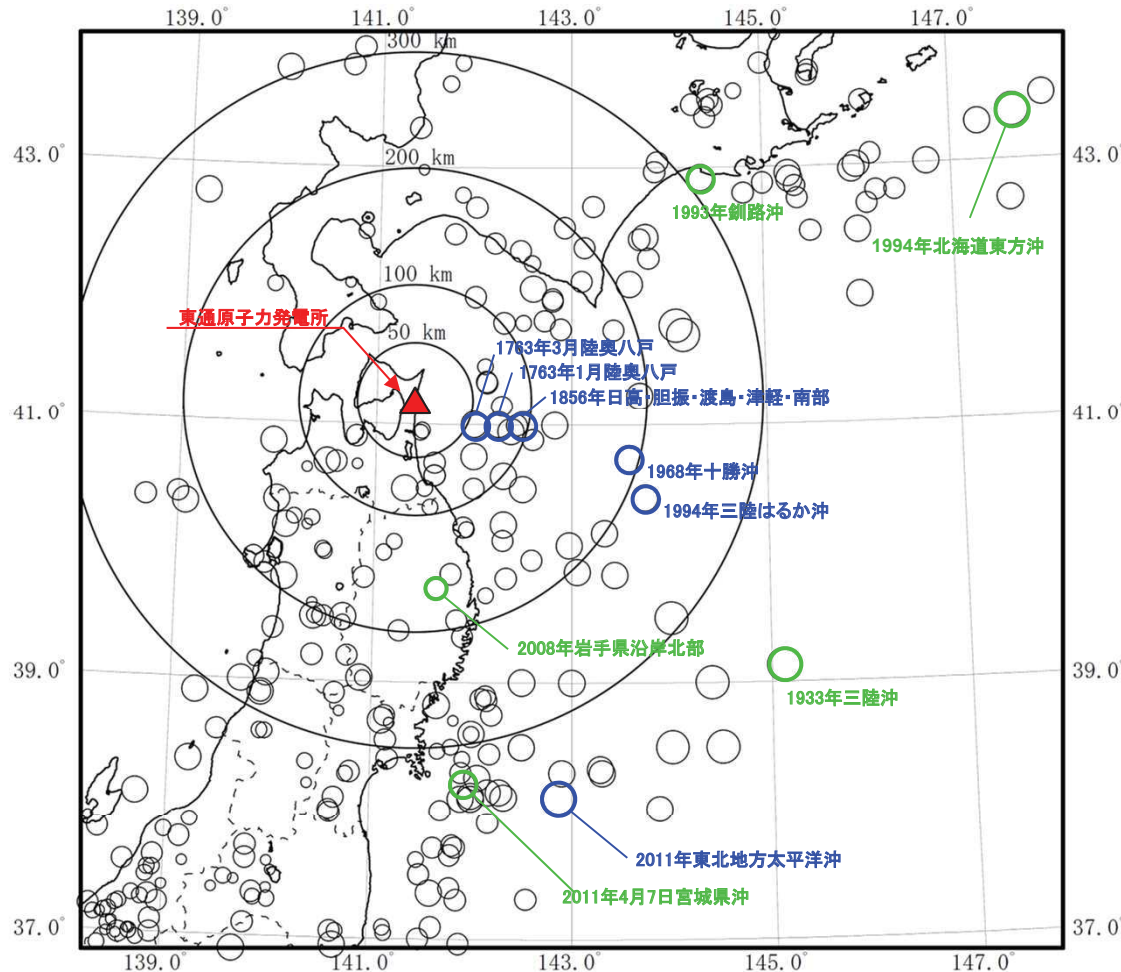
5. 海洋プレート内地震の発生状況と特徴	56
5.1 海洋プレート内地震の地震動評価フロー	57
5.2 世界の主な海洋プレート内地震	58
5.3 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴	64
5.4 まとめ	77
6. 海洋プレート内地震の検討用地震の選定	78
6.1 海洋プレート内地震の検討用地震選定の基本方針	79
6.2 二重深発地震上面の地震(東北)	84
6.3 二重深発地震下面の地震(東北)	90
6.4 沖合いのやや浅い地震(東北)	96
6.5 二重深発地震下面の地震(北海道) 北海道DE型地震	103
6.6 沖合いのやや浅い地震(北海道)	108
6.7 アウターライズ地震	113
6.8 検討用地震の選定 まとめ(検討対象地震の地震動評価)	117
7. 海洋プレート内地震(検討用地震)の地震動評価	118
7.1 海洋プレート内地震の検討用地震	119
7.2 検討用地震の地震動評価	121
7.3 海洋プレート内地震の地震動評価 まとめ	134
参考文献	135

1. 敷地周辺の地震発生状況

- 1. 1 主な被害地震
- 1. 2 地震発生状況
- 1. 3 太平洋プレートの沈み込み
- 1. 4 敷地周辺の地震発生状況 まとめ

1.1 主な被害地震

(1) 敷地周辺における主な被害地震の震央分布



敷地周辺の主な被害地震の分布
(599年～2020年8月)

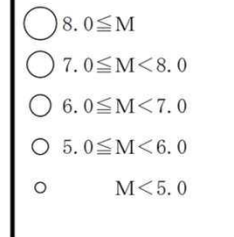
[1918年以前は宇佐美ほか(2013), 1919年以降は気象庁(2020)による。]

【主なプレート間地震】

- 敷地周辺では、1763年1月陸奥八戸の地震(M7.4), 1763年3月陸奥八戸の地震(M7 1/4) 1856年日高・胆振・渡島・津軽・南部の地震(M7.5), 1968年十勝沖地震(M7.9), 1994年三陸はるか沖地震(M7.6)等が発生。
- また、東北地方では岩手県沖から茨城県沖にかけての震源域が活動した2011年東北地方太平洋沖地震(Mw9.0)が発生。

【主な海洋プレート内地震】

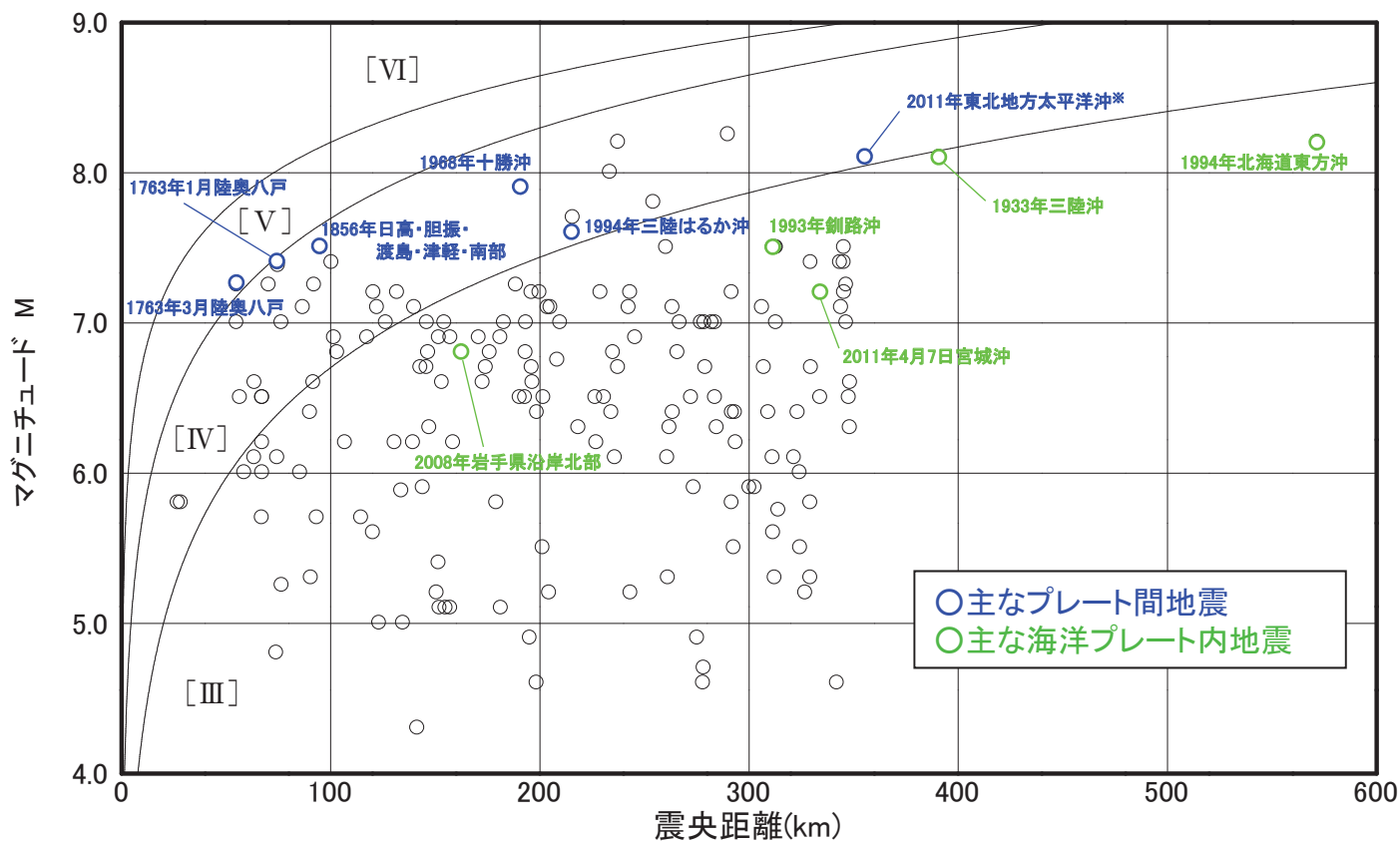
- 敷地周辺では、海洋プレート内地震の被害地震は知られていない。
- 東北地方では二重深発地震上面の地震として2011年4月7日宮城県沖の地震(M7.2)等が発生。一方、下面の地震としては2008年岩手県沿岸北部の地震(M6.8)が発生。日本海溝の付近の海洋プレート内地震としては1933年三陸沖の地震(M8.1)が発生。
- 北海道では、1993年釧路沖地震(M7.5), 1994年北海道東方沖地震(M8.2)が発生。



1. 1 主な被害地震

(2) 敷地周辺の主な被害地震のM-Δ図

- 敷地周辺の主な被害地震による敷地への影響を検討するため、敷地周辺で発生した主な被害地震のM-Δ図を示す。(なお、遠方ではあるものの地震規模が大きい1933年三陸沖地震, 1994年北海道東方沖地震, 2011年東北地方太平洋沖地震についても示す。)
- 村松(1969), 勝又・徳永(1971)の震度(旧気象庁震度階級)の区分によると、最大で震度[V]であるが、大半の地震は震度[IV]以下である。



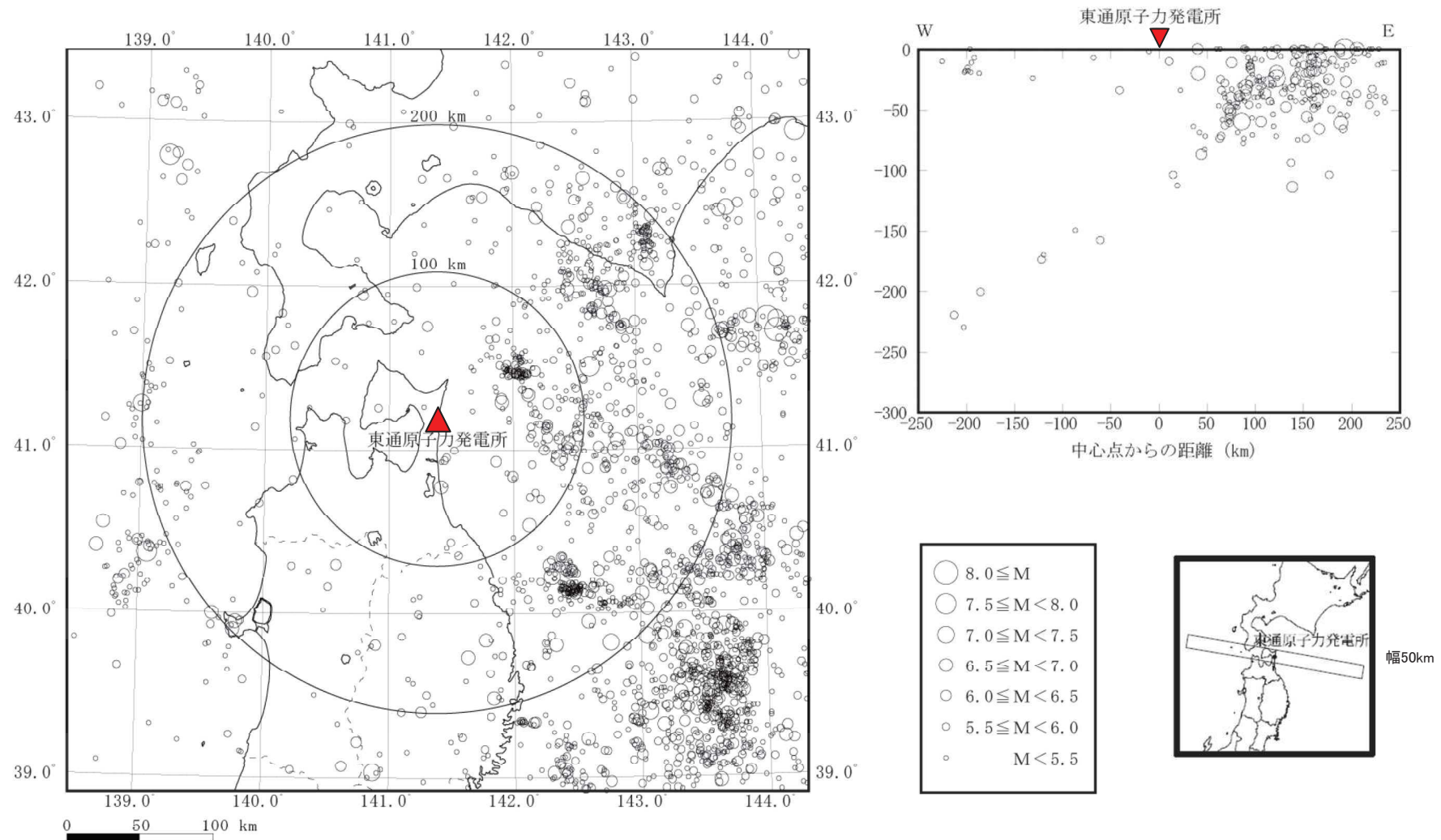
[VI],[V],[IV]は旧気象庁震度階級で、震度の境界線は村松(1969), 勝又・徳永(1971)による。

※ 2011年東北地方太平洋沖地震のMとΔは、神田ほか(2012)による震度インバージョンによる値(M8.1, Δ=356km)を用いた。

1.2 地震発生状況 敷地周辺におけるM5.0以上の地震の発生状況

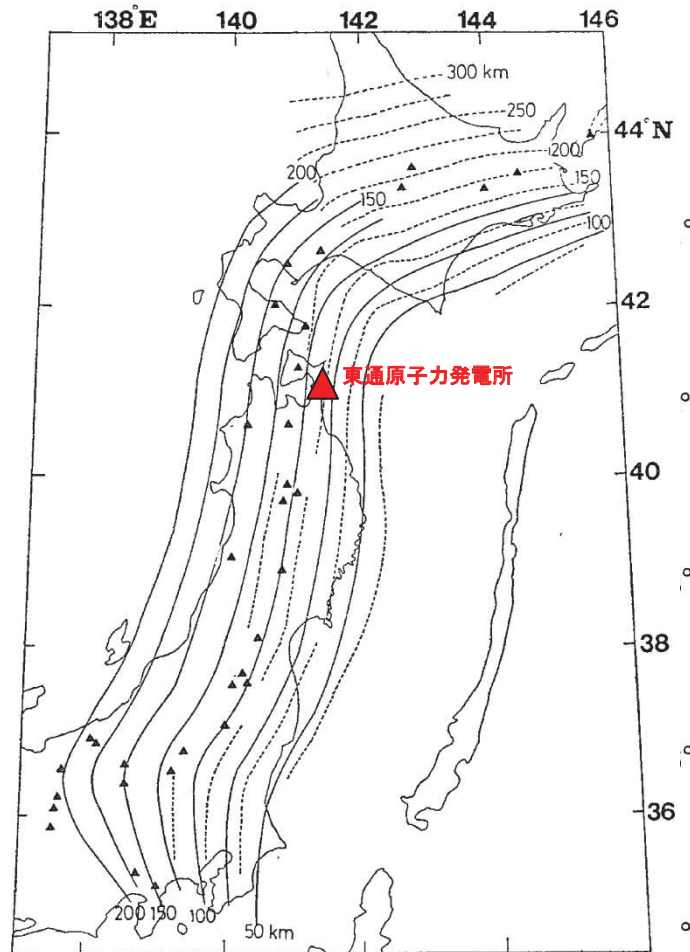
- 太平洋側海域で発生頻度が高い。
- 1919年以降では、敷地から100km以内ではM7を超える地震は発生していない。

※M5.0以下の地震については、補足説明資料1章参照



[1919年1月～2018年12月:気象庁(2020)]

1.3 太平洋プレートの沈み込み プレート境界面の等深線



- 上面の等深線
- - - 下面の等深線
- ▲ 活火山及び第四紀の火山の位置

特徴

- 敷地が位置する東北地方では、日本海溝で陸側のプレートの下に海洋プレートである太平洋プレートが沈み込んでいる。
- 沈み込んだ太平洋プレートは、陸側に近づくにしたがって深くなっており、敷地は深発地震上面の等深線75kmと100kmの間に位置する。

深発地震の震源の等深線〔長谷川ほか(1983)に一部加筆〕

1.4 敷地周辺の地震発生状況 まとめ

【主な被害地震】

- 敷地周辺では、1763年1月陸奥八戸の地震(M7.4)、1763年3月陸奥八戸の地震(M7 1/4)、1856年日高・胆振・渡島・津軽・南部の地震(M7.5)、1968年十勝沖地震(M7.9)、1994年三陸はるか沖地震(M7.6)、2003年十勝沖地震(M8.0)、等が発生している。
岩手県沖から茨城県沖にかけての震源域が活動した2011年東北地方太平洋沖地震(Mw9.0)が発生している。
- 敷地周辺では、海洋プレート内地震の被害地震は知られていない。
東北地方では二重深発地震上面の地震として、2011年4月7日宮城県沖の地震(M7.2)等が発生。下面の地震としては2008年岩手県沿岸北部の地震(M6.8)が発生している。また、日本海溝付近に1933年三陸沖の地震(M8.1)が発生している。
- 北海道では、1993年釧路沖地震(M7.5)、1994年北海道東方沖地震(M8.2)が発生している。
- 敷地周辺の最大震度は〔V〕(旧気象庁震度階級)。

【敷地周辺で発生したM5.0以上の地震】

- 1919年以降では敷地から100km以内ではM7を超える地震は発生していない。

【プレート境界の等深線】

- 沈み込んだ太平洋プレートは、陸側に近づくにしたがって深くなっており、敷地は深発地震上面の等深線75kmと100kmの間に位置する。



敷地からの半径50kmには大きな地震が発生していないこと、また、敷地はプレート境界までの距離が比較的遠い場所に位置していることから、海洋性地震による大きな影響は受けていない。

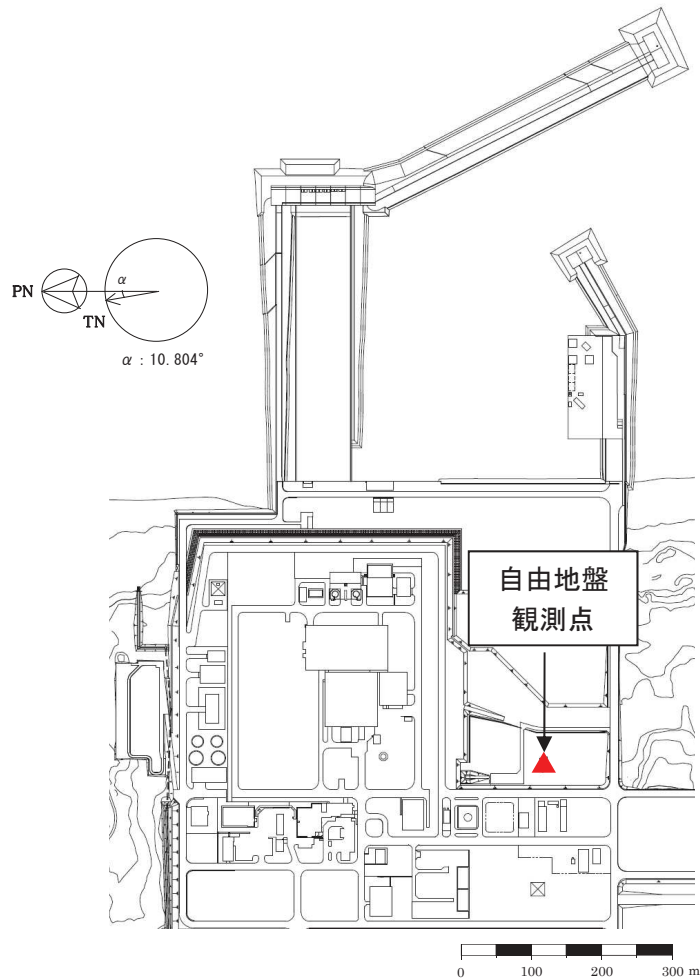
2. 敷地における地震観測及び検討に用いる地盤モデル

- 2. 1 敷地における地震観測
- 2. 2 検討に用いる地盤モデル

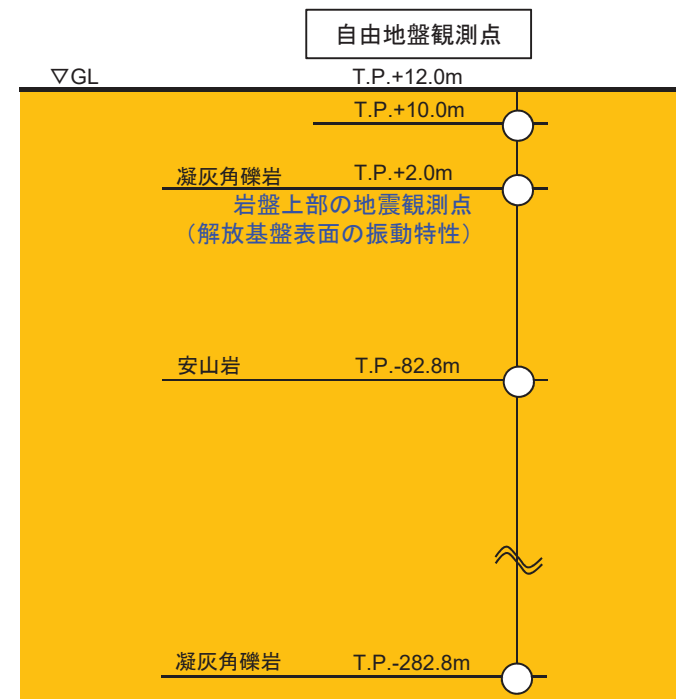
2.1 敷地における地震観測

- 敷地における自由地盤観測点での地震観測については、原子炉建屋設置位置付近と同じ岩盤に地震計を設置し1994年4月から行っている。(敷地で観測された主な地震については、補足説明資料2章参照)

※ 2008年7月までのT.P.+2.0m観測点におけるUD成分については、地震計の設置方法に起因する特性の補正を行っている。



平面配置図



凡例 ○ :地震観測点

地震計鉛直断面位置図

2.2 検討に用いる地盤モデル

(1) 経験的グリーン関数法に用いる地盤モデル(はぎとり地盤モデル)

- ▶ プレート間地震の検討用地震の地震動評価には経験的グリーン関数法を使用している。要素地震のはぎとり波算定に用いる地盤モデルは以下のとおり。

T.P. (m)	層厚 (m)	密度 (t/m ³)	V _s (m/s)	V _p (m/s)	Q _s	Q _p
+12.0	—	—	—	—	—	—
+11.5	0.5	1.90	58	130	0.52f ^{0.53}	1.00f ^{0.50}
+11.0	0.5	1.90	60	190	0.52f ^{0.53}	1.00f ^{0.50}
+10.0	1	1.90	280	420	9.94f ^{1.00}	1.00f ^{0.50}
+8.0	2	1.90	280	420	9.94f ^{1.00}	1.00f ^{0.50}
+6.0	2	1.90	380	570	9.97f ^{1.00}	4.16f ^{0.88}
+3.0	3	1.90	920	1380	9.97f ^{1.00}	4.16f ^{0.88}
+2.0	1	2.24	1300	2250	1.02f ^{0.83}	2.36f ^{0.52}
-7.0	9.0	2.24	1300	2250	1.02f ^{0.83}	2.36f ^{0.52}
-62.0	55.0	2.24	1790	3060	1.02f ^{0.83}	2.36f ^{0.52}
-82.8	20.8	2.72	1800	3340	1.02f ^{0.83}	2.36f ^{0.52}
-106.0	23.2	2.72	1800	3340	1.02f ^{0.83}	2.36f ^{0.52}
-166.0	60.0	2.30	1910	3350	1.57f ^{0.88}	1.53f ^{0.89}
-190.0	24.0	2.30	2030	3360	1.57f ^{0.88}	1.53f ^{0.89}
-252.0	62.0	2.30	2100	3390	1.57f ^{0.88}	1.53f ^{0.89}
-282.8	30.8	2.33	2090	3690	1.57f ^{0.88}	1.53f ^{0.89}
	∞	2.33	2090	3690	1.57f ^{0.88}	1.53f ^{0.89}

▽岩盤上部の地震観測点
(解放基盤表面の振動特性)

【青文字】地震観測点位置を示す。

※: 解放基盤表面の地震動評価として採用する観測点はT.P.+2.0m, 地盤のせん断波速度はV_s=1300m/s。

2.2 検討に用いる地盤モデル

(2) 統計的グリーン関数法に用いる地盤モデル

- ▶ 海洋プレート内地震の地震動評価には統計的グリーン関数法を使用している。地震基盤波の上昇計算に用いる地盤モデルは以下のとおり。

T.P. (m)	層厚 (m)	密度 (t/m ³)	V _s (m/s)	V _p (m/s)	Q _s	Q _p	
+2.0	—	—	—	—	—	—	▽岩盤上部の地震観測点
	9.0	2.24	1300	2250	1.23f ^{0.74}	2.33f ^{0.50}	(解放基盤表面の振動特性)
-7.0	55.0	2.24	1790	3060	1.23f ^{0.74}	2.33f ^{0.50}	
-62.0	20.8	2.72	1800	3340	1.23f ^{0.74}	2.33f ^{0.50}	
-82.8	23.2	2.72	1800	3340	1.23f ^{0.74}	2.33f ^{0.50}	
-106.0	60.0	2.30	1910	3350	8.91f ^{0.94}	5.55f ^{0.50}	
-166.0	24.0	2.30	2030	3360	8.91f ^{0.94}	5.55f ^{0.50}	
-190.0	62.0	2.30	2100	3390	8.91f ^{0.94}	5.55f ^{0.50}	
-252.0	30.8	2.33	2090	3690	8.91f ^{0.94}	5.55f ^{0.50}	
-282.8	292.0	2.44	2390	3690	100	100	
-574.8	921.0	2.45	2460	3750	100	100	
-1495.8	946.0	2.48	2590	3960	100	100	
-2441.8	546.0	2.50	2680	4160	100	100	
-2987.8	∞	2.63	3340	5800	150	150	▽地震基盤

【青文字】地震観測点位置を示す。

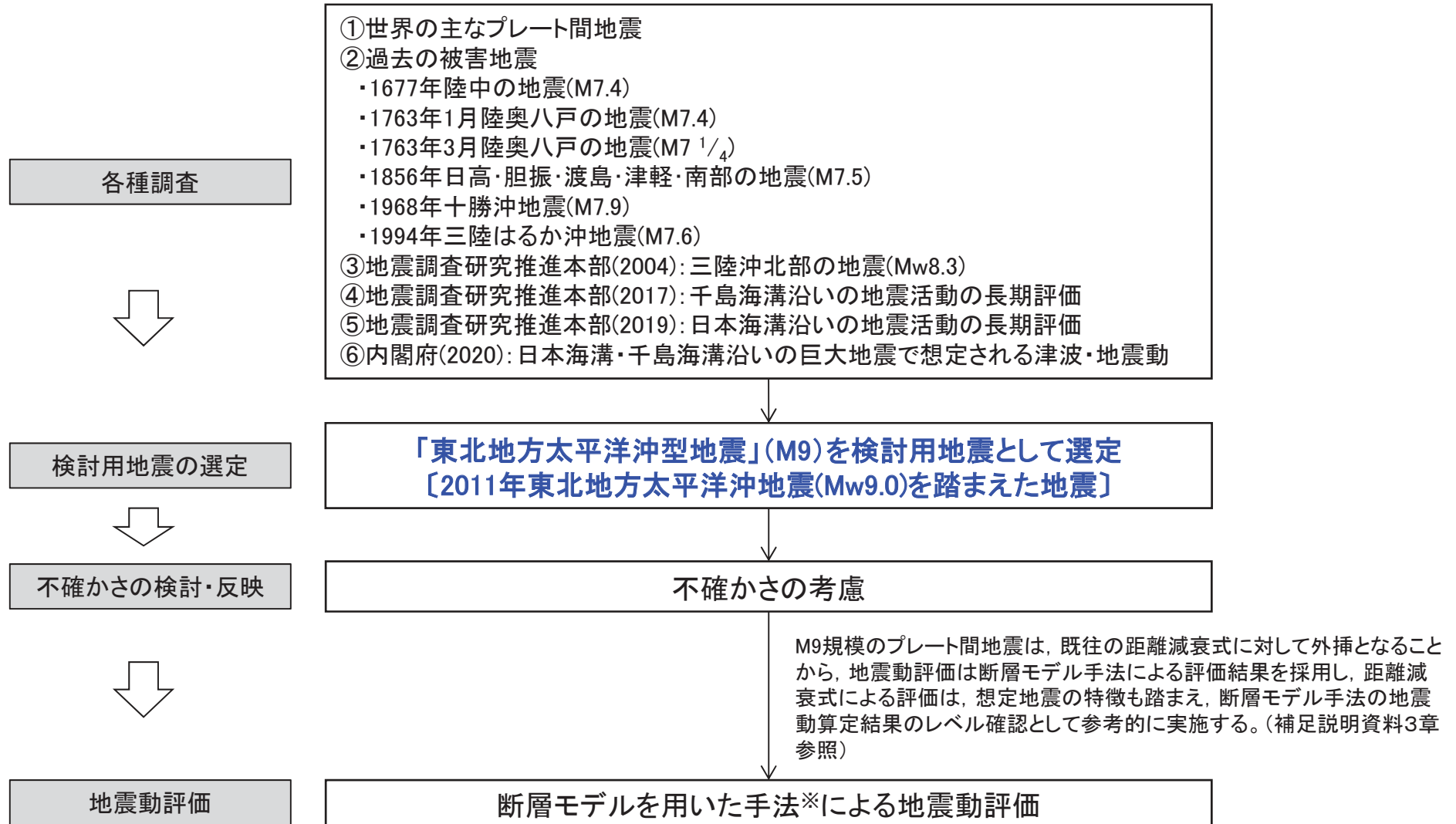
※：解放基盤表面の地震動評価として採用する観測点はT.P.+2.0m、地盤のせん断波速度はV_s=1300m/s。

3. プレート間地震の発生状況と特徴, 検討用地震の選定

- 3. 1 プレート間地震の地震動評価フロー
- 3. 2 世界の主なプレート間地震
- 3. 3 敷地周辺のプレート間地震の特徴
- 3. 4 検討用地震の選定 まとめ

3.1 プレート間地震の地震動評価フロー

➤ プレート間地震の評価フローを以下に示す。

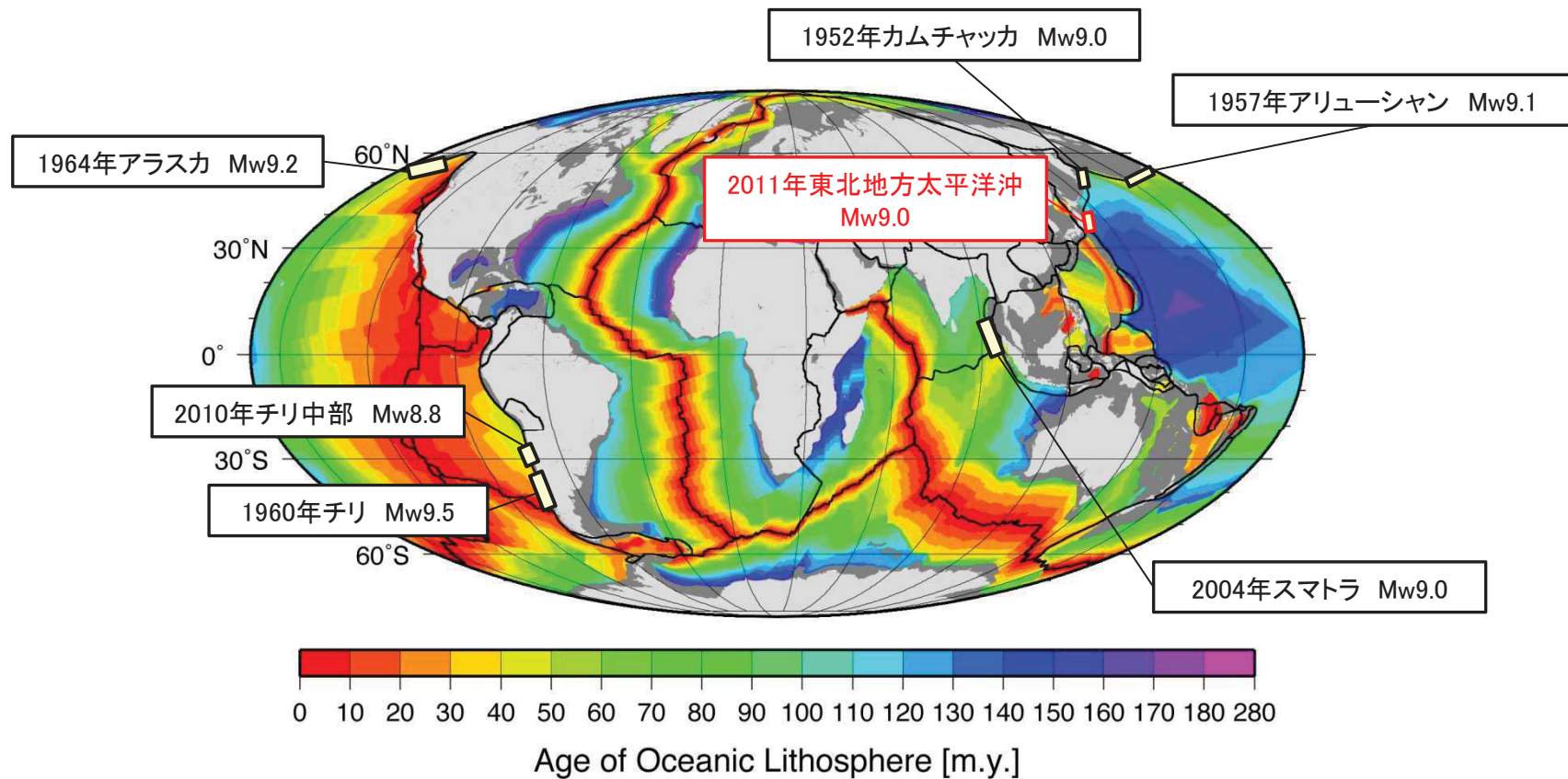


※: 経験的グリーン関数法[釜江ほか(1991)及び入倉ほか(1997)]を用いる。

3. 2 世界の主なプレート間地震

(1) 沈み込むプレートの年齢

- 2010年までのM9クラスの地震は、すべて1億年より若いプレートの上で発生。
- 2011年東北地方太平洋沖地震が発生した東北地方南部沖は、年齢が1億3千万年である極めて古いプレートが沈み込んでいる。



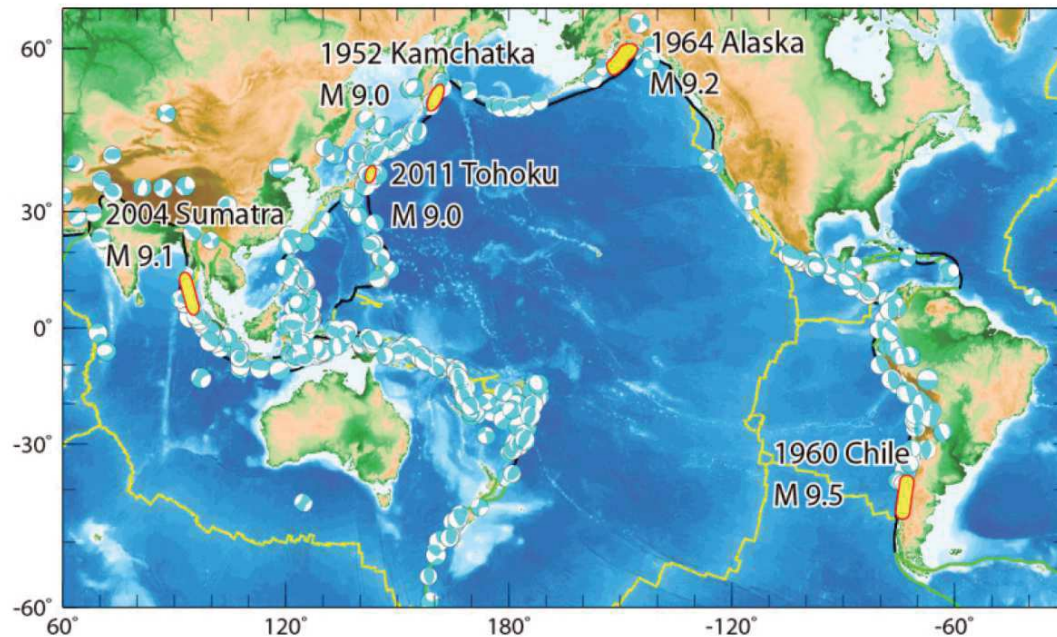
海洋性プレートの年齢と過去に起こったM8.8以上の地震(Müller et al.(2008)に一部加筆)

※地震規模は、宇津(2004)による。

3. 2 世界の主なプレート間地震 (2)地震学的, 地質学的知見

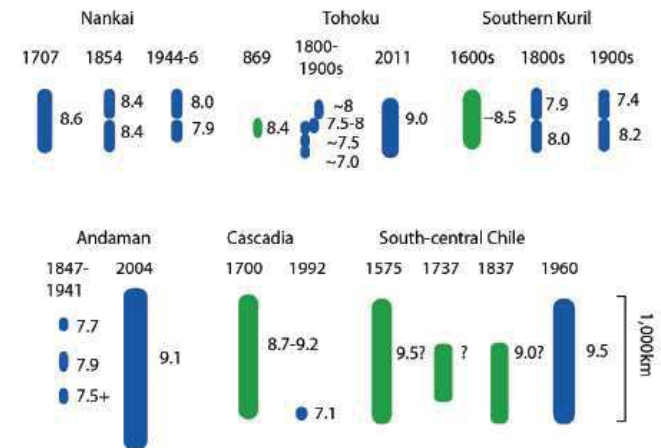
【佐竹(2013)】《第197回地震予知連絡会 重点検討課題「世界の巨大地震・津波」概要》

- 2011年東北地方太平洋沖地震は日本周辺で発生した初のM9超巨大地震であったが, 世界では20世紀以降でも数回の超巨大地震が発生している。
- 日本も含めた世界各地でここ数年～数十年間に古地震調査が行われ, 過去に発生した超巨大地震の履歴が明らかになってきた。歴史記録が残っていない地域でもM9 クラスの地震が数百年の間隔で発生していることが明らかになってきたが, 同時に, これらの地震はすべて同じ規模で発生していないことも明らかになりつつある。



環太平洋における大地震の分布

水色のメカニズム解は, Global CMT によるM7 以上の地震(1976 年～2011 年)を示す。20 世紀以降に発生したM9 以上の地震については, 地震名・発生年とともに, 震源域を黄色で示す。プレート境界を黄色(発散境界)と黒色(収束境界)で示す。



世界の沈み込み帯における巨大地震の規模の多様性

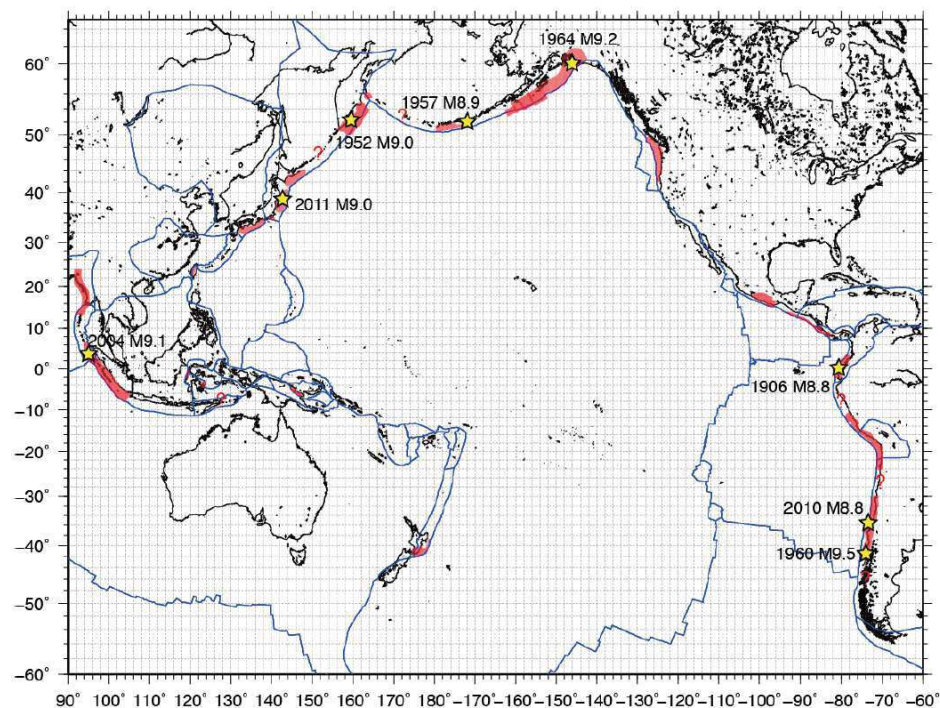
それぞれの形は大きかな震源域の大きさを表す(数字はモーメントマグニチュード)。青色は地震の器械記録・歴史記録に基づき, 緑色は古地震データにも基づくもの。Satake and Atwater (2007)に東北地方太平洋沖地震を追加。

3.2 世界の主なプレート間地震

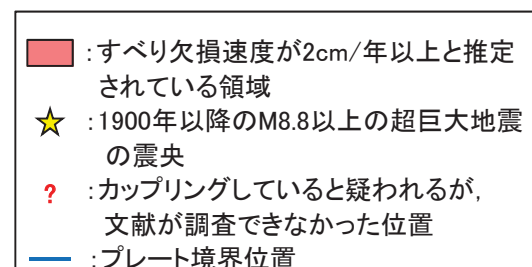
(3) 環太平洋とその周辺におけるすべり欠損速度分布と巨大地震の関係

【西村(2013)】《第197回地震予知連絡会 測地データから推定された環太平洋地域のプレート間カップリング》

- 測地的観測から推定される固着の強いプレート境界と20世紀以降の巨大地震の発生域の関係を整理し、M9クラスの巨大地震は、全てカップリング係数が中程度以上の地域で発生していることを示している。
- 固着域の内部においても長さ方向、幅方向にカップリング分布の不均質があることが一般的で、M8クラス以下の大地震の震源域を規定しているように見える。超巨大地震発生時にはカップリングの弱い領域を含めて数百km以上に渡って滑りが生じている。また、カップリングの強弱をプレート間相対速度や沈み込むプレートの年代といった単一のパラメータで説明することは困難である。



環太平洋とその周辺における測地データから推定されたプレート間カップリング分布



- カップリング係数*が大きく、1に近い沈み込み帯
北米カスケード、チリ、スマトラ、南海トラフ
- カップリング係数が中程度の地域
カムチャッカ、アリューシャン、アラスカ、メキシコ、中米、コロンビア、ペルー、日本海溝、千島海溝
- カップリング係数が小さいと考えられている地域
ニュージーランド、トンガ、伊豆・小笠原、マリアナ、琉球、フィリピン等

※カップリング係数: すべり欠損速度をプレート相対運動速度で割ったもの

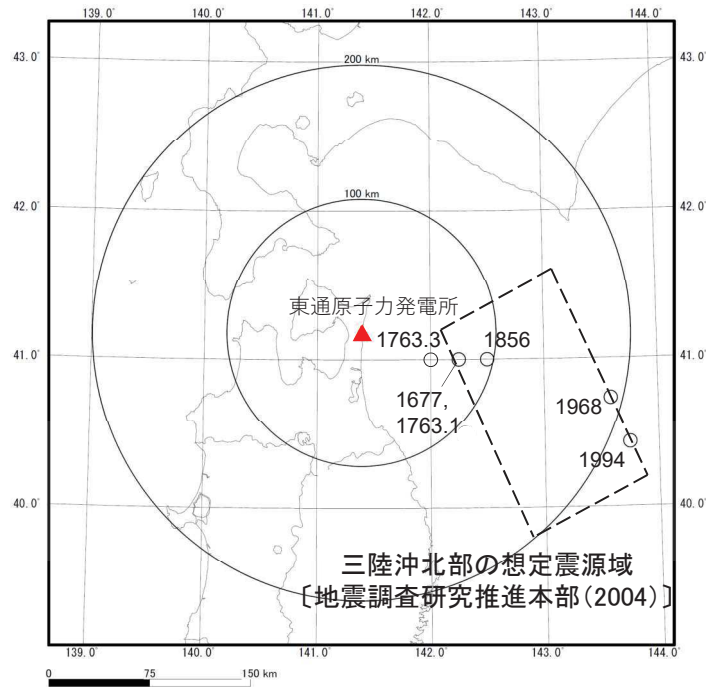
3.2 世界の主なプレート間地震 (4) まとめ

- 2011年東北地方太平洋沖地震は、世界的に見ても最大級(M9クラス)の地震である。
- プレートの年代からみた場合、2011年東北地方太平洋沖地震は世界で発生した他のM9クラスの地震と異なり、年齢が極めて古いプレートで発生した地震である。また、世界最大の1960年チリ地震(Mw9.5)とは、プレートのカップリング係数に違いがみられる。なお、M9クラスの巨大地震は、その規模で繰り返し発生していない可能性も考えられる。

3.3 敷地周辺のプレート間地震の特徴

(1) 過去の被害地震 震央分布

- 敷地周辺で発生した主な地震(被害地震)の震央分布
 - ・宇佐美ほか(2013)に記載されている震度分布図等より、敷地で震度5弱(1996年以前は 震度V)程度以上の揺れであったと推定されるプレート間地震として、1968年十勝沖地震等の5地震がある。
 - ・なお、後述するが、地震調査研究推進本部(2019)では、青森県東方沖及び岩手県北部のプレート間巨大地震として、上記地震に加え、1677年陸中の地震(M7.4)が取り上げられている。
- 地震調査研究推進本部(2004)の強震動評価
 - ・三陸沖北部の領域において発生する可能性が高いとされる地震として、1968年十勝沖地震を踏まえた「三陸沖北部の地震(Mw8.3)」が取り上げられている。
- 以上の地震について、震央分布図と諸元を下記に整理する。



震央分布図

[1918年以前は宇佐美ほか(2013), 1919年以降は気象庁(2020)による。]

敷地周辺で発生した主な地震(被害地震)

地震名	マグニチュード	震央距離(km)
1677年陸中の地震	M7.4	75
1763年1月陸奥・八戸の地震	M7.4	75
1763年3月陸奥・八戸の地震	M7 1/4	55
1856年日高・胆振・渡島・津軽・南部の地震	M7.5	96
1968年十勝沖地震	M7.9	194
1994年三陸はるか沖地震	M7.6	216

地震調査研究推進本部(2004)の強震動評価

地震名	マグニチュード
三陸沖北部の地震	Mw8.3

3.3 敷地周辺のプレート間地震の特徴

(2) 三陸沖北部の地震を想定した強震動評価〔地震調査研究推進本部(2004)〕

「三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価(地震調査研究推進本部(2002))」を踏まえて、「海溝型地震の強震動評価レシビ」に基づき、強震動評価を実施している。

- ▶ 三陸沖北部の地震は、陸側のプレートの下へ太平洋プレートが沈み込むことに伴って、これら2つのプレートの境界面で発生する地震である。「長期評価」によると、次の地震の規模は、過去に発生した地震の規模からM8.0前後と推定している。
- ▶ 想定する震源断層のパラメータの設定にあたっては、最新の活動である1968年十勝沖地震における断層パラメータ等の既往の解析結果を参照している。

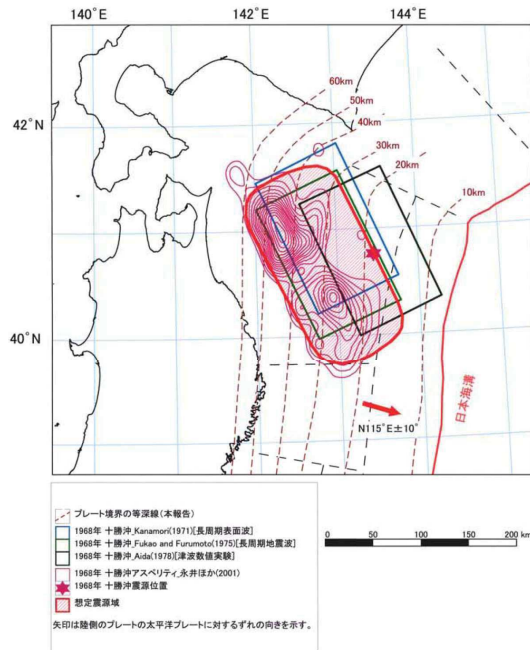


図1 三陸沖北部の地震の想定震源域 (地震調査委員会, 2002より抜粋)

三陸沖北部の地震の想定震源域

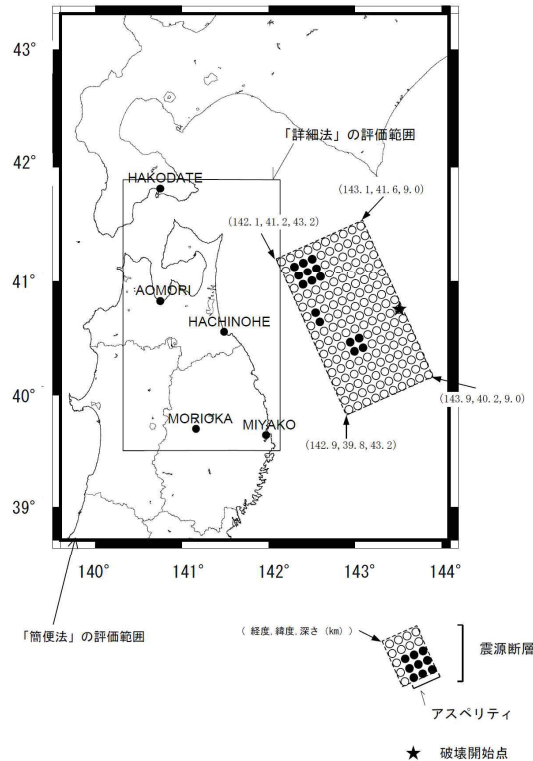


図2 想定した震源モデルと評価範囲

想定した震源モデル

表1 震源パラメータ

項目	三陸沖北部	
断層位置	図2参照	
走向	図2参照	
傾斜角	図2参照	
断層長さ	図2参照	
断層幅	図2参照	
断層面積	16844 km ²	
断層上端深さ	図2参照	
破壊開始点	過去の地震の破壊開始点	
破壊伝播形式	放射状	
静的応力降下量 (円形クラック)	3.9 Mpa	
地震モーメント	3.50E+21 N・m	
モーメントマグニチュード	8.3	
剛性率	4.68E+10 N/m ²	
平均すべり量	444 cm	
S波速度	3.9 km/s	
破壊伝播速度	2.5 km/s	
短周期レベル	1.88E+20 N・m/s ²	
全アスベリテイ	地震モーメント	6.23E+20 N・m
	面積	1500 km ²
	平均すべり量	888 cm
	静的応力降下量	44.3 MPa
第1アスベリテイ	面積	900 km ²
	平均すべり量	1056 cm
	地震モーメント	4.45E+20 N・m
	実効応力	34.0 MPa
第2アスベリテイ	面積	400 km ²
	平均すべり量	704 cm
	地震モーメント	1.32E+20 N・m
	実効応力	34.0 MPa
第3アスベリテイ	面積	200 km ²
	平均すべり量	498 cm
	地震モーメント	4.66E+19 N・m
	実効応力	85.0 MPa
背景領域	地震モーメント	2.88E+21 N・m
	面積	15344 km ²
	平均すべり量	4.01E+02 cm
	実効応力	5.0 MPa
短周期レベル	6.84E+19 N・m/s ²	

*アスベリテイとは、震源断層の中で強い地震波を生成する領域のこと。

3.3 敷地周辺のプレート間地震の特徴

(3) 千島海溝沿いの地震活動の長期評価(第三版)〔地震調査研究推進本部(2017)〕

千島海溝沿いのうち、十勝沖・根室沖・色丹島沖及び択捉島沖を主な対象とし、長期的な観点で地震発生の可能性、震源域の形態等についての評価を取りまとめている。

- 千島海溝沿いでは、大きな津波をもたらした地震が17世紀に発生したことが知られていて、北海道東部に巨大な津波をもたらすような地震を「超巨大地震(17世紀型)」と呼ぶ。
- 「超巨大地震(17世紀型)」について、北海道東部における津波堆積物調査結果から、17世紀に1952年の十勝沖地震をはるかに超える規模の津波が発生し、現在の海岸線から1~4km程度内陸まで浸水したと推定されており、この津波を発生させた地震は十勝沖と根室沖の両領域が海溝寄りの領域を含んで破壊するため、2011年東北地方太平洋沖地震と同様の特徴を持ち、規模はMw8.8に達する地震であった可能性が指摘されている。
- 「超巨大地震(17世紀型)」は、十勝沖と根室沖の領域及び海溝寄りの領域を震源領域としたM8.8程度以上の超巨大地震とされており、震源領域は更に東側に延びる可能性があると考えられている。

表 3-4 超巨大地震(17世紀型)の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠
(1) 地震の発生領域の目安	図1。具体的な地域は特定できないが、 <u>根室沖を含む可能性が高い。</u>	当該地域の津波堆積物の空間分布を参考にして判断した。
(2) 震源域の形態	陸側のプレートと太平洋プレートの境界面。低角逆断層型。	
(3) 震源域	長さ 300km 以上。深さは、60km 程度以浅。海溝寄りの領域も連動する。	
(4) 震源断層面での平均的なずれの向き	約 N114° E (陸側のプレートの太平洋プレートに対する動きの向き)	根室沖と同じ値を使用した。
(5) 発生間隔等	発生頻度 約 340~380 年に 1 回 (過去の地震の推定発生間隔 約 100~800 年)	北海道東部(厚岸郡)において調査された津波堆積物のうち、巨大津波を発生させたと推定される津波堆積物の数や年代推定結果から推定した。

〔地震調査研究推進本部(2017)に一部加筆〕

超巨大地震(17世紀型)の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

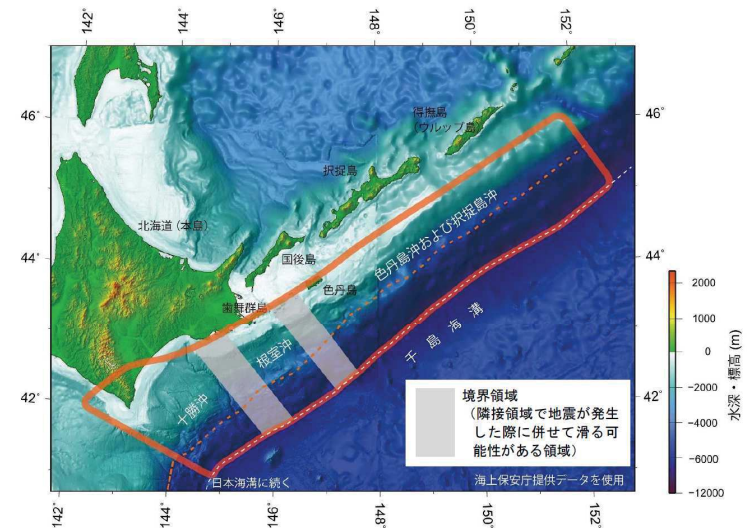


図 1. 千島海溝沿いの評価対象領域。赤枠はプレート間地震に関する評価対象領域で、プレート内地震は赤枠外で発生した地震も評価する。赤い点線は、海溝寄りの領域を分ける線で、主に、十勝沖から択捉島沖の海溝寄りのプレート間地震(津波地震等)の評価で使用される。

千島海溝沿いの評価対象領域

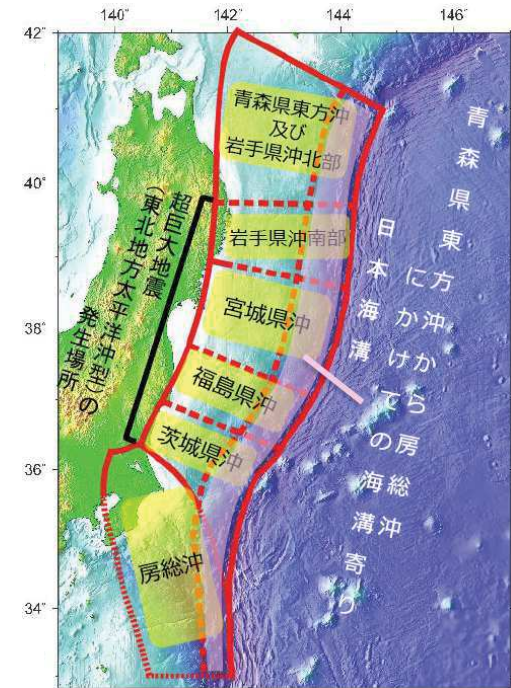
3.3 敷地周辺のプレート間地震の特徴

(4) 日本海溝沿いの地震活動の長期評価〔地震調査研究推進本部(2019)〕①

日本海溝沿いのうち青森県東方沖から房総沖までの領域を対象として、長期的な観点で地震発生の可能性、震源域の形態等について評価してとりまとめている。

東北地方太平洋沖地震から約8年が経過し、震源域や沿岸域における調査研究が大きく進展したことから、新たな長期評価手法の検討途上ではあるが、新たに得られた知見を取り入れたうえで公表された。

- 地震調査研究推進本部(2019)の評価のうち、東通原子力発電所の基準地震動の策定に影響を与える可能性があると考えられるプレート間地震について、発生領域、地震規模を整理した。
- 敷地前面海域となる青森県東方沖及び岩手県沖北部では、プレート間巨大地震としてM7.9程度を想定している。また、青森県東方沖及び岩手県沖北部を含まず、その南方に位置する岩手県沖南部～茨城県沖において、超巨大地震(東北地方太平洋沖型)として、M9.0程度を想定している。



地震調査研究推進本部(2019)の領域区分

評価対象地震	発生領域	地震規模
①超巨大地震 (東北地方太平洋沖型)	岩手県沖南部～茨城県沖	M9.0程度
②プレート間巨大地震	青森県東方沖及び岩手県沖北部のプレート間巨大地震	M7.9程度
③ひとまわり小さいプレート間地震	青森県東方沖及び岩手県沖北部のひとまわり小さいプレート間地震	M7.0～M7.5程度
④海溝寄りのプレート間地震 (津波地震等)	青森県東方沖から房総沖にかけての海溝寄り	Mt8.6～9.0

3.3 敷地周辺のプレート間地震の特徴

(4) 日本海溝沿いの地震活動の長期評価〔地震調査研究推進本部(2019)〕②

➤ 超巨大地震(東北地方太平洋型)

- ・津波堆積物調査によると、超巨大地震は過去3,000年間に5回発生している。新しい順に、2011年東北地方太平洋沖地震、1611年慶長三陸地震または1454年享徳地震、869年貞観地震、4～5世紀頃の地震、紀元前4～3世紀頃の地震に対応すると考えられる。
- ・東北地方太平洋沖地震の震源域は、岩手県沖南部から茨城県沖までに及んでおり、その長さは約400km以上、幅は約200kmと推定される。
- ・その他の超巨大地震は、869年貞観地震があり、震源域は少なくとも宮城県沖から福島県沖にかけての領域を含む。地震規模はMw8.3～8.6もしくはそれ以上と推定される。また、宮城県から福島県にかけての太平洋沿岸では、東北地方太平洋沖地震を除くと、過去3,000年間で4回の巨大津波による津波堆積物が見つかっている。1611年慶長三陸地震(Mw8.4～8.7)または1454年享徳地震(Mw8.4以上)によるものと考えられ、他の2回(4～5世紀, 紀元前4～3世紀)は津波堆積物の分布から同様の地震である可能性がある。

➤ 青森県東方沖及び岩手県沖北部のプレート間巨大地震

- ・青森県東方沖及び岩手県沖北部については、津波被害の記録が残るようなプレート間巨大地震が17世紀以降現在までに4回(1677年, 1763年, 1856年, 1968年5月16日)発生したと考えられる。

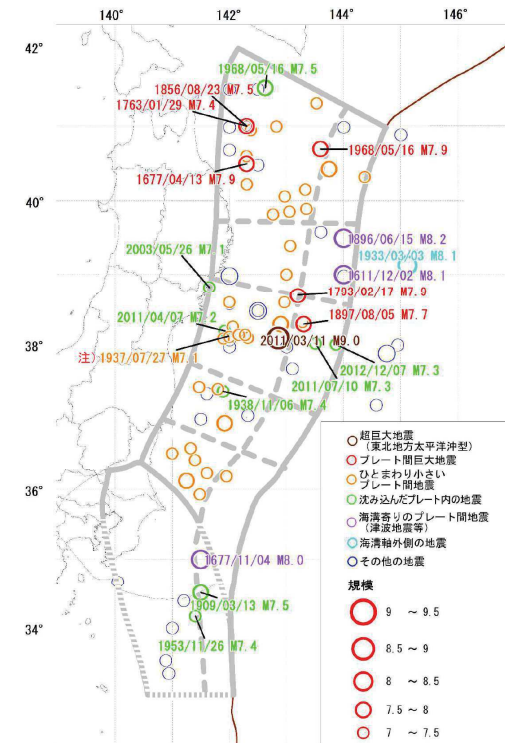
➤ ひとまわり小さいプレート間地震

- ・上記4回の地震以外で、規模はひとまわり小さいが死傷者を伴った地震として、1923年～2011年3月11日の約88年間に、M7.0以上の地震は10回発生している。

表2 日本海溝沿いで発生した主な地震のマグニチュード等

対象地震及び発生領域	地震発生日時	地震の平均発生間隔等	地震規模 ^{注1}			死傷者数 ^{注2}		最大震度 ^{注3}	津波高 ^{注4}
			M	Mt	Mw	死者・行方不明者	負傷者		
超巨大地震 (東北地方太平洋沖型)	紀元前4～3世紀 4～5世紀 869/ 7/13	平均発生間隔は550年 ～600年程度 ^{注5}	8.3		8.6～ ^{注6}	—	—		10以上
	15～17世紀 ^{注7} 2011/ 3/11 14:46		9.0 ^{注8}	9.1～ 9.4 ^{注8}	9.0 ^{注8}	19,667 行方不明 2,566	6,231	7	40
青森県東方沖及び岩手県沖北部のプレート間巨大地震	1677/ 4/13	平均発生間隔は97.0年	7.9	7.7		—	—		
	1763/ 1/29		7.4	7.9		4	—		
	1856/ 8/23		7.5	7.6		37	多数		6
	1968/ 5/16 09:48		7.9	8.2	8.2	52	330	5	4.7
青森県東方沖及び岩手県沖北部のひとまわり小さいプレート間地震	1901/ 8/10 ^{注10}	1923年1月1日以降、2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震発生までの約88年間に10回発生	7.4	7.8	7.5	18 ^{注11}	— ^{注11}		0.3
	1928/ 5/27		7.0	7.1	7.4	—	—	4	0.1
	1931/ 3/ 9		7.2	7.2	8.0	0	0	4	0.2
	1935/10/18		7.1	6.9	7.2	—	—	3	0.1
	1943/ 6/13		7.1	7.3	7.3	—	—	4	0.3
	1945/ 2/10		7.1	7.1	7.2	2	—	5	0.1
	1960/ 3/21		7.2	7.5	8.0	0	0	4	0.6
	1971/ 8/ 2		7.0	7.1	7.1	—	—	5	0.2
	1989/11/ 2		7.1	7.4		0	0	4	0.5
	1994/12/28		7.6	7.7		3	788	6	0.9
	1995/ 1/ 7		7.2	7.0		—	—	1	5
2011/ 3/11 15:08 ^{注12}	7.4			—	—	—	5弱		

日本海溝沿いで発生した主な地震



注) 沈み込んだプレート内の地震の可能性もある。

図3 日本海溝沿いで発生した地震の震央分布 (M7.0以上)
震央と規模については、1923年より前は宇津(1999)、宇津・他(2001)、1923年以降は気象庁震源カタログによる。ただし、1793年2月17日の宮城県沖の地震の震央はMatsu'ura(2017)、規模は松浦・他(2006)による。

日本海溝沿いで発生した地震の震央分布

3.3 敷地周辺のプレート間地震の特徴

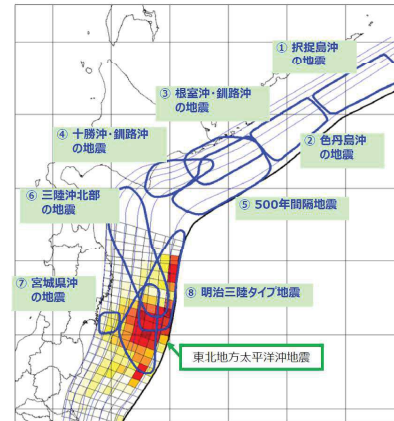
(5) 日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震で想定される津波・地震動〔内閣府(2020)〕

「日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデル検討会」では東日本大震災の教訓を踏まえ、津波堆積物調査などの科学的な知見をベースに、あらゆる可能性を考慮した**最大クラスの地震**を、津波評価用、**地震動算定用**としてそれぞれ設定している。

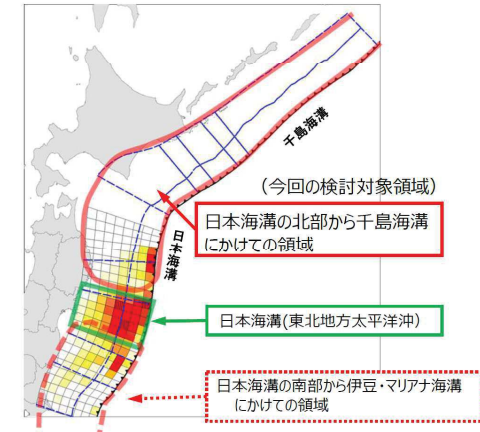
- 「日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会」での検討では、日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関して、繰り返し発生している大きな地震を近い将来発生する可能性高いものとして、検討対象地震として8つの地震を選定。
- 「日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデル検討会」での検討対象領域は、日本海溝の北部から千島海溝にかけての領域としている。

○「日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会」での検討（平成18年1月公表）

過去に大きな地震が繰り返し発生しているものについては、近い将来発生する可能性が高いと考え、8つの地震を検討対象地震として選定（M8クラス）



○「日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデル検討会」での検討対象領域



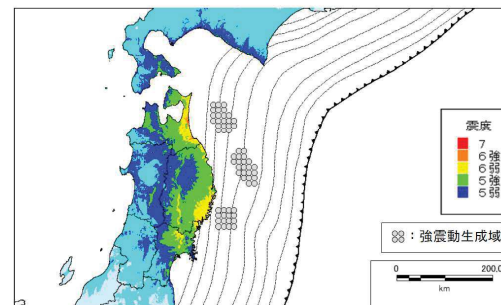
日本海溝・千島海溝沿いにおける最大クラスの地震の検討対象領域

- 地震動評価用として、強震断層モデルの強震動生成域分布を以下のように設定。

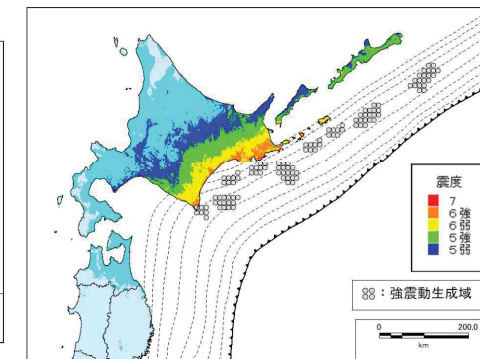
津波断層モデルの検討で得られた震源域において、過去の地震や地震活動の状況を参考に、強い揺れの発生源（強震動生成域）を配置している。

- ① 日本海溝(三陸・日高沖)モデル
青森県東方沖及び岩手県沖北部、岩手県沖南部に強震動生成域
- ② 千島海溝(十勝・根室沖)モデル
十勝沖、根室沖、色丹島沖及び択捉島沖に強震動生成域

【①日本海溝（三陸・日高沖）モデル】



【②千島海溝（十勝・根室沖）モデル】



強震断層モデルの強震動生成域の分布と震度分布

3.4 検討用地震の選定 まとめ

【プレート間地震の検討用地震選定の整理】

1. 世界の主なプレート間地震

2011年東北地方太平洋沖地震は、世界的に見ても最大級(M9クラス)の地震。

2. 過去の主な被害地震

敷地周辺で発生した主な地震(被害地震)は、約400年間で6地震(M7 1/4~7.9)発生している。

3. 三陸沖北部の地震を想定した強震動評価[地震調査研究推進本部(2004)]

三陸沖北部の地震を想定した強震動評価として、Mw8.3を検討している。

4. 千島海溝沿いの地震活動の長期評価(第三版)[地震調査研究推進本部(2017)]

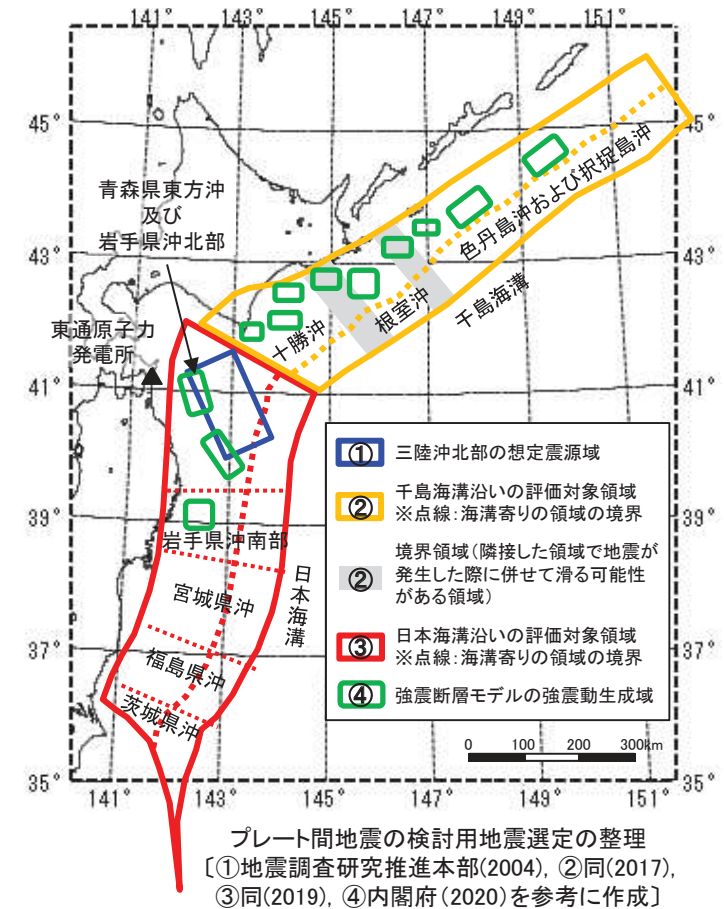
超巨大地震(17世紀型)は、十勝沖と根室沖の領域及び海溝寄りの領域を震源領域としたM8.8程度以上の超巨大地震とされており、震源領域は更に東側に延びる可能性があると考えられている。

5. 日本海溝沿いの地震活動の長期評価[地震調査研究推進本部(2019)]

東北地方太平洋沖型については、宮城県沖を必ず含み、隣接する領域(岩手県沖南部または福島県沖)の少なくとも一方にまたがり、場合によっては茨城県沖まで破壊が及ぶ超巨大地震としている。また、青森県東方沖及び岩手県沖北部のプレート間地震としては、M7.9を想定している。

6. 日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震で想定される津波・地震動[内閣府(2020)]

津波断層モデルで得られた震源域において、過去の地震と地震活動の状況を参考に、強震断層モデルとして、敷地周辺の青森県東方沖等に①日本海溝(三陸・日高沖)モデル(敷地で震度5程度以上)を、十勝沖等に②千島海溝(十勝・根室沖)モデルを設定している。



【プレート間地震の検討用地震の選定】

- 日本海溝(三陸・日高沖)モデル[内閣府(2020)]では、青森県東方沖・岩手県沿岸北部の海域を含んだ巨大地震を想定していること等を踏まえ、プレート間地震の検討用地震は、敷地に対し最も近い位置に強震動生成域を持つ地震として、青森県東方沖・岩手県沖北部(三陸沖北部)のM8程度の地震を包含する領域に「東北地方太平洋沖型地震」(M9)を設定する。
- なお、敷地近傍に設定する強震動生成域については、三陸沖北部の地震[地震調査研究推進本部(2004)]や日本海溝(三陸・日高沖)モデル[内閣府(2020)]の強震動生成域との関係についても確認する。

4. プレート間地震(検討用地震)の地震動評価

- 4. 1 プレート間地震の検討用地震
- 4. 2 検討用地震の地震動評価
- 4. 3 プレート間地震の地震動評価 まとめ

4.1 プレート間地震の検討用地震 (1) 震源モデルの設定方針

- 検討用地震(東北地方太平洋沖型地震)の地震規模は、2011年東北地方太平洋沖地震(Mw9.0)を踏まえM9とする。
- 断層面は、青森県東方沖・岩手県沖北部(三陸沖北部)のM8程度の地震を包含し、日本海溝に沿うように設定する。

【標準的な強震動レシピに基づく東北地方太平洋沖巨大地震の強震動の再現[諸井ほか(2013)]】

- 地震前の先験情報に基づく標準的な強震動レシピを用いた震源のモデル化及び各サイト敷地前面の地域性を考慮することにより、女川、福島第一、東海第二の各発電所における観測記録と整合した結果を与え得るモデルとなっている。



【敷地への適用性】

- 同じ太平洋プレートの沈み込みに伴うプレート間地震の評価として、同様の考えで敷地におけるプレート間地震のモデル設定に準用可能である。
- モデルの作成にあたっては、敷地の地域性について考慮することが必要。



【検討用地震】

- 諸井ほか(2013)の知見を踏まえ、敷地の地域性を考慮したうえで、検討用地震の震源モデルを設定する。

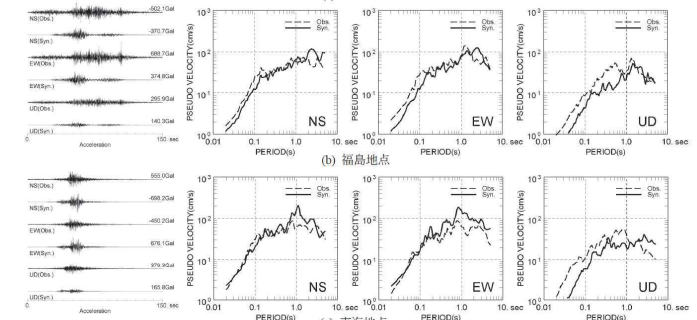
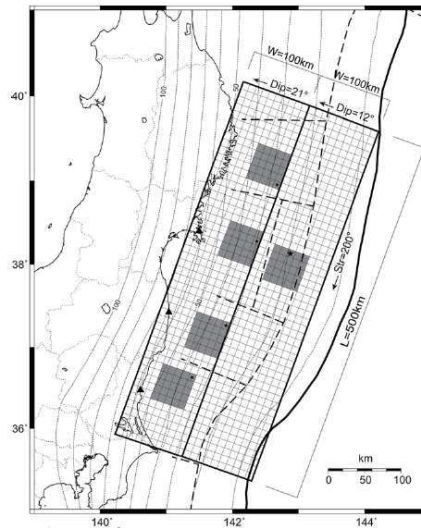


図3 標準的な強震動レシピに基づく東北地方太平洋沖巨大地震の強震動(加速度波形と $h=5\%$ の擬似速度応答 $\times 1/4$)

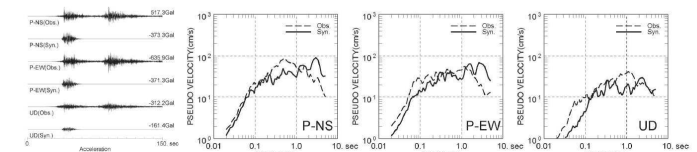


図4 震源の地域性を考慮した女川地点の強震動(短周期レベルを1.4倍) ※宮城県沖 SMGA のみで評価

	面積 S(km ²)	地震モーメント M ₀ (Nm)	平均すべり量 D(m)	応力降下量 Δσ(MPa)	短周期レベル A(Nm/s ²)
断層全体	100,000	4.0E+22	8.5	3.08	2.97E+20
SMGA1個あたり	2,500	2.0E+21	17.1	24.6	1.33E+20
背景領域	87,500	3.0E+22	7.3	4.9	—

標準的な強震動レシピに基づく東北地方太平洋沖巨大地震の強震動の再現
[諸井ほか(2013)]

4.1 プレート間地震の検討用地震 (2) 強震動生成域(SMGA)位置の設定方針

- 諸井ほか(2013)では, M9規模のプレート間地震の破壊領域は広域に渡るため, 強震動生成域(SMGA)位置は各領域区分毎に設定するとしている。
- 本検討においても, 地震調査研究推進本部(2012)の領域区分を参考とし, 三陸沖北部(青森県東方沖・岩手県沖北部), 三陸沖中部(岩手県沖南部), 宮城県沖及び三陸沖南部海溝寄り(宮城県沖)の領域※に配置する。

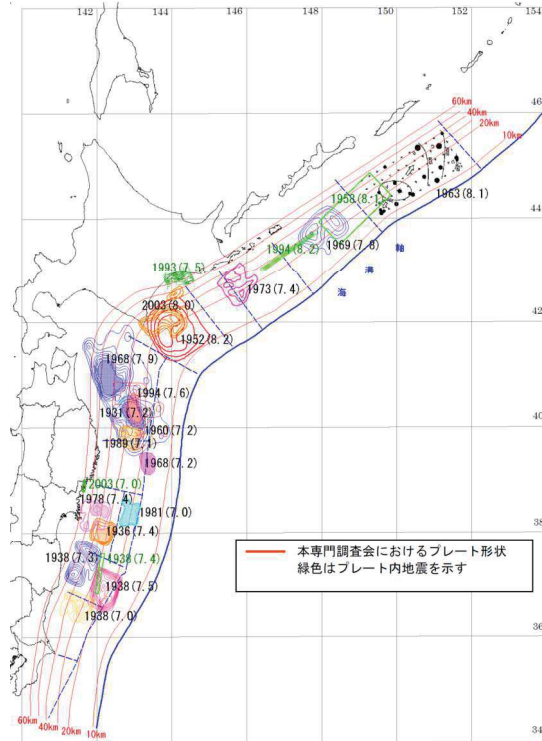


図2-1 日本海溝・千島海溝沿いのこれまでの研究によるアスペリティの分布

10

三陸沖から房総沖にかけての主な地震と
主な震源域〔中央防災会議(2004)〕

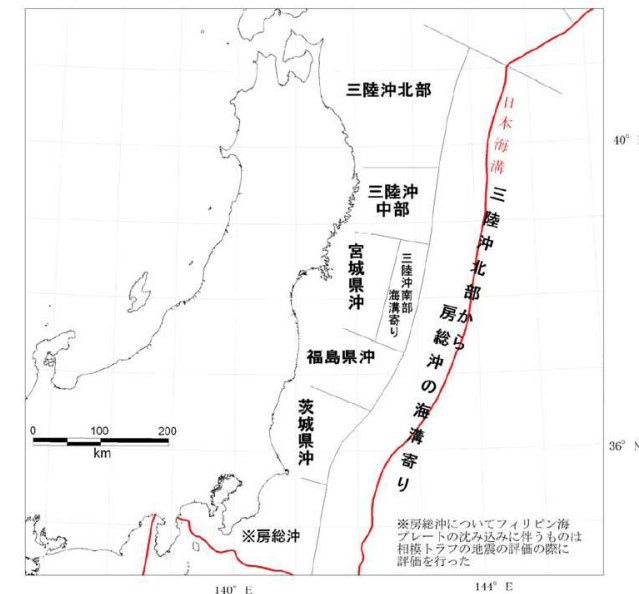


図1 三陸沖から房総沖にかけての評価対象領域の区分け

三陸沖から房総沖にかけての領域区分
〔地震調査研究推進本部(2012)〕

※:地震調査研究推進本部(2012)を踏まえた諸井ほか(2013)を参考として検討用地震を設定することから, 本頁以降は, 地震調査研究推進本部(2019)の評価対象領域の区分けではなく, 地震調査研究推進本部(2012)の評価対象領域の区分けを主として記載する。なお, 地震調査研究推進本部(2012)と(2019)の区分けは異なるが, 評価対象領域の範囲は同等である。

4.1 プレート間地震の検討用地震

(3) 断層面積

- 断層面積, 断層幅は諸井ほか(2013)に基づき, 以下のように設定。
 - ・断層面積は, 宇津(2001)により $100,000\text{km}^2$ とする。(logS=M-4.0, M=9.0)
 - ・断層幅は, 田島ほか(2013)により200kmとする。(断層長さは合計500km。)

【田島ほか(2013)】

- ・収集したデータ($8.4 \leq M_w \leq 9.1$)から M_0 と断層幅(W)の関係を調べたところ, 文献によるばらつきも大きいですが, 断層幅(W)は, 平均的には200km弱(180~200km程度)で飽和することがわかった。

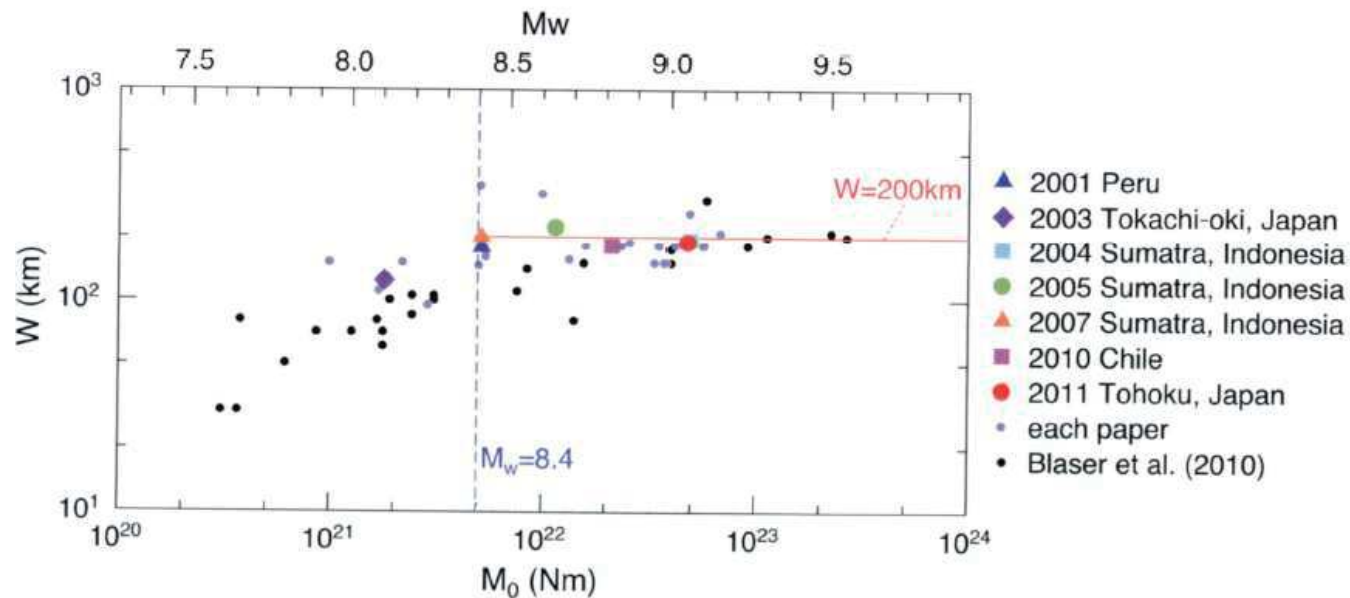
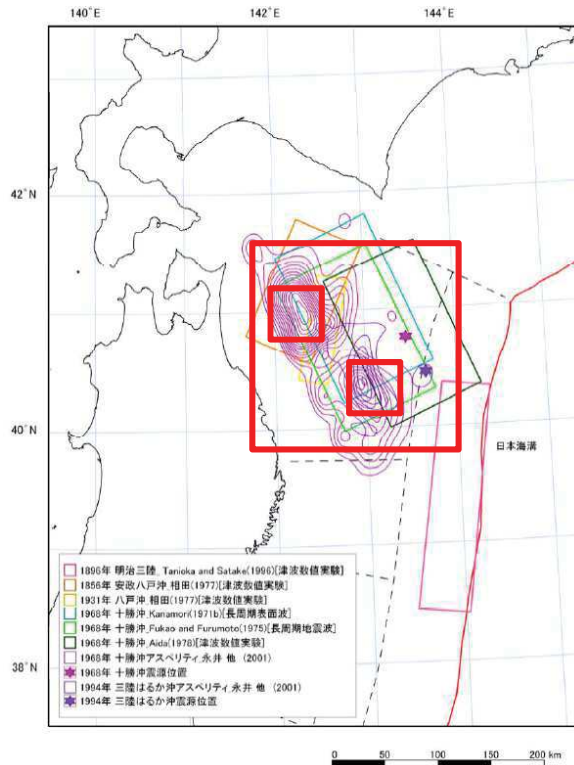


Fig. 4. Relationship between fault width W and M_0 for plate-boundary earthquakes shown in Table 1 and Blaser *et al.* (2010).

4.1 プレート間地震の検討用地震

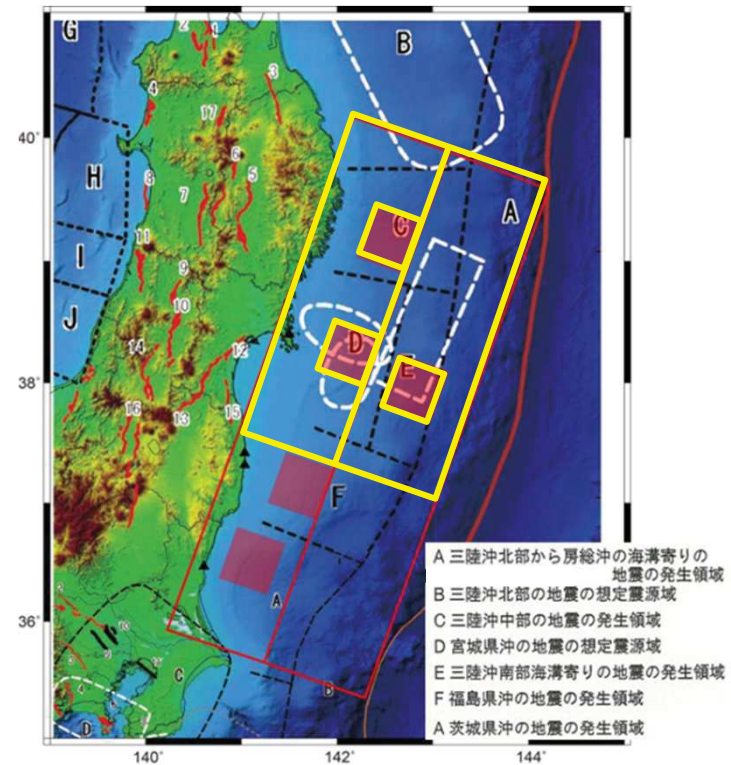
(4) 断層面位置, SMGA位置(平面位置)

- 敷地に最も近い三陸沖北部(青森県東方沖・岩手県沖北部)の領域に設定する断層面及びSMGAは, 永井ほか(2001)による1968年十勝沖地震の震源におけるすべり量分布等と対応する位置に設定する。
- 三陸沖中部(岩手県沖南部)～宮城県沖及び三陸沖南部海溝寄り(宮城県沖)の領域については, 諸井ほか(2013)を参考に, 発生領域の区分けを包含するように断層面を設定し, 発生領域の区分けに基づき過去の地震の震源域相当の位置にSMGAを設定する。



三陸沖北部(青森県東方沖・岩手県沖北部)の領域の断層面及びSMGA位置(赤色線)

[地震調査研究推進本部(2012)に一部加筆]



三陸沖中部(岩手県沖南部)～宮城県沖及び

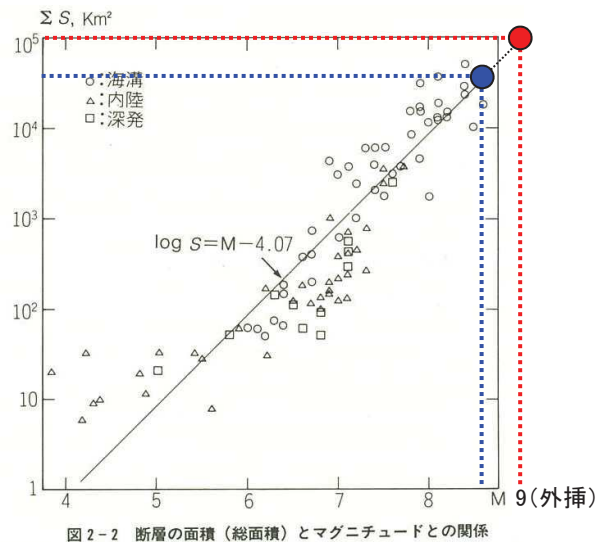
三陸沖南部海溝寄り(宮城県沖)の領域及びSMGA位置(黄色線)

[背景の図は, 地震調査研究推進本部(2012)と諸井ほか(2013)を基に作成]

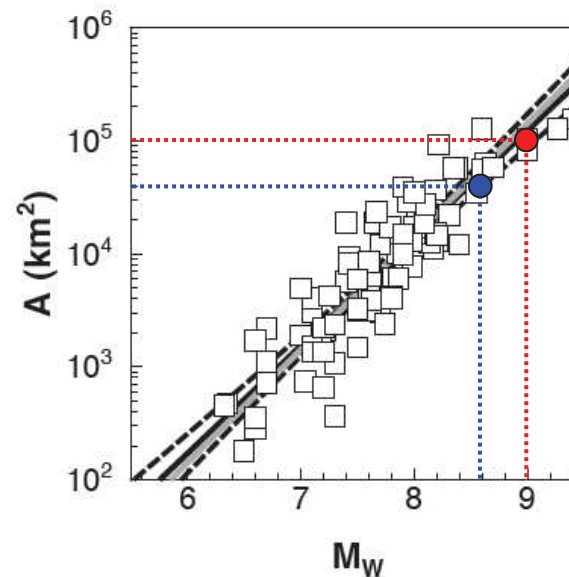
4.1 プレート間地震の検討用地震

(5) 断層面積の検討

- 総断層面積100,000km²及び三陸沖北部(青森県東方沖・岩手県沖北部)の領域の断層面積40,000km²(p.41にて後述)と地震規模の関係は、佐藤(1989)やStrasser(2010)による断層面積と地震規模の関係に照らしても過小とはなっていない。



佐藤(1989)に基づくスケール則
佐藤(1989)に一部加筆



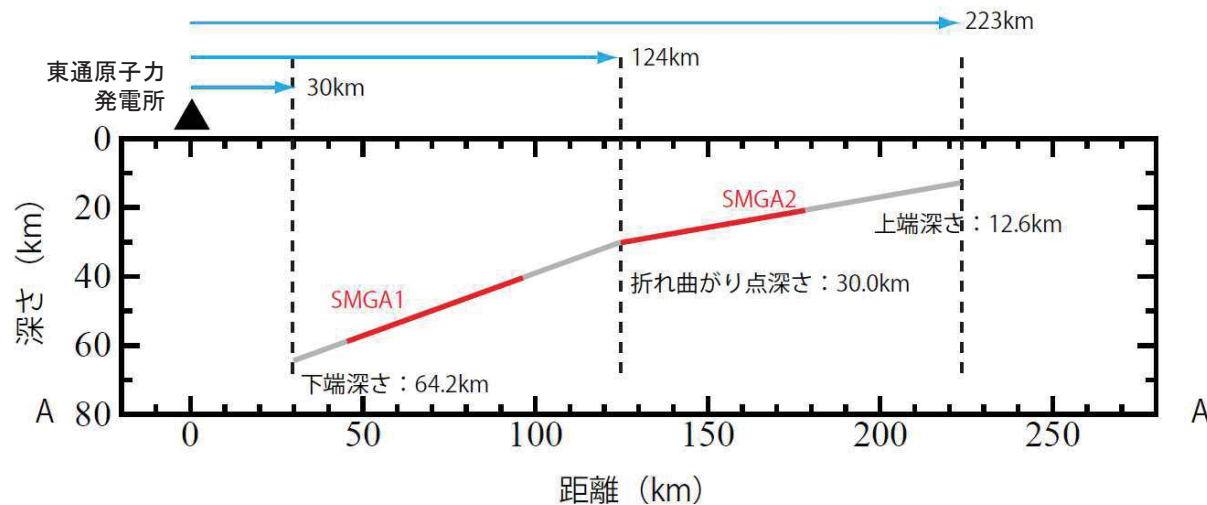
Strasser(2010)に基づくスケール則
Strasser(2010)に一部加筆

- : 断層面全体(M9.0)
- : 三陸沖北部(青森県東方沖・岩手県沖北部)の領域のみ (M8.6, logS=M-4.0)

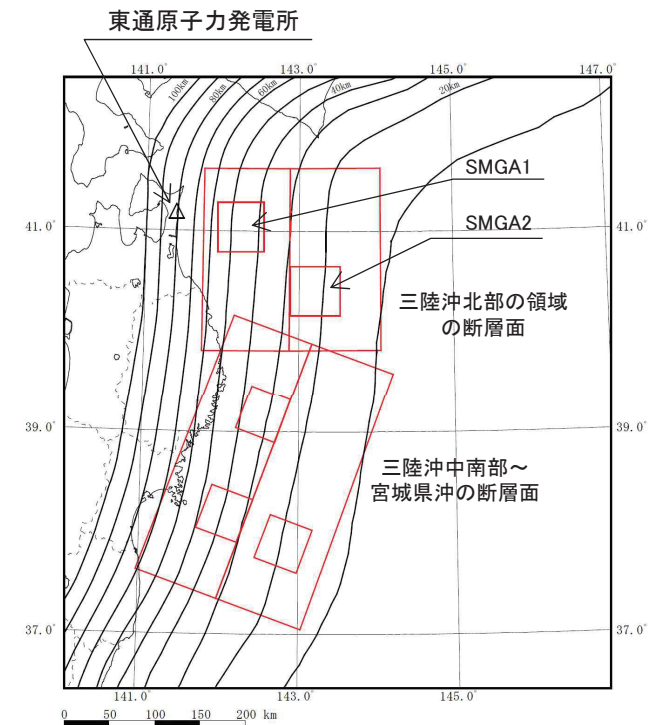
4.1 プレート間地震の検討用地震

(6) 断層面位置, SMGA位置(深さ方向)

- 三陸沖北部(青森県東方沖・岩手県沖北部)の領域における断層面の深さ方向の設定は, 海洋プレートの上面深さ分布(防災科学技術研究所「J-SHIS」による。)に基づき, 沈み込み角度が変化する深さ約30kmの地点で断層面が折れ曲がるように, 傾斜角の異なる2面の断層面(長さ200km×幅100km)とする。
- 断層面の西端は, アサイズミックフロントに対応する海洋プレートの上面深さ50~60kmを目安に設定する。(次頁に詳細を示す。)



三陸沖北部(青森県東方沖・岩手県沖北部)の領域の東西断面図

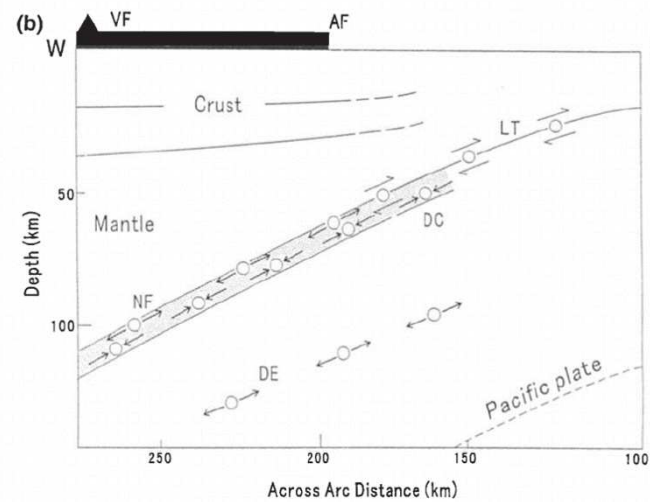
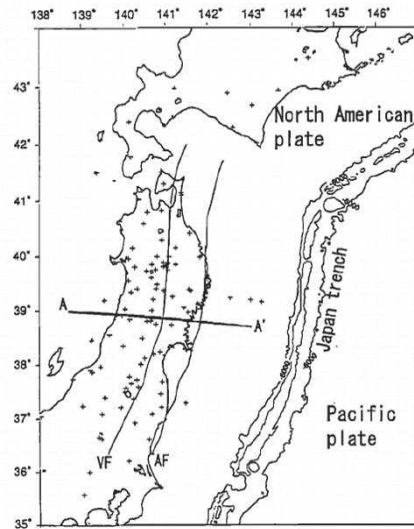


断層面位置

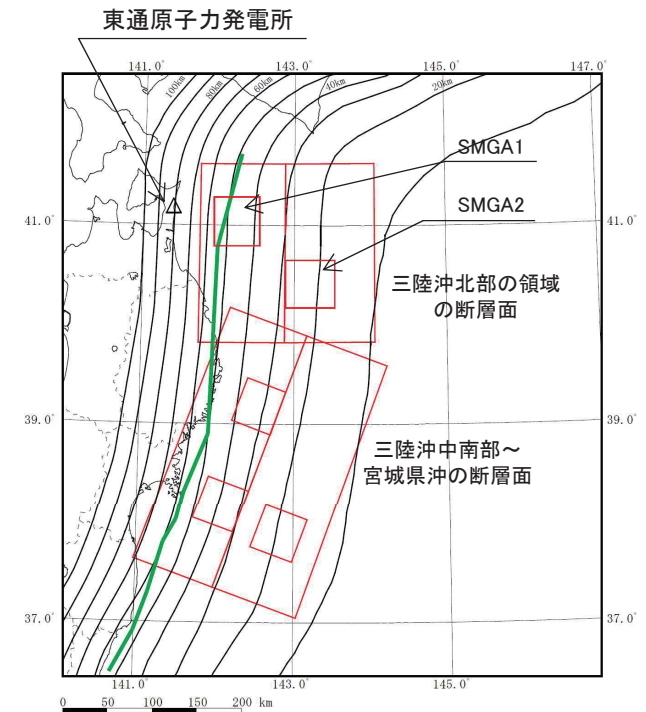
4.1 プレート間地震の検討用地震

(7) 断層面位置, SMGA位置(深さ方向)の検討

- 敷地周辺では, アサISMICKフロントは海洋プレート上面深さ約50~60kmの位置と対応する。
- 断層面の深さ位置は, 断層下端で海洋プレート上面深さ64.2kmであることから, アサISMICKフロントよりも西側までSMGA含む断層面が設定されている。即ち, より敷地に近い位置に断層面がある保守的な設定となっている。



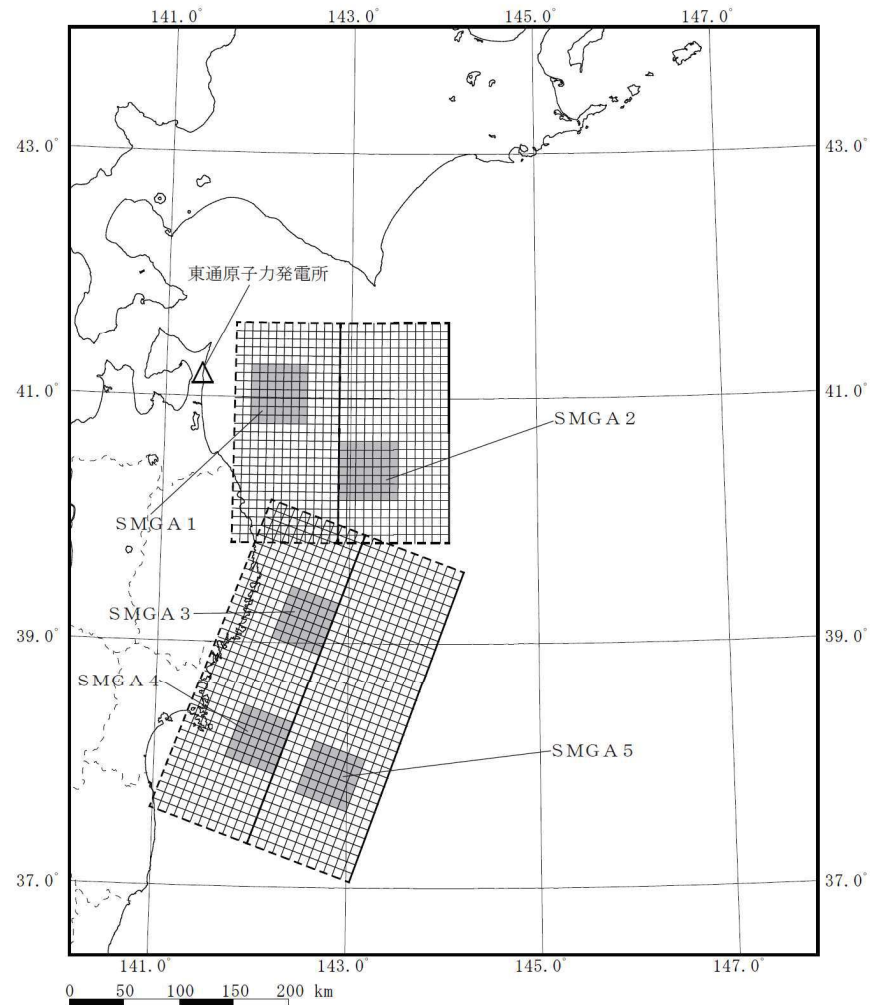
Igarashi et al.(2001)によるアサISMICKフロント位置
(図中AF:アサISMICKフロント, LT:プレート間地震)



— :アサISMICKフロント
断層面位置

4.1 プレート間地震の検討用地震 (8) 基本震源モデル

- 以上により設定した検討用地震の基本震源モデルの断層面を示す。



検討用地震の基本震源モデル
(東北地方太平洋沖型地震)

4.1 プレート間地震の検討用地震 (9)破壊開始点の検討

➤破壊開始点は、地震波到来方向やディレクティビティ効果を考慮し、敷地へ影響が大きいと考えられる箇所に設定する。

【破壊開始点1】

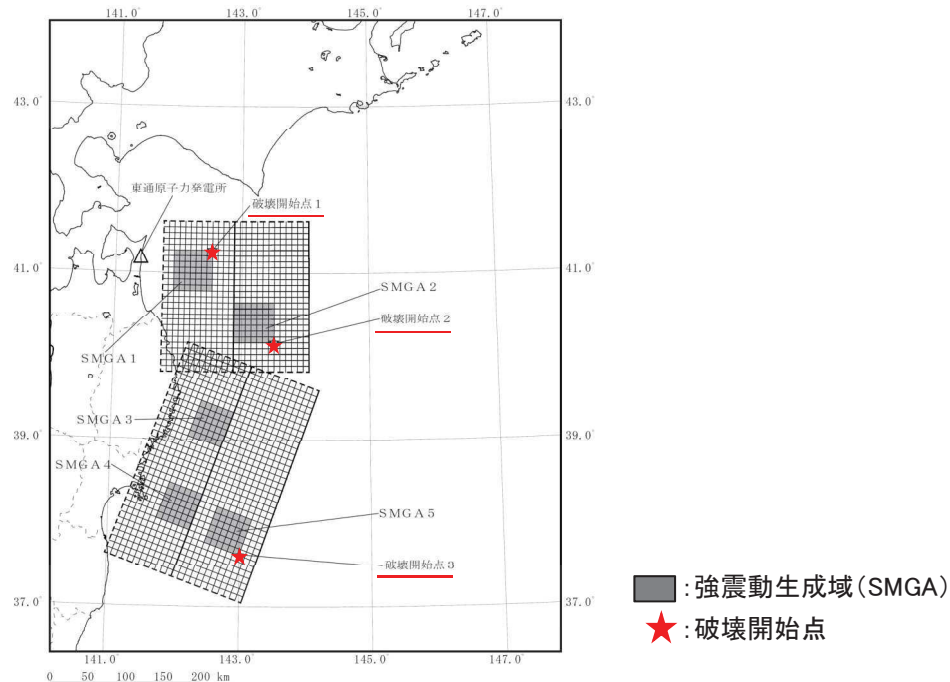
・敷地の東側から敷地に向かって破壊が伝播してくるケースとして、SMGA1の北東端に設定する。

【破壊開始点2】

・三陸沖北部(青森県東方沖・岩手県沖北部)の領域のSMGA1及び2の破壊の伝播方向が重なるケースとして、SMGA2の南東端に設定する。

【破壊開始点3】

・三陸沖中部(岩手県沖南部)～宮城県沖及び三陸沖南部海溝寄り(宮城県沖)の領域のSMGA3～5の破壊の伝播方向が重なるケースとして、SMGA5の南東端に設定する。



検討用地震の基本震源モデル

4.1 プレート間地震の検討用地震 (10) SMGAの短周期レベルの検討

【敷地付近で発生した地震の短周期レベルと既往スケーリング則の比較】

- ▶ 佐藤(2003)による三陸沖北部で発生した中小のプレート間地震の地震モーメント(M_0)と短周期レベル(A)の関係(M_0 -A関係)は、諸井ほか(2013)に基づく全断層面積に対する強震動生成域(SMGA)の面積比12.5%の M_0 -A関係に比べて小さい傾向にある。
- ▶ 佐藤(2012)において、2011年東北地方太平洋沖地震の短周期レベルは、佐藤(2010)の太平洋プレートにおけるプレート間地震のスケーリング則とよく整合することが示されている。
- ▶ 一方、1994年三陸はるか沖地震($M7.6$)の短周期レベルは、諸井ほか(2013)に基づく面積比12.5%相当の M_0 -A関係の約1.3倍^{※1}である。

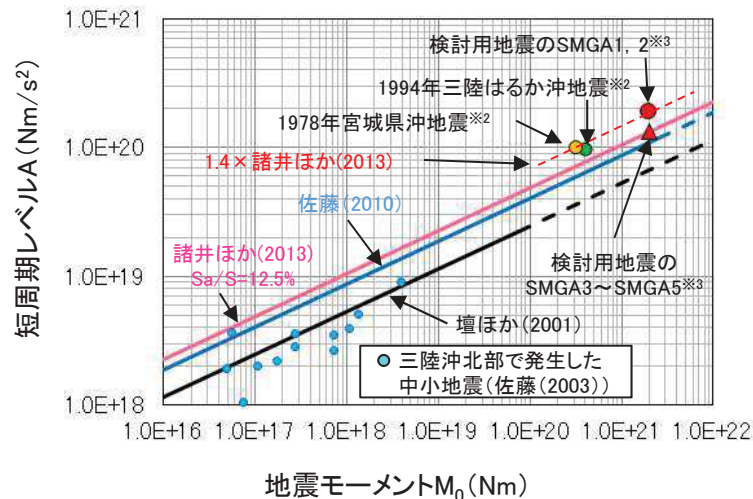
【三陸沖北部(青森県東方沖・岩手県沖北部)の領域のSMGAの短周期レベルの設定】

- ▶ 諸井ほか(2013)に基づく面積比12.5%相当の短周期レベルの値に、1994年三陸はるか沖地震を踏まえた割増係数1.3を乗じることが考えられる。また、同じ東北地方に発生した過去のプレート間地震では、1978年宮城沖地震($M7.4$)の短周期レベルが諸井ほか(2013)に基づく面積比12.5%相当の M_0 -A関係の約1.4倍^{※1}となっている。瀬野(2020)によれば、1978年宮城県沖地震等の短周期地震動は断層面がスラブ地殻に及んだことにより生成されたものと考察している。青森県沖のプレート間地震に宮城県沖と同様の傾向があるかどうかは不明であるが、ここでは保守的に割増係数1.4を採用する。
- ▶ この割増係数1.4は、敷地に最も影響があるSMGA1(補足説明資料3章 p.11, 12参照)に適用し、また、同じ領域にあるSMGA2にも適用する。

【三陸沖中部(岩手県沖南部)～宮城県沖及び三陸沖南部海溝寄り(宮城県沖)の領域のSMGAの短周期レベルの設定】

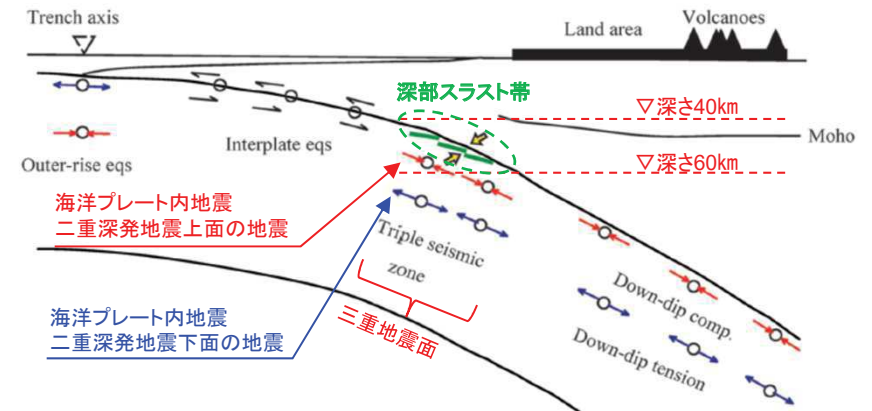
- ▶ 佐藤(2010)によるスケーリング則を上回っていること、敷地からの距離が遠く多少の短周期レベルの変動があっても敷地に与える影響は小さいと考えられることから、SMGA3～5については 諸井ほか(2013)に基づく面積比12.5%の M_0 -A関係による短周期レベルの値を採用する。

※1: 規模の差を考慮した差(短周期レベルが $M_0^{1/3}$ に比例すると仮定して算定)



: 片岡ほか(2006)
: 一つのSMGAを一つの地震として表示

短周期レベルと既往スケーリング則の比較



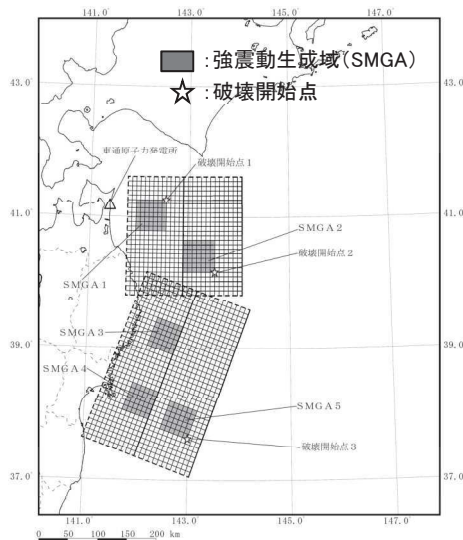
沈み込み様式模式図(宮城県沖)[瀬野(2020)に一部加筆]

4.1 プレート間地震の検討用地震 (11) 検討ケース

- 基本ケースにおいてアサイスミックフロントの最西端を超える範囲に断層面を設定しているが、更に保守的な評価として、敷地に最も近いSMGAを、更に敷地に近く設定した場合を不確かさケースとして考慮する。

検討ケース	地震規模	SMGAの位置	応力降下量 (短周期レベル)	破壊 開始点
①基本震源モデル (基本ケース)	M9.0 Mw9.0 ($M_0=4.0 \times 10^{22}\text{Nm}$)	M7~8の過去の地震の震源域と の対応を考慮し設定	SMGA1~2: 1978年宮城県沖地震を踏まえた短周期レベル SMGA3~5: 諸井ほか(2013)に基づく面積比12.5%相当の短周期レベル	複数
②SMGAの位置の不確かさを 考慮したケース (不確かさケース)	M9.0 Mw9.0 ($M_0=4.0 \times 10^{22}\text{Nm}$)	SMGA1を敷地直近に移動	SMGA1~2: 1978年宮城県沖地震を踏まえた短周期レベル SMGA3~5: 諸井ほか(2013)に基づく面積比12.5%相当の短周期レベル	複数

■ : 考慮する不確かさ □ : あらかじめモデルに織り込む不確かさ



①基本震源モデル

(敷地に対するSMGA1の $X_{eq}=89\text{km}$)



②SMGAの位置の不確かさを考慮したケース

(敷地に対するSMGA1の $X_{eq}=82\text{km}$)

4.1 プレート間地震の検討用地震

(12) 認識論的不確かさと偶然的不確かさの整理

➤ 主要なパラメータについて、プレート間地震に関する知見等を踏まえ、認識論的不確かさと偶然的不確かさに分類し、敷地に与える影響が大きいパラメータについて不確かさを考慮し、地震動評価を行う。

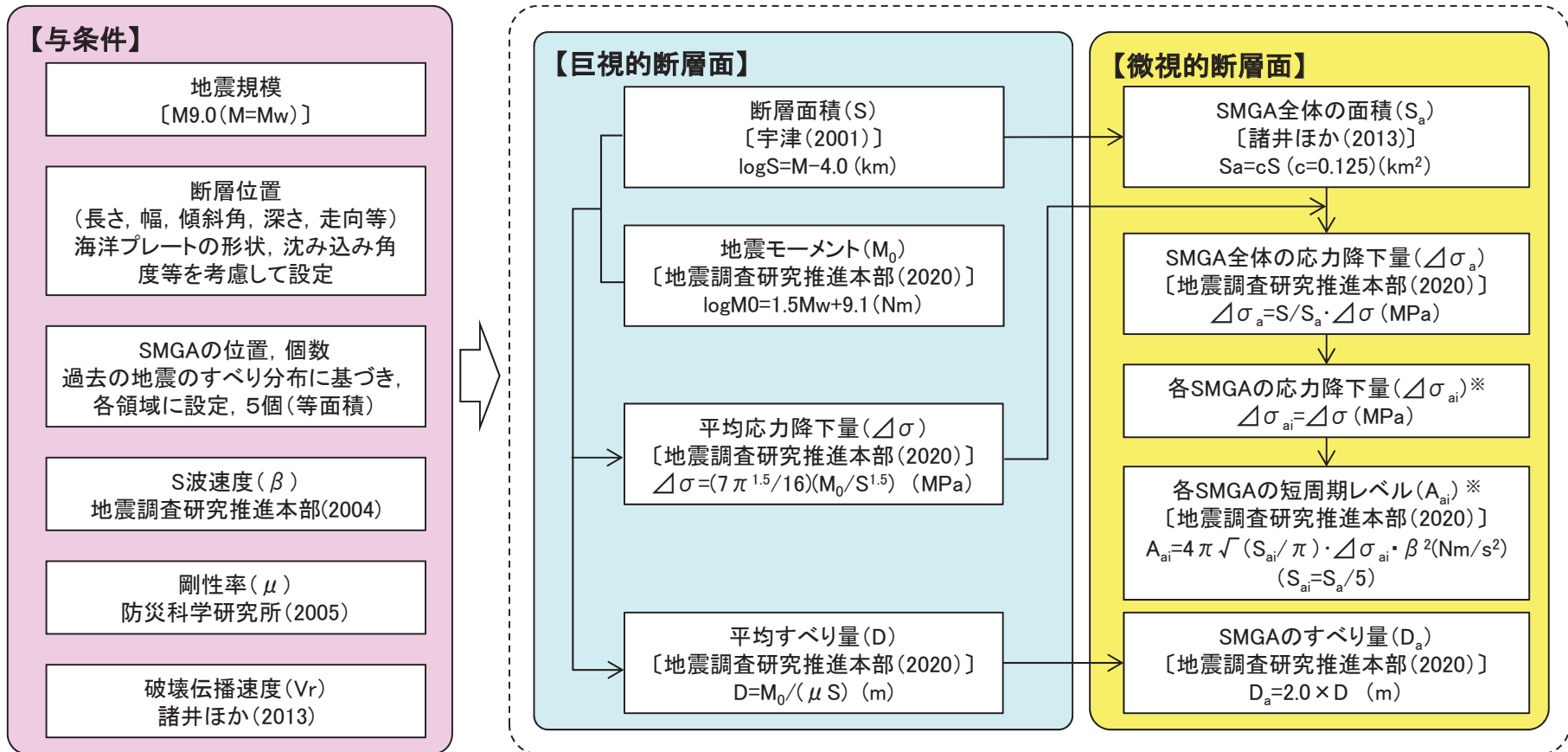
【認識論的な不確かさ】: 事前の詳細な調査や経験式などにに基づき設定できるもの。

【偶然的な不確かさ】 : 事前の詳細な調査や経験式などにに基づく特定が困難なもの。

不確かさの種類	パラメータ	基本ケースの設定	不確かさの考慮
認識論的不確かさ	断層設定位置	三陸沖北部から宮城県沖に設定	<p>あらかじめ不確かさを考慮</p> <ul style="list-style-type: none"> 三陸沖北部(青森県東方沖・岩手県沖北部)ではM8級の地震が想定されるものの、国内観測史上最大の2011年東北地方太平洋沖地震が東北地方で発生したこと等も踏まえ、地震規模M9.0をあらかじめ考慮する。 なお、地震規模がM9.0より大きくなっても、巨視的断層面は敷地から遠ざかる方向に拡大していくため、仮にそこからの地震動が付加されたとしても敷地に及ぼす影響は小さいと考えられる。
	地震規模	M9.0 (Mw9.0)	
	応力降下量 (短周期レベル)	地域性を考慮し設定	<p>あらかじめ不確かさを考慮</p> <ul style="list-style-type: none"> 敷地付近で発生した地震の短周期レベルと既往スケーリング則の比較から、三陸沖北部の領域にあり敷地に最も影響のあるSMGA1及び同領域にあるSMGA2については、1978年宮城沖地震(M7.4)を踏まえた短周期レベル[諸井ほか(2013)に基づく面積比12.5%のM₀-A関係の1.4倍]をあらかじめ考慮する
偶然的不確かさ	SMGA位置	過去の地震の震源域との対応を考慮し設定	<p>不確かさケースとして考慮</p> <ul style="list-style-type: none"> 断層モデルのSMGA位置は、過去の地震の大すべり領域やSMGAを含む位置に設定している。 保守的な評価として、敷地に最も影響のあるSMGA1を、更に敷地に近く設定した場合を不確かさケースとして考慮する。
	破壊開始点	破壊の伝播方向が敷地に向かうように配置	<p>あらかじめ不確かさを考慮</p> <ul style="list-style-type: none"> 敷地に対し最も影響の大きい破壊開始点位置(破壊が敷地に向かうように設定した位置)に考慮する。

4.1 プレート間地震の検討用地震 (13)断層パラメータ 算定フロー

- 検討用地震の断層パラメータ設定フローを示す。
- 地震規模はM9.0とし、設定にあたっては地震調査研究推進本部(2020)の強震動レシピア等の文献を用いる。



※地域性を考慮したSMGAの短周期レベルの考慮(SMGA1, 2は1.4倍)

4.1 プレート間地震の検討用地震 (14)断層パラメータ パラメータ表

断層パラメータ		三陸沖北部 (青森県東方沖・岩手県沖北部)	三陸沖中部(岩手県沖南部)～ 宮城県沖及び三陸沖南部海溝寄り(宮城県沖)	設定方法	
巨視的震源特性	走向	$\theta (^{\circ})$	180	200	プレートの沈み込み等深線を参考に設定
	傾斜角1(東側)	$\delta_1 (^{\circ})$	10	12	同上
	傾斜角2(西側)	$\delta_2 (^{\circ})$	20	21	同上
	長さ	L(km)	200	300	プレートの沈み込み等深線及び断層面積に基づき設定
	幅	W(km)	200	200	プレートの沈み込み等深線を参考に設定
	上端深さ	h_u (km)	12.6	12.3	同上
	下端深さ	h_l (km)	64.2	68.9	同上
	断層面積	S(km ²)	40000	60000	$S_i = L_i \times W_i$
	全体の断層面積	S(km ²)	100000		$\log S = M - 4.0$
	平均応力降下量	$\Delta \sigma$ (MPa)	3.08		$\Delta \sigma = 7/16 \cdot M_0 \cdot (S/\pi)^{-3/2}$
	地震モーメント	M_0 (Nm)	4.0×10^{22}		$\log M_0 = 1.5M_w + 9.1$
	モーメントマグニチュード	M_w	9.0		与条件
	平均すべり量	D(m)	8.5		$D = M_0 / (\mu \cdot S)$
	剛性率	μ (N/m ²)	4.68×10^{10}		$\rho = 3.08 \text{g/cm}^3, \mu = \rho \cdot \beta^2$
S波速度	β (km/s)	3.9		地震調査研究推進本部(2004)	
破壊伝播速度	V_r (km/s)	3.0		諸井ほか(2013)	
全 S M G A	面積	S_a (km ²)	12500		$S_a = S \times 0.125$ 諸井ほか(2013)
	地震モーメント	M_{0a} (Nm)	1.0×10^{22}		$M_{0a} = \mu \cdot S_a \cdot D_a$
	すべり量	D_a (m)	17.1		$D_a = 2D$
	応力降下量	$\Delta \sigma_a$ (MPa)	24.6		$\Delta \sigma_a = (S/S_a) \cdot \Delta \sigma$
	短周期レベル	A_a (Nm/s ²)	3.49×10^{20}		$A_a = (\sum A_{ai}^2)^{1/2}$
	—	—	SMGA1～2	SMGA3～5	
	面積	S_{ai} (km ²)	2500	2500	$S_{ai} = S_a / 5$
	地震モーメント	M_{0ai} (Nm)	2.0×10^{21}	2.0×10^{21}	$M_{0ai} = \mu \cdot S_{ai} \cdot D_{ai}$
	すべり量	D_{ai} (m)	17.1	17.1	$D_{ai} = D_a \times \gamma_i / \sum (\gamma_i^3), \gamma = r_i / r = (S_{ai}/S_a)^{1/2}$
	応力降下量	$\Delta \sigma_{ai}$ (MPa)	34.5	24.6	$\Delta \sigma_{ai} = \Delta \sigma_a$, 三陸沖北部は1.4倍
短周期レベル	A_{ai} (Nm/s ²)	1.86×10^{20}	1.33×10^{20}	$A_{ai} = 4\pi (S_{ai}/\pi)^{1/2} \cdot \Delta \sigma_{ai} \cdot V_s^2$	
背景領域	面積	S_b (km ²)	87500		$S_b = S - S_a$
	各領域の面積	S_{bi} (km ²)	35000	52500	$S_{bi} = S_i - \sum S_{ai}$
	地震モーメント	M_{0b} (Nm)	3.0×10^{22}		$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$
	各領域の地震モーメント	M_{0bi} (Nm)	1.2×10^{22}	1.8×10^{22}	$M_{0bi} = \mu \cdot D_b \cdot S_{bi}$
	すべり量	D_b (m)	7.3		$D_b = M_{0b} / (\mu \cdot S_b)$
実効応力	$\Delta \sigma_b$ (MPa)	4.9		$\Delta \sigma_b = 0.2 \Delta \sigma_a$	

4.1 プレート間地震の検討用地震

(15) 断層パラメータの妥当性検討① 2011年東北地方太平洋沖地震との比較

- 2011年東北地方太平洋沖地震の各断層モデルの値と比較し、検討用地震の断層パラメータ(SMGAの面積、短周期レベル、応力降下量)が過小な設定とはなっていない。
- また、諸井ほか(2013)では、2011年東北地方太平洋沖地震の観測記録と整合するSMGA面積は全断層面積の12.5%とされているが、その他の面積比を用いた場合のSMGA1個あたりの短周期レベルと検討用地震を比較しても、過小な設定とはなっていない。

2011年東北地方太平洋沖地震の各断層モデルとの比較

断層モデル	SMGA面積 (km ²)	SMGA全体の短周期レベル (Nm/s ²)	【参考】SMGAの応力降下量 (MPa)	
Kurahashi and Irikura(2013)	5,628 ※ ¹	1.74×10^{20} ※ ¹	21.44 ※ ²	
Asano and Iwata(2012)	5,042 ※ ¹	1.67×10^{20} ※ ¹	18.95 ※ ²	
佐藤(2012)	11,475 ※ ¹	3.51×10^{20} ※ ¹	28.82 ※ ²	
川辺・釜江(2013)	6,300 ※ ¹	1.74×10^{20} ※ ¹	18.26 ※ ²	
平均値	6,730 ※ ¹	2.05×10^{20} ※ ¹	-	
検討用地震	12,500	3.49×10^{20}	SMGA1, 2	34.5 (地域性を考慮し1.4倍)
			SMGA3~5	24.6

※¹: 田島(2013), ※²: 文献に記載されている各SMGAの応力降下量を算術平均

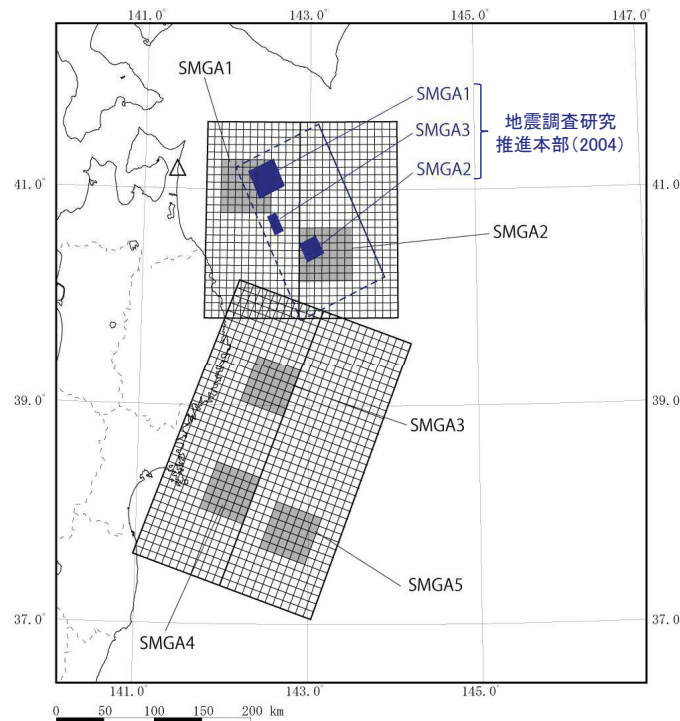
諸井ほか(2013)との比較

断層モデル	Sa/S	SMGA1個の面積 (km ²)	SMGA1個の短周期レベル (Nm/s ²)	
諸井ほか(2013)	0.08	1,600	1.66×10^{20}	
	0.125	2,500	1.33×10^{20}	
	0.18	3,600	1.11×10^{20}	
	0.245	4,900	9.49×10^{19}	
検討用地震	0.125	2,500	SMGA1, 2	1.86×10^{20} (地域性を考慮し1.4倍)
			SMGA3~5	1.33×10^{20}

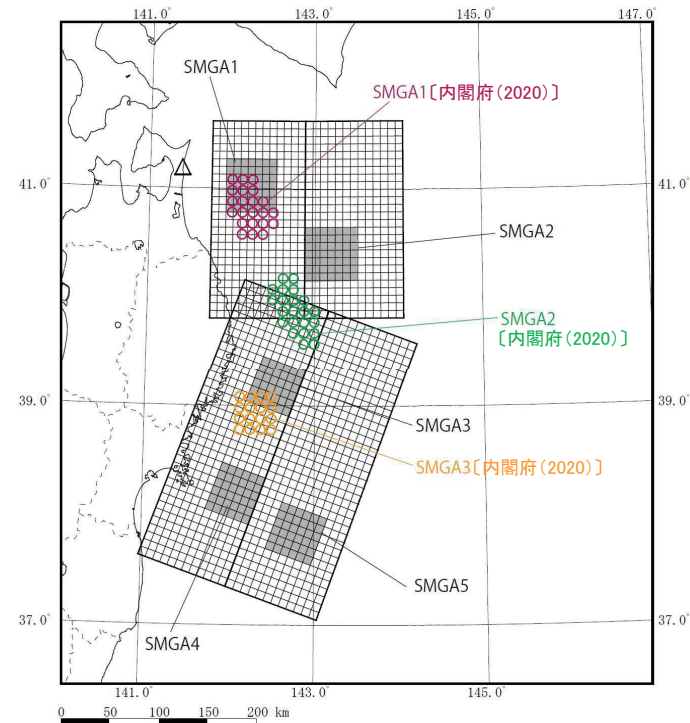
4.1 プレート間地震の検討用地震

(16) 断層パラメータの妥当性検討② 地震調査研究推進本部(2004), 内閣府(2020)との比較

- 検討用地震の基本震源モデルについて、地震調査研究推進本部(2004)による三陸沖北部の地震の震源モデル及び内閣府(2020)による日本海溝(三陸・日高沖)モデルの強震動生成域と平面上での比較を示す。
- 検討用地震の基本震源モデルのうち敷地に最も影響のあるSMGA1は、他2つのモデルの敷地に最も近いSMGAよりも近い位置にあり、また、その面積は同等またはそれ以上である。なお、検討用地震の基本震源モデルのSMGA1の短周期レベルは、短周期レベルが大きい1978年宮城県沖地震を踏まえた割増係数1.4を保守的に考慮している。



検討用地震の基本震源モデルと
地震調査研究推進本部(2004)の震源モデル

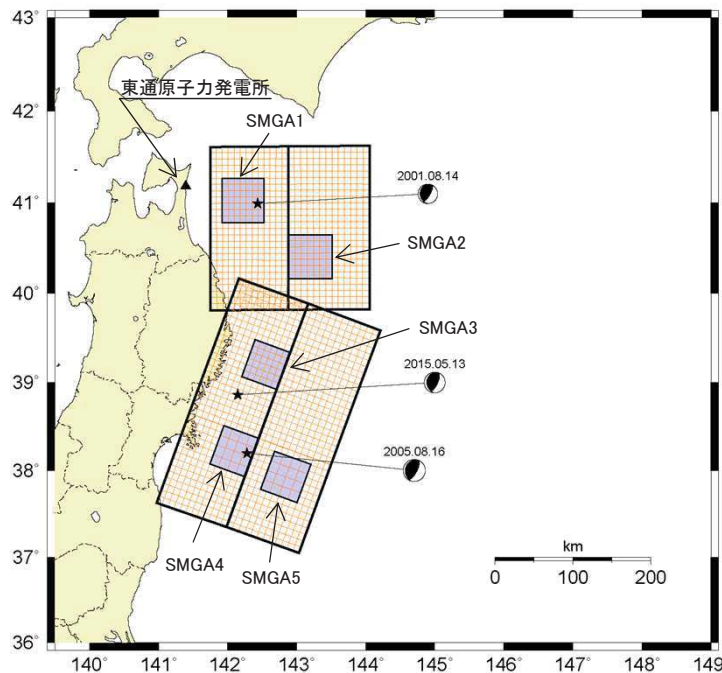


検討用地震の基本震源モデルと
内閣府(2020)の日本海溝(三陸・日高沖)モデル

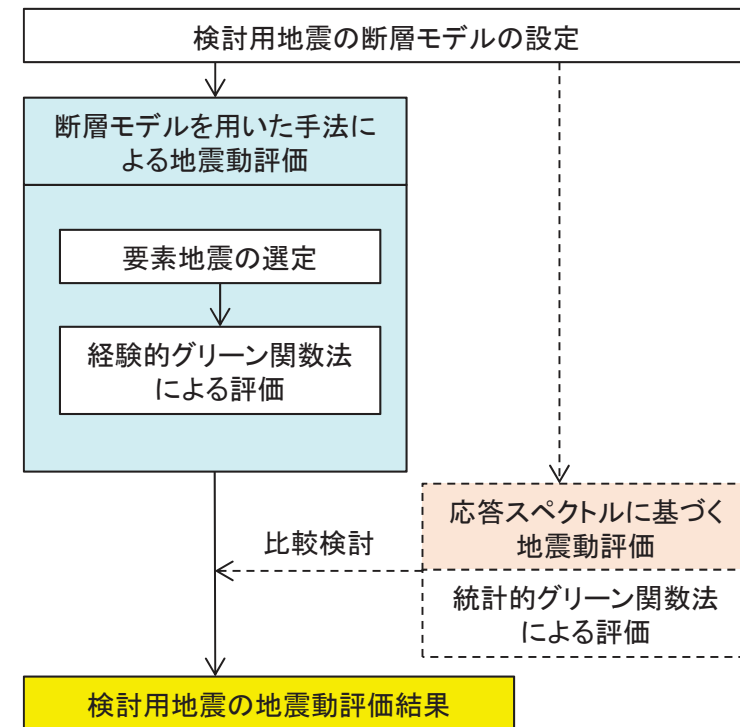
4.2 検討用地震の地震動評価

(1) 地震動評価方針

- M9規模のプレート間地震は、既往の距離減衰式に対して外挿となることから、地震動評価は断層モデル手法による評価結果を採用し、距離減衰式による評価は、想定地震の特徴も踏まえ、断層モデル手法の地震動算定結果のレベル確認として参考的に実施する。
- 断層モデルを用いた手法による地震動評価としては、敷地においてプレート間地震の地震観測記録が得られていることから、経験的グリーン関数法[釜江ほか(1991)および入倉ほか(1997)]による地震動評価(EGF)を実施する。また、経験的グリーン関数法の地震動算定結果のレベル確認として、参考的に統計的グリーン関数法による評価を実施し、比較する。



検討用地震の基本震源モデル
及び要素地震の震源位置



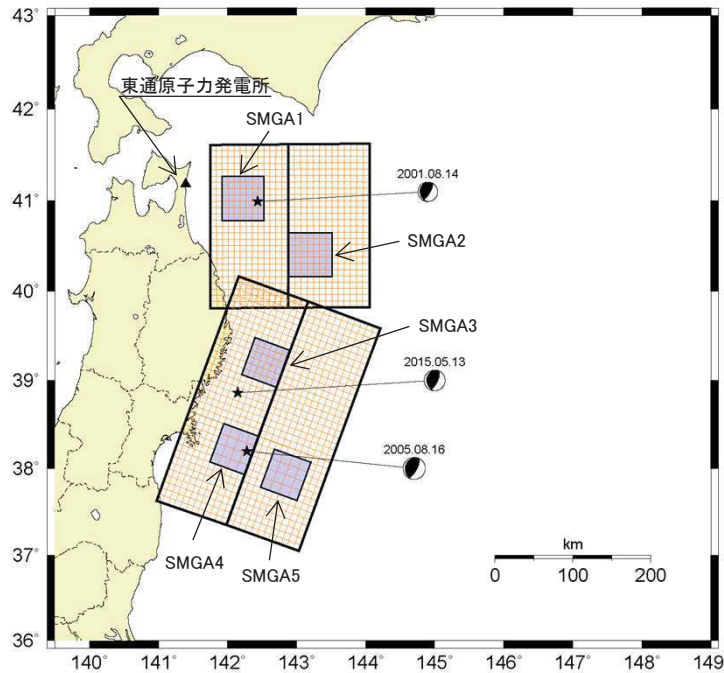
検討用地震の地震動評価フロー図

※: 破線部は補足説明資料3章に記載




4.2 検討用地震の地震動評価 (2) 要素地震の選定

➤ 経験的グリーン関数法に用いる要素地震については、各領域で発生した地震を選定している。

選定した要素地震の諸元



選定した要素地震の位置

対象領域	発信日時	M	震源距離 (km)	震源深さ (km)	メカニズム解
・SMGA1 ・SMGA2 ・三陸沖北部の 背景領域	2001.08.14 05:11	6.4	98	37.69	 品質: 92.15
		走向 (°)	傾斜角 (°)	すべり角 (°)	
		30;174	72;22	103;55	
・SMGA3 ・三陸沖中部～宮 城県沖及び三陸 沖南部海溝寄りの 背景領域	2015.05.13 06:12	6.8	270	46.24	 品質: 93.57
		走向 (°)	傾斜角 (°)	すべり角 (°)	
		26;178	68;25	101;64	
・SMGA4 ・SMGA5	2005.08.16 11:46	7.2	348	42.04	 品質: 90.66
		走向 (°)	傾斜角 (°)	すべり角 (°)	
		29;194	69;22	96;76	

※M, 震源位置(震源距離), 震源深さは気象庁による。震源メカニズム解についてはF-netによる。

4. 2 検討用地震の地震動評価

(2) 要素地震の選定 震源パラメータ及び理論スペクトルとの比較

- 各領域における要素地震について、震源パラメータ及び ω^{-2} モデルによる理論震源スペクトルと観測記録の比較図を示す。敷地に最も近い領域の三陸沖北部(青森県東方沖・岩手県沖北部)と、宮城県沖及び三陸沖南部海溝寄り(宮城県沖)に適用する要素地震の理論震源スペクトルは文献に基づき設定している。三陸沖中部(岩手県沖南部)については、KiK-net観測記録に基づき推定した要素地震の震源スペクトルを採用している。

要素地震の震源パラメータ

対象領域	発震日時	震源パラメータ		
		地震モーメント※1 M_0 (Nm)	コーナー周波数 f_c (Hz)	応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)
三陸沖北部	2001.8.14 5:11	3.88×10^{18}	0.36※2	24.0※2
三陸沖中部	2015.5.13 6:12	1.71×10^{19}	0.29※3	38.8※3
宮城県沖・三陸沖南部	2005.8.16 11:46	5.43×10^{19}	0.152※4	25.2※4

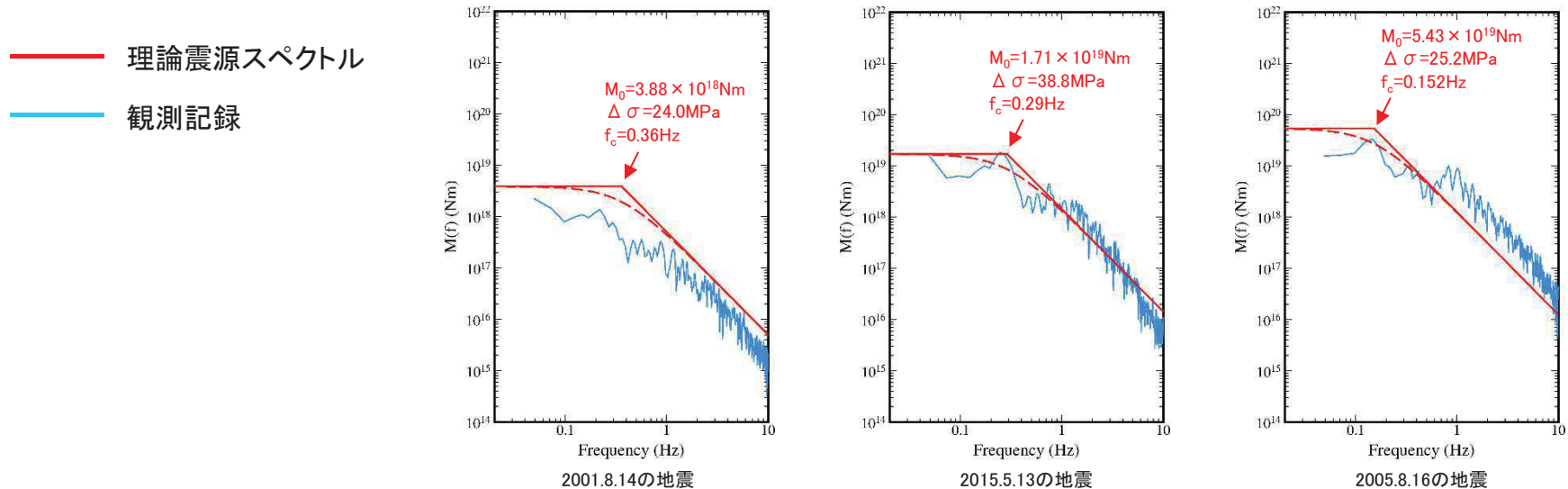
※1: F-net

※2: 川瀬・松尾(2004)

※3: 東北電力株式会社推定値

※4: Kamae(2006)

要素地震のQ値補正には、
 $Q(f)=93f^{0.89}$ [川瀬・松尾(2004)]
 を用いる。

要素地震の ω^{-2} モデルによる震源スペクトル理論値と比較

4. 2 検討用地震の地震動評価

(2) 要素地震の選定 2015年5月13日の地震(M6.8)の震源パラメータ($\Delta\sigma$, f_c)の評価

- 三陸沖中部(岩手県沖南部)に適用する要素地震[2015年5月13日の地震(M6.8)]の震源スペクトルは、2地震の観測記録のフーリエスペクトル比に基づいた手法[泉谷(2005), 池田(2010)]を用いて要素地震のコーナー周波数を評価し、応力降下量 $\Delta\sigma$ を求めた。

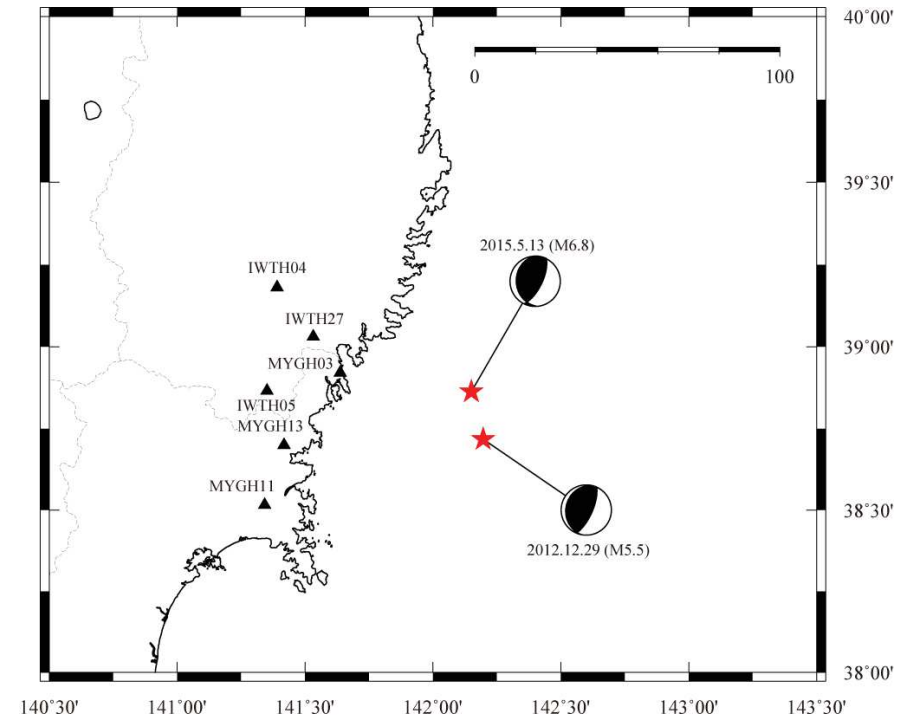
フーリエスペクトル比の相手となる地震を2012年12月29日の地震[M5.5, $M_0=1.76 \times 10^{17}$ (Nm)]として、式(1)を用いたグリッドサーチによりコーナー周波数を推定し、応力降下量は加藤(1998)による式(2)により求めた。

$$\frac{M_1(f)}{M_2(f)} = \frac{M_{01}}{M_{02}} \cdot \frac{1 + (f/f_{c2})^2}{1 + (f/f_{c1})^2} = \frac{M_{01}}{M_{02}} \cdot \frac{1/f^2 + 1/f_{c2}^2}{1/f^2 + 1/f_{c1}^2} \quad \text{式(1)}$$

ここで、 $M_1(f)$, $M_2(f)$ は震源スペクトルを、 M_{01} , M_{02} は地震モーメントを、 f_{c1} , f_{c2} はコーナー振動数を表し、各記号の下付きの1は要素地震を、2はフーリエスペクトル比の相手となる地震を表す。

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16} \cdot \left(\frac{2\pi \cdot f_c}{2.34 \cdot V_s} \right)^3 \cdot M_0 \quad \text{式(2)}$$

ここで、 V_s は各地震の震源深さを考慮し、福山ほか(1998)の地盤モデルを参考として4.5km/sとする。



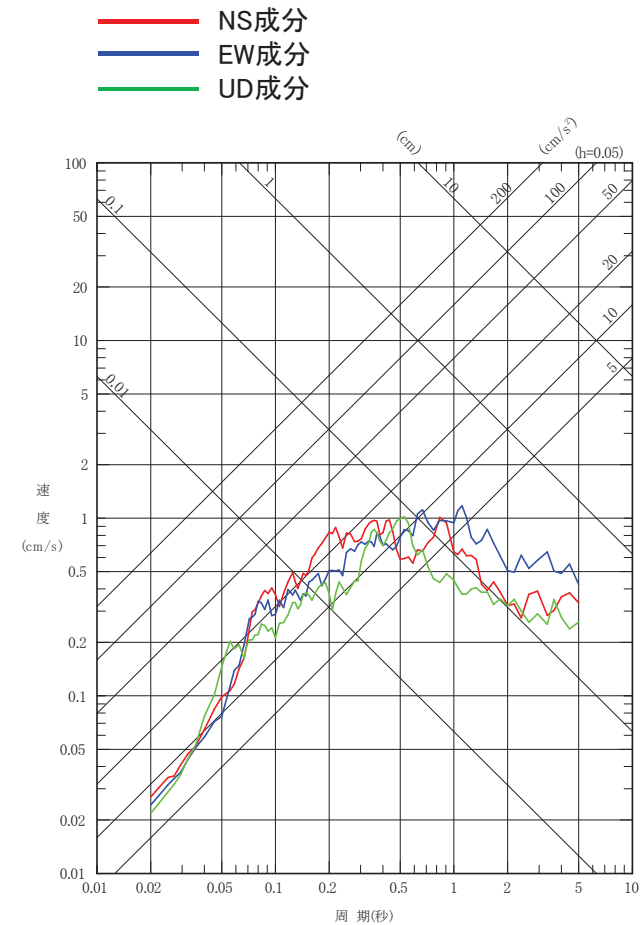
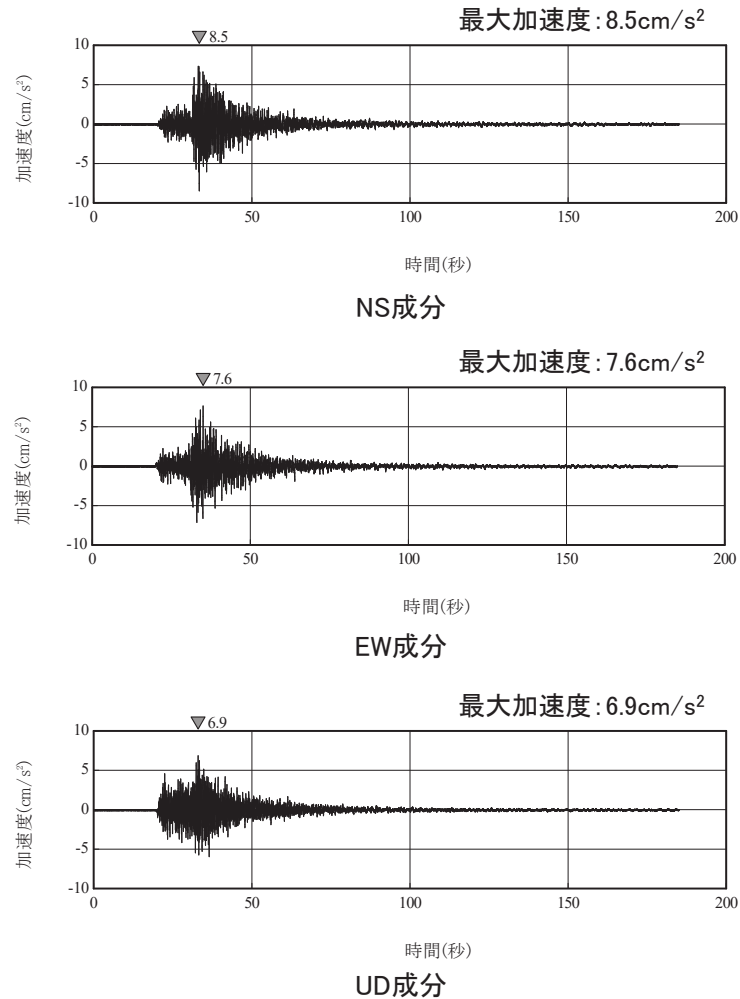
要素地震の震央と評価に用いたKiK-net観測点

4.2 検討用地震の地震動評価

(2) 要素地震の選定 2001年8月14日の地震(M6.4)のはぎとり波

- 選定した要素地震の岩盤上部の地震観測点※(TP+2.0m)におけるはぎとり波について、時刻歴波形(加速度)及び応答スペクトルを示す。

※:解放基盤表面での地震動を検討する位置



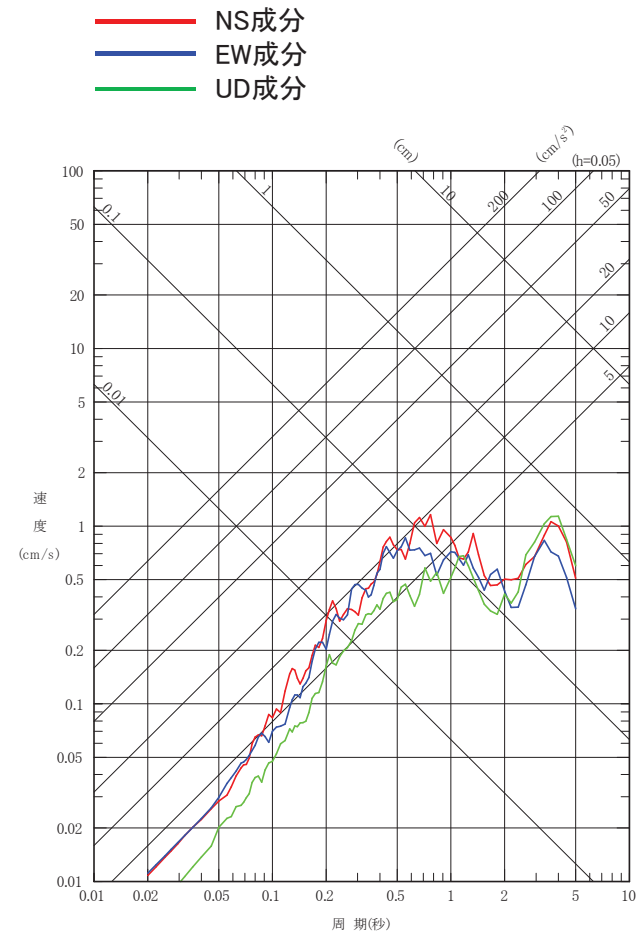
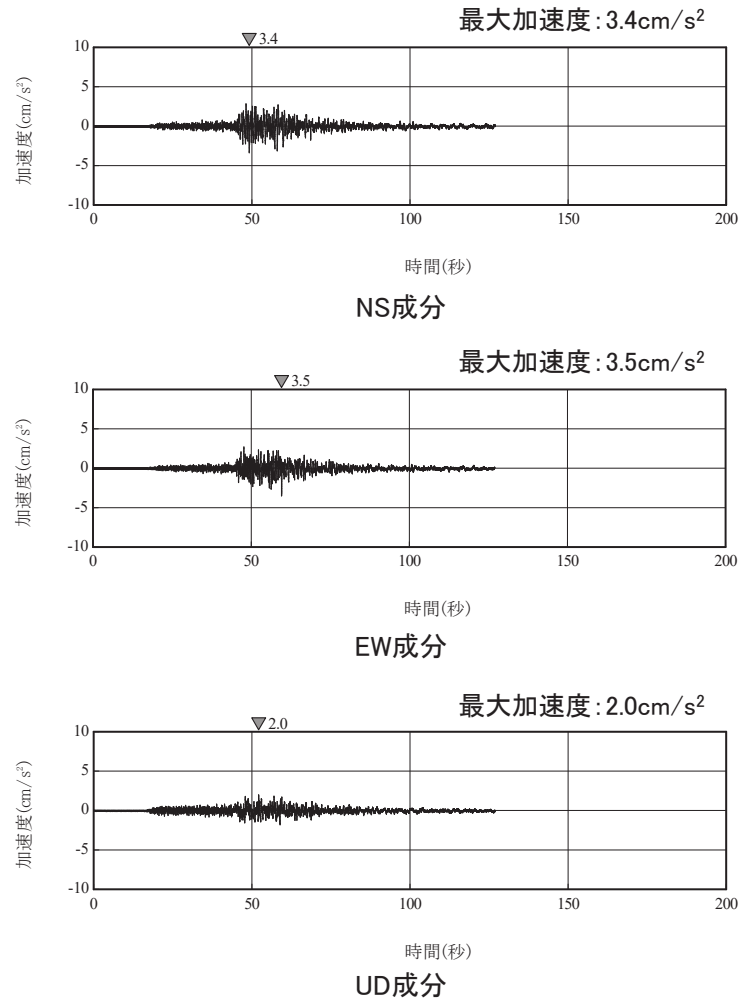
2001年8月14日の地震(M6.4)
H=38km, Δ =90km, X=98km

4.2 検討用地震の地震動評価

(2) 要素地震の選定 2015年5月13日の地震(M6.8)のはぎとり波

- 選定した要素地震の岩盤上部の地震観測点※(TP+2.0m)におけるはぎとり波について、時刻歴波形(加速度)及び応答スペクトルを示す。

※:解放基盤表面での地震動を検討する位置



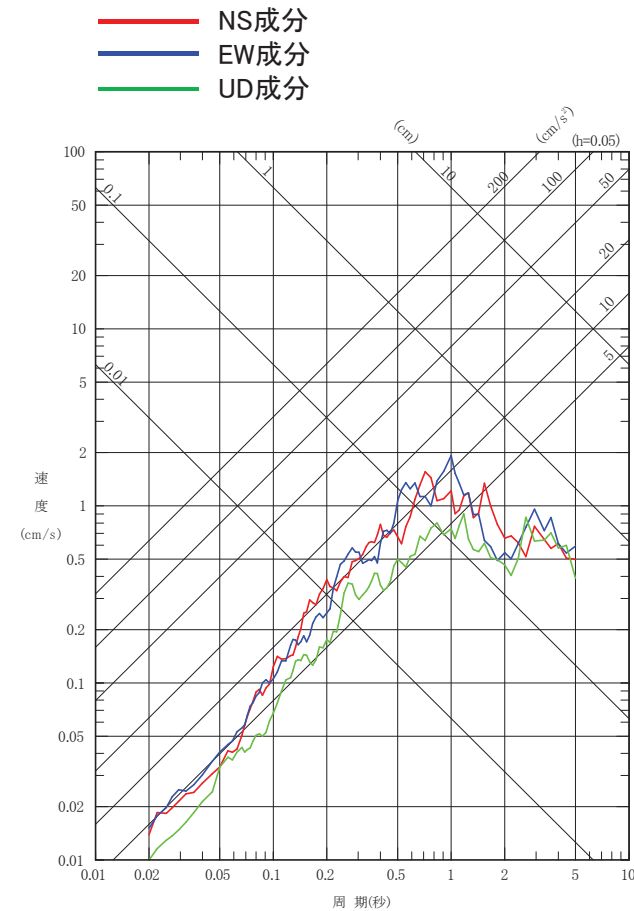
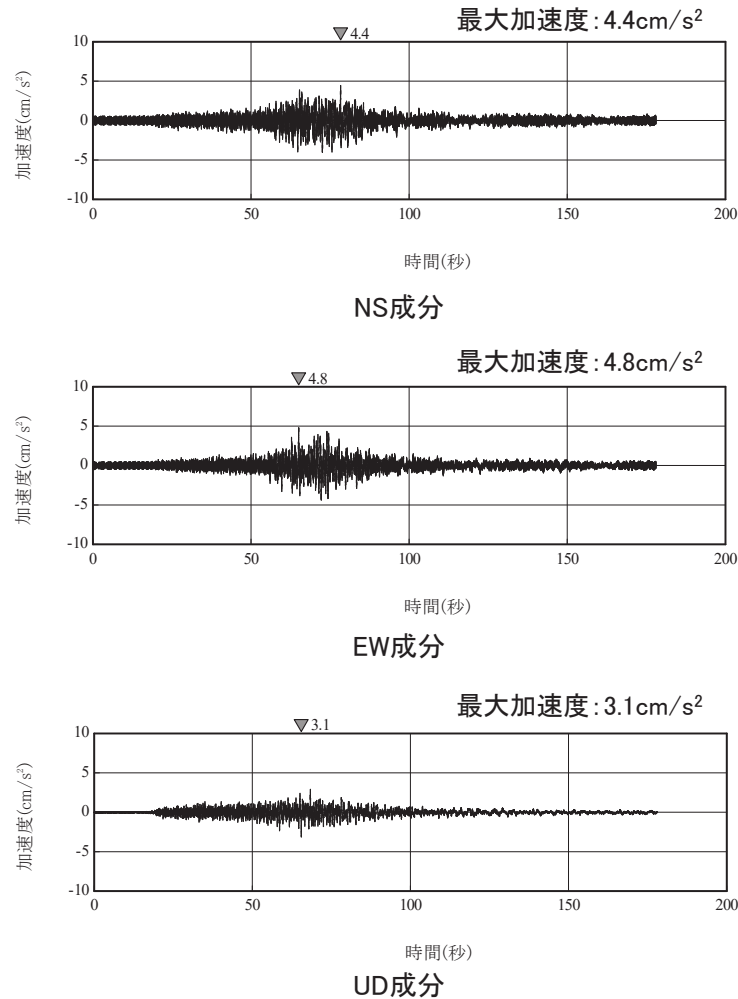
2015年5月13日の地震(M6.8)
H=46km, Δ =266km, X=270km

4. 2 検討用地震の地震動評価

(2) 要素地震の選定 2005年8月16日の地震(M7.2)のはぎとり波

- 選定した要素地震の岩盤上部の地震観測点※(TP+2.0m)におけるはぎとり波について、時刻歴波形(加速度)及び応答スペクトルを示す。

※:解放基盤表面での地震動を検討する位置

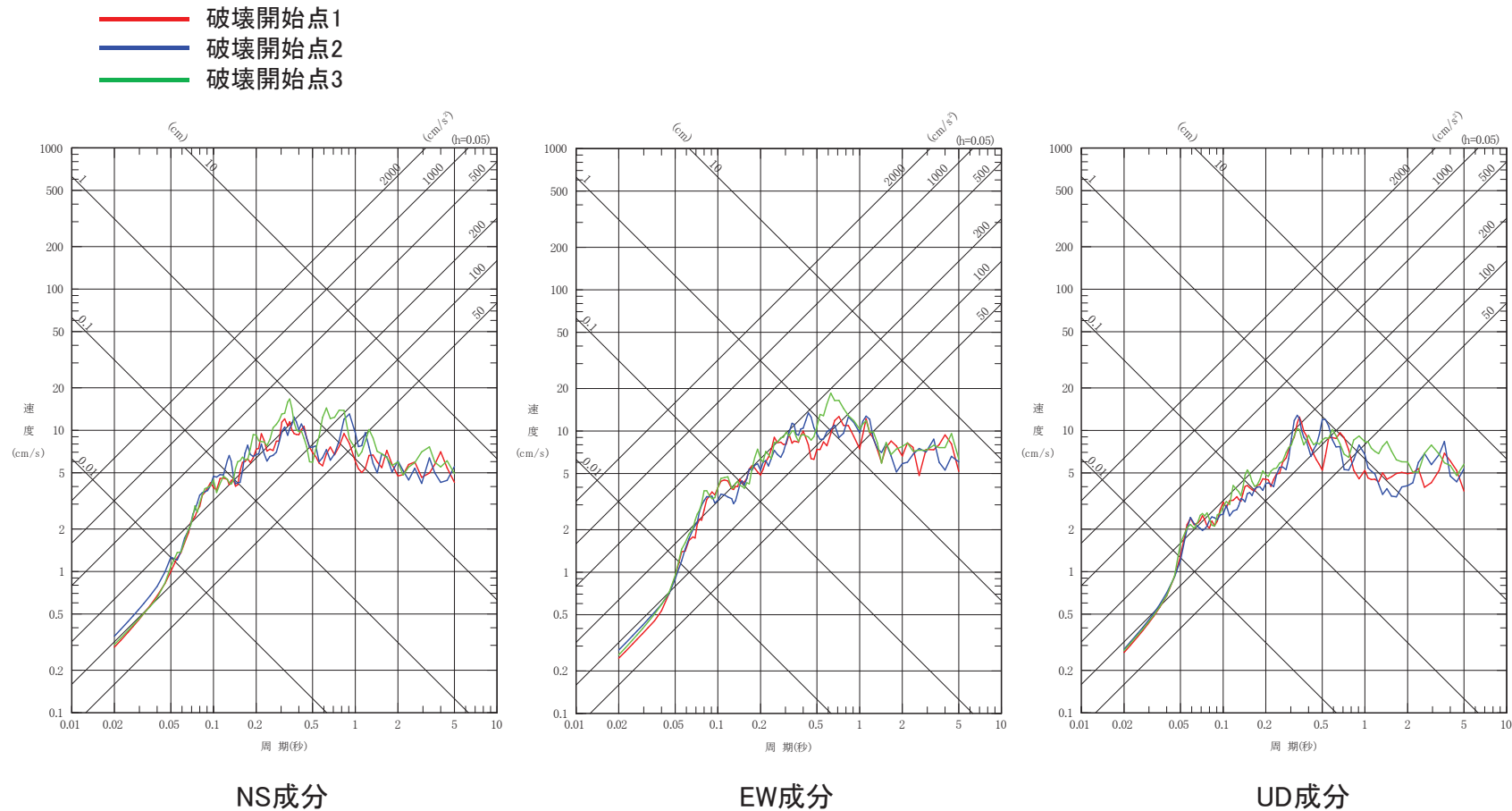


2005年8月16日の地震(M7.2)
H=42km, Δ=346km, X=348km

4. 2 検討用地震の地震動評価

(3) 地震動評価結果① 基本ケース, EGFによる応答スペクトル

- 基本ケースについて、断層モデルによる手法を用いた地震動評価結果を示す。なお、敷地前面の三陸沖北部(青森県東方沖・岩手県沖北部)のSMGA1の影響が最も大きい(補足説明資料3章 p.11, 12参照)。

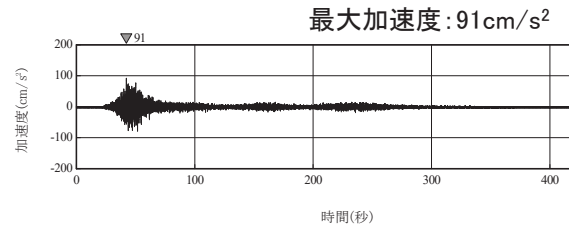


基本ケースの応答スペクトル(PN基準)

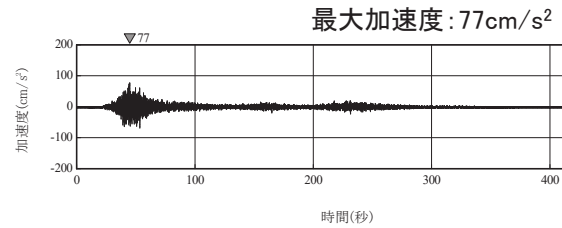
4.2 検討用地震の地震動評価

(3) 地震動評価結果① 基本ケース, EGFによる時刻歴波形

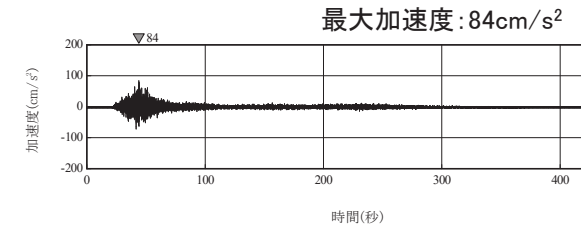
➤ 基本ケースについて、時刻歴波形を示す。



NS成分

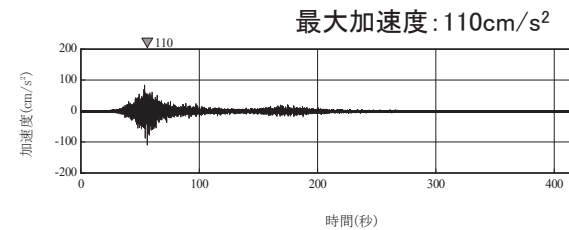


EW成分

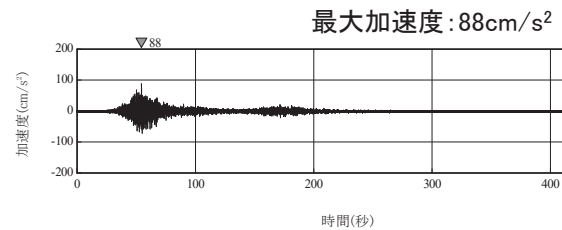


UD成分

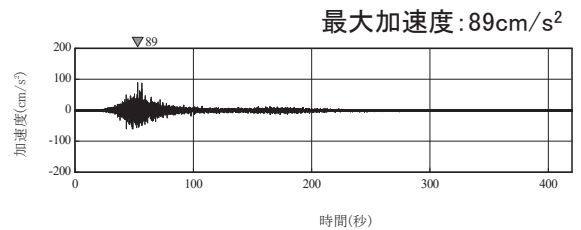
破壊開始点1



NS成分

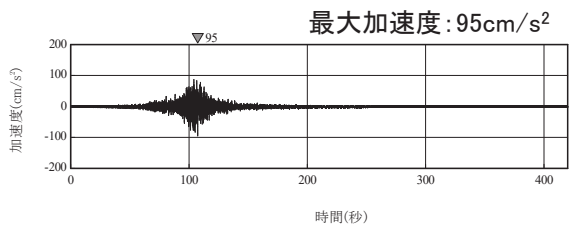


EW成分

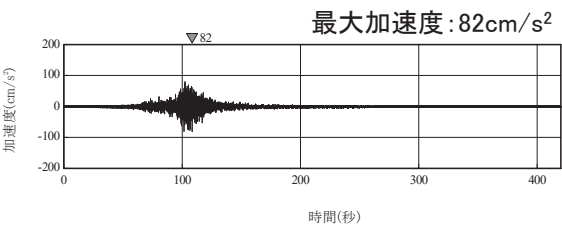


UD成分

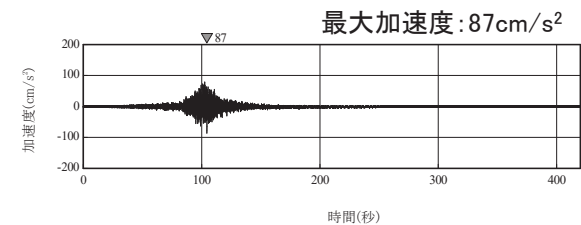
破壊開始点2



NS成分



EW成分



UD成分

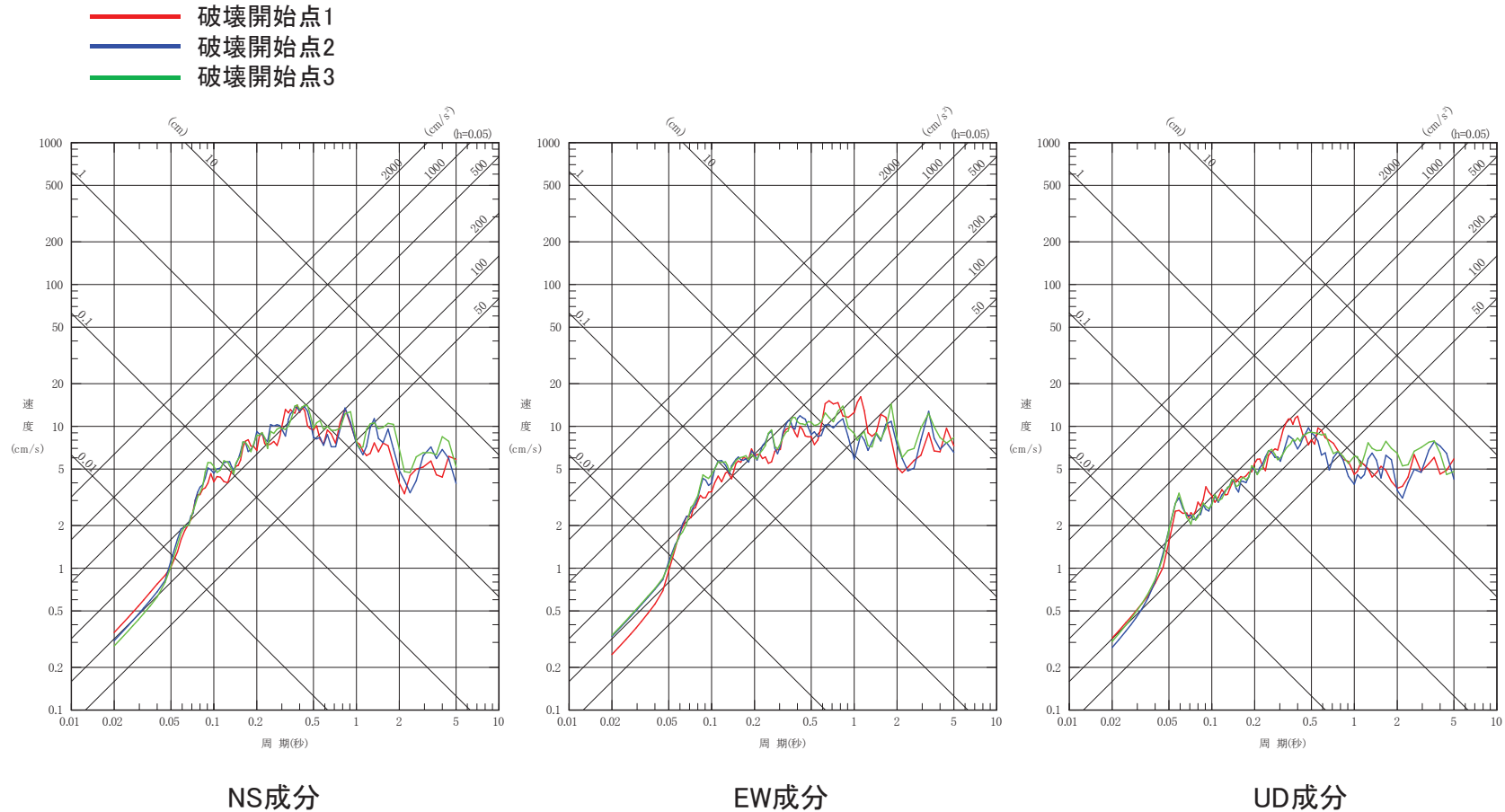
破壊開始点3

基本ケースの時刻歴波形(PN基準)

4. 2 検討用地震の地震動評価

(3) 地震動評価結果② 不確かさケース, EGFによる応答スペクトル

- 不確かさケースについて、断層モデルによる手法を用いた地震動評価結果を示す。

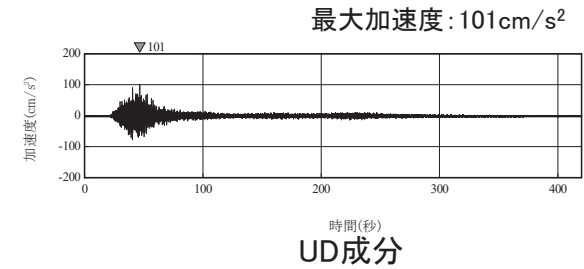
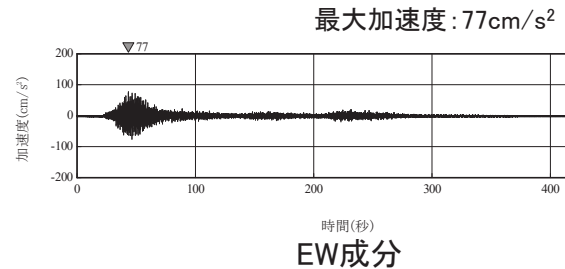
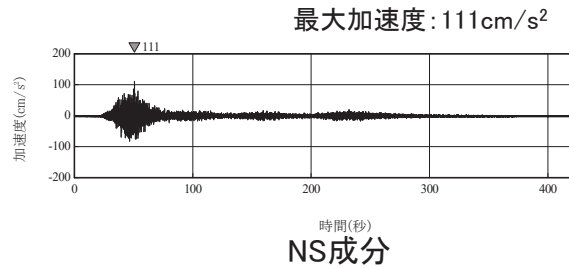


不確かさケースの応答スペクトル(PN基準)

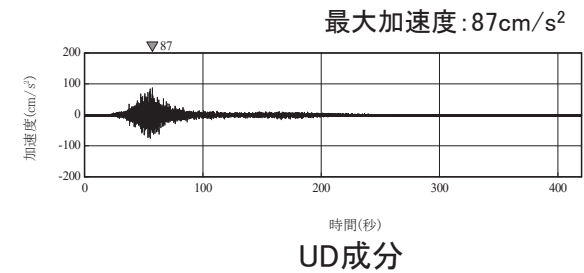
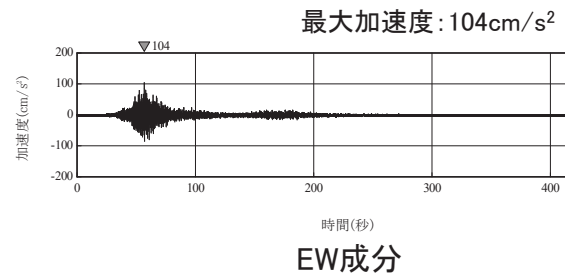
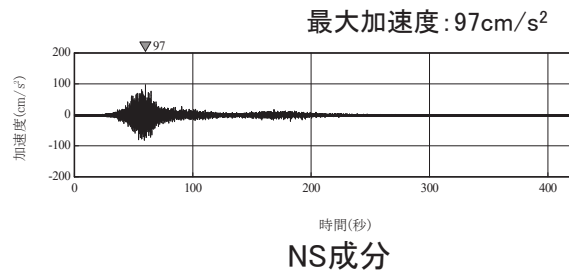
4.2 検討用地震の地震動評価

(3) 地震動評価結果② 不確かさケース, EGFによる時刻歴波形

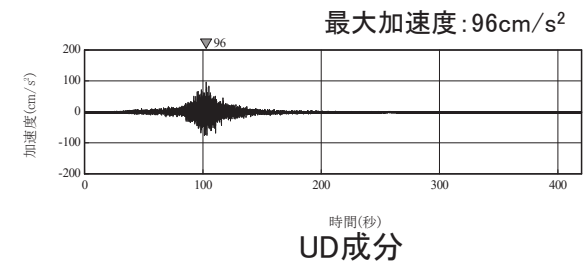
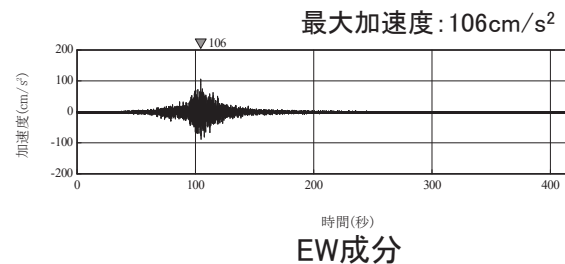
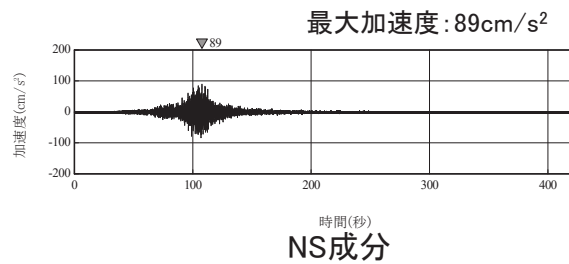
➤ 不確かさケースについて、時刻歴波形を示す。



破壊開始点1



破壊開始点2

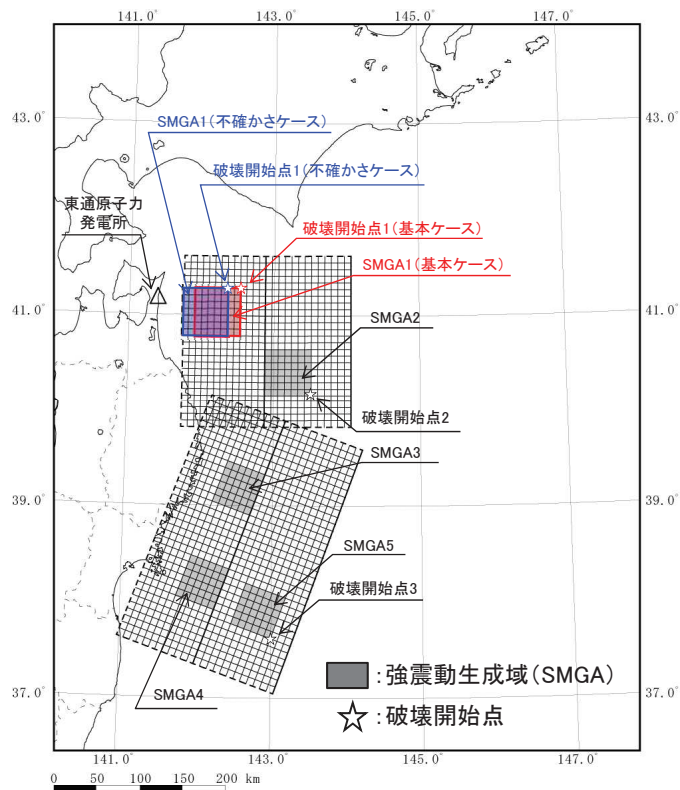


破壊開始点3

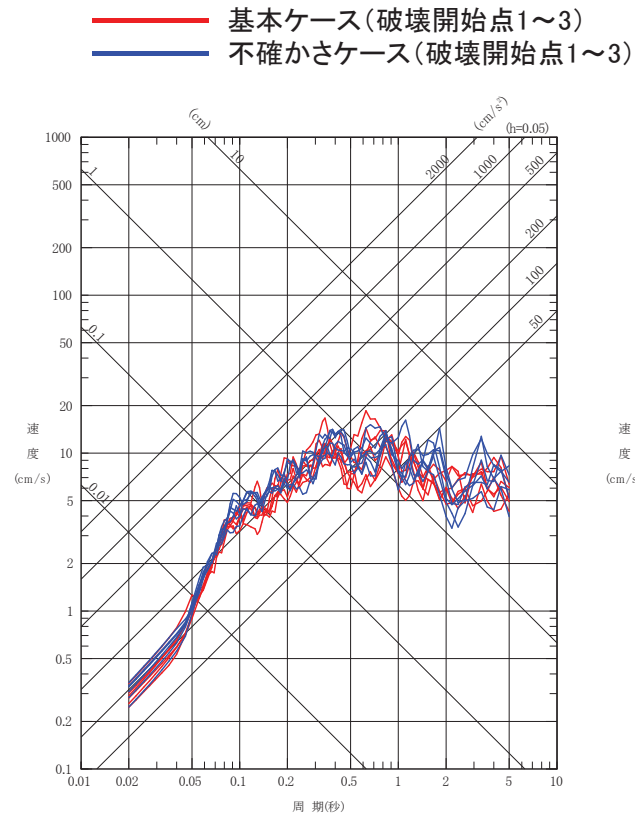
不確かさケースの時刻歴波形(PN基準)

4.3 プレート間地震の地震動評価 まとめ

- 敷地周辺で発生するプレート間地震の特徴を整理し、敷地に対して最も影響の大きい地震として、三陸沖北部（青森県東方沖・岩手県沖北部）のM8程度の地震を包含する領域に「**東北地方太平洋沖型地震(M9)**」を選定した(検討対象地震の想定)。
- 東北地方太平洋沖型地震について、不確かさを考慮した設定を行い、断層モデルを用いた手法(経験的グリーン関数法)による地震動評価を行った(検討用地震の地震動評価)。



検討用地震の震源モデル



水平成分

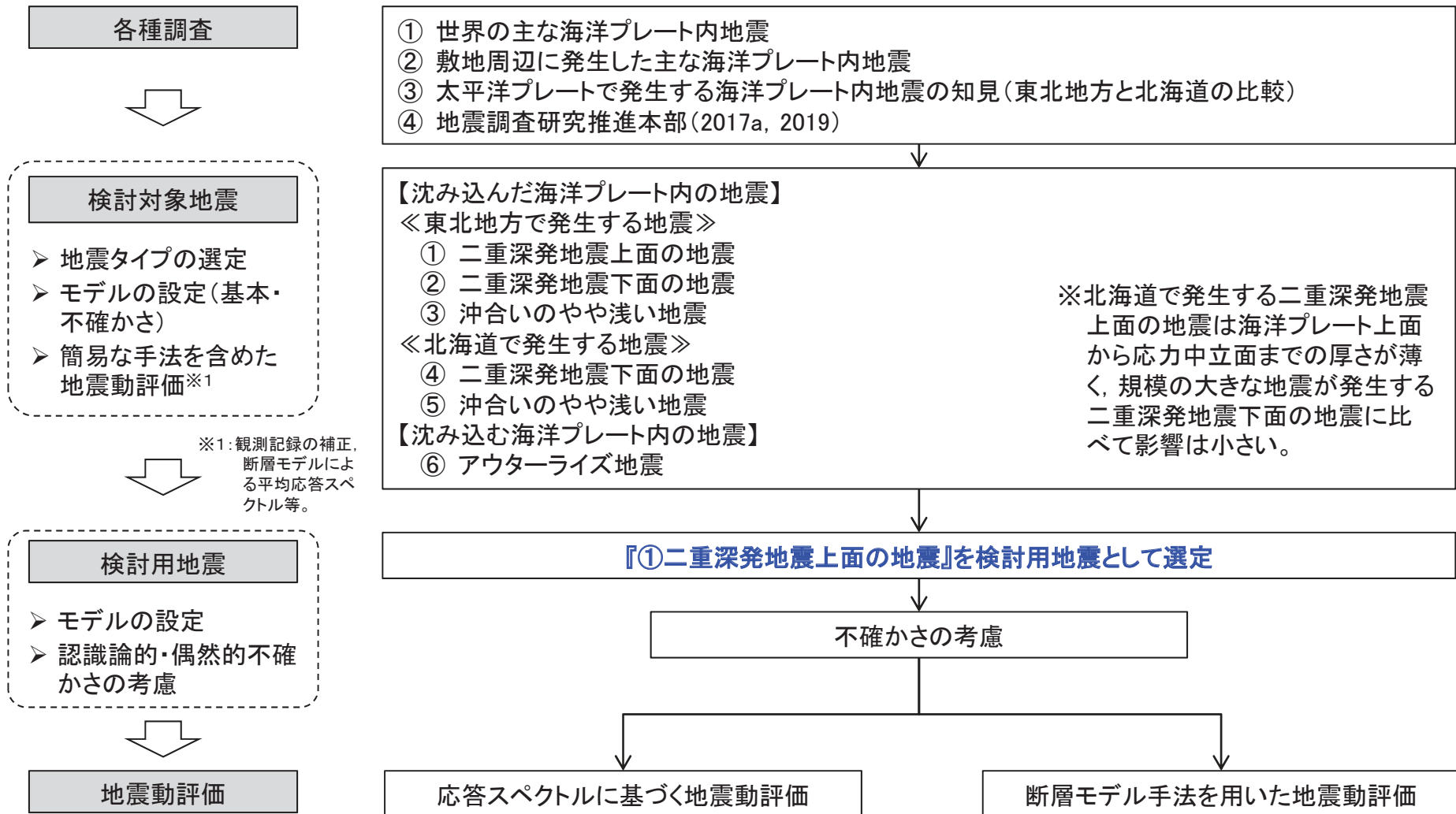
鉛直成分

5. 海洋プレート内地震の発生状況と特徴

- 5. 1 海洋プレート内地震の地震動評価フロー
- 5. 2 世界の主な海洋プレート内地震
- 5. 3 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴
- 5. 4 まとめ

5.1 海洋プレート内地震の地震動評価フロー

➤ 海洋プレート内地震の評価フローを以下に示す。

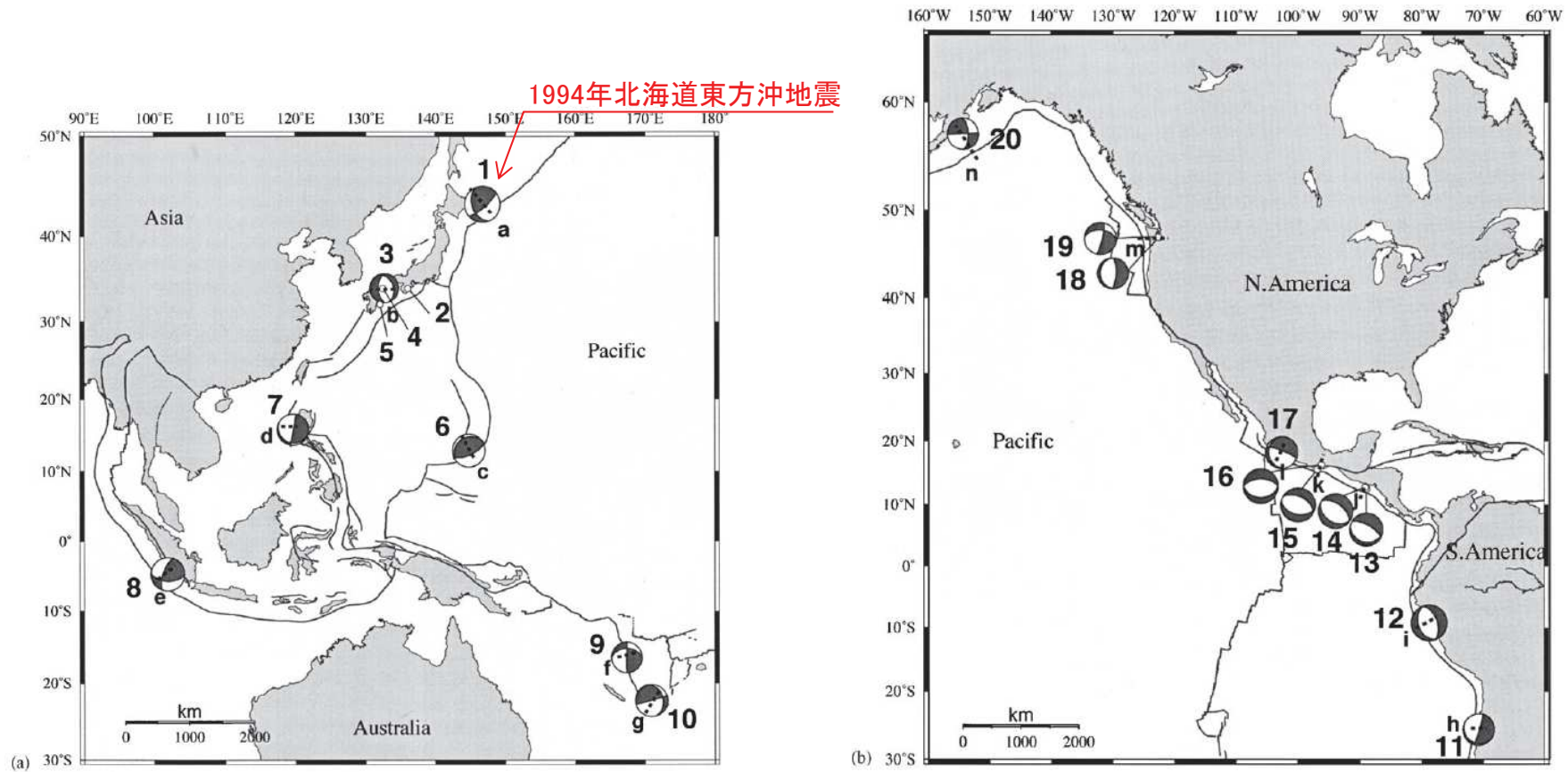


5.2 世界の主な海洋プレート内地震

(1)世界の海洋プレート内地震① 主な地震の分布

【Seno and Yoshida(2004)】

- ハーバードCMTカタログなどから、1977～2001年に発生したMw7.0以上、深さ20～60kmの海洋プレート内地震を抽出し、整理している。
- 地震規模の最大は1994年北海道東方沖地震(M_j8.2)となっている。



規模の大きな浅い海洋プレート内地震の震源メカニズム
 [Seno and Yoshida(2004)一部加筆]

5.2 世界の主な海洋プレート内地震

(1) 世界の海洋プレート内地震② 主な地震の表

【Seno and Yoshida(2004)】

世界的に見た場合, 1994年北海道東方沖地震(M_j 8.2)が海洋プレート内地震として最大規模である。

浅い海洋プレート内地震の一覧[Seno and Yoshida(2004)]一部加筆

Region event	Date	Epicenter		M_w	Depth (km)	Strike/dip/rake			Age (Ma)	Upper plate stress
		$^{\circ}$ N	$^{\circ}$ E			$^{\circ}$	$^{\circ}$	$^{\circ}$		
E. Hokkaido										
1 Hokkaido-toho-oki	4 October 1994	43.42	146.81	8.3	33	158	41	24	123	
Kyushu-SW. Japan										
2 Kii-Yamato ^a	7 March 1899	34.1	136.1	7.0	45				15-30	G
3 Geiyo	24 March 2001	34.13	132.71	6.8	47	181	57	-67		
4 Geiyo ^a	2 June 1905	34.1	132.5	7.2	50					
5 Hyuganda ^a	2 November 1931	32.2	132.1	7.1	40					
S. Mariana										
6 Guam	8 August 1993	12.98	144.80	7.7	45	238	24	82	164	G
Manila										
7 Manila	11 December 1999	15.87	119.64	7.2	35	112	13	-169	22	
Sumatra										
8 Sumatra	4 June 2000	-4.73	101.94	7.8	44	92	55	152	66	
Vanuatu										
9 Vanuatu	13 July 1994	-16.50	167.35	7.1	25	272	42	2	35-52	G
10 Vanuatu	6 July 1981	-22.31	170.90	7.5	58	345	30	-179		
N. Chile										
11 Taltal	23 February 1965	-25.67	-70.79	7.0	60	16	86	-78	48	G
C. Peru										
12 Peru	31 May 1970	-9.18	-78.82	7.9	43	160	37	-90	44	G
El Salvador										
13 El Salvador	19 June 1982	12.65	-88.97	7.3	52	102	25	-106	>37	G
14 El Salvador	13 January 2001	12.97	-89.13	7.7	56	121	35	-95		
Mexico										
15 Oaxaca	30 September 1999	15.70	-96.96	7.4	47	102	42	-103	10-17	G
16 Oaxaca	15 January 1931	16.4	-96.3	7.7	40	90	34	-90		
17 Michoacan	11 January 1997	18.34	-102.58	7.1	40	175	18	-28		
N. Cascadia										
18 Nisqually	28 February 2001	47.14	-122.53	6.8	47	176	17	-96	10	G
19 Olympia ^b	13 April 1949	47.17	-122.62	7.1	54	14	82	-135		
Alaska										
20 Kodiak Island	6 December 1999	57.35	-154.35	7.0	36	357	63	-180	55	G

^a Hypocenters and magnitudes are from Utsu (1982), except for the depths of the 1899 and 1905 events which are estimated in this study. Magnitudes are referring to the Japan Meteorological Agency (JMA) magnitude.

^b Hypocenters and magnitudes are from Baker and Langston (1987).

Hypocenters for other events are from the Harvard University centroid moment tensor catalogue (HCMT), except for the depths by individual studies mentioned in the text. Strike, dip and rake are from HCMT except for the 1993 Guam event: Tanioka et al. (1995), 1965 Taltal event: Malgrange and Madariaga (1983), 1970 Peru event: Abe (1972), 1931 Oaxaca event: Singh et al. (1985), and 1949 Olympia event: Baker and Langston (1987). G abbreviates gradient in the upper plate stresses.

5.2 世界の主な海洋プレート内地震

(1) 世界の海洋プレート内地震③ 島弧の特徴

【Seno and Yamanaka(1998)】

■世界の海洋プレート内地震の特徴

- 世界の海洋プレートと島弧に働く応力の状況、プレートの年代がまとめられている。
- 東北日本弧(N.Honshu), カムチャッカ(Kamchaka)及び千島弧(Kuril)は, 海洋プレート内の応力が中立(Neutral), 背弧の応力が圧縮(Compression)である。
- また, 千島弧(Kuril)と比較して東北日本弧の海洋プレートは古い年代となっている。

海洋プレート及び背弧の応力状態
[Seno and Yamanaka(1998)一部加筆]

Arc	Slab Stress	Back-arc Stress	Slab Age (Ma)	Ref. (slab)	Ref. (arc)
S. Ryukyu	C	T	45	(1)	(2)
Izu-Bonin	C	T	150	(3)	(4)
Tonga	C	T	100	(3)	(5)
Kermadec	C	T	90	(3)	(5)
Kamchatka	N	C	90	(6)	(7)
Kuril	N	C	110	(8)	(9)
N. Honshu	N	C	130	(10)	(11)
E. Aleutians	N	T	53	(12)	(11)
S. Honshu	N	T	20	(13)	(9)
New Britain	N	T	30	(14)	(15)
Philippines	T	C	40	(16)	(16)
Sumatra	T	C	50	(3)	(17)
Peru	T	C	30	(18)	(19)
Chile	T	C	40	(18)	(19)
Mariana	T	T	165	(3)	(20)
Kyushu	T	T	26	(1)	(21)
Aegean	T	T	110	(22)	(23)

Slab stressの凡例は以下の通り。

T: down-dip tension

C: down-dip compression

N: neutral

5.2 世界の主な海洋プレート内地震

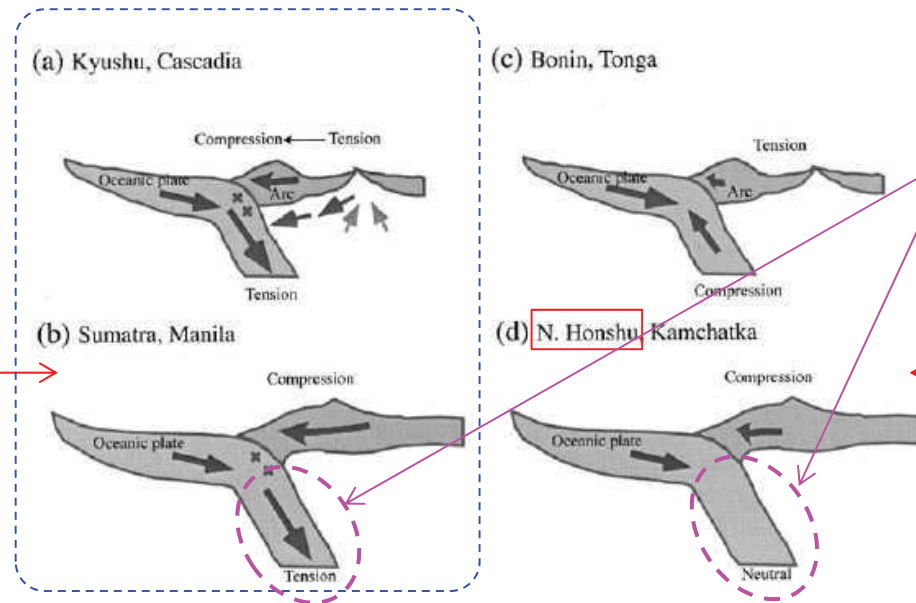
(1) 世界の海洋プレート内地震④ 海洋プレートと島弧の応力の関係

【Seno and Yoshida(2004)】

- 海洋プレートと島弧に働く応力の関係を4つのタイプに分類した。
- 規模の大きい海洋プレート内地震は、海洋プレート内に引張りが作用し、かつ、島弧の応力状態が高いFig12(a),(b)のタイプの地域で発生しているとしている。(Fig12(a),(b)に該当する地域では、1994年北海道東方沖地震(Mw8.3), 1993年グアムの地震(Mw7.7), 2000年スマトラの地震(Mw7.8)等が発生している。)
- 大きな海洋プレート内地震が発生していないFig12(c),(d)のタイプは、海洋プレートに圧縮力が作用している場合か、あるいは、海洋プレート内に中立な応力を持っている場合であるとしている。これらの場合、島弧の圧縮の応力に対しバランスが保たれている。

規模の大きな海洋プレート内地震が発生するタイプ

北海道(千島弧)は(b)に分類されている。
(文献中に、「This case is seen in Sumatra, Manila, and E.Hokkaido.」の記載がある。)



北海道と東北地方では、沈み込んだ海洋プレート内の応力状態に違いが見られる。東北地方には大きな応力は発生していない(Neutral)。

東北日本弧は(d)に分類されている

Fig. 12. Relationships between the slab and arc stresses. The ridge push, slab pull and the fore-arc collision force are balanced (Seno and Yamanaka, 1998). (a) The slab is down-dip tensional and the arc is tensional in the back-arc and compressional in the fore-arc. (b) The slab is down-dip tensional and the arc is compressional. (c) The slab is down-dip compressional and the arc is tensional. (d) The slab is neutral in the stress state and the arc is compressional. In regimes (a) and (b), large shallow intraslab earthquakes tend to occur.

Seno and Yoshida(2004) 一部加筆

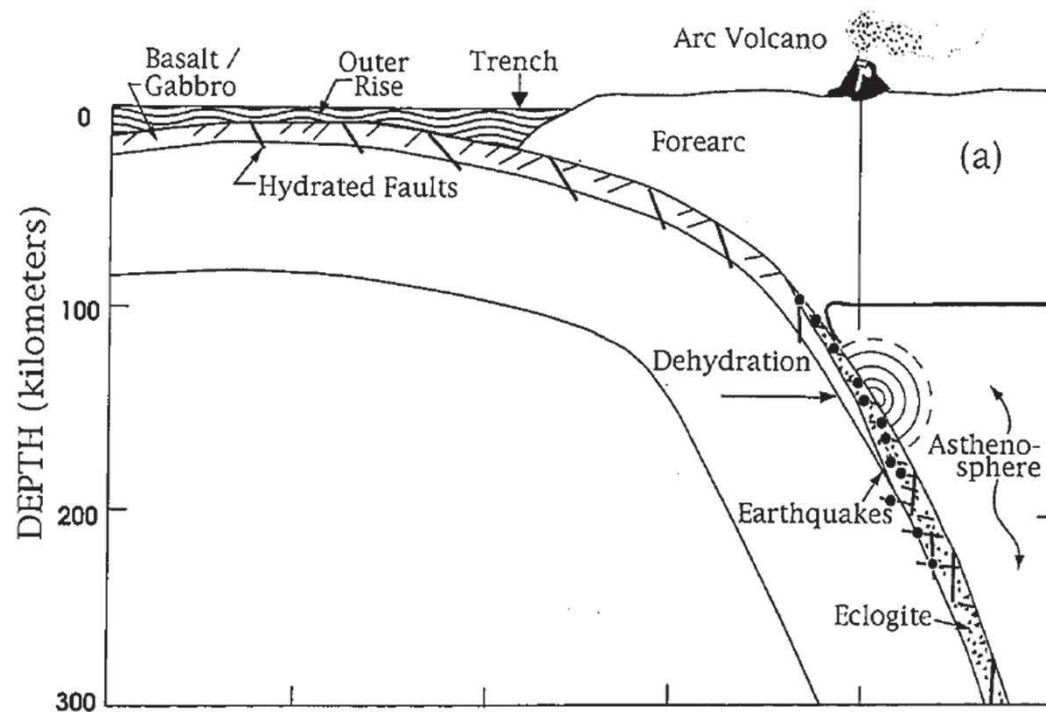
5.2 世界の主な海洋プレート内地震

(2) アウターライズ地震 発生メカニズム

【Kirby et al.(1996)】

■アウターライズ地震の発生メカニズム

- 海洋プレートは、海溝で沈み込む際に下方に曲げられ、そのため海溝付近の海洋プレートの浅い部分で正断層型の地震が発生する。
- この正断層には、陸側と海側に傾斜した両方のタイプがあるが、どちらも傾斜角 60° 程度になる(海洋プレート表面となす角度が 60° 程度)。



海溝－アウターライズにおけるプレートのベンディングによる正断層地震の発生と海洋プレート内地震としての再活動

5. 2 世界の主な海洋プレート内地震 (3)まとめ

1. 沈み込んだ海洋プレート内地震

- 敷地が立地する東北地方(東北日本弧)と北海道(千島弧)には、同じ太平洋プレートが沈み込んでいる。それぞれの地域では、地震発生の最大深さや海洋プレートの収束速度に類似性が見られるものの、地震面の傾角及びカップリングに差異が認められる。(補足説明資料4章参照)
- 世界的に見た場合、沈み込んだ海洋プレート内地震の最大規模は1994年北海道東方沖地震(M8.2)である。
- 東北地方と北海道では、海洋プレート内部及び島弧側の応力状態に違いがみられる。北海道(千島弧)は規模の大きな海洋プレート内地震が発生する地域に区分されるのに対し、東北地方(東北日本弧)は規模の大きな海洋プレート内地震が発生しない地域に区分される。
- 沈み込んだ海洋プレート内地震は、アウターライズで生じた正断層の再活動と考えられる。

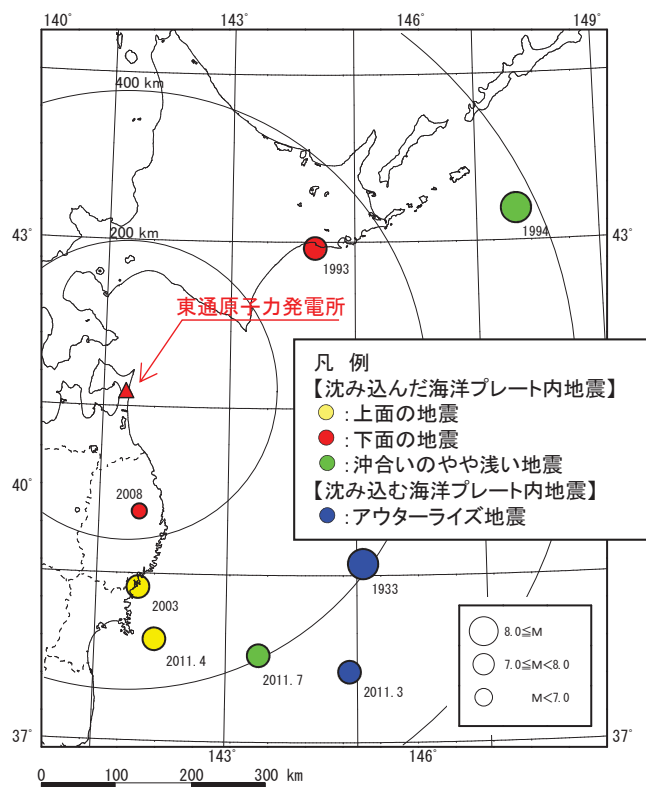
2. 沈み込む海洋プレート内地震(アウターライズ地震)

- 海洋プレートが海溝から沈み込む際に正断層が発生する。
- これまで知られている正断層のアウターライズ地震の最大規模は、東北地方の海溝東側で発生した1933年三陸沖の地震(M8.1)である。津波による被害が発生したが、地震による被害は少なかった。(補足説明資料4章参照)

5.3 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴

(1) 敷地周辺の主な海洋プレート内地震

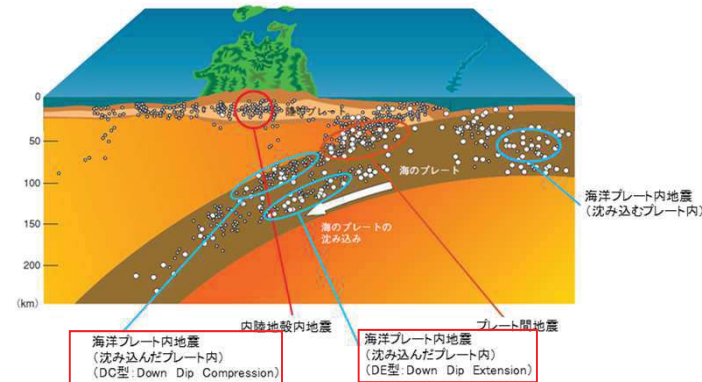
- 東北地方から北海道では、海溝から陸側に向かって沈み込んだ海洋プレート内で発生する地震は、二重深発地震を形成している。
- 東北地方(東北日本弧)では、下面に比べて上面(DC型)の活動が活発で、上面で発生した地震の最大規模は2011年4月7日宮城県沖の地震(M7.2)(以下、「4.7地震」と記載。)である。一方、下面(DE型)ではM7を超える地震は発生しておらず、その最大規模は2008年岩手県沿岸北部の地震(M6.8)である。沖合のやや浅い地震としては2011年7月10日三陸沖の地震(M7.3)が最大である。
- 北海道(千島弧)では上面に比べ下面(DE型)の活動が活発で、最大規模としては1993年釧路沖地震(M7.5)がある。また、沖合のやや浅い地震として、1994年北海道東方沖地震(M8.2)がある。



主な海洋プレート内地震の震央分布
※地震諸元: 気象庁による

敷地周辺の主な海洋プレート内地震

発生タイプ		東北地方(東北日本弧)	北海道(千島弧)
海洋プレート沈み込んだ地震	二重深発地震 上面の地震(DC型)	2003年宮城県沖の地震(M7.1) 2011年4月7日宮城県沖の地震(M7.2)	(規模の大きな地震は知られていない)
	二重深発地震 下面の地震(DE型)	2008年岩手県沿岸北部の地震(M6.8)	1993年釧路沖地震(M7.5)
	沖合のやや浅い地震	2011年7月10日三陸沖の地震(M7.3)	1994年北海道東方沖地震(M8.2)
沈み込む海洋プレート内地震 (アウターライズ地震)		1933年三陸沖の地震(M8.1) 2011年3月11日三陸沖の地震(M7.5)	(規模の大きな地震は知られていない)



地震発生のタイプ別の模式図
[地震調査研究推進本部(2017b)に一部加筆]

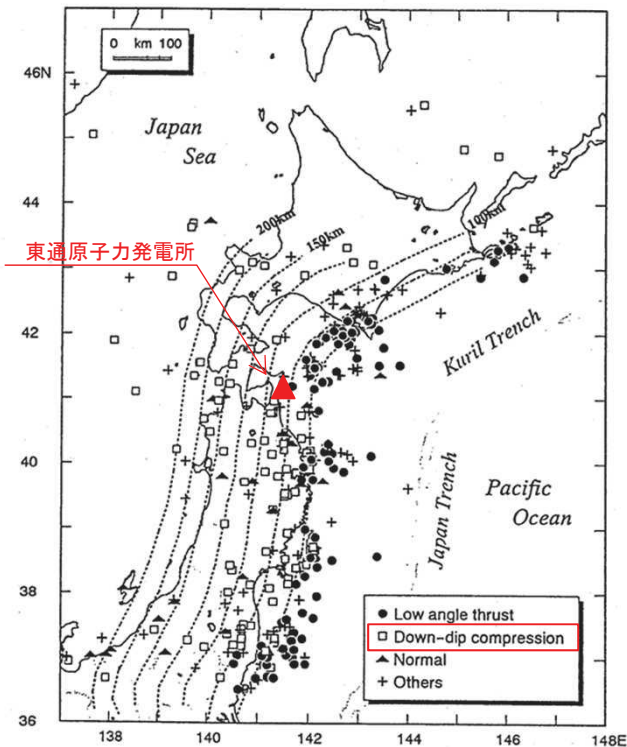
5.3 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴

(2) 太平洋プレートで発生する海洋プレート内地震

【Kosuga et al.(1996)】では、東北地方と北海道では二重深発地震の上面及び下面の活動に違いがあることを示している。

【Kosuga et al.(1996)】

- ◆ 東北地方では、海洋プレート上面で発生するDown-dip compressionの地震が優勢である。
- ◆ 北海道では海洋プレート下面で発生するDown-dip extensionの地震が優勢である。



二重深発地震上面の地震

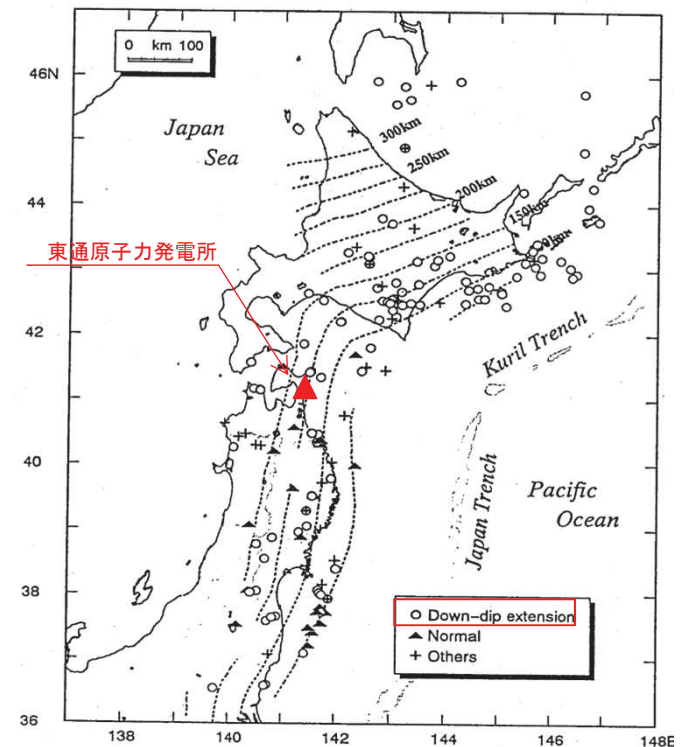


Fig. 6 (continued).

二重深発地震下面の地震

Kosuga et al.(1996)に一部加筆

5.3 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴 (2) 太平洋プレートで発生する海洋プレート内地震

【Kita et al.(2010)】では、東北地方、北海道における海洋プレート内地震の上面及び下面の発生状況の特徴を示している。

【Kita et al.(2010)】

- ◆ 震源深さ分布より、海洋プレート内地震の多くは、二重深発地震の上面及び下面で発生している。
- ◆ また、上面と下面の間の領域(面間)にも地震の発生が見られる。

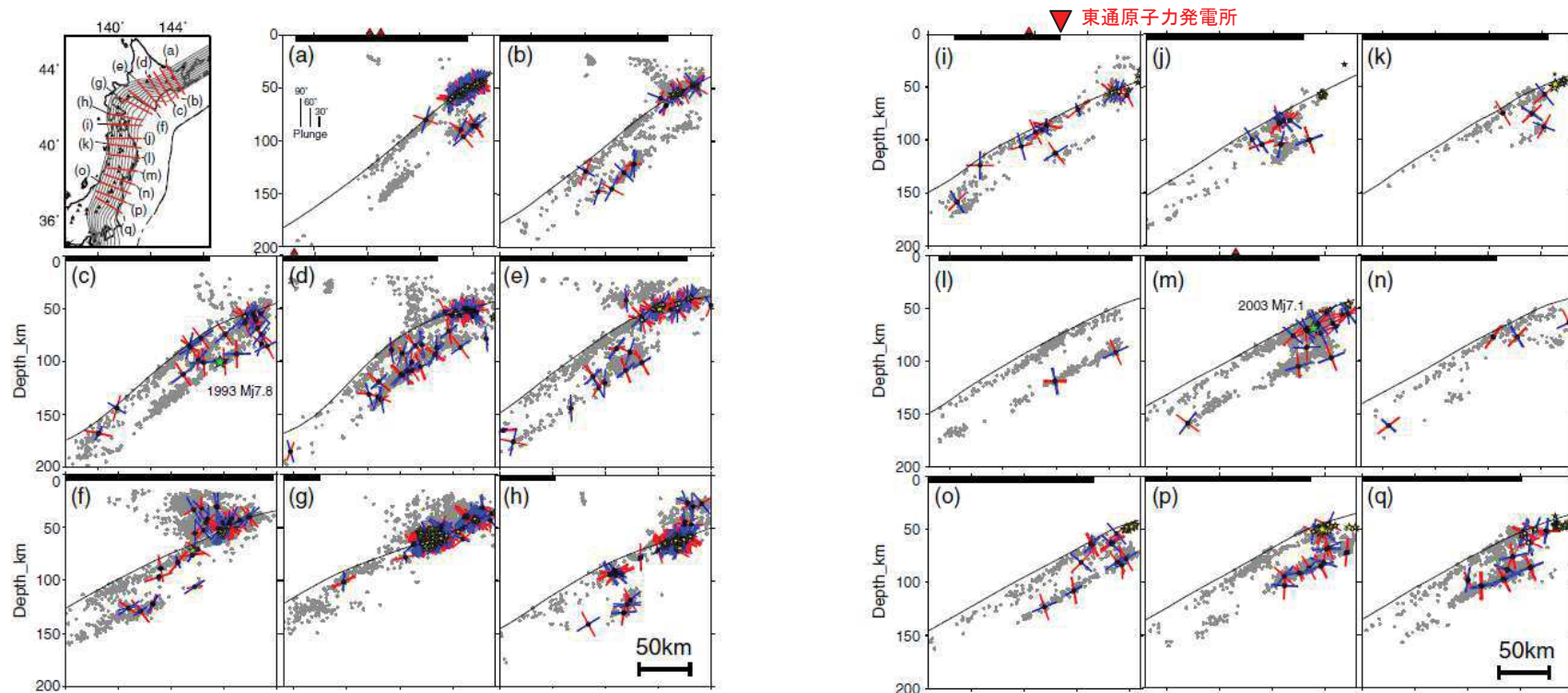


Fig. 2 (continued).

●: 各断面から10km以内で発生した地震, 青線:T軸, 赤線:P軸, ☆: 繰返し地震, ●: プレート境界で発生した低角逆断層地震, 黒線: プレート上面

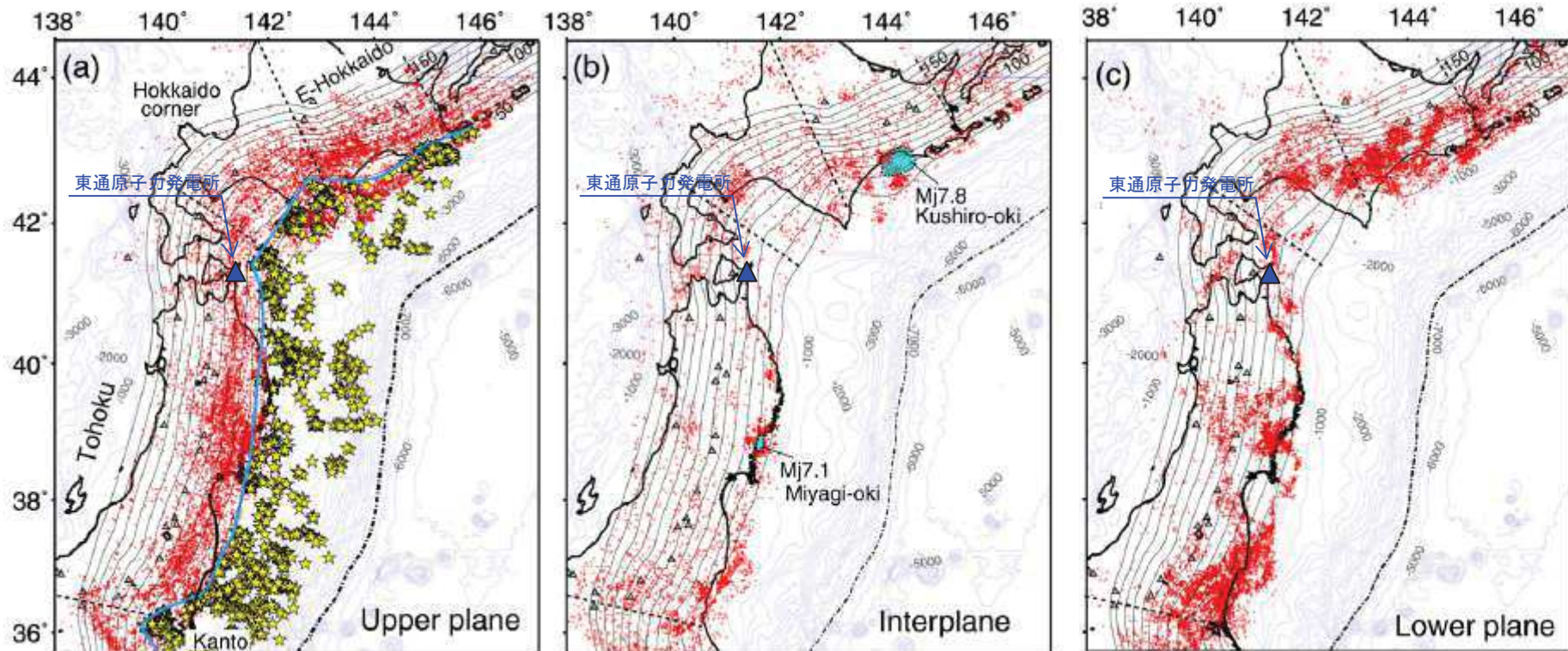
震源の島弧横断鉛直断面(一部加筆)

5.3 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴 (2) 太平洋プレートで発生する海洋プレート内地震

【Kita et al.(2010)】では、特に下面の地震の発生状況には非一様性が認められることを指摘している。

【Kita et al.(2010)】

- ◆ 上面の地震は、前弧側にやや多いものの、全域にわたって空間的にほぼ一様に分布する。
- ◆ それに対し下面の地震は、空間的に非一様に分布し、北海道東部、東北中央部、東北南東部にみられる。千島弧と東北日本弧の会合部では、深さ120km以浅の下面の地震活動は非常に低い。
- ◆ 面間地震は、下面の地震が発生する地域にみられる。東北北部(北緯40~41度)ではほとんど活動が見られない。



- : 海洋プレート内地震の震源, ▲: 活火山, 黒線: プレート上面の等深線, 青太線: プレート間地震の西縁, 青細線: 500m毎の海底等深線, ★: 繰返し地震,
- : 低角逆断層地震, 青網掛: 1993年釧路沖地震及び2003年宮城県沖の地震の余震範囲

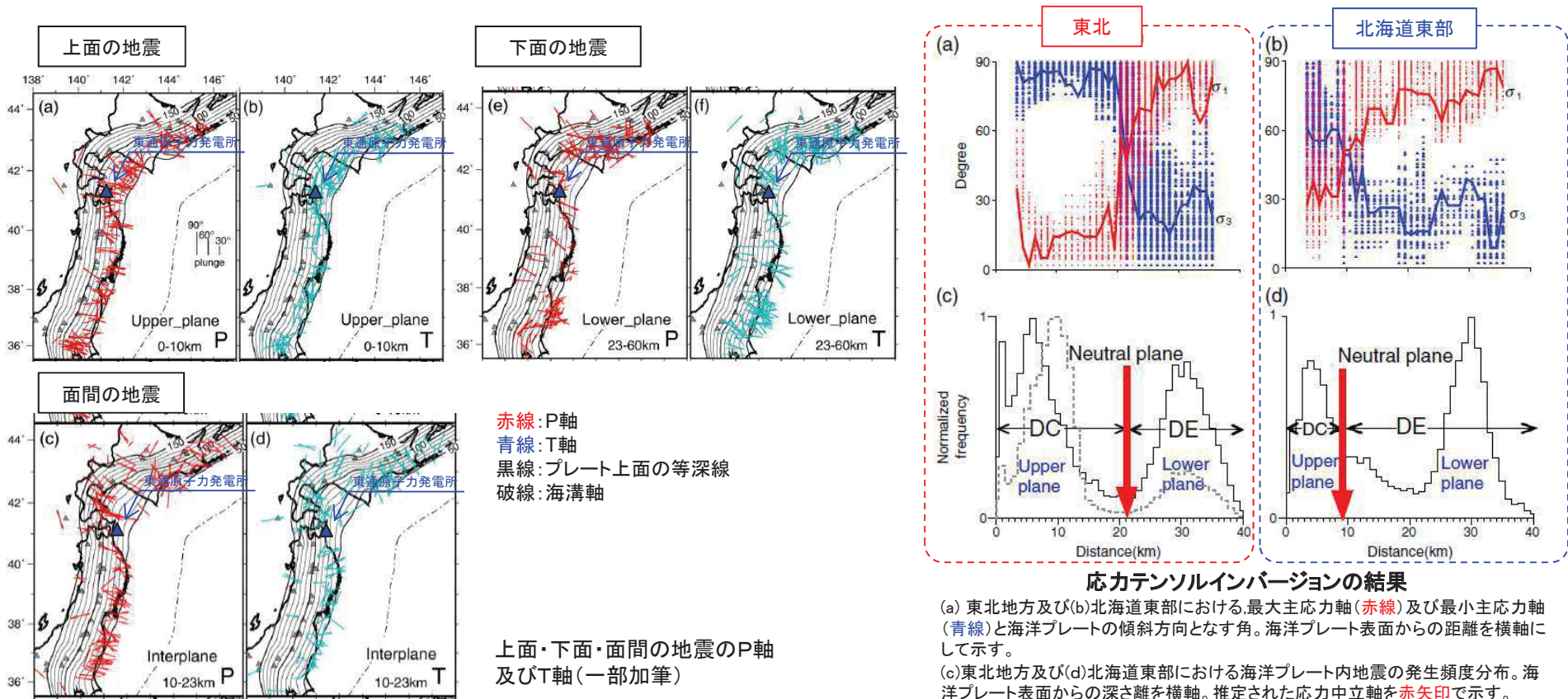
(a)上面, (b)面間, (c)下面の地震の震央分布(一部加筆)

5.3 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴 (2) 太平洋プレートで発生する海洋プレート内地震

【Kita et al.(2010)】を踏まえると、DEの応力場が広い北海道では、東北地方に比べて規模の大きな地震が発生する可能性があると考えられる。

【Kita et al.(2010)】

- ◆ 東北地方も北海道も、上面の地震活動はP軸(DC型)が卓越、下面の地震はT軸(DE型)が卓越する傾向がある。ただし、北海道東部では、上面の地震活動は、東北地方と比べて顕著ではない。
- ◆ 面間地震は、東北地方ではP軸(DC型)が、北海道東部でT軸(DE型)が卓越する傾向がある。
- ◆ 応力中立面の位置は、東北地方では海洋プレート上面から深さ21km付近、北海道東部では海洋プレート上面から深さ9km付近である。

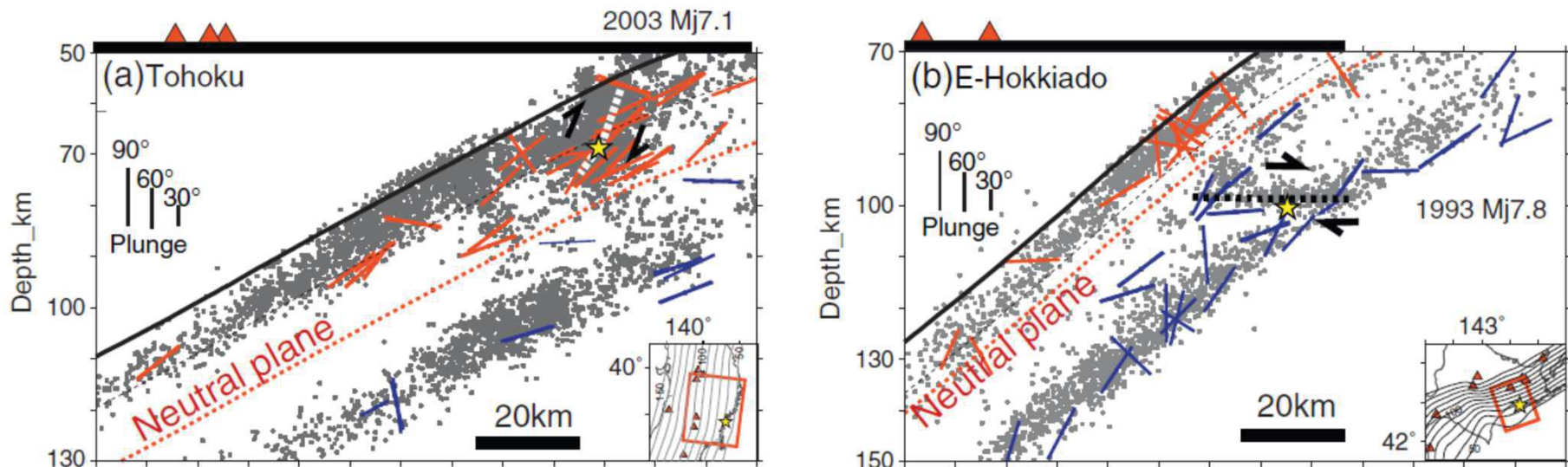


5.3 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴 (2) 太平洋プレートで発生する海洋プレート内地震

【Kita et al.(2010)】では、DC型、DE型ともその破壊は応力中立面を超えて広がっていないことを指摘している。

【Kita et al.(2010)】

- ◆ 2003年宮城県沖の地震(M7.1)及び1993年釧路沖地震(M7.5)のどちらも、その破壊は応力中立面付近にまで達するものの、それを超えては広がっていない。



●:地震, 黒線:プレート境界面, 黒点線:モホ面, 赤点線:応力中立面, 青線:T軸, 赤線:P軸
白太点線:2003年宮城県沖の地震の断層面, 黒太点線:1993年釧路沖地震の断層面, ★:破壊開始点

規模の大きな海洋プレート内地震と応力中立面
〔DC型(2003年宮城県沖の地震)及びDE型(1993年釧路沖地震)〕

5.3 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴

(2) 太平洋プレートで発生する海洋プレート内地震 応力中立面が異なる原因

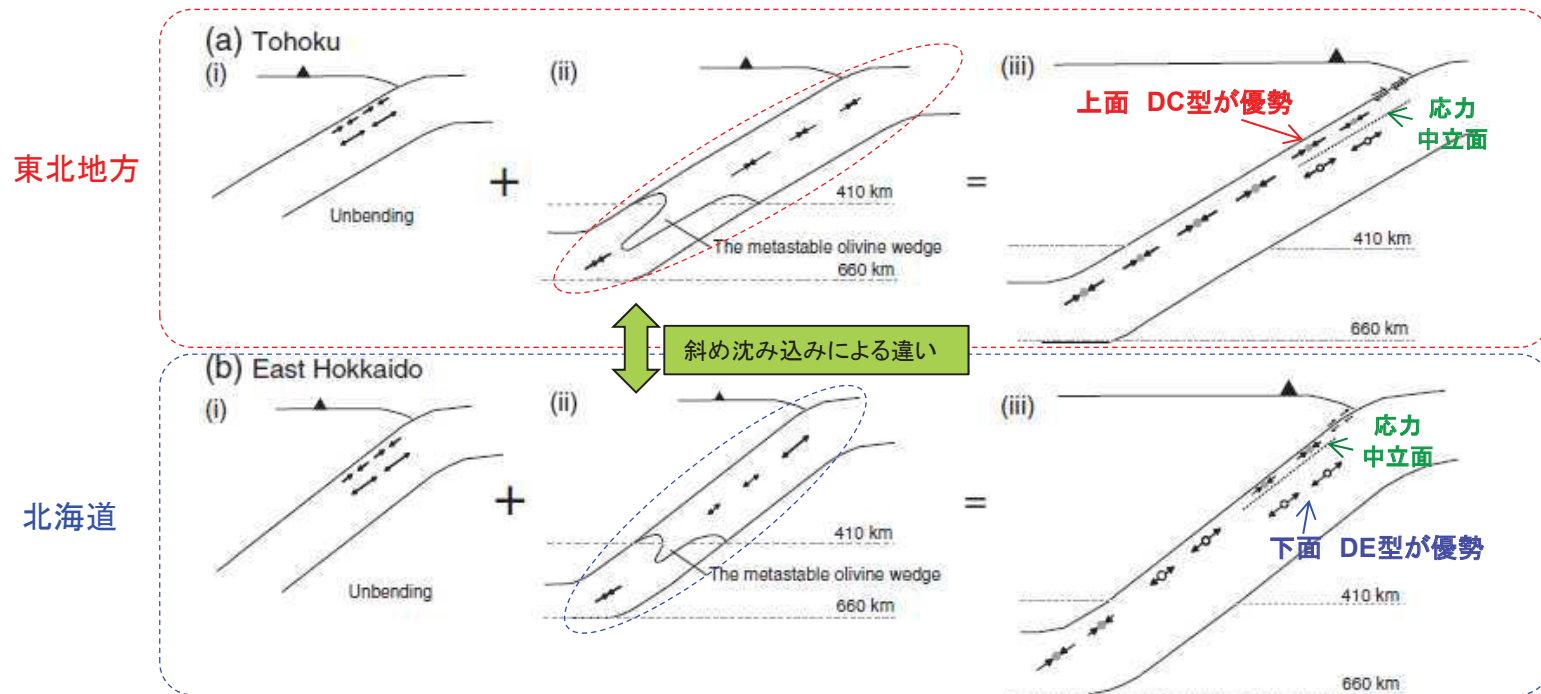
【Kita et al.(2010)】では、東北地方と北海道の海洋プレート内地震の発生様式の特徴が違う原因として、北海道における太平洋プレートの斜め沈み込みを指摘している。

【Kita et al.(2010)】

- ◆ Unbendingによる応力は、東北地方と北海道に違いはないが、浮力※¹による応力に違いがあることから、二種類の応力の重ね合わせで、応力中立面の位置に違いが現れると推定される。
- ◆ 応力中立面の位置が異なる原因は、北海道下で太平洋プレートが斜め沈み込みをしていることによる熱パラメータ※²の値に違いがあると推定される。

※1: 準安定オリビン相が410km不連続面を超えて深くまで及ぶと、周囲のマントルより密度が小さいため浮力が働く。

※2: 鉛直方向のプレートの沈み込み速度とプレート年令をかけたもので、それが大きいほど沈み込んだ海洋プレート、すなわちスラブの中心部の温度が低いことに対応する。



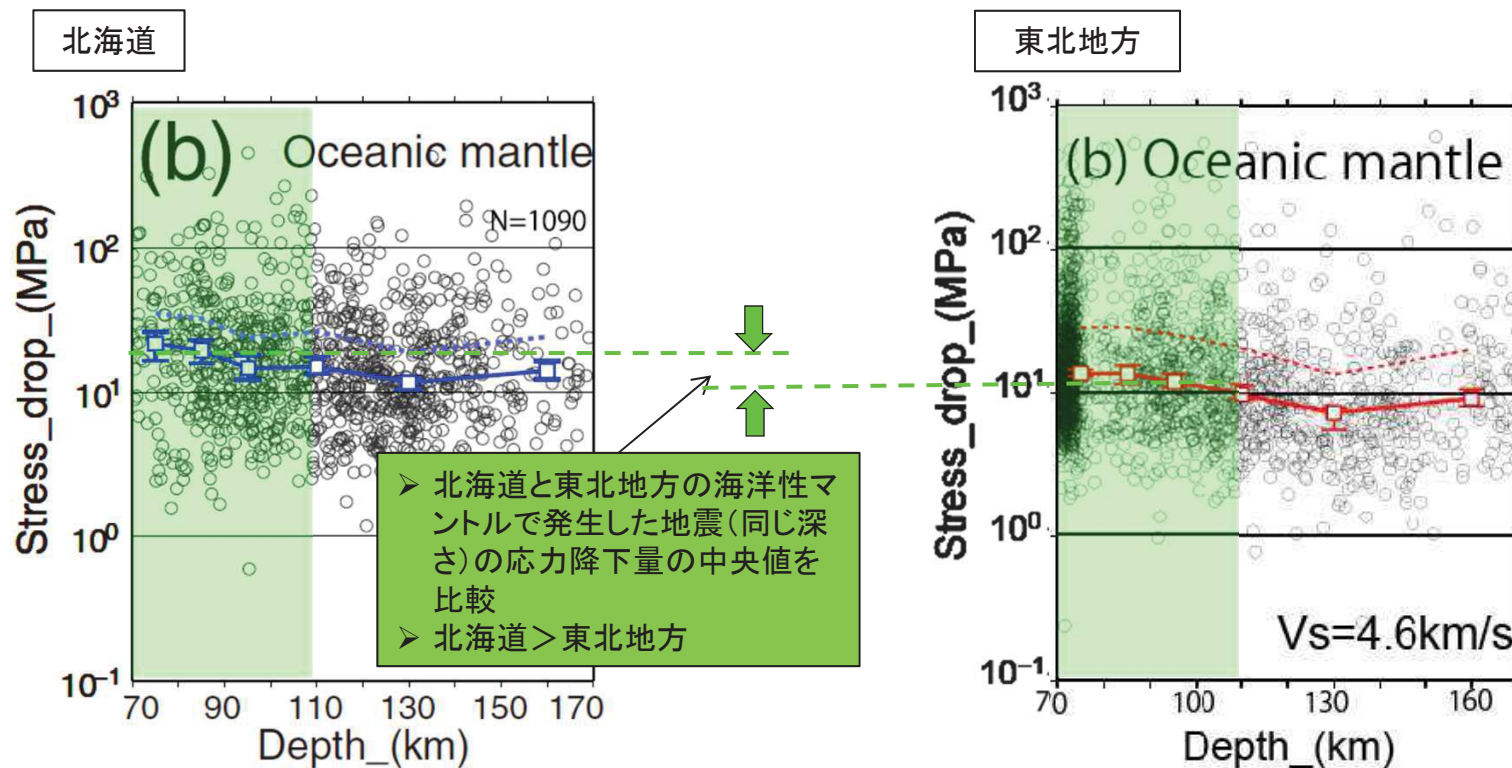
応力中立面位置の違いの原因〔Kita et al.(2010)に一部加筆〕

5.3 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴

(2) 太平洋プレートで発生する海洋プレート内地震 応力降下量の違い

北海道下で発生した1726個の海洋プレート内地震($2.0 < M < 5.0$)の応力降下量[Kita and Katsumata(2015)], 東北地方下で発生した2000個の海洋プレート内地震($2.0 < M < 5.0$)の応力降下量[北(2016)]の比較から以下の傾向が確認される。

- ① 北海道と東北地方の海洋プレート内地震の応力降下量の中央値には違いが見られる。
- ② 東北地方に比べて北海道の海洋プレート内地震の応力降下量は大きい傾向がある。



北海道の海洋プレート内地震の応力降下量
[Kita and Katsumata(2015)一部加筆]

東北日本の海洋プレート内地震の応力降下量
[北(2016)一部加筆]

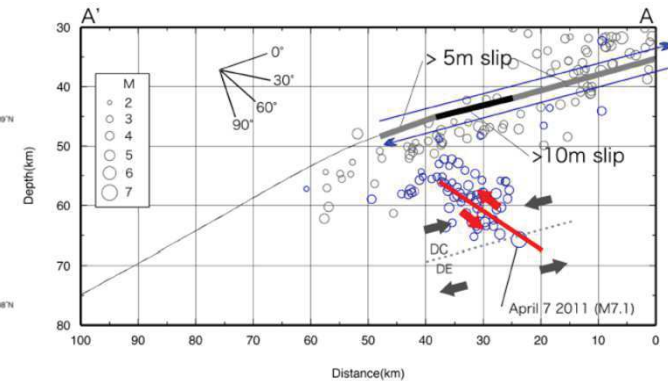
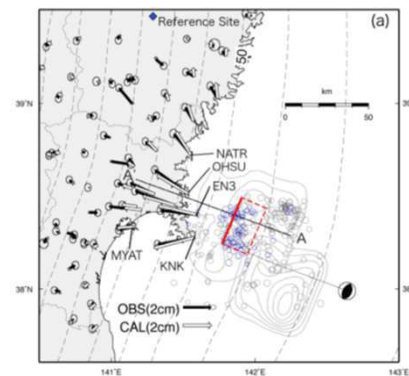
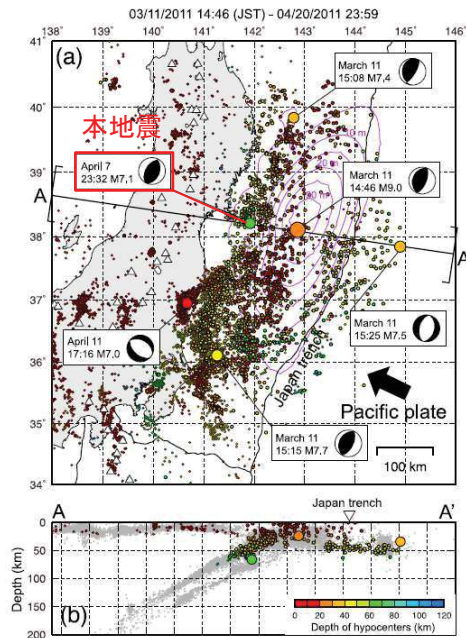
5.3 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴

(3) 二重深発地震上面の地震

【Nakajima et al.(2011)】では、4.7地震(M7.2)のメカニズム解等について整理している。4.7地震(M7.2)は、東北地方で発生した二重深発地震上面の地震(DC型)としては、最大規模の地震である。

【Nakajima et al.(2011)】

- ◆ 2011年4月7日に発生したM7.1(注:気象庁の確定値はM7.2)の宮城県沖地震(左図中の緑丸)は、メカニズム解と余震分布から、太平洋プレート内の二重深発地震の上面から面間にかけて広がる海側に傾斜した断層面を持つ海洋プレート内地震である。
- ◆ 上面の地震に特徴的なP軸が、プレートの傾斜方向に向くDown-dip compression型のメカニズム解を持つ。
- ◆ プレート境界に沿う本震の大きなすべりに伴ってせん断応力が増加したために、誘発されて発生したと推定される。



4.7地震の断層面〔Ohta et al.(2011)〕

2011年東北地方太平洋沖地震の本震・余震・誘発地震の震源分布

〔Nakajima et al.(2011)一部加筆〕

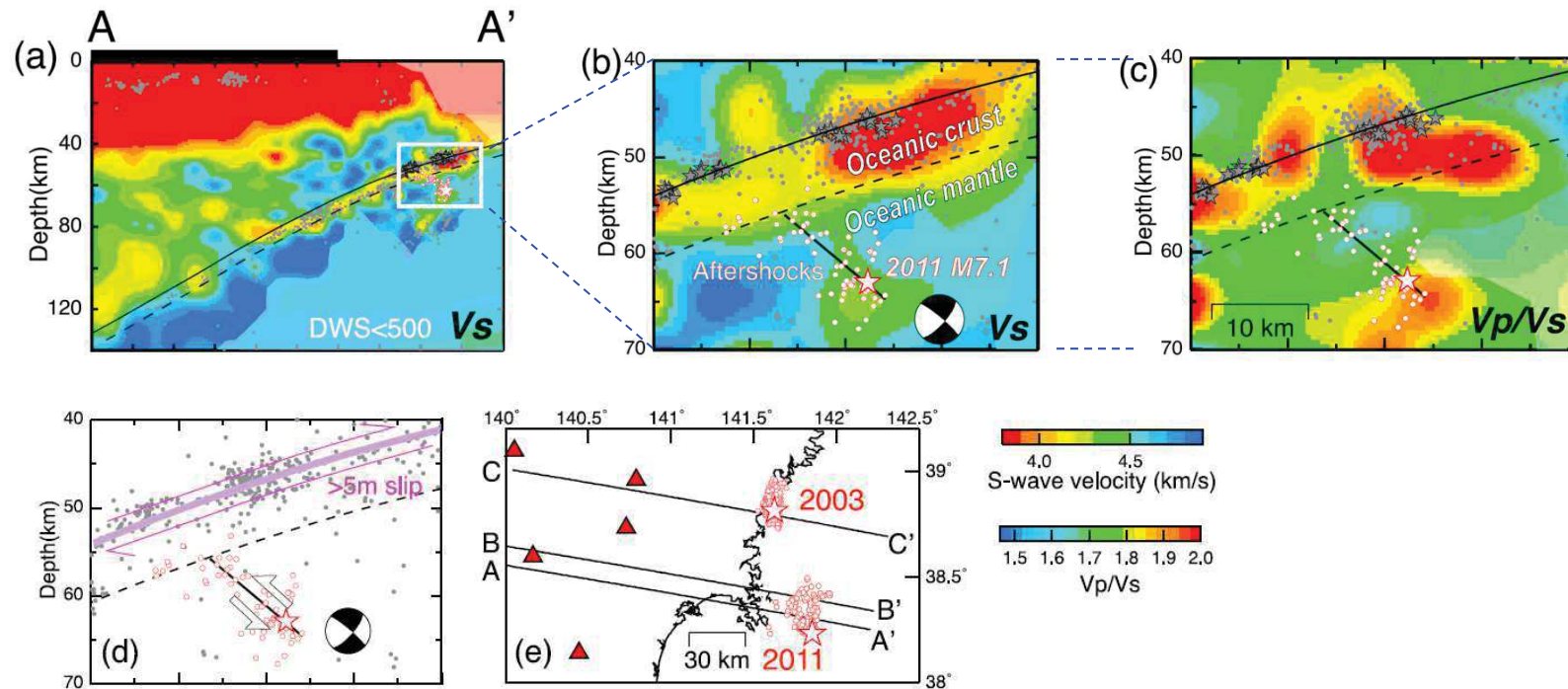
5.3 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴

(3) 二重深発地震上面の地震

【Nakajima et al.(2011)】では、4.7地震(M7.2)は低速度の領域で発生していること等を示している。

【Nakajima et al.(2011)】

- ◆ M7.1 (注: 気象庁の確定値はM7.2)の地震の震源域の詳細な速度構造を推定したところ、海洋性マントルが低速度になっている領域で余震が発生している。M7.1の地震は海洋性マントル最上部の低速度域内で発生したことを示している。
- ◆ 余震の並びとプレート境界とのなす角は約60度であり、アウターライズで生成された含水化した正断層が再活動し、M7.1(注: 同上)の地震を発生させたことが示唆される。



4.7地震の震源域周辺のS波速度構造等の鉛直分布図〔Nakajima et al.(2011)一部加筆〕

白丸は再決定した余震。黒の太線はメカニズム解から推定した断層面。黒実線はプレート境界。破線は海洋プレートモホ面。

5.3 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴

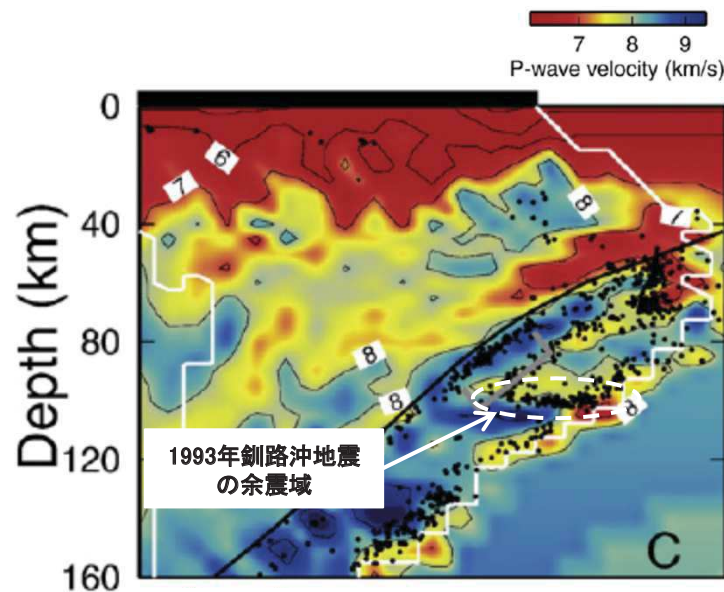
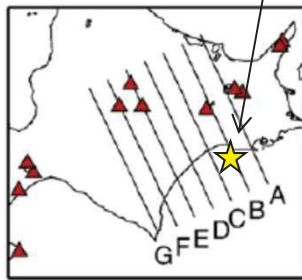
(4) 二重深発地震下面の地震

【Nakajima et al.(2009)】では、1993年釧路沖地震の余震領域にも低速度異常が認められることなどを指摘している。

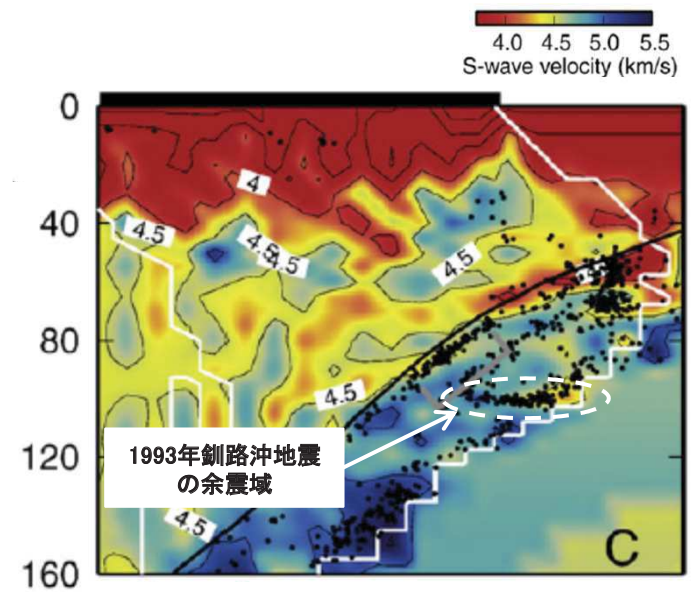
【Nakajima et al.(2009)】

- ◆ 1993年釧路沖地震の余震域には、水平方向の低速度異常が見られ、アウターライズの正断層で海洋プレート内部に取り込まれた水が関与している可能性がある。
- ◆ 1993年釧路沖地震は含水鉱物の脱水により引き起こされた可能性があり、その破壊は、含水鉱物が存在する既存弱面に沿って二重深発地震の上面方向に進展したと考えられる。

1993年釧路沖地震(M7.5)



測線Cの V_p トモグラフィーと震源分布



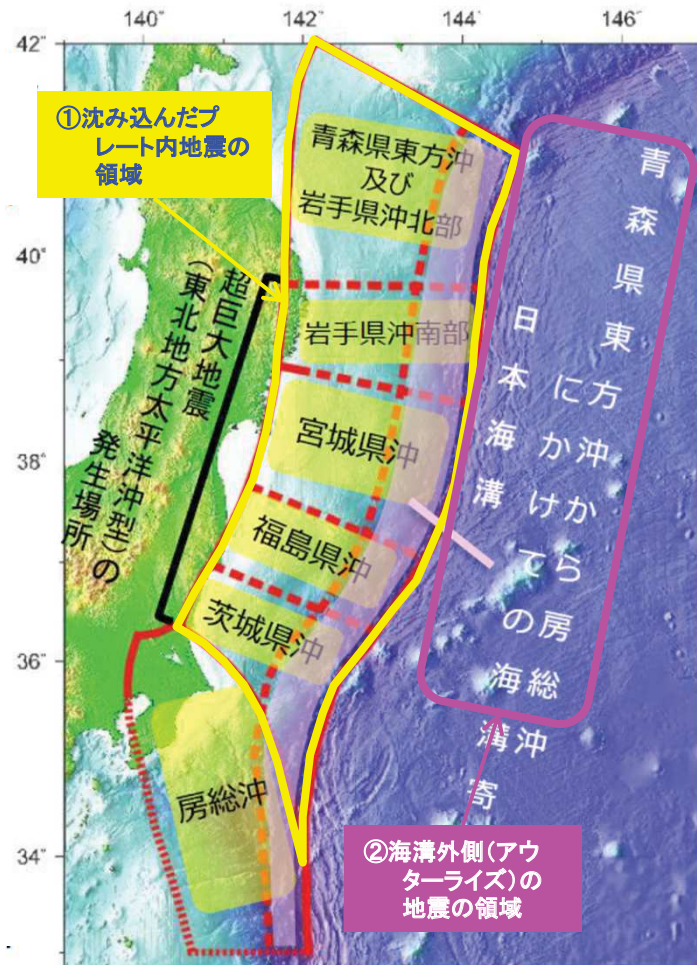
測線Cの V_s トモグラフィーと震源分布

〔Nakajima et al.(2009) 一部加筆〕

5.3 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴 (5) 地震調査研究推進本部の知見

【地震調査研究推進本部(2019) 日本海溝造沿いの地震活動の長期評価】

- 地震本部では、2011年東北地方太平洋沖地震後の知見を踏まえ新たな知見を取り入れて長期評価を見直している。東北地方の太平洋沖には海洋プレート内地震としてのシナリオ地震は想定されておらず、領域震源毎に定めた地震規模に基づき地震動の確率評価を行っている。



地震調査研究推進本部(2019)

【①沈み込んだ海洋プレート内地震】

- ✓ M7.0～7.5程度の地震としては、1923年以降2011年3月11日までに3～4回発生している。
- ✓ 1968年十勝沖地震(M7.9, プレート間地震)の最大余震として、海洋プレート内地震(M7.5)が発生している※1。
- ✓ 繰り返しが確認されていないことから、青森県東方沖から茨城県沖のどこかでM7.0～7.5程度の地震が発生するものとして評価する。
- ✓ なお、隣接する千島海溝では、1994年北海道東方沖地震(M8.2)が発生しており、日本海溝沿いでも同様の地震が発生する可能性は否定できない。

【②海溝外側(アウターライズ)の地震】

- ✓ 1933年三陸沖の地震が発生していることから、M8.2前後と評価する。

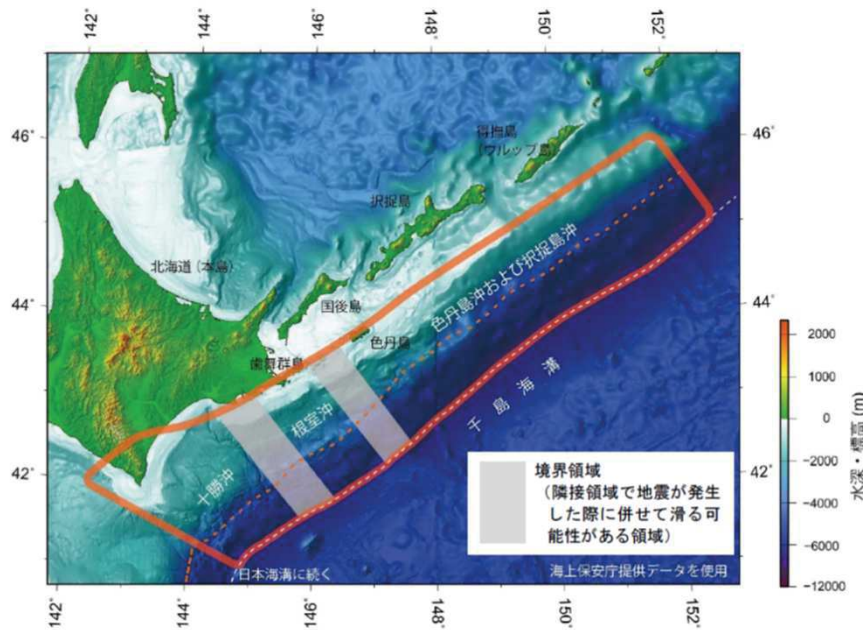
※1: Izutani(2011)によれば、本震の影響を上回るものではない(補足説明資料4章参照)。

日本海溝沿いの評価対象領域(一部加筆)

5.3 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴 (5) 地震調査研究推進本部の知見

【地震調査研究推進本部(2017a) 千島海溝造沿いの地震活動の長期評価(第三版)】

- 過去に巨大な津波を引き起こす地震が発生していた可能性が指摘されているため、これまでに得られた調査観測・研究の成果を取り入れ、評価を改訂している。
- 海洋プレート内地震としてのシナリオ地震は想定されておらず、領域震源毎に定めた地震規模に基づき地震動の確率評価を行っている。



千島海溝沿いの評価対象領域

地震調査研究推進本部(2017a)

【①沈み込んだ海洋プレート内のやや浅い地震(深さ50km程度)】

- ✓ 1839年以降, 1958年択捉島南東沖の地震(M8.1)及び1994年北海道東方沖地震(M8.2)が発生している。

【②沈み込んだ海洋プレート内のやや深い地震(深さ100km程度)】

- ✓ 1900年以降, 1924年北海道東方沖の地震(M7.5), 1978年択捉島付近の地震(M7.2)及び1993年釧路沖地震(M7.5)が発生している。

【③海溝軸外側(アウターライズ)の地震】

- ✓ 領域外で2007年ウルップ島沖の地震(M8.2), 隣接する領域で1933年三陸沖の地震(M8.1)が発生している。

5.4 まとめ

■敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴(東北地方と北海道の比較)

- 東北地方と北海道では、海洋プレート内地震の地震活動の特徴に違いがある。
 - ① 東北地方(東北日本弧)では上面の地震活動(DC型)が優勢であるのに対し、北海道(千島弧)では、二重深発地震のうち下面の地震活動(DE型)が優勢である。
 - ② 過去の地震から、東北地方では、沈み込んだ海洋プレート内地震としては、M7.3を超える地震は発生していない。一方、北海道では、深い領域で1993年釧路沖地震(M7.5)、浅い領域で1994年北海道東方沖地震(M8.2)が発生している。
- 東北地方と北海道のテクトニクスについて、Kita et al.(2010)等により以下の知見が得られている。
 - ① 北海道と東北地方では、海洋プレートの応力中立面の位置が有意に異なっている。応力中立面は、東北地方の海洋プレート上面から深さ21km付近であるのに対し、北海道では深さ9km付近と浅い。北海道は過去に大地震が発生した下面の領域が大きく、東北地方に比べて大きな地震が発生する可能性が考えられる。
 - ② この応力中立面の位置が異なる原因は、北海道下で太平洋プレートが斜め沈み込みをしていることが要因として推定される。
 - ③ また、東北地方に比べて、北海道で発生する海洋プレート内地震の応力降下量は大きい傾向がある。
- 地震調査研究推進本部(2017b, 2019)では、海洋プレート内地震としてのシナリオ地震は想定していない。



北海道で発生する地震は東北地方で発生する地震に比べ敷地からの距離が遠いものの、地震規模や応力降下量が大きい傾向があることから、**東北地方と北海道の両方に同じタイプの地震を想定し、敷地に与える影響を比較した上で、検討用地震を選定する。**

6. 海洋プレート内地震の検討用地震の選定

- 6. 1 海洋プレート内地震の検討用地震選定の基本方針
- 6. 2 二重深発地震上面の地震(東北)
- 6. 3 二重深発地震下面の地震(東北)
- 6. 4 沖合いのやや浅い地震(東北)
- 6. 5 二重深発地震下面の地震(北海道) 北海道DE型地震
- 6. 6 沖合いのやや浅い地震(北海道)
- 6. 7 アウターライズ地震
- 6. 8 検討用地震の選定 まとめ(検討対象地震の地震動評価)

6.1 海洋プレート内地震の検討用地震選定の基本方針

(1) 基本方針と検討のフロー

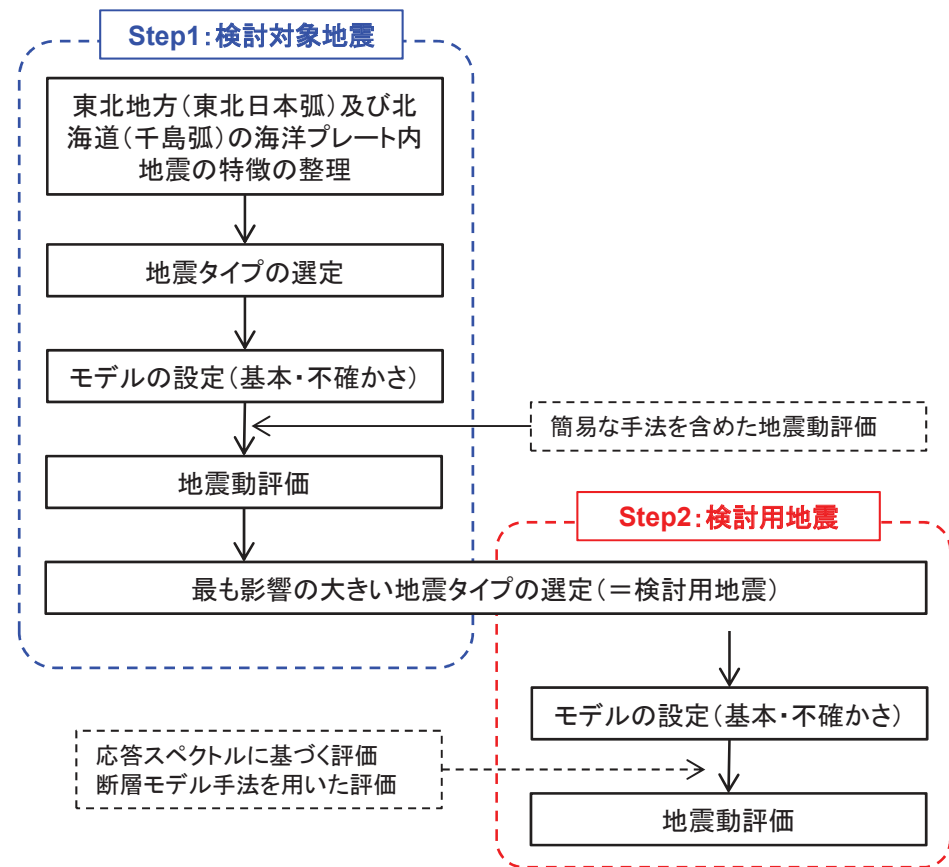
【審査ガイドの要求】

- 審査ガイドでは、プレート間地震、海洋プレート内地震の検討用地震の震源特性パラメータの設定においては、地震規模、震源領域についての検討要求に加え、特に**海洋プレート内地震については、アスペリティの応力降下量(短周期レベル)が適切に設定されていることを要求している。**

【検討用地震選定の基本方針】

- 海洋プレート内地震の地震規模、震源位置については変動地形学・地質学的データによる評価が難しいこと等から保守的な評価が必要なこと、また、応力降下量(短周期レベル)についても決定論的に設定することは困難であり保守的な評価が必要となることから、検討用地震選定の対象となる**検討対象地震のパラメータ設定においても、①地震規模、②震源位置、③応力降下量(短周期レベル)について不確かさを考慮したケースを設定した上で、敷地に対し最も影響の大きい地震を選定する。**
- 検討対象地震の地震動評価においては、例えば内陸地殻内地震であればマグニチュードと震源距離をパラメータとした距離減衰式を採用するのが一般的だが、**海洋プレート内地震では短周期レベルの違いが応答スペクトルに与える影響を評価出来る手法を採用する必要があることから、検討対象地震の基本ケース、不確かさケースのパラメータに応じ、以下のいずれかの手法を採用する。**

- ①断層モデル手法で得られる平均応答スペクトル
- ②断層モデル手法で得られる平均応答スペクトルのNoda et al.(2002)を用いた補正(規模補正等)
- ③敷地において適切な観測記録が得られている場合には、観測記録のNoda et al.(2002)を用いた補正(距離補正等)



海洋プレート内地震の地震動評価フロー

6.1 海洋プレート内地震の検討用地震選定の基本方針

(2) 海洋プレート内地震の地震諸元設定に当たっての特徴

【海洋プレート内地震の特徴(プレート間地震, 内陸地殻内地震との比較)】

- ① 海洋プレート内地震は内陸地殻内地震と同様にプレート内部の弱層で発生する地震である。東北地方では微小地震の分布はプレート間地震のように一様に分布している訳ではなく、**海洋プレート内地震の発生が集中する箇所**の識別が可能。従って、タイプによって想定位置の特定は可能。しかし、**沖合いなど観測の精度が落ちる箇所**もあり、**観測の精度に応じたより保守的な評価が必要**。
- ② また、内陸地殻内地震と比べ、海洋プレート内地震の場合、**変動地形学・地質学的データ**による評価が難しいため、この点からもより**保守的な評価が必要**。例えば、活断層からは地震規模の推定が可能であるが、海洋プレート内地震の場合、**直接的な地震規模の推定は困難なため、保守的な評価が必要**。

【地震のタイプとその特徴】

プレート間で起こるもの
(プレート間地震)
・プレート境界面で歪エネルギーを解放

プレート内部で起こるもの
・規模の大きな地震は特定の弱層で歪エネルギーを解放

陸のプレート内部で起こるもの
(内陸地殻内地震)

海洋プレート内部で起こるもの
(海洋プレート内地震)

【変動地形学・地質学的データ】

少ない

多い
規模の大きい地震の発生箇所は「活断層」として認識可能

少ない

【地球物理学的データ】

(特に微小地震による検討)

プレート境界に沿って微小地震が一様に発生
・太平洋プレートでは、アサイスマックフロントより浅いプレート境界では微小地震が一様に発生している傾向がある。
→従って、どこでも震源域となることを想定する必要がある。

微小地震の集中箇所が認識可能(密度は小)
・微小地震が集中している箇所が認められる場合もある。
・全体的な発生頻度は海洋プレート内地震に比べ少ない。

微小地震の集中箇所が認識可能(密度は大)
・東北地方の太平洋プレートの場合、特に下面の微小地震の集中箇所が明瞭。なお、東北地方では、プレート間地震に対する海洋プレート内地震の発生比率は小さく、プレート間地震のような一様性は乏しい。
・上面について地震波トモグラフィーの検討も可能な箇所もある。ただし、観測点の関係で分析不可能な箇所が多い。

6.1 海洋プレート内地震の検討用地震選定の基本方針

(3) 東北地方と北海道に想定する地震 ①地震規模, 想定位置, 短周期レベル

【想定する地震規模】

東通原子力発電所の立地を考慮し、東北地方(東北日本弧)及び北海道(千島弧)の海洋プレート内地震の特徴を踏まえ、敷地周辺に発生する海洋プレート内地震のタイプ別に以下の通り考慮する。

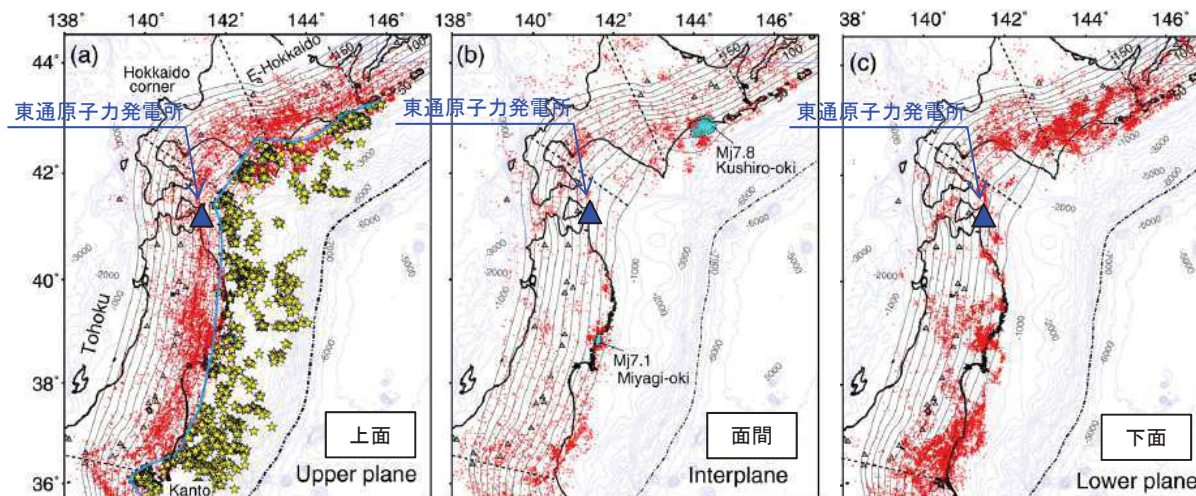
- **基本ケース**は、東北地方及び北海道のそれぞれの各領域において、これまで知られている**最大規模の地震**を考慮する。
- **不確かさケース**は**地球物理学的データ**により**想定される規模**もしくは**東北地方・北海道の領域の区別なく最大規模の地震**を考慮する。

【想定する位置】

- 海洋プレート内に流体によると思われる低速度域(例えば、4.7地震や1993年釧路沖地震)が詳しく知られている場合や、面間地震が分布する場合には、その位置に地震を想定することが考えられる。
- しかし、敷地付近等では十分なデータ収集、分析は行われていないことを踏まえ、**基本ケース**、**不確かさケース**とも、海洋プレートの形状を考慮した上で、**地震タイプごとに敷地に最も近い位置(敷地至近)に地震を想定する**ことにより、保守性を確保する。

【想定する応力降下量(短周期レベル)】

- 想定する位置における応力降下量の特徴が特に認められない場合は、観測記録の残差を考慮した距離減衰式(Noda et al.(2002), p.127参照))との考え方の整合性を踏まえ、**基本ケース**としては**地震調査研究推進本部(2020)レシピの平均的な値**を採用する。
- **不確かさケース**としては、北海道、東北地方別に、**各領域に発生した過去の大地震の応力降下量**を採用する。



【Kita et al.(2010)】

- 面間地震は、下面の地震が発生する地域にみられる。東北北部(北緯40~41度)ではほとんど活動が見られない。
- 会合部の深さ120km以浅では、下面の活動性は非常に低い。

[Kita et al.(2010)一部加筆]

6.1 海洋プレート内地震の検討用地震選定の基本方針

(3) 東北地方と北海道に想定する地震 ②地震タイプごとの整理

- 東北地方及び北海道の地震タイプごとに想定する地震を以下に示す。

東北地方と北海道の海洋プレート内地震の特徴と想定する地震

地震のタイプ		東北地方(東北日本弧)	北海道(千島弧)
沈み込んだ海洋プレート内地震	二重深発地震 上面の地震	<ul style="list-style-type: none"> ➤ 下面に比べて活動が優勢。 ➤ Down-dip Compression (DC)型が卓越。 ➤ 主な地震として、2011年4月11日宮城県沖の地震(4.7地震)(M7.2)がある。 ➤ 基本ケースとして敷地至近にM7.2を想定する。 ➤ 不確かさとして、4.7地震の知見を踏まえM7.5を想定。 	<ul style="list-style-type: none"> ➤ プレート上面から応力中立面までの厚さが薄く、規模の大きな地震が発生する二重深発地震下面に比べて規模は小さい。 ➤ 敷地からの距離も遠く、影響は小さいことから想定しない。
	二重深発地震 下面の地震	<ul style="list-style-type: none"> ➤ 上面に比べて分布は不均質。 ➤ Down-dip Extension (DE)型が卓越。 ➤ 2008年岩手県沿岸北部の地震(M6.8)が発生。 ➤ 基本ケースとして敷地至近にM6.8を想定する。 ➤ 不確かさとして、1993年釧路沖地震のM7.5を想定。 	<ul style="list-style-type: none"> ➤ 下面のDown-dip Extension (DE)型が卓越。 ➤ 応力中立面とプレート下面までが厚く、主な地震は1993年釧路沖地震(M7.5)。 ➤ 基本ケース、不確かさとも敷地至近の千島弧の位置にM7.5を想定する。
	沖合いのやや浅い地震	<ul style="list-style-type: none"> ➤ 2011年7月10日三陸沖の地震(M7.3)が発生。 ➤ 基本ケースとして敷地至近(敷地前面の日本海溝西側)にM7.3を想定する。 ➤ 不確かさとして1994年北海道東方沖地震のM8.2を想定する。 	<ul style="list-style-type: none"> ➤ 1994年北海道東方沖地震(M8.2)が発生。同地震は世界的に見ても最大級の海洋プレート内地震。 ➤ 基本ケース、不確かさとも敷地至近の千島弧の位置にM8.2を想定する。
沈み込む海洋プレート内地震 (アウターライズ地震)		<ul style="list-style-type: none"> ➤ 1933年三陸沖の地震(M8.1)が発生。 ➤ 繰返しが知られておらず発生場所は特定できない。 ➤ 基本ケースとして敷地至近(敷地前面の日本海溝東側)にM8.1を想定する。 ➤ 不確かさとして津波評価を考慮しM8.6を想定する。 	<ul style="list-style-type: none"> ➤ 発生は否定できないものの、東北地方に想定するアウターライズ地震に比べ距離が遠い。 ➤ 影響は小さいことから想定しない。

【共通】応力降下量(短周期レベル)の想定

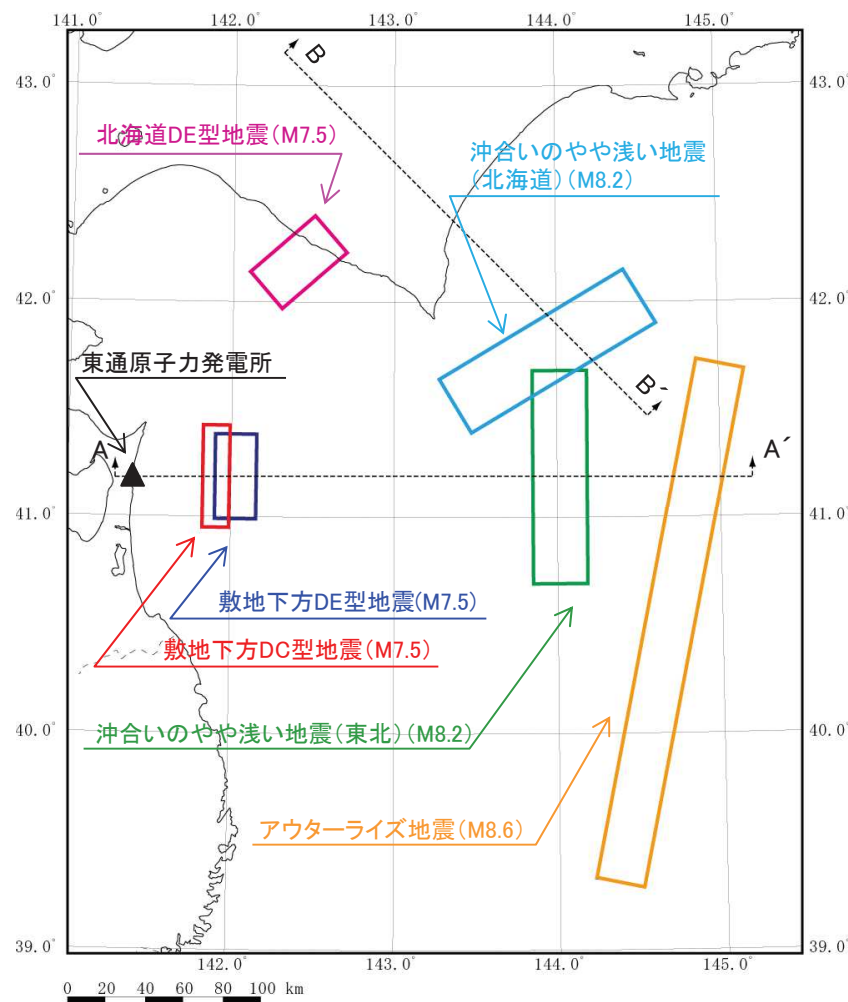
- **基本ケース**は地震調査研究推進本部(2020)の平均的な値とする。沖合いのやや浅い地震(東北)及びアウターライズ地震については、短周期レベルが小さい傾向を考慮する。
- **不確かさ**として各領域の応力降下量の傾向の違いを地震タイプごとに考慮し、**過去の規模の大きい地震の値**を考慮する。

6.1 海洋プレート内地震の検討用地震選定の基本方針

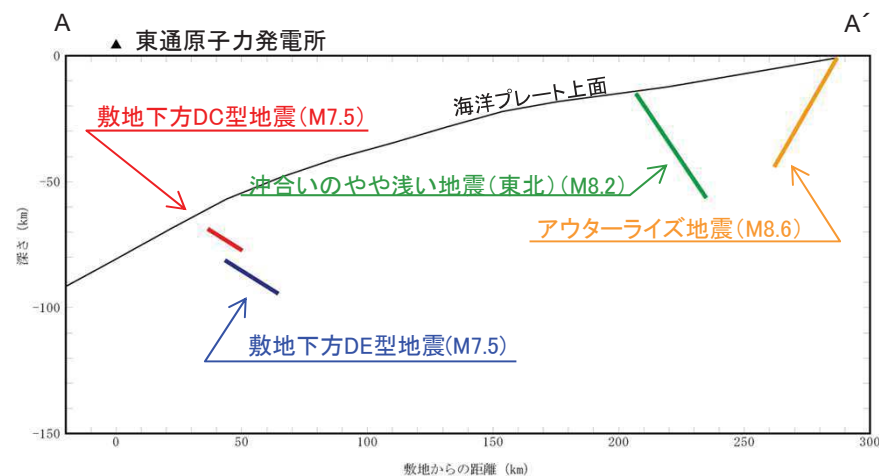
(3) 東北地方と北海道に想定する地震 ③断層位置

▶ 想定する地震タイプの断層位置を示す。

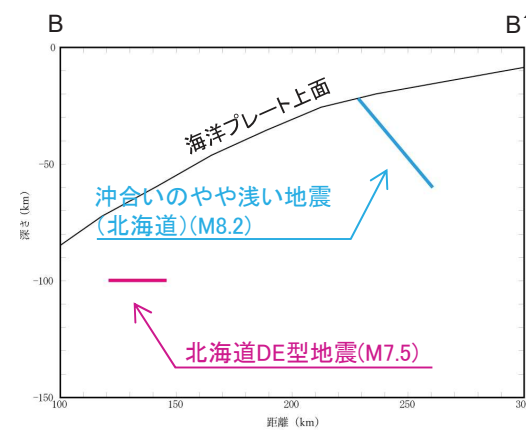
※想定する断層面のケースは、不確かさケースを記載した。



断層配置図(平面)



断層配置図(A-A'断面)



断層配置図(B-B'断面)

6.2 二重深発地震上面の地震(東北)

(1) 基本ケース及び不確かさの想定

- 東通原子力発電所周辺では、4.7地震の震源域にみられるような海洋プレート内の低速度域は確認されていないものの、敷地に最も近い海洋プレート内地震として「敷地下方DC型地震」を想定する。
- 地震規模は東北地方のDC型地震の最大規模であるM7.2を基本ケースとし、4.7地震を参考に敷地至近の海洋性マントルに想定する。断層傾斜角は、アウターライズで生成した正断層の再活動を考慮し、海洋プレートの境界面に対して60°とする。
- 破壊開始点は、破壊が敷地に向かう位置とする。
- 東北地方で発生した二重深発地震上面の地震としては4.7地震の短周期レベルが最も大きいことから、不確かさとして考慮する。また、4.7地震の知見(震源域北部の低速度層の拡がり)を参考に、地震規模の不確かさとしてM7.5を考慮する。
- 敷地において適切な観測記録が得られていないことから、統計的グリーン関数法[釜江ほか(1991)及び入倉ほか(1997)]を用いた地震動評価を行う。

検討対象地震の想定[二重深発地震上面の地震(敷地下方DC型地震)]

	タイプ	地震規模	想定位置	SMGA位置	短周期レベル※1 (A)	備考
ケース1 (基本ケース)	DC型	M7.2	敷地至近 (海洋性マントル)	断層上端 中央	1.0As	・4.7地震のMを考慮 ・断層モデルの平均応答スペクトル
ケース2 (短周期レベル)	DC型	M7.2	敷地至近 (海洋性マントル)	断層上端 中央	1.5As	・原田・釜江(2011)による4.7地震の M_0-A を考慮 ・断層モデルの平均応答スペクトルを補正
ケース3 (地震規模)	DC型	M7.5	敷地至近 (海洋性マントル)	断層上端 中央	1.0As	・4.7地震の知見(低速度層の分布)を踏まえ M7.5を考慮 ・断層モデルの平均応答スペクトルを補正
ケース4 (重畳)	DC型	M7.5	敷地至近 (海洋性マントル)	断層上端 中央	1.5As	・断層モデルの平均応答スペクトル

※1:地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルを1.0Asとする。

■ : 考慮する不確かさ □ : あらかじめモデルに織り込む不確かさ

↑
短周期レベルの不確かさに反映

4.7地震の地震調査研究推進本部(2020)に対する短周期レベルの倍率

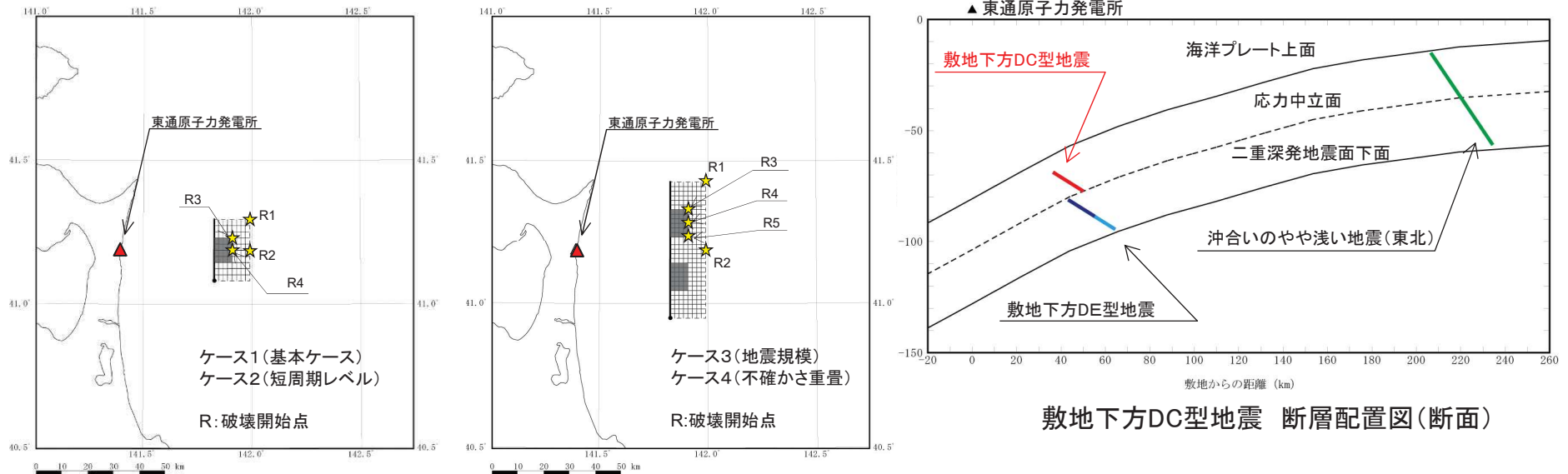
	①原田・釜江(2011)	②地震調査研究推進本部(2020)※2	①/②
短周期レベル(A) (Nm/s ²)	1.16 × 10 ²⁰	7.67 × 10 ¹⁹	1.5

※2: F-netによる地震モーメント[4.74 × 10¹⁹(Nm)]より算定

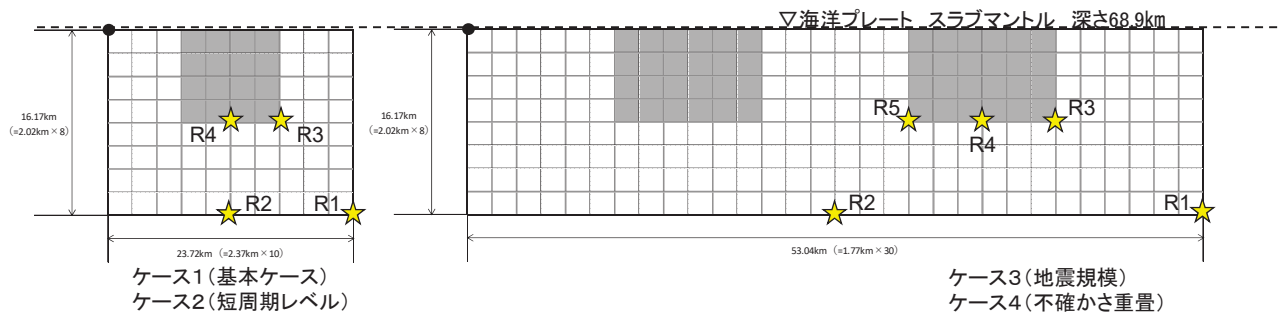
6.2 二重深発地震上面の地震(東北)

(1) 基本ケース及び不確かさの想定 断層モデル

➤ 敷地下方DC型地震の断層モデルを示す。



敷地下方DC型地震 断層配置図

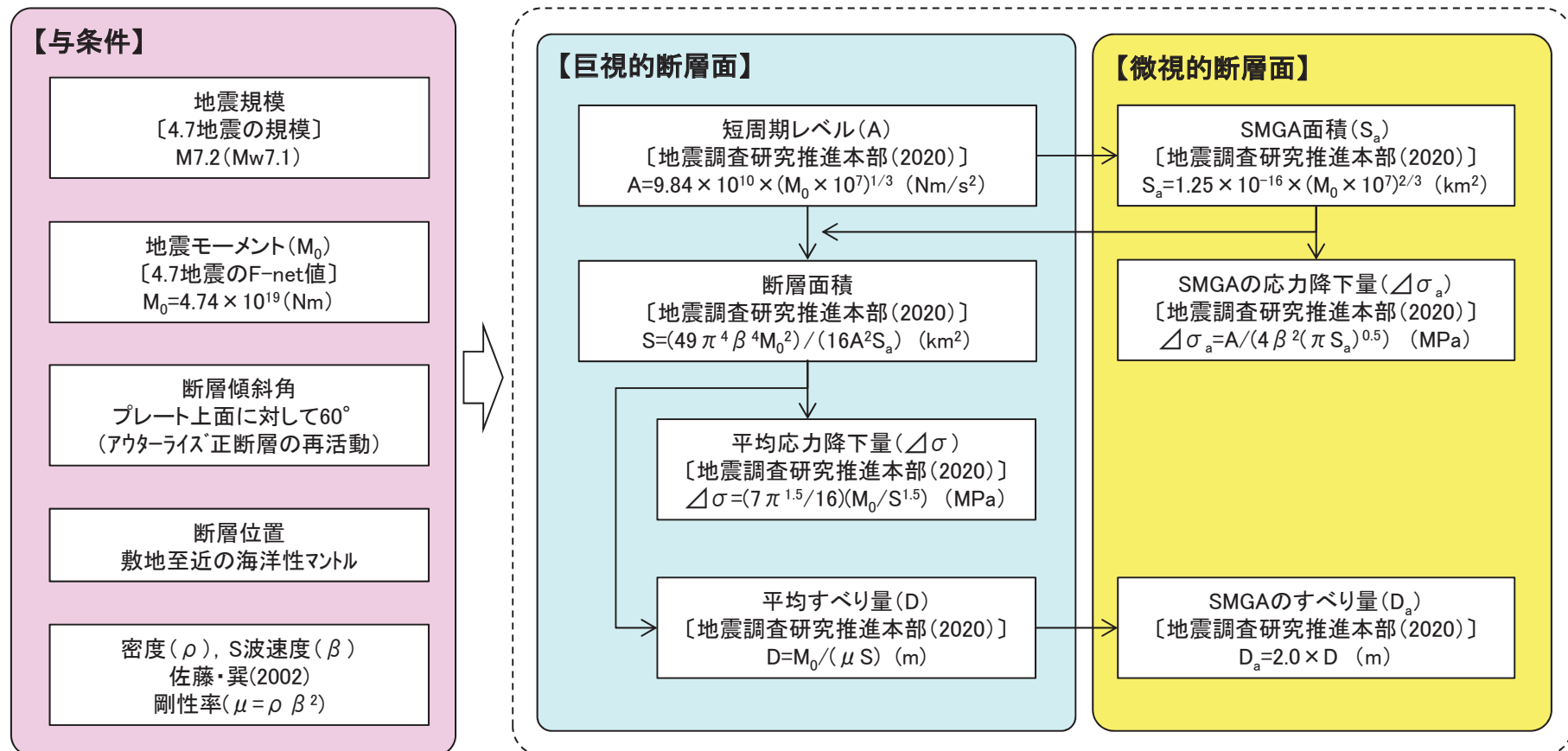


敷地下方DC型地震 展開図 R:破壊開始点

6.2 二重深発地震上面の地震(東北)

(2) 断層パラメータ 設定フロー①

- 敷地下方DC型地震[基本ケース及びケース2(短周期レベルの不確かさ)]の断層パラメータ設定フローを示す。
- 地震規模及び地震モーメントは、東北地方で発生した最大規模である4.7地震の値を用いる。
- 設定は、地震調査研究推進本部(2020)の強震動予測レシピを用いる。

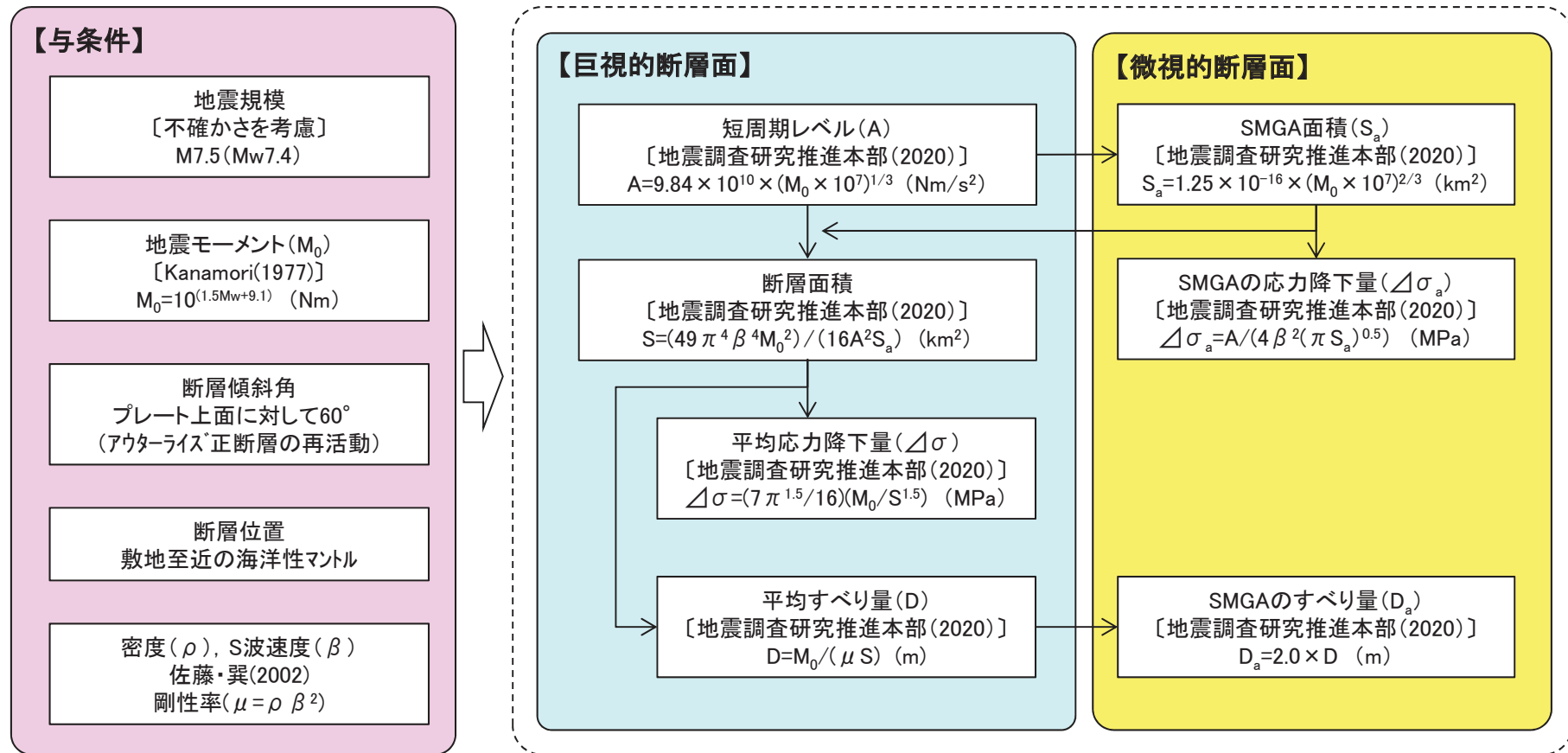


※ケース2(短周期レベルの不確かさ)では、A及び $\Delta \sigma_a$ を1.5倍にする。

6.2 二重深発地震上面の地震(東北)

(2) 断層パラメータ 設定フロー②

- 敷地下方DC型地震[ケース3(地震規模の不確かさ)及びケース4(不確かさの重畳)]の断層パラメータ設定フローを示す。
- 地震モーメントは、不確かさを考慮した地震規模から算定する。
- 設定は、地震調査研究推進本部(2020)の強震動予測レシピを用いる。



※ケース4(不確かさの重畳)では、A及び $\Delta \sigma_a$ を1.5倍にする。

6.2 二重深発地震上面の地震(東北)

(2) 断層パラメータ

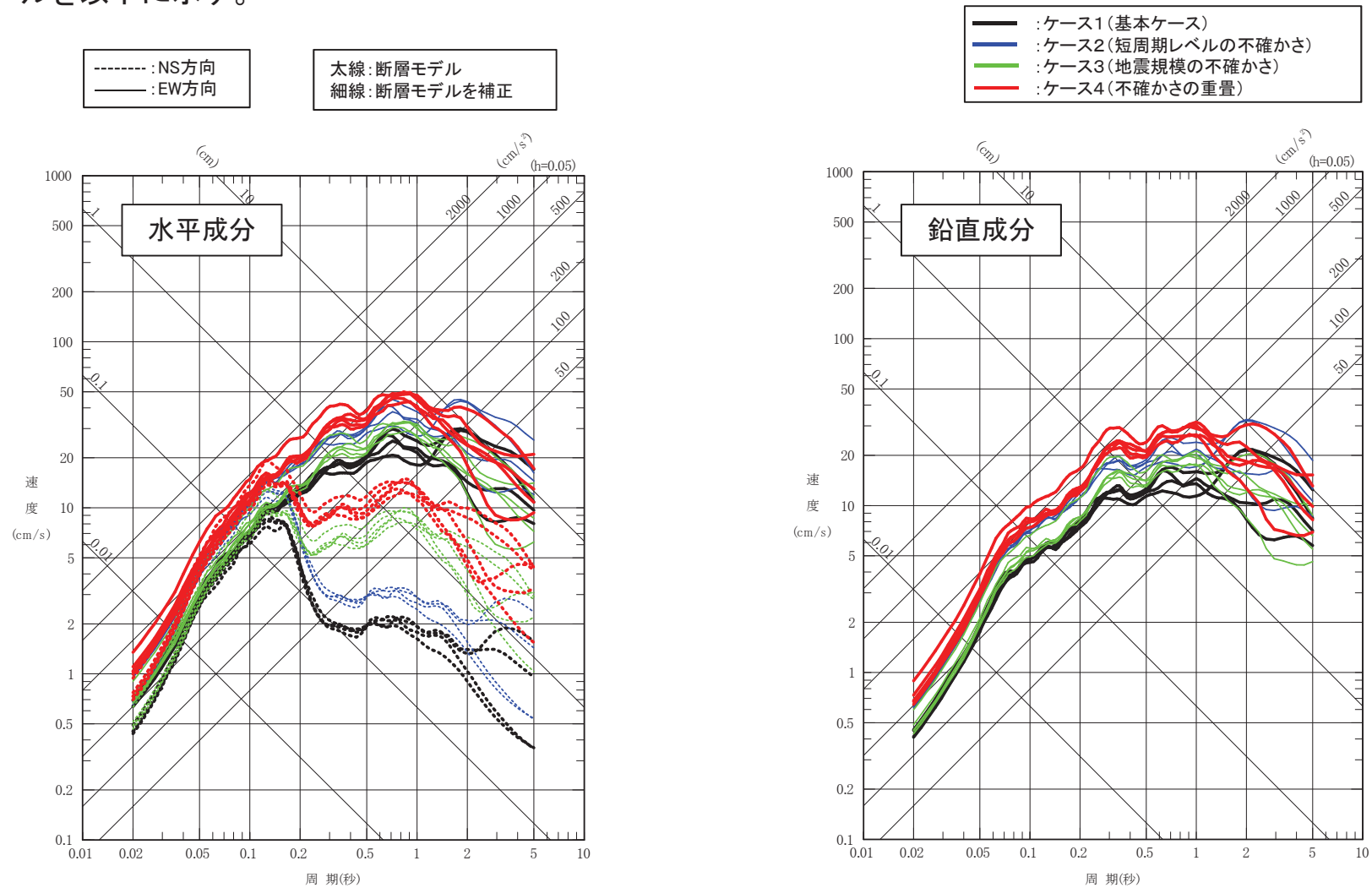
➤ 敷地下方DC型地震の各ケースの断層パラメータを以下に示す。

断層パラメータ		記号	単位	設定方法	ケース1 (基本)	ケース2 (短周期レベル)	ケース3 (地震規模)	ケース4 (重畳)
巨視的断層面	地震規模(モントマクニチュド)	(Mw)	—	4.7地震	7.2(7.1)	←	7.5(7.4)	←
	走向	θ	°	海溝軸を考慮	0	←	←	←
	断層傾斜角	δ	°	海洋プレート上面に対し60°	32	←	←	←
	断層長さ	L	km	断層面積より設定	23.72	←	53.04	←
	断層幅	W	km	断層面積より設定	16.17	←	←	←
	断層面積	S	km ²	$S=(49\pi^4\beta^4M_0^2)/(16A^2S_a)$	384	←	858	←
	断層上端深さ	—	km	海洋プレートの沈み込みを考慮	68.9	←	←	←
	地震モーメント	M_0	Nm	4.7地震のF-Net, $M_0=10^{(1.5M_w+9.1)}$	4.74×10^{19}	←	1.58×10^{20}	←
	剛性率	μ	N/m ²	$\mu = \rho \beta^2$	4.80×10^{10}	←	←	←
	密度	ρ	g/cm ³	佐藤・巽(2002)	3.0	←	←	←
	S波速度	β	km/s ²	佐藤・巽(2002)	4.0	←	←	←
	平均すべり量	D	m	$D=M_0/(\mu S)$	2.57	←	3.85	←
	平均応力降下量	$\Delta\sigma$	MPa	$\Delta\sigma=(7\pi^{1.5}/16)(M_0/S^{1.5})$	15.37	←	←	←
	破壊伝播速度	V_r	km/s	$V_r=0.72\beta$ [Geller(1976)]	2.88	←	←	←
	短周期レベル	A	Nm/s ²	$A=9.84 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$	7.67×10^{19}	1.15×10^{20}	←	1.72×10^{20}
高周波遮断周波数	f_{max}	Hz	2008年岩手県沿岸北部の地震シミュレーション	18	←	←	←	
SMGA	地震モーメント	M_{0a}	Nm	$M_{0a}=\mu D_a S_a$	1.88×10^{19}	←	6.28×10^{19}	←
	面積	S_a	km ²	$S_a=1.25 \times 10^{-16} \times (M_0 \times 10^7)^{2/3}$	76	←	170	←
	平均すべり量	D_a	m	$D_a=2D$	5.15	←	7.70	←
	応力降下量	$\Delta\sigma_a$	MPa	$\Delta\sigma_a=A/(4\beta^2(\pi S_a)^{0.5})$	77.6	116.4	77.6	116.4
各SMGA	地震モーメント	M_{0ai}	Nm	$M_{0ai}=M_{0a}/n$, n:SMGAの個数	(空白)	(空白)	3.14×10^{19}	←
	面積	S_{ai}	km ²	$S_{ai}=S_a/n$, n:SMGAの個数	(空白)	(空白)	85	←
	平均すべり量	D_{ai}	m	$D_{ai}=M_{0ai}/(\mu S_{ai})$	(空白)	(空白)	7.70	←
	応力降下量	$\Delta\sigma_{ai}$	MPa	$\Delta\sigma_{ai}=\Delta\sigma_a$	(空白)	(空白)	77.6	116.4
背景領域	地震モーメント	M_{0b}	Nm	$M_{0b}=M_0-M_{0a}$	2.86×10^{19}	←	9.57×10^{19}	←
	面積	S_b	km ²	$S_b=S-S_a$	308	←	688	←
	平均すべり量	D_b	m	$D_b=M_{0b}/(\mu S_b)$	1.94	←	2.90	←
	実効応力	$\Delta\sigma_b$	MPa	$\Delta\sigma_b=(D_b/W_b)/(D_a/W_a)\Delta\sigma_a$	14.6	21.9	14.6	21.9
Q値		Q	—	佐藤・巽(2002)	$114^{0.92}$	←	←	←

6.2 二重深発地震上面の地震(東北)

(3) 検討対象地震の地震動評価

- **敷地下方DC型地震**について、断層モデルによる複数の合成波から求めた各破壊開始点の平均応答スペクトルを以下に示す。



6.3 二重深発地震下面の地震(東北)

(1) 基本ケース及び不確かさの想定

- 東通原子力発電所周辺では、規模の大きな下面の地震は知られておらず、発生場所を示す低速度域も知られていないものの、海洋プレート内地震下面の地震として「**敷地下方DE型地震**」を想定する。
- 地震規模は東北地方のDE型地震の最大規模である2008年岩手県沿岸北部の地震のM6.8を基本ケースとし、敷地至近の海洋プレート下面に想定する。断層傾斜角は、アウターライズで生成した正断層の再活動を考慮し、海洋プレートの境界面に対して60°とする。
- 破壊開始点は、破壊が敷地に向かう位置とする。
- 東北地方で発生した二重深発地震下面の地震としては2008年岩手県沿岸北部の地震の短周期レベルを不確かさとして考慮する。また、北海道で発生した1993年釧路沖地震を踏まえ地震規模の不確かさを考慮する。
- 敷地において適切な観測記録が得られていないことから、統計的グリーン関数法[釜江ほか(1991)及び入倉ほか(1997)]を用いた地震動評価を行う。

検討対象地震の想定〔二重深発地震下面の地震(敷地下方DE型地震)〕

	タイプ	地震規模	想定位置	SMGA位置	短周期レベル※1 (A)	備考
ケース1 (基本ケース)	DE型	M6.8	敷地至近 (応力中立面)	断層上端 中央	1.0As	・2008年岩手県沿岸北部の地震のMを考慮 ・断層モデルの平均応答スペクトル
ケース2 (短周期レベル)	DE型	M6.8	敷地至近 (応力中立面)	断層上端 中央	1.6As	・2008年岩手県沿岸北部の地震のM ₀ -Aを考慮 ・断層モデルの平均応答スペクトルを補正
ケース3 (地震規模)	DE型	M7.5	敷地至近 (応力中立面)	断層上端 中央	1.0As	・1993年釧路沖地震を踏まえM7.5 ・断層モデルの平均応答スペクトルを補正
ケース4 (重畳)	DE型	M7.5	敷地至近 (応力中立面)	断層上端 中央	1.6As	・断層モデルの平均応答スペクトル

※1:地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルを1.0Asとする。

■ : 考慮する不確かさ

■ : あらかじめモデルに織り込む不確かさ

↑ 短周期レベルの不確かさに反映

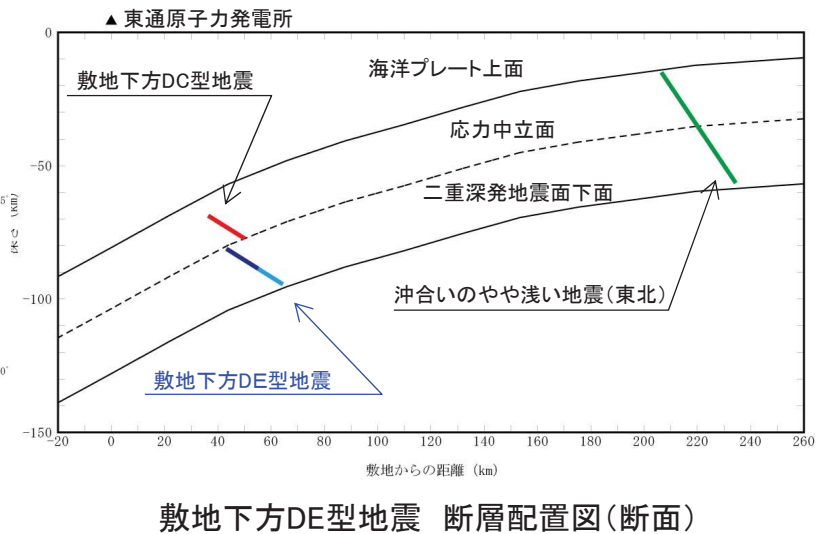
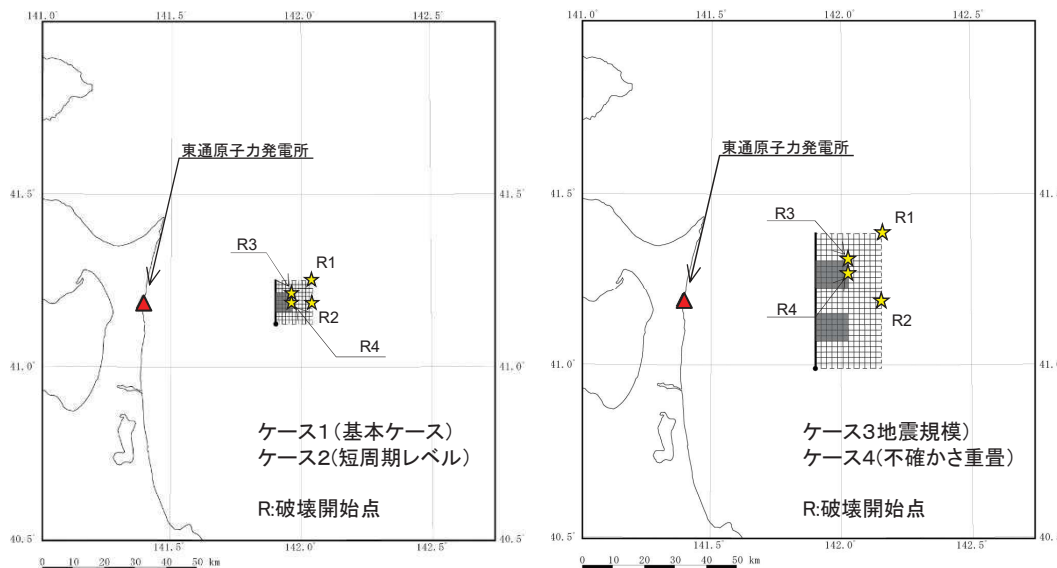
2008年岩手県沿岸北部の地震の地震調査研究推進本部(2020)に対する短周期レベルの倍率

	①佐藤(2013)	②地震調査研究推進本部(2020)※2	①/②
短周期レベル(A) (Nm/s ²)	8.96 × 10 ¹⁹	5.47 × 10 ¹⁹	1.6

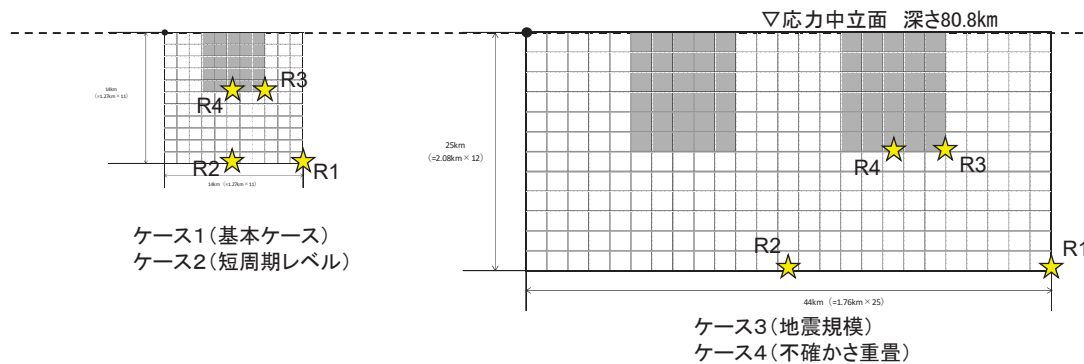
※2:F-netによる地震モーメント[1.72 × 10¹⁹(Nm)]より算定

6.3 二重深発地震下面の地震(東北) (1) 基本ケース及び不確かさの想定 断層モデル

➤ 敷地下方DE型地震の断層モデルを示す。



敷地下方DE型地震 断層配置図



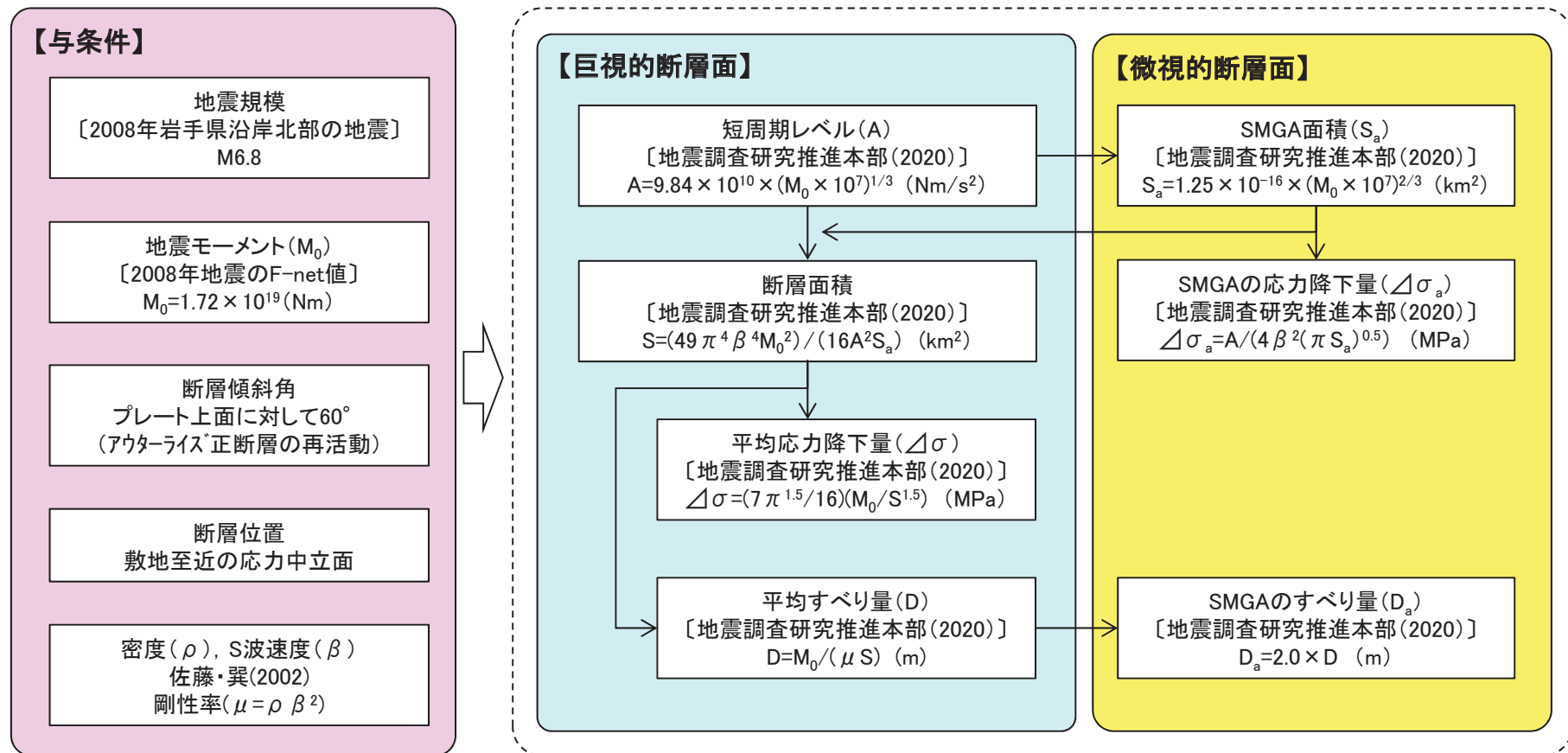
敷地下方DE型地震 展開図

R:破壊開始点

6.3 二重深発地震下面の地震(東北)

(2) 断層パラメータ 設定フロー①

- 敷地下方DE型地震〔基本ケース及びケース2(短周期レベルの不確かさ)〕の断層パラメータ設定フローを示す。
- 地震規模及び地震モーメントは、東北地方で発生した最大規模である2008年岩手県沿岸北部の地震の値を用いる。
- 設定は、地震調査研究推進本部(2020)の強震動予測レシピを用いる。

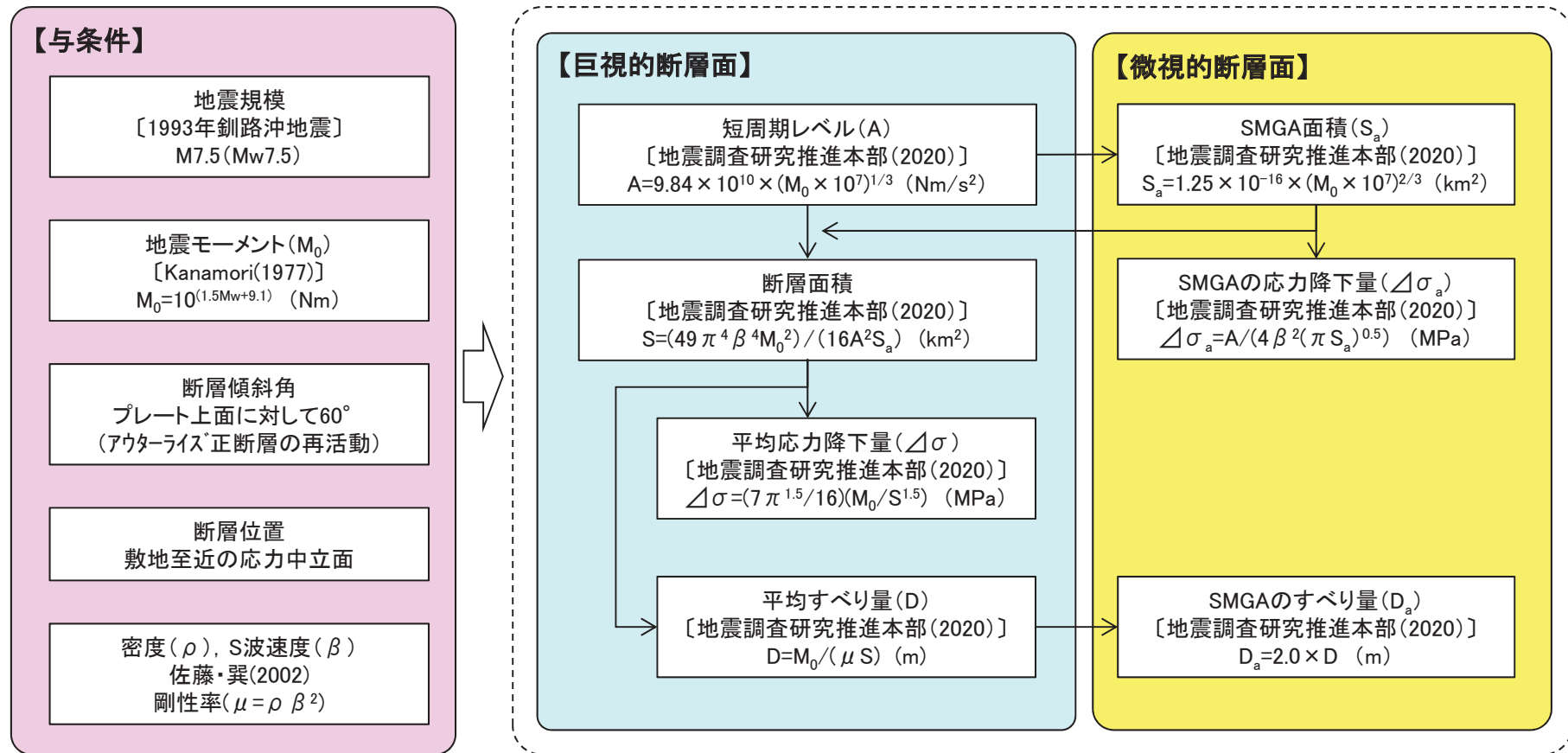


※ケース2(短周期レベルの不確かさ)では、A及び $\Delta\sigma_a$ を1.6倍にする。

6.3 二重深発地震下面の地震(東北)

(2) 断層パラメータ 設定フロー②

- 敷地下方DE型地震[ケース3(地震規模の不確かさ)及びケース4(不確かさの重畳)]の断層パラメータ設定フローを示す。
- 地震モーメントは、不確かさを考慮した地震規模から算定する。
- 設定は、地震調査研究推進本部(2020)の強震動予測レシピを用いる。



6.3 二重深発地震下面の地震(東北)

(2) 断層パラメータ

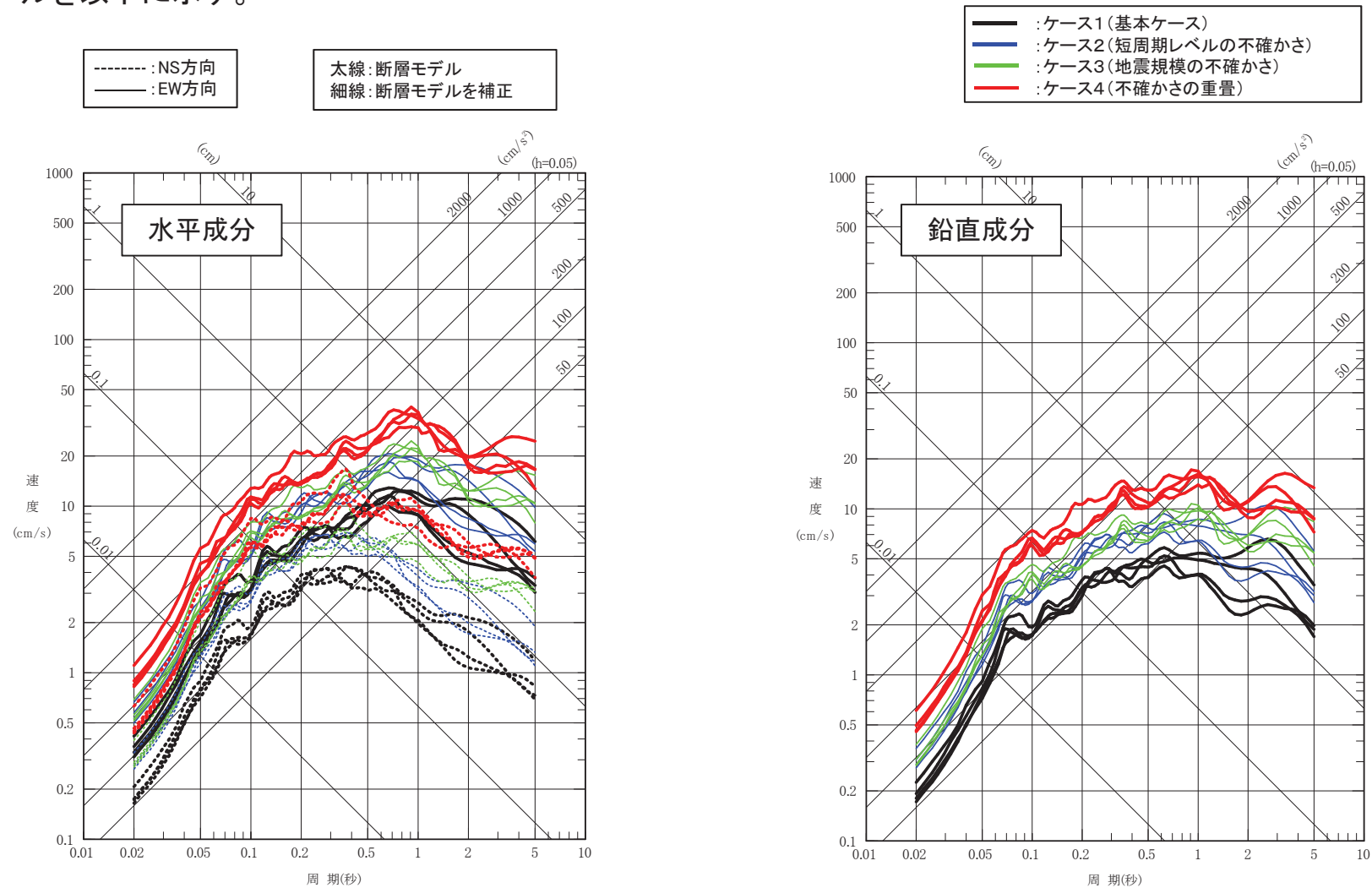
➤ 敷地下方DE型地震の各ケースの断層パラメータを以下に示す。

断層パラメータ	記号	単位	設定方法	ケース1 (基本)	ケース2 (短周期レベル)	ケース3 (地震規模)	ケース4 (重畳)	
巨視的断層面	地震規模(モーメントマグニチュード)	(Mw)	—	2008年地震, 1993年釧路沖地震の地震規模	6.8	←	7.5(7.5)	←
	走向	θ	°	海溝軸を考慮	0	←	←	←
	断層傾斜角	δ	°	海洋プレート上面に対し60°	32	←	←	←
	断層長さ	L	km	断層面積より設定	14.0	←	44	←
	断層幅	W	km	断層面積より設定	14.0	←	25	←
	断層面積	S	km ²	$S=(49\pi^4\beta^4M_0^2)/(16A^2S_0)$	195	←	1080	←
	断層上端深さ	—	km	海洋プレートの沈み込みを考慮	80.8	←	←	←
	地震モーメント	M_0	Nm	2008年地震のF-Net, $M_0=10^{(1.5M_w+9.1)}$	1.72×10^{19}	←	2.24×10^{20}	←
	剛性率	μ	N/m ²	$\mu = \rho \beta^2$	4.80×10^{10}	←	←	←
	密度	ρ	g/cm ³	佐藤・巽(2002)	3.0	←	←	←
	S波速度	β	km/s ²	佐藤・巽(2002)	4.0	←	←	←
	平均すべり量	D	m	$D=M_0/(\mu S)$	1.84	←	4.32	←
	平均応力降下量	$\Delta\sigma$	MPa	$\Delta\sigma=(7\pi^{1.5}/16)(M_0/S^{1.5})$	15.37	←	←	←
	破壊伝播速度	V_r	km/s	$V_r=0.72\beta$ [Geller(1976)]	2.88	←	←	←
	短周期レベル	A	Nm/s ²	$A=9.84 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$	5.47×10^{19}	8.76×10^{19}	1.29×10^{20}	2.06×10^{20}
高周波遮断周波数	f_{max}	Hz	2008年岩手県沿岸北部の地震シミュレーション	18	←	←	←	
SMGA	地震モーメント	M_{0a}	Nm	$M_{0a}=\mu D_a S_a$	6.81×10^{18}	←	8.87×10^{19}	←
	面積	S_a	km ²	$S_a=1.25 \times 10^{-16} \times (M_0 \times 10^7)^{2/3}$	39	←	214	←
	平均すべり量	D_a	m	$D_a=2D$	3.67	←	8.64	←
	応力降下量	$\Delta\sigma_a$	MPa	$\Delta\sigma_a=A/(4\beta^2(\pi S_a)^{0.5})$	77.6	124.1	77.6	124.1
各SMGA	地震モーメント	M_{0ai}	Nm	$M_{0ai}=M_{0a}/n$, n:SMGAの個数	(空白)	(空白)	4.44×10^{19}	←
	面積	S_{ai}	km ²	$S_{ai}=S_a/n$, n:SMGAの個数	(空白)	(空白)	107	←
	平均すべり量	D_{ai}	m	$D_{ai}=M_{0ai}/(\mu S_{ai})$	(空白)	(空白)	8.64	←
	応力降下量	$\Delta\sigma_{ai}$	MPa	$\Delta\sigma_{ai}=\Delta\sigma_a$	(空白)	(空白)	77.6	124.1
背景領域	地震モーメント	M_{0b}	Nm	$M_{0b}=M_0-M_{0a}$	1.04×10^{19}	←	1.35×10^{20}	←
	面積	S_b	km ²	$S_b=S-S_a$	156	←	866	←
	平均すべり量	D_b	m	$D_b=M_{0b}/(\mu S_b)$	1.38	←	3.25	←
	実効応力	$\Delta\sigma_b$	MPa	$\Delta\sigma_b=(D_b/W_b)/(D_a/W_a)\Delta\sigma_a$	13.3	21.3	14.6	23.4
Q値	Q	—	佐藤・巽(2002)	$114^{0.92}$	←	←	←	

6.3 二重深発地震下面の地震(東北)

(3) 検討対象地震の地震動評価

- **敷地下方DE型地震**について、断層モデルによる複数の合成波から求めた各破壊開始点の平均応答スペクトルを以下に示す。



6.4 沖合いのやや浅い地震(東北)

(1) 基本ケース及び不確かさの想定

- 東北地方では、規模の大きなやや浅い地震は知られていないものの、敷地前面に「沖合いのやや浅い地震(東北)」を想定する。
- 基本ケースとしては、東北地方で発生した沖合いのやや浅い地震である2011年7月10日三陸沖の地震のM7.3を敷地前面の同じ深さに想定する。不確かさケースとしては、東通原子力発電所が立地する領域とは異なるものの、北海道(千島弧)で発生した1994年北海道東方沖地震のM8.2を考慮し、2011年7月10日三陸沖の地震の震源深さを断層中央(応力中立面)となるよう想定する。
- 断層傾斜角は、アウターライズで生成した正断層の再活動を考慮し、海洋プレートの境界面に対して60°とする。
- 基本ケースの短周期レベルは、2011年7月10日三陸沖の地震の短周期レベルを参考に設定する。さらに、同地震の短周期レベルは地震調査研究推進本部(2020)と比べて小さいことから、地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルを不確かさとして考慮する。
- 地震動評価は、基本ケース(M7.3)は2011年7月10日三陸沖の地震の敷地で観測された記録の距離補正によって、不確かさケース(M8.2)については、統計的グリーン関数法[釜江ほか(1991)及び入倉ほか(1997)]を用いた地震動評価を行う。

検討対象地震の想定〔沖合いのやや浅い地震(東北)〕

	タイプ	地震規模	想定位置	SMGA位置	短周期レベル※1 (A)	備考
ケース1 (基本ケース)	逆断層	M7.3	敷地前面 (海溝西側)	断層中央	0.6As	・東北地方で最大規模の2011年7月10日三陸沖の地震のMと震源深さ及びM ₀ -Aを考慮 ・観測記録の距離補正により評価
ケース2 (地震規模)	逆断層	M8.2	敷地前面 (海溝西側)	断層中央	0.6As	・1994年北海道東方沖地震のMを考慮 ・2011年7月10日三陸沖の地震(M7.3)の震源深さ及びM ₀ -Aを考慮 ・断層モデルの平均応答スペクトルを補正
ケース3 (重畳)	逆断層	M8.2	敷地前面 (海溝西側)	断層中央	1.0As	・地震調査研究推進本部(2020)のM ₀ -Aを保守的に設定 ・断層モデルの平均応答スペクトル

※1:地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルを1.0Asとする。

■ : 考慮する不確かさ □ : あらかじめモデルに織り込む不確かさ

2011年7月10日三陸沖の地震の地震調査研究推進本部(2020)に対する短周期レベルの倍率

	①スペクトルインバージョン※2	②地震調査研究推進本部(2020)※3	①/②
短周期レベル(A) (Nm/s ²)	3.95 × 10 ¹⁹	7.10 × 10 ¹⁹	0.6

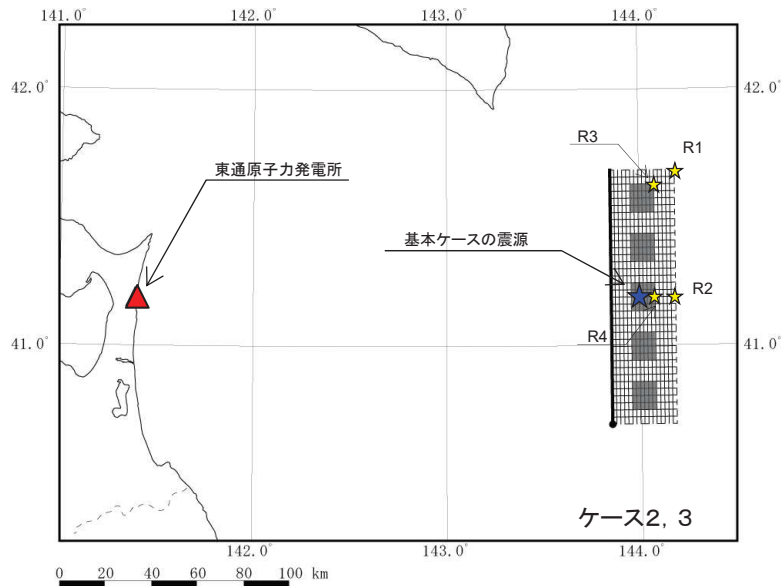
※2:補足説明資料4章を参照

※3:F-netによる地震モーメント[3.75 × 10¹⁹(Nm)]より算定

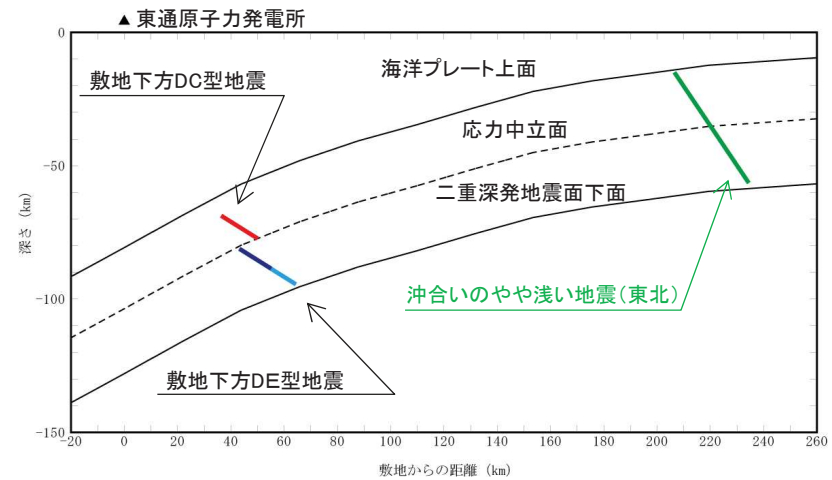
2011年7月10日三陸沖の地震の短周期レベルは、地震調査研究推進本部[2020]と比べて小さいことから、不確かさとして保守性を考慮

6.4 沖合いのやや浅い地震(東北) (1)不確かさケースの断層モデル

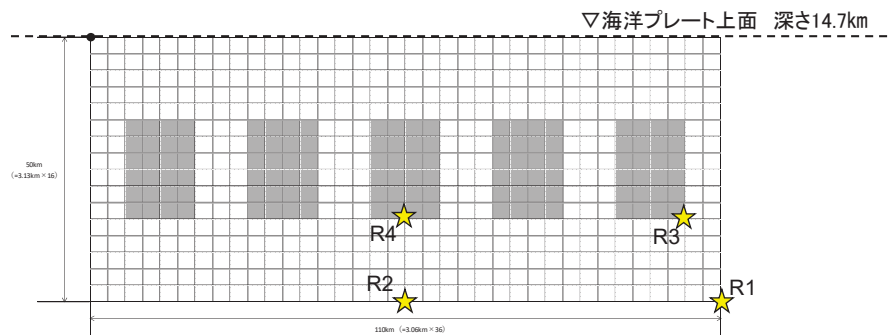
➤ 沖合いのやや浅い地震(東北)の断層モデルを示す。



沖合いのやや浅い地震(東北) 断層配置図 R:破壊開始点



沖合いのやや浅い地震(東北) 断層配置図(断面)

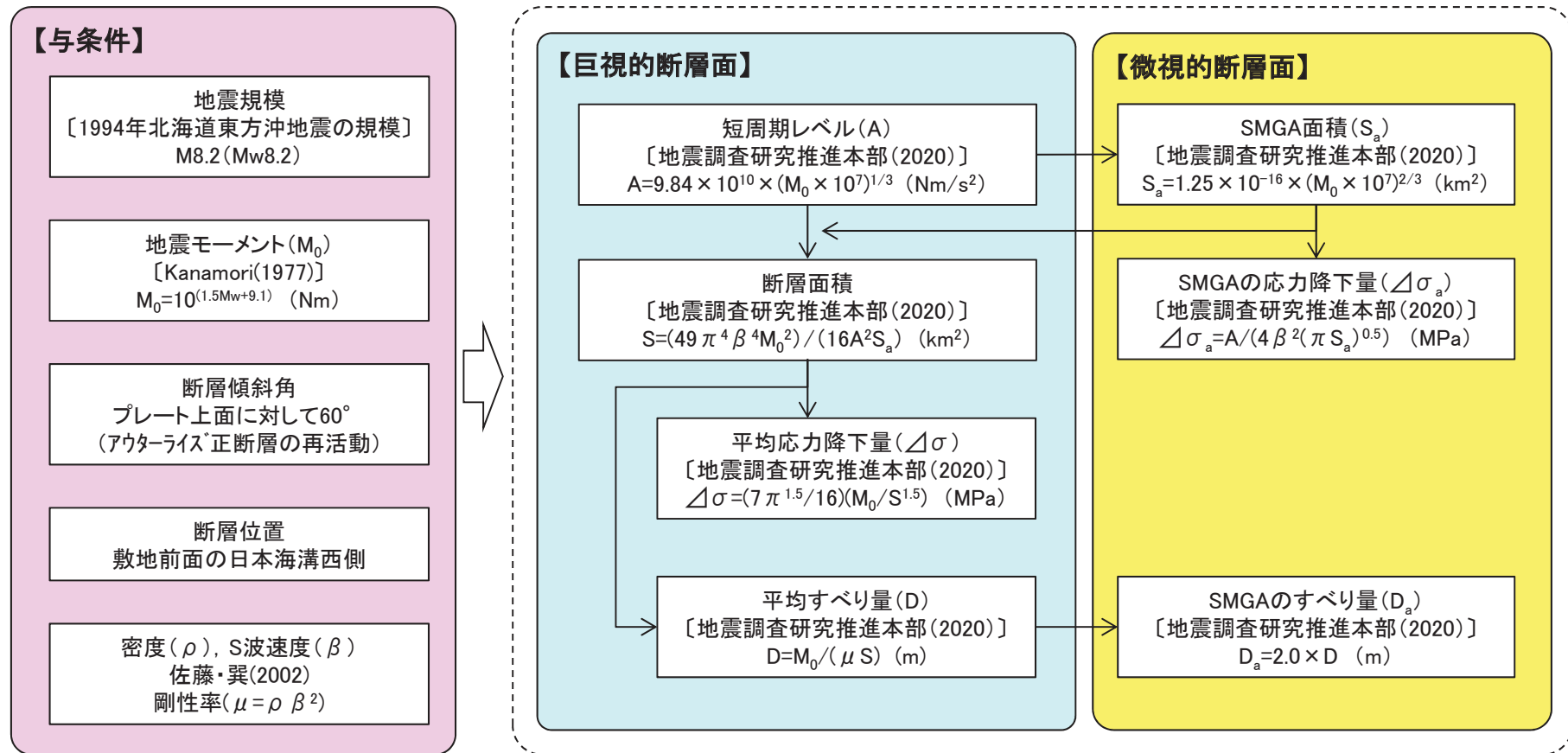


沖合いのやや浅い地震(東北) 展開図 R:破壊開始点

6.4 沖合いのやや浅い地震(東北)

(2) 断層パラメータ 設定フロー

- 沖合いのやや浅い地震(東北)[ケース2(地震規模)及びケース3(重畳)]の断層パラメータ設定フローを示す。
- 地震モーメントは、不確かさを考慮した地震規模から算定する。設定は、地震調査研究推進本部(2020)の強震動予測レシピを用いる。



6.4 沖合いのやや浅い地震(東北)

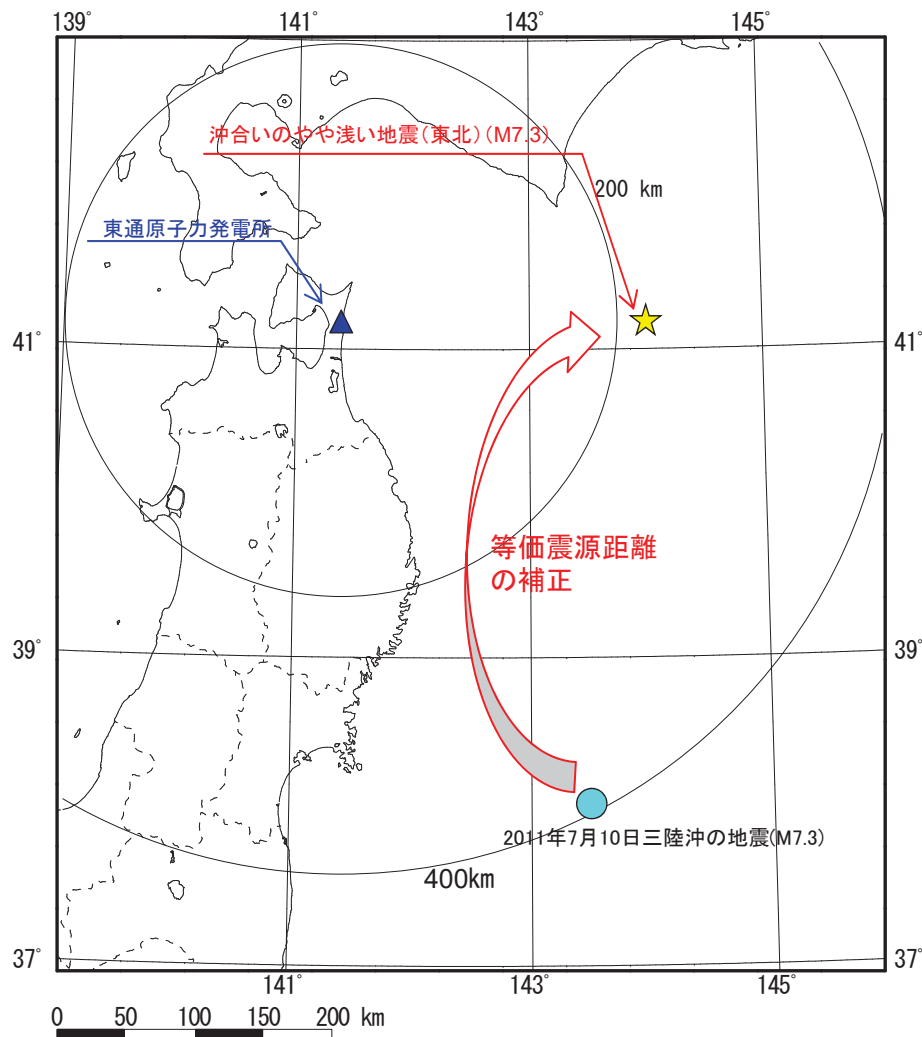
(2) 断層パラメータ

➤ 沖合いのやや浅い地震(東北)の断層パラメータを以下に示す。

断層パラメータ		記号	単位	設定方法	ケース2 (地震規模)	ケース3 (重量)
巨視的断層面	地震規模(モーメントマグニチュード)	(Mw)	—	1994年北海道東方沖地震の地震規模	8.2(8.2)	←
	走向	θ	°	海溝軸を考慮	0	←
	断層傾斜角	δ	°	海洋プレート上面に対し60°	56	←
	断層長さ	L	km	断層面積より設定	110.0	←
	断層幅	W	km	断層面積より設定	50.0	←
	断層面積	S	km ²	$S=(49\pi^4\beta^4M_0^2)/(16A^2S_a)$	5412	←
	断層上端深さ	—	km	2011年7月10日三陸沖の地震を考慮	14.7	←
	地震モーメント	M_0	Nm	$M_0=10^{(1.5Mw+9.1)}$	2.51×10^{21}	←
	剛性率	μ	N/m ²	$\mu = \rho \beta^2$	4.80×10^{10}	←
	密度	ρ	g/cm ³	佐藤・巽(2002)	3.0	←
	S波速度	β	km/s ²	佐藤・巽(2002)	4.0	←
	平均すべり量	D	m	$D=M_0/(\mu S)$	9.67	←
	平均応力降下量	$\Delta\sigma$	MPa	$\Delta\sigma=(7\pi^{1.5}/16)(M_0/S^{1.5})$	15.37	←
	破壊伝播速度	V_r	km/s	$V_r=0.72\beta$ [Geller(1976)]	2.88	←
短周期レベル	A	Nm/s ²	$A=9.84 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$	1.73×10^{20}	2.88×10^{20}	
高周波遮断周波数	f_{max}	Hz	2008年岩手県沿岸北部の地震シミュレーション	18	←	
S M G A	地震モーメント	M_{0a}	Nm	$M_{0a}=\mu D_a S_a$	9.95×10^{20}	←
	面積	S_a	km ²	$S_a=1.25 \times 10^{-16} \times (M_0 \times 10^7)^{2/3}$	1072	←
	平均すべり量	D_a	m	$D_a=2D$	19.34	←
	応力降下量	$\Delta\sigma_a$	MPa	$\Delta\sigma_a=A/(4\beta^2(\pi S_a)^{0.5})$	46.6	77.6
各 S M G A	地震モーメント	M_{0ai}	Nm	$M_{0ai}=M_{0a}/n$, n:SMGAの個数	1.99×10^{20}	←
	面積	S_{ai}	km ²	$S_{ai}=S_a/n$, n:SMGAの個数	214	←
	平均すべり量	D_{ai}	m	$D_{ai}=M_{0ai}/(\mu S_{ai})$	19.34	←
	応力降下量	$\Delta\sigma_{ai}$	MPa	$\Delta\sigma_{ai}=\Delta\sigma_a$	46.6	77.6
背景領域	地震モーメント	M_{0b}	Nm	$M_{0b}=M_0-M_{0a}$	1.52×10^{21}	←
	面積	S_b	km ²	$S_b=S-S_a$	4340	←
	平均すべり量	D_b	m	$D_b=M_{0b}/(\mu S_b)$	7.28	←
	実効応力	$\Delta\sigma_b$	MPa	$\Delta\sigma_b=(D_b/W_b)/(D_a/W_a)\Delta\sigma_a$	6.6	11.0
Q値	Q	—	佐藤・巽(2002)	$114^{0.92}$	←	

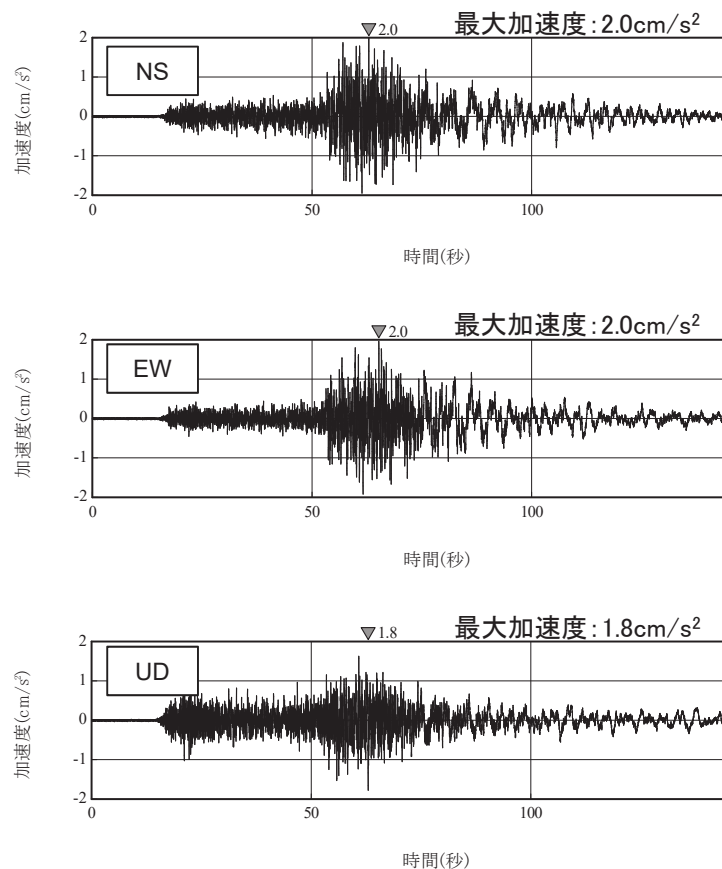
6.4 沖合いのやや浅い地震(東北) (3) 観測地震の震央分布

➤ 沖合いのやや浅い地震(東北)と2011年7月10日三陸沖の地震の震央分布を以下に示す。

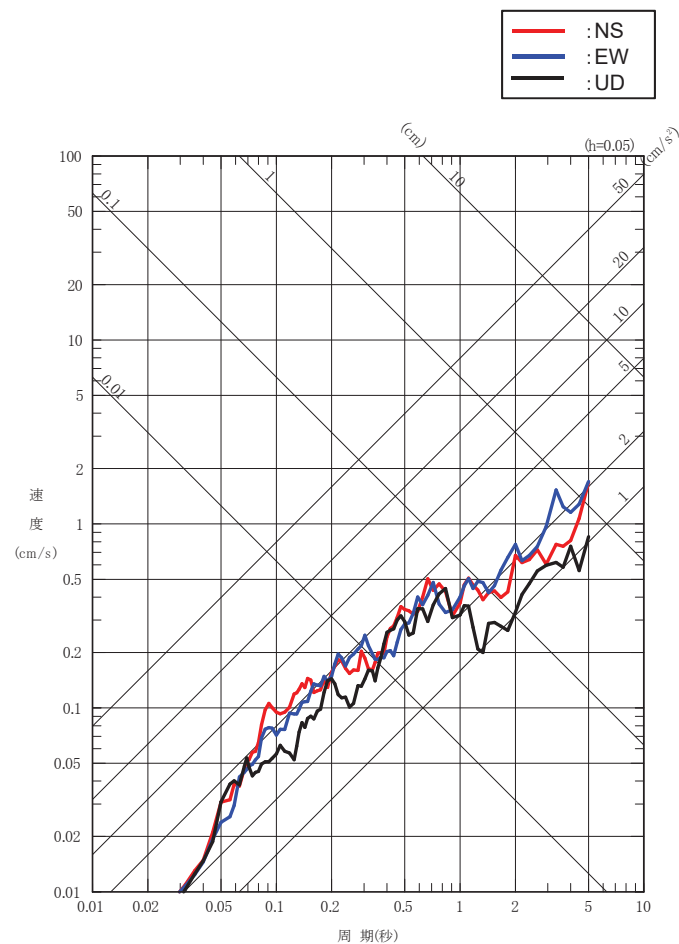


6.4 沖合いのやや浅い地震(東北) (4)2011年7月10日三陸沖の地震の観測記録

- 沖合いのやや浅い地震(東北)の基本ケースの検討に用いる2011年7月10日三陸沖の地震(M7.3)の敷地における観測記録を以下に示す。



2011年7月10日三陸沖の地震の時刻歴波形
(自由地盤T.P.+2.0m観測点のはぎとり波, PN基準)

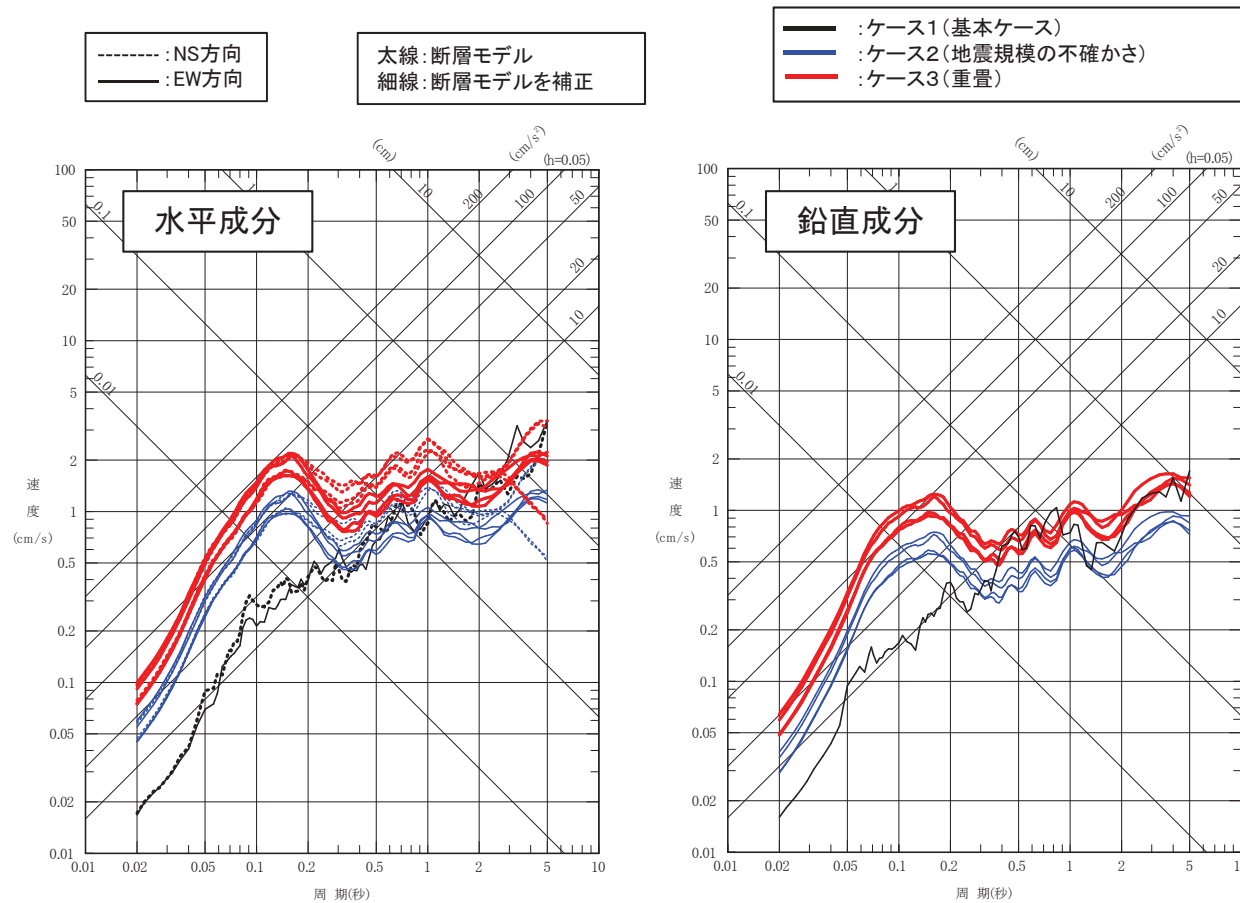


2011年7月10日三陸沖の地震の応答スペクトル
(自由地盤T.P.+2.0m観測点のはぎとり波, PN基準)

6.4 沖合いのやや浅い地震(東北)

(5) 検討対象地震の地震動評価

- 沖合いのやや浅い地震(東北)の地震動評価結果を以下に示す。
- 基本ケースは、自由地盤岩盤上部の地震観測点(T.P.+2.0m)で得られた2011年7月10日三陸沖の地震(M7.3)の観測記録についてNoda et al.(2002)の比率を用いて補正を行った。
- ケース2及び3は、各破壊開始点について、断層モデルによる複数の合成波から平均応答スペクトルを求めた。



観測記録の補正

【観測地震】	
2011年7月10日三陸沖の地震	
地震規模	M7.3
等価震源距離	396km



沖合いのやや浅い地震(東北)	
地震規模	M7.3
等価震源距離	226km

沖合いのやや浅い地震(東北)の応答スペクトル

基本ケース応答スペクトル=観測記録の応答スペクトル×Noda et al.(2002)の比率

6.5 二重深発地震下面の地震(北海道) 北海道DE型地震 (1) 基本ケース及び不確かさの想定

- 東通原子力発電所の周辺の北海道(千島弧)には、1993年釧路沖地震の震源域にみられる海洋プレート内の低速度域は確認されていないものの、北海道で発生する二重深発地震下面の地震として、「北海道DE型地震」を想定する。
- 地震規模は北海道で発生したDE型地震の最大規模である1993年釧路沖地震のM7.5を基本ケースとし、敷地に最も近い千島弧に想定する。震源深さは、1993年釧路沖地震と同じとする。
- 断層傾斜角は、アウターライズで生成した正断層の再活動を考慮する。
- Morikawa and Sasatani(2004)及び笹谷ほか(2006)に基づき、1993年釧路沖地震の短周期レベルを不確かさとして考慮する。1993年釧路沖地震は、下面の地震としては東北地方及び北海道の最大であることから、地震規模の不確かさは考慮しない。
- 敷地において適切な観測記録が得られていないことから、統計的グリーン関数法[釜江ほか(1991)及び入倉ほか(1997)]を用いた地震動評価を行う。

検討対象地震の想定〔北海道 二重深発地震下面の地震(北海道DE型地震)〕

	タイプ	地震規模	想定位置	SMGA位置	短周期レベル※1 (A)	備考
ケース1 (基本ケース)	DE型	M7.5	敷地至近千島弧 (下面)	断層中央	1.0As	・1993年釧路沖地震のM及び震源深さを考慮 ・断層モデルの平均応答スペクトルを補正
ケース2 (短周期レベル)	DE型	M7.5	敷地至近千島弧 (下面)	断層中央	2.1As	・1993年釧路沖地震のM ₀ -Aを考慮 ・断層モデルの平均応答スペクトル

※1:地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルを1.0Asとする。

■ : 考慮する不確かさ

□ : あらかじめモデルに織り込む不確かさ

短周期レベルの不確かさに反映

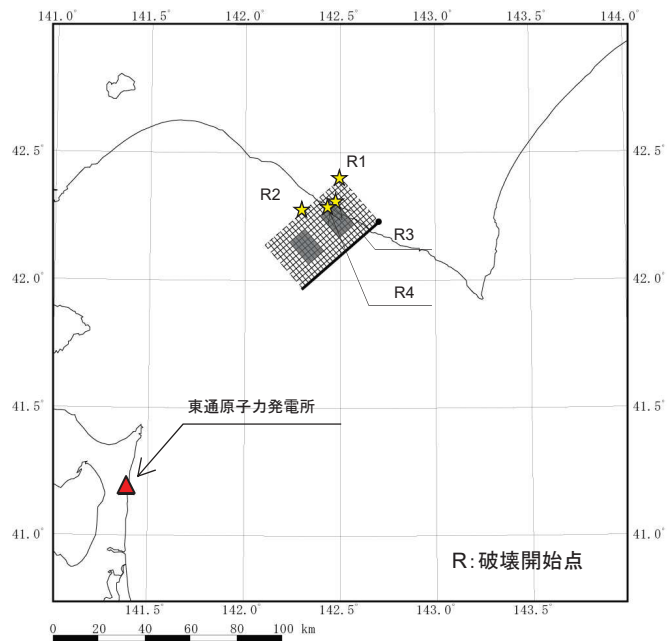
1993年釧路沖地震の地震調査研究推進本部(2020)に対する短周期レベルの倍率

	①Morikawa and Sasatani(2004), 笹谷ほか(2006)	②地震調査研究推進本部(2020)※2	①/②
短周期レベル(A) (Nm/s ²)	3.12 × 10 ²⁰	1.46 × 10 ²⁰	2.1

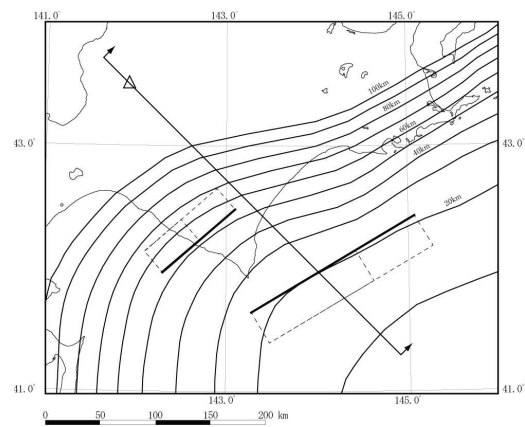
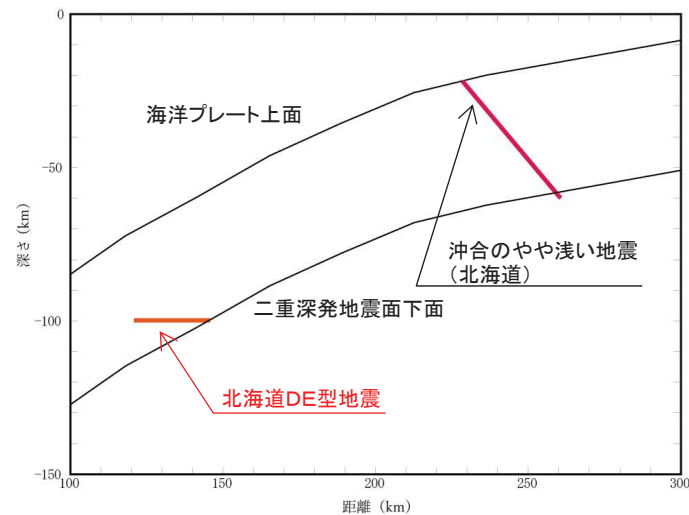
※2: Takeo et al.(1993)による地震モーメント[3.3 × 10²⁰(Nm)]より算定

6.5 二重深発地震下面の地震(北海道) 北海道DE型地震 (2) 基本ケース及び不確かさの想定 断層モデル

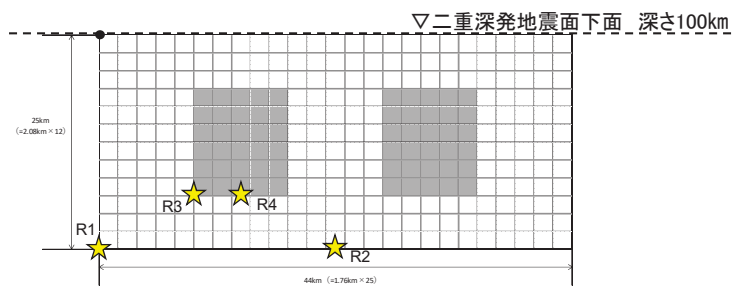
➤ 北海道DE型地震の断層モデルを示す。



北海道DE型地震 断層配置図



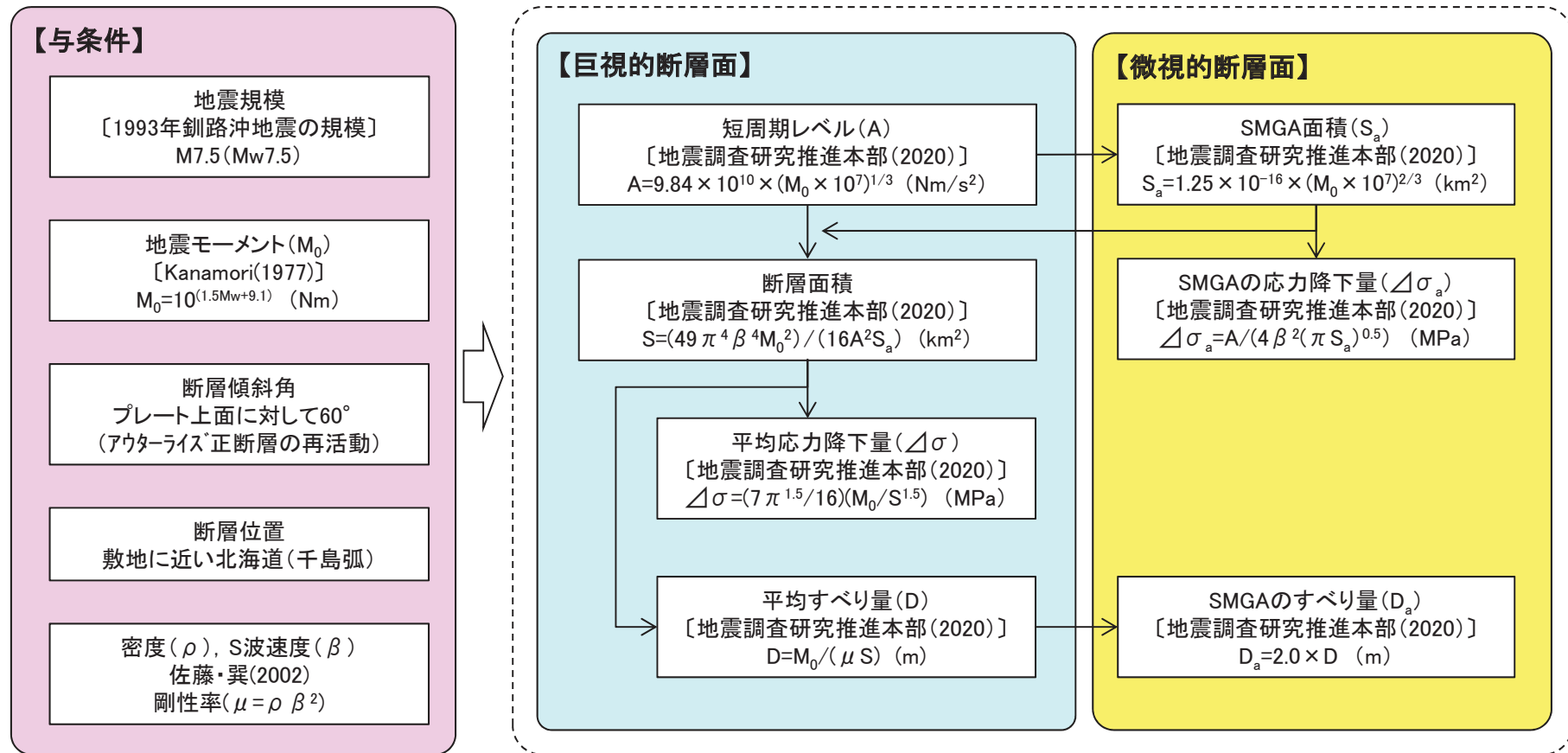
北海道DE型地震 断層配置図(断面)



北海道DE型地震 展開図 R:破壊開始点

6.5 二重深発地震下面の地震(北海道) 北海道DE型地震 (3)断層パラメータ 設定フロー

- ▶ 北海道DE型地震[基本ケース及びケース2(短周期レベルの不確かさ)]の断層パラメータ設定フローを示す。
- ▶ 設定は、地震調査研究推進本部(2020)の強震動予測レシピを用いる。



※ケース2(短周期レベル)では、ケース1(基本ケース)のA及び $\Delta\sigma_a$ を2.1倍にする。

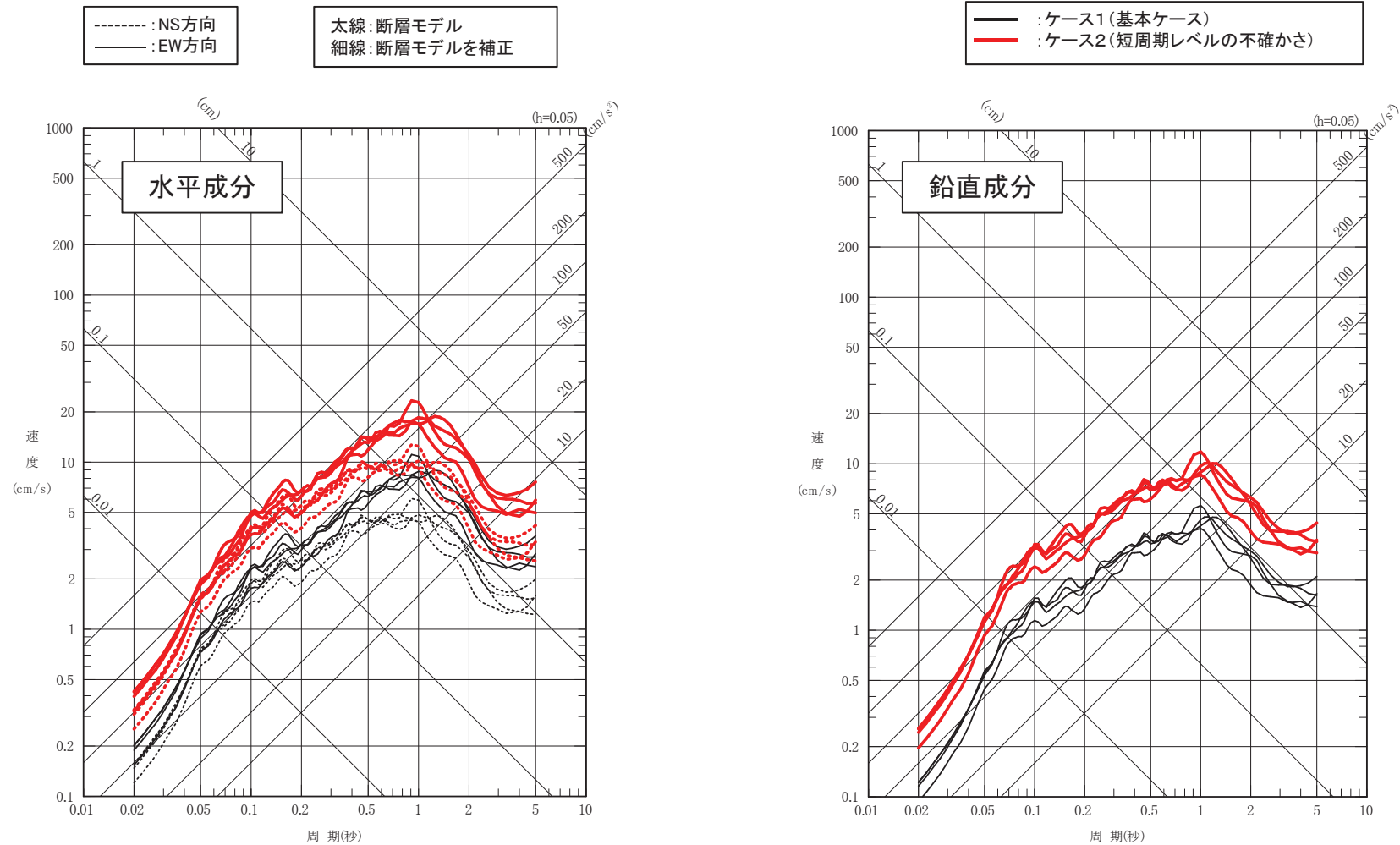
6.5 二重深発地震下面の地震(北海道) 北海道DE型地震 (3)断層パラメータ

▶ 北海道DE型地震の断層パラメータを以下に示す。

断層パラメータ		記号	単位	設定方法	ケース1 (基本)	ケース2 (短周期レベル)
巨視的断層面	地震規模(モーメントマグニチュード)	(Mw)	—	1993年釧路沖地震の地震規模	7.5(7.5)	←
	走向	θ	°	海溝軸を考慮	229	←
	断層傾斜角	δ	°	海洋プレート上面に対し30°, 1993年釧路沖地震	0	←
	断層長さ	L	km	断層面積より設定	44.0	←
	断層幅	W	km	断層面積より設定	25.0	←
	断層面積	S	km ²	$S=(49\pi^4\beta^4M_0^2)/(16A^2S_a)$	1080	←
	断層上端深さ	—	km	1993年釧路沖地震を参考	100	←
	地震モーメント	M_0	Nm	$M_0=10^{(1.5Mw+9.1)}$	2.24×10^{20}	←
	剛性率	μ	N/m ²	$\mu = \rho \beta^2$	4.80×10^{10}	←
	密度	ρ	g/cm ³	佐藤・巽(2002)	3.0	←
	S波速度	β	km/s ²	佐藤・巽(2002)	4.0	←
	平均すべり量	D	m	$D=M_0/(\mu S)$	4.32	←
	平均応力降下量	$\Delta\sigma$	MPa	$\Delta\sigma=(7\pi^{1.5}/16)(M_0/S^{1.5})$	15.37	←
	破壊伝播速度	V_f	km/s	$V_f=0.72\beta$ [Geller(1976)]	2.88	←
短周期レベル	A	Nm/s ²	$A=9.84 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$	1.29×10^{20}	2.70×10^{20}	
高周波遮断周波数	f_{max}	Hz	2008年岩手県沿岸北部の地震シミュレーション	18	←	
SMGA	地震モーメント	M_{0a}	Nm	$M_{0a}=\mu D_a S_a$	8.87×10^{19}	←
	面積	S_a	km ²	$S_a=1.25 \times 10^{-16} \times (M_0 \times 10^7)^{2/3}$	214	←
	平均すべり量	D_a	m	$D_a=2D$	8.64	←
	応力降下量	$\Delta\sigma_a$	MPa	$\Delta\sigma_a=A/(4\beta^2(\pi S_a)^{0.5})$	77.6	162.9
各SMGA	地震モーメント	M_{0ai}	Nm	$M_{0ai}=M_{0a}/n$, n:SMGAの個数	4.44×10^{19}	←
	面積	S_{ai}	km ²	$S_{ai}=S_a/n$, n:SMGAの個数	107	←
	平均すべり量	D_{ai}	m	$D_{ai}=M_{0ai}/(\mu S_{ai})$	8.64	←
	応力降下量	$\Delta\sigma_{ai}$	MPa	$\Delta\sigma_{ai}=\Delta\sigma_a$	77.6	162.9
背景領域	地震モーメント	M_{0b}	Nm	$M_{0b}=M_0-M_{0a}$	1.35×10^{20}	←
	面積	S_b	km ²	$S_b=S-S_a$	866	←
	平均すべり量	D_b	m	$D_b=M_{0b}/(\mu S_b)$	3.25	←
	実効応力	$\Delta\sigma_b$	MPa	$\Delta\sigma_b=(D_b/W_b)/(D_a/W_a)\Delta\sigma_a$	14.6	30.7
Q値	Q	—	佐藤・巽(2002)	$114^{0.92}$	←	

6.5 二重深発地震下面の地震(北海道) 北海道DE型地震 (4) 検討対象地震の地震動評価

- ▶ **北海道DE型地震**について、断層モデルによる複数の合成波から求めた各破壊開始点の平均応答スペクトルを以下に示す。



6.6 沖合いのやや浅い地震(北海道)

(1) 基本ケース及び不確かさの想定

- 北海道では、沖合いのやや浅い地震として1994年北海道東方沖地震(M8.2)が発生していることから、同タイプの地震として「**沖合いのやや浅い地震(北海道)**」を想定する。
- 地震規模は1994年北海道東方沖地震のM8.2を考慮し、敷地に最も近い千島弧に想定する。震源深さは、1994年北海道東方沖地震と同じとする。
- 断層傾斜角は、アウターライズで生成した正断層の再活動を考慮し、海洋プレートの境界面に対して60°とする。
- Morikawa and Sasatani(2004)及び笹谷ほか(2006)に基づき、1994年北海道東方沖地震の短周期レベルを不確かさとして考慮する。1994年北海道東方沖地震は、沖合いのやや浅い地震としては東北地方及び北海道の最大であることから、地震規模の不確かさは考慮しない。
- 敷地において適切な観測記録が得られていないことから、統計的グリーン関数法[釜江ほか(1991)及び入倉ほか(1997)]を用いた地震動評価を行う。

検討対象地震の想定[沖合いのやや浅い地震(北海道)]

	タイプ	地震規模	想定位置	SMGA位置	短周期レベル※1 (A)	備考
ケース1 (基本ケース)	逆断層	M8.2	敷地至近千島弧 (沖合い)	断層中央	1.0As	・1994年北海道東方沖地震のM及び震源深さを考慮 ・断層モデルの平均応答スペクトル
ケース2 (短周期レベル)	逆断層	M8.2	敷地至近千島弧 (沖合い)	断層中央	2.0As	・1994年北海道東方沖地震のM ₀ -Aを参考 ・断層モデルの平均応答スペクトル

※1:地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルを1.0Asとする。

: 考慮する不確かさ : あらかじめモデルに織り込む不確かさ

↑
短周期レベルの不確かさに反映

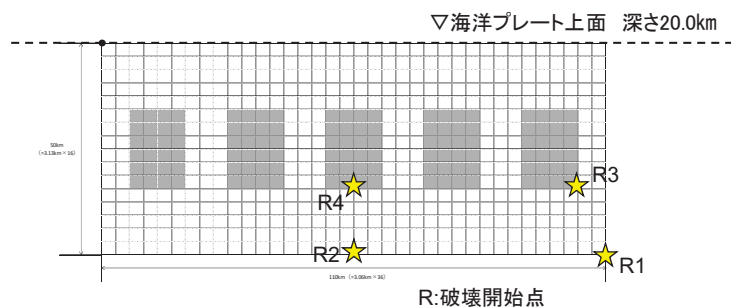
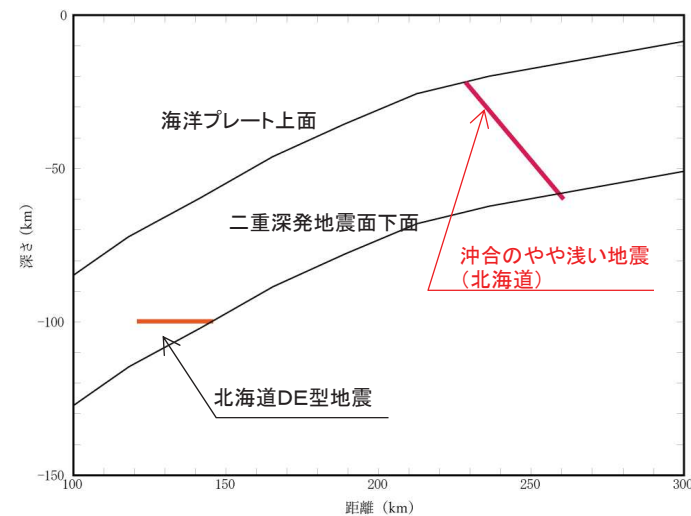
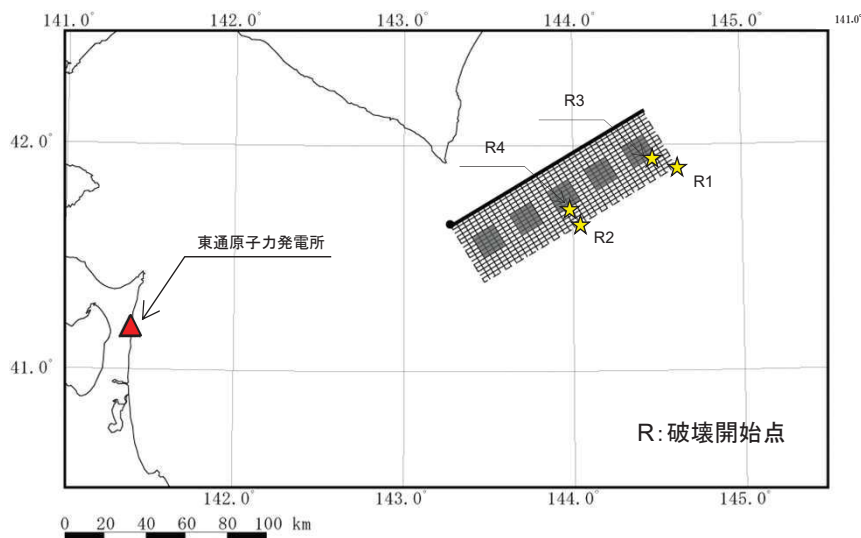
1994年北海道東方沖地震の地震調査研究推進本部(2020)に対する短周期レベルの倍率

	①Morikawa and Sasatani(2004), 笹谷ほか(2006)	②地震調査研究推進本部(2020)※2	①/②
短周期レベル(A) (Nm/s ²)	5.92 × 10 ²⁰	2.92 × 10 ²⁰	2.0

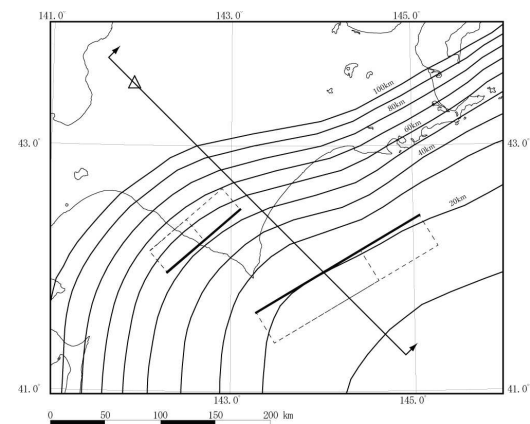
※2: Kikuchi and Kanamori.(1995)による地震モーメント[2.6 × 10²¹(Nm)]より算定

6.6 沖合いのやや浅い地震(北海道) (1) 基本ケース及び不確かさの想定 断層モデル

➤ 沖合いのやや浅い地震(北海道)の断層モデルを示す。



沖合いのやや浅い地震(北海道) 展開図

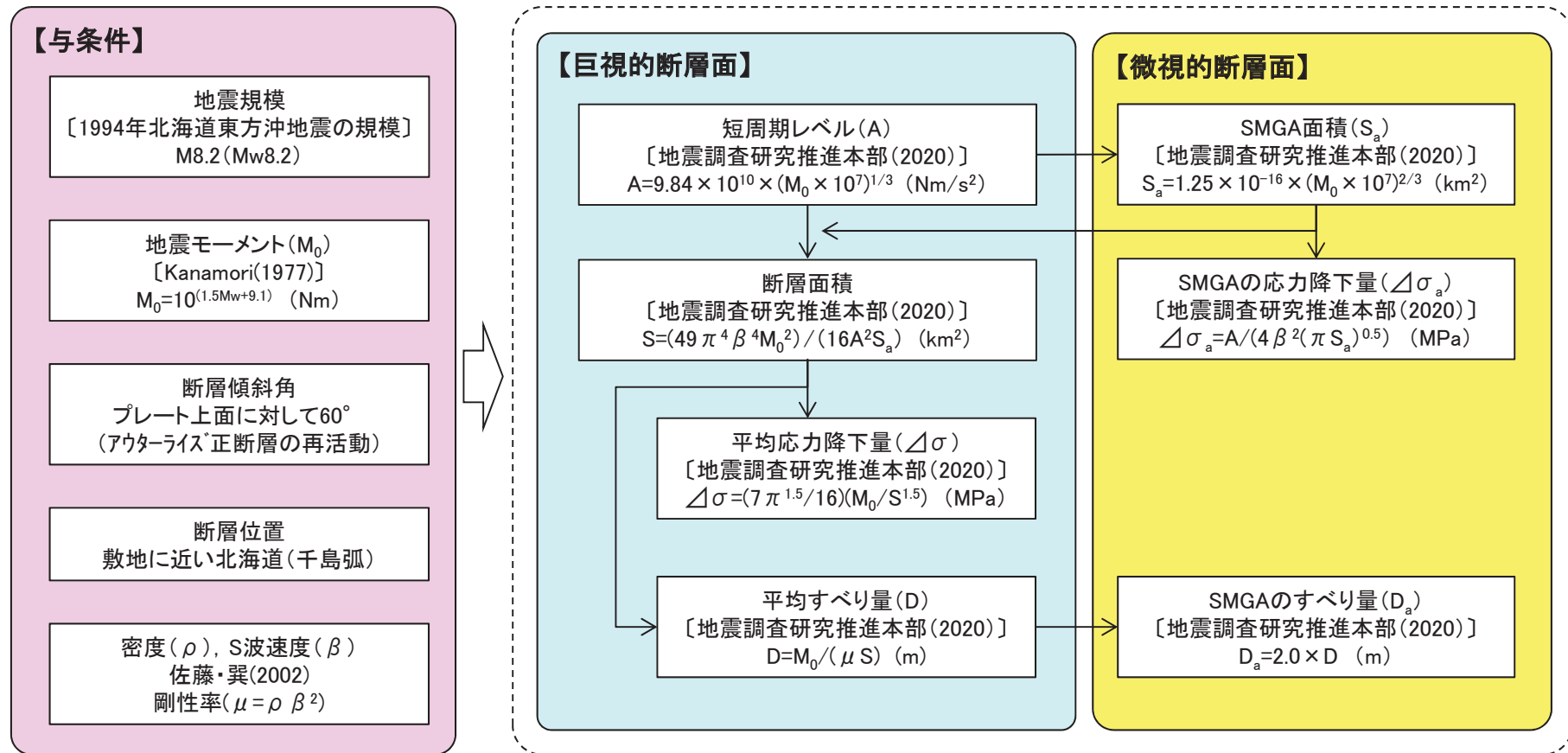


沖合いのやや浅い地震(北海道) 断層配置図(断面)

6.6 沖合いのやや浅い地震(北海道)

(2) 断層パラメータ 設定フロー

- 沖合いのやや浅い地震(北海道)[基本ケース及びケース2(短周期レベルの不確かさ)]の断層パラメータ設定フローを示す。
- 設定は、地震調査研究推進本部(2020)の強震動予測レシピを用いる。



※ケース2(短周期レベル)では、ケース1(基本ケース)のA及び $\Delta \sigma_a$ を2.0倍にする。

6.6 沖合いのやや浅い地震(北海道)

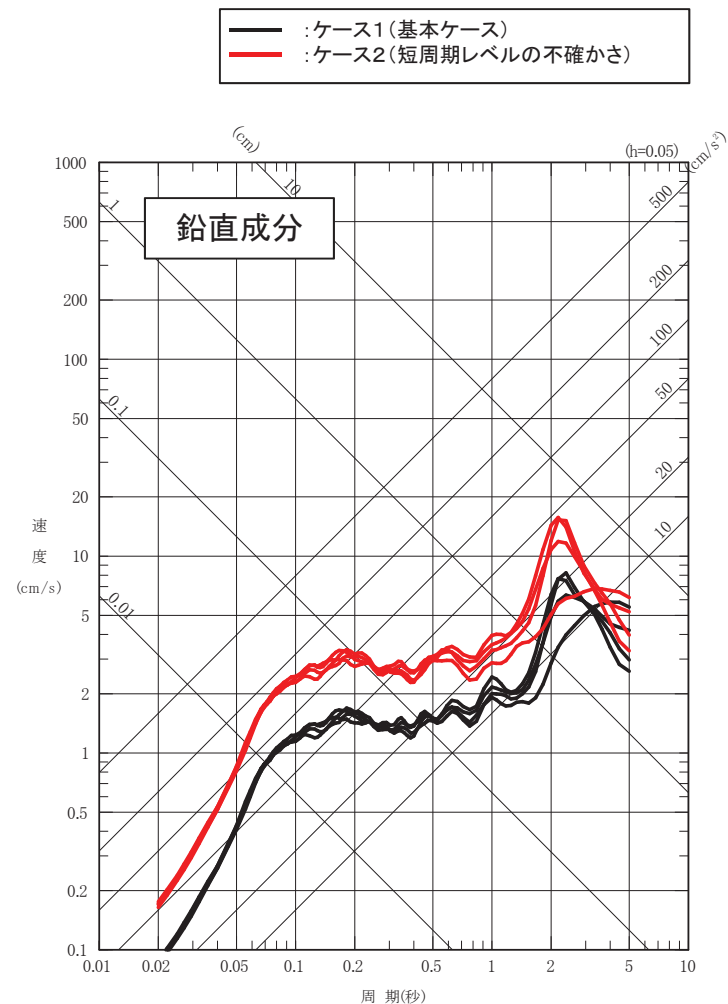
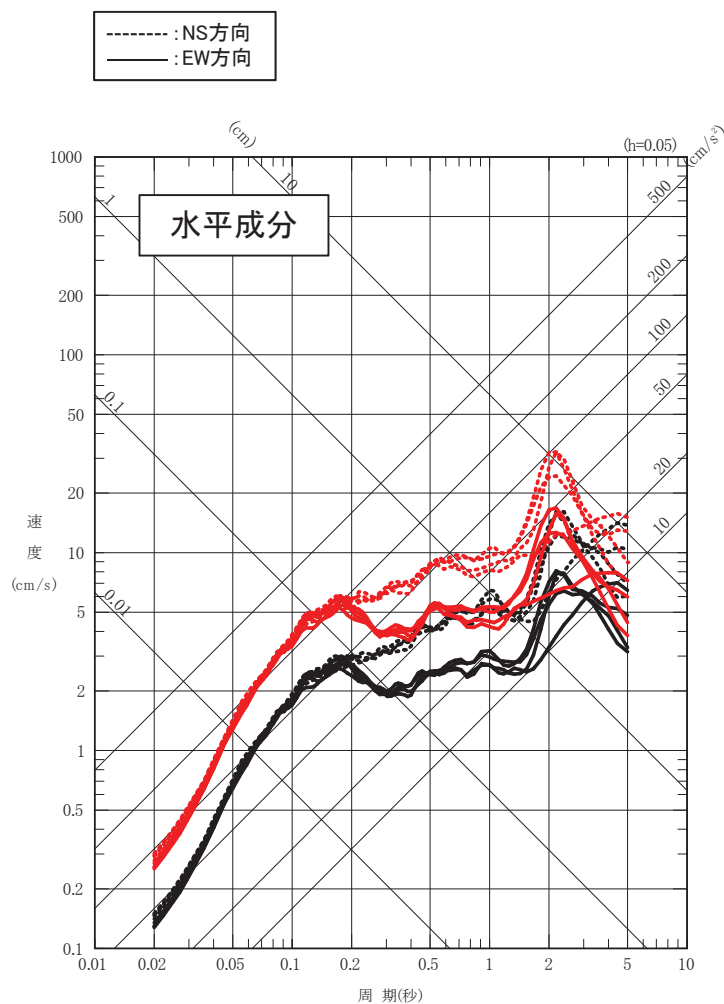
(2) 断層パラメータ

➤ 沖合いのやや浅い地震(北海道)の断層パラメータを以下に示す。

断層パラメータ		記号	単位	設定方法	ケース1 (基本)	ケース2 (短周期レベル)
巨視的断層面	地震規模(モーメントマグニチュード)	(Mw)	—	1994年北海道東方沖地震の地震規模	8.2(8.2)	←
	走向	θ	°	海溝軸を考慮	59	←
	断層傾斜角	δ	°	海洋プレート上面に対し60°	50	←
	断層長さ	L	km	断層面積より設定	110.0	←
	断層幅	W	km	断層面積より設定	50.0	←
	断層面積	S	km ²	$S=(49\pi^4\beta^4M_0^2)/(16A^2S_a)$	5412	←
	断層上端深さ	—	km	1994年北海道東方沖地震を参考	20	←
	地震モーメント	M_0	Nm	$M_0=10^{(1.5Mw+9.1)}$	2.51×10^{21}	←
	剛性率	μ	N/m ²	$\mu = \rho \beta^2$	4.80×10^{10}	←
	密度	ρ	g/cm ³	佐藤・巽(2002)	3.0	←
	S波速度	β	km/s ²	佐藤・巽(2002)	4.0	←
	平均すべり量	D	m	$D=M_0/(\mu S)$	9.67	←
	平均応力降下量	$\Delta\sigma$	MPa	$\Delta\sigma=(7\pi^{1.5}/16)(M_0/S^{1.5})$	15.37	←
	破壊伝播速度	V_r	km/s	$V_r=0.72\beta$ [Geller(1976)]	2.88	←
	短周期レベル	A	Nm/s ²	$A=9.84 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$	2.88×10^{20}	5.76×10^{20}
高周波遮断周波数	f_{max}	Hz	2008年岩手県沿岸北部の地震シミュレーション	18	←	
SMGA	地震モーメント	M_{0a}	Nm	$M_{0a}=\mu D_a S_a$	9.95×10^{20}	←
	面積	S_a	km ²	$S_a=1.25 \times 10^{-16} \times (M_0 \times 10^7)^{2/3}$	1072	←
	平均すべり量	D_a	m	$D_a=2D$	19.34	←
	応力降下量	$\Delta\sigma_a$	MPa	$\Delta\sigma_a=A/(4\beta^2(\pi S_a)^{0.5})$	77.6	155.2
各SMGA	地震モーメント	M_{0ai}	Nm	$M_{0ai}=M_{0a}/n$, n: SMGAの個数	1.99×10^{20}	←
	面積	S_{ai}	km ²	$S_{ai}=S_a/n$, n: SMGAの個数	214	←
	平均すべり量	D_{ai}	m	$D_{ai}=M_{0ai}/(\mu S_{ai})$	19.34	←
	応力降下量	$\Delta\sigma_{ai}$	MPa	$\Delta\sigma_{ai}=\Delta\sigma_a$	77.6	155.2
背景領域	地震モーメント	M_{0b}	Nm	$M_{0b}=M_0-M_{0a}$	1.52×10^{21}	←
	面積	S_b	km ²	$S_b=S-S_a$	4340	←
	平均すべり量	D_b	m	$D_b=M_{0b}/(\mu S_b)$	7.28	←
	実効応力	$\Delta\sigma_b$	MPa	$\Delta\sigma_b=(D_b/W_b)/(D_a/W_a)\Delta\sigma_a$	11.0	21.9
Q値		Q	—	佐藤・巽(2002)	$114^{0.92}$	←

6. 6 沖合いのやや浅い地震(北海道) (3) 検討対象地震の地震動評価

- 沖合いのやや浅い地震(北海道)について、断層モデルによる複数の合成波から求めた各破壊開始点の平均応答スペクトルを以下に示す。



6.7 アウターライズ地震

(1) 基本ケース及び不確かさの想定

- アウターライズでは1933年三陸沖の地震(M8.1)が発生していることから、同タイプの地震として「アウターライズ地震」を想定する。
- これまで知られている正断層のアウターライズ地震の最大規模である1933年三陸沖の地震(M8.1)を基本ケースとし、敷地に最も近い海溝軸東側に想定する。
- また、津波評価において、土木学会(2016)の「1933年昭和三陸地震津波再現モデル(Mw8.35)」を上回る地震規模M8.6を考慮していることから、この地震規模を不確かさとして考慮する。
- 敷地において、2011年3月11日15時25分三陸沖の地震(M7.5)の観測記録が得られており、この短周期レベルを採用する。
- 上記観測記録をNoda et al.(2002)の比率を用いて補正した簡易評価を行う。

検討対象地震の想定〔アウターライズ地震〕

	タイプ	地震規模	想定位置	SMGA位置	短周期レベル※1 (A)	備考
基本ケース	正断層	M8.1	敷地前面 海溝軸東側	断層中央	0.7As	・1933年三陸沖の地震のMを考慮 ・地震観測記録を補正
ケース2 (地震規模)	正断層	M8.6	敷地前面 海溝軸東側	断層中央	0.7As	・土木学会(2016)の知見を参考 ・地震観測記録を補正

※1:地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルを1.0Asとする。

■: 考慮する不確かさ ■: あらかじめモデルに織り込む不確かさ

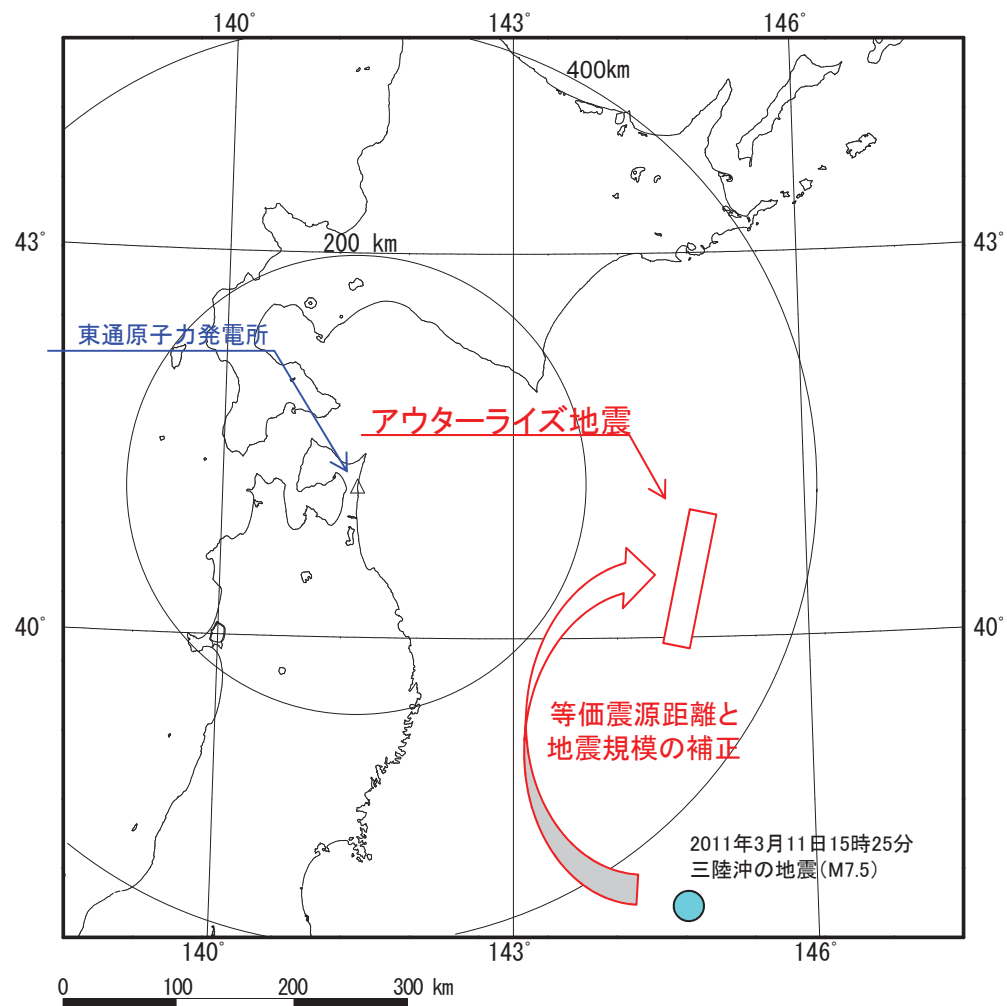
2011年3月11日15時25分三陸沖の地震の地震調査研究推進本部(2020)に対する短周期レベルの倍率

	①佐藤(2013)	②地震調査研究推進本部(2020)※2	①/②
短周期レベル(A) (Nm/s ²)	9.37 × 10 ¹⁹	1.33 × 10 ²⁰	0.7

※2: F-netによる地震モーメント[2.46 × 10²⁰(Nm)]より算定

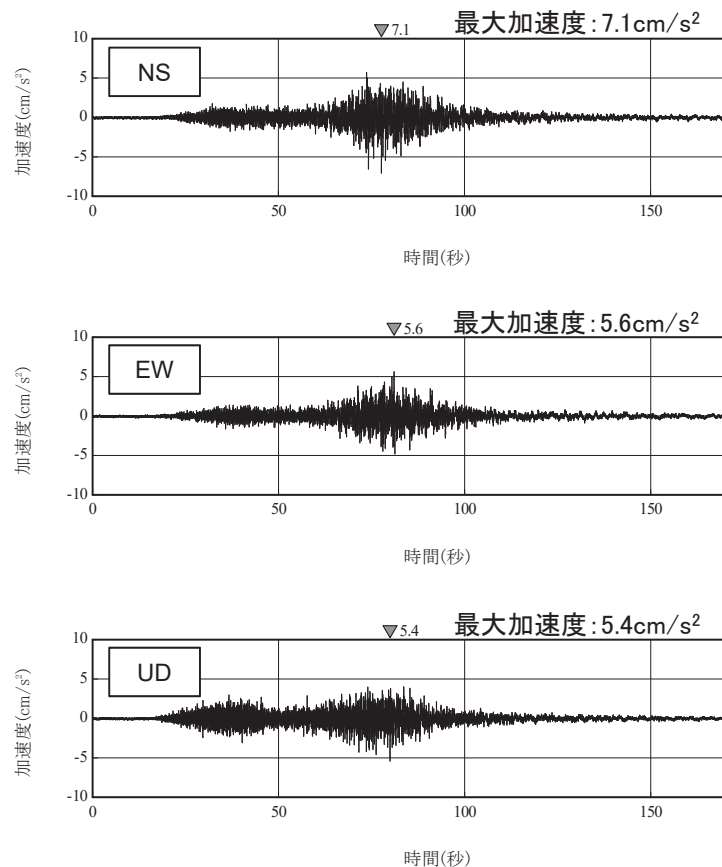
6.7 アウターライズ地震 (1) 観測地震の震央分布

➤ アウターライズ地震と観測地震の震央分布を以下に示す。

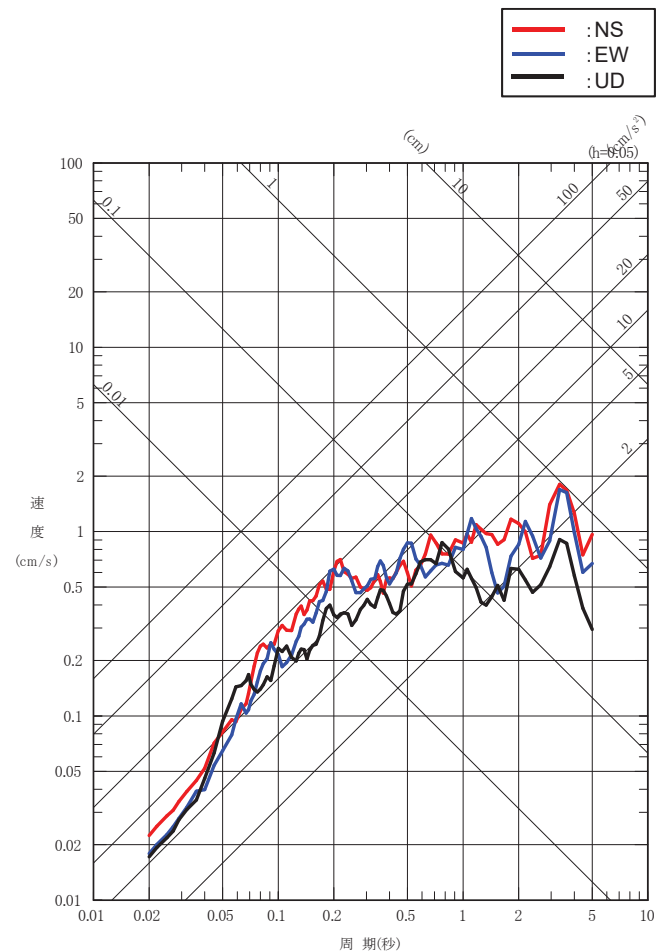


6.7 アウターライズ地震 (2)2011年3月10日三陸沖の地震の観測記録

- アウターライズ地震の検討に用いる2011年3月11日三陸沖の地震(M7.5)の敷地における観測記録を以下に示す。



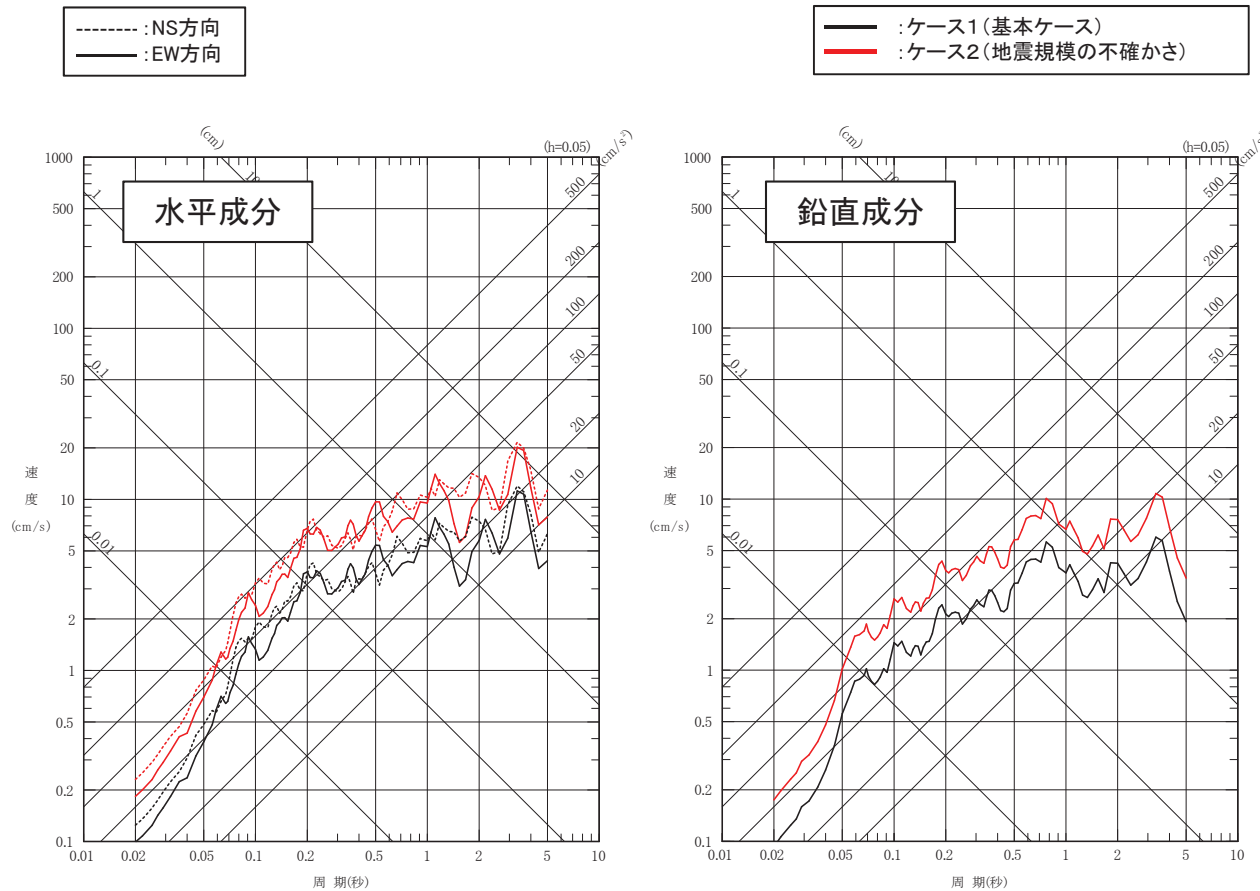
2011年3月11日三陸沖の地震の時刻歴波形
(自由地盤T.P.+2.0m観測点のはぎとり波, PN基準)



2011年3月11日三陸沖の地震の応答スペクトル
(自由地盤T.P.+2.0m観測点のはぎとり波, PN基準)

6.7 アウターライズ地震 (3) 地震動評価

- **アウターライズ地震**の地震動評価結果を以下に示す。
- 自由地盤岩盤上部の地震観測点(T.P.+2.0m)で得られた2011年3月11日三陸沖の地震(M7.5)の観測記録についてNoda et al.(2002)の比率を用いて補正を行った。



アウターライズ地震の応答スペクトル(PN基準)

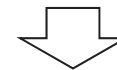
アウターライズ地震の応答スペクトル=観測記録の応答スペクトル×Noda et al.(2002)の比率

観測記録の補正

【観測地震】 2011年3月11日三陸沖の地震	
地震規模	M7.5
等価震源距離	464km



アウターライズ地震	
地震規模	M8.1
等価震源距離	287km

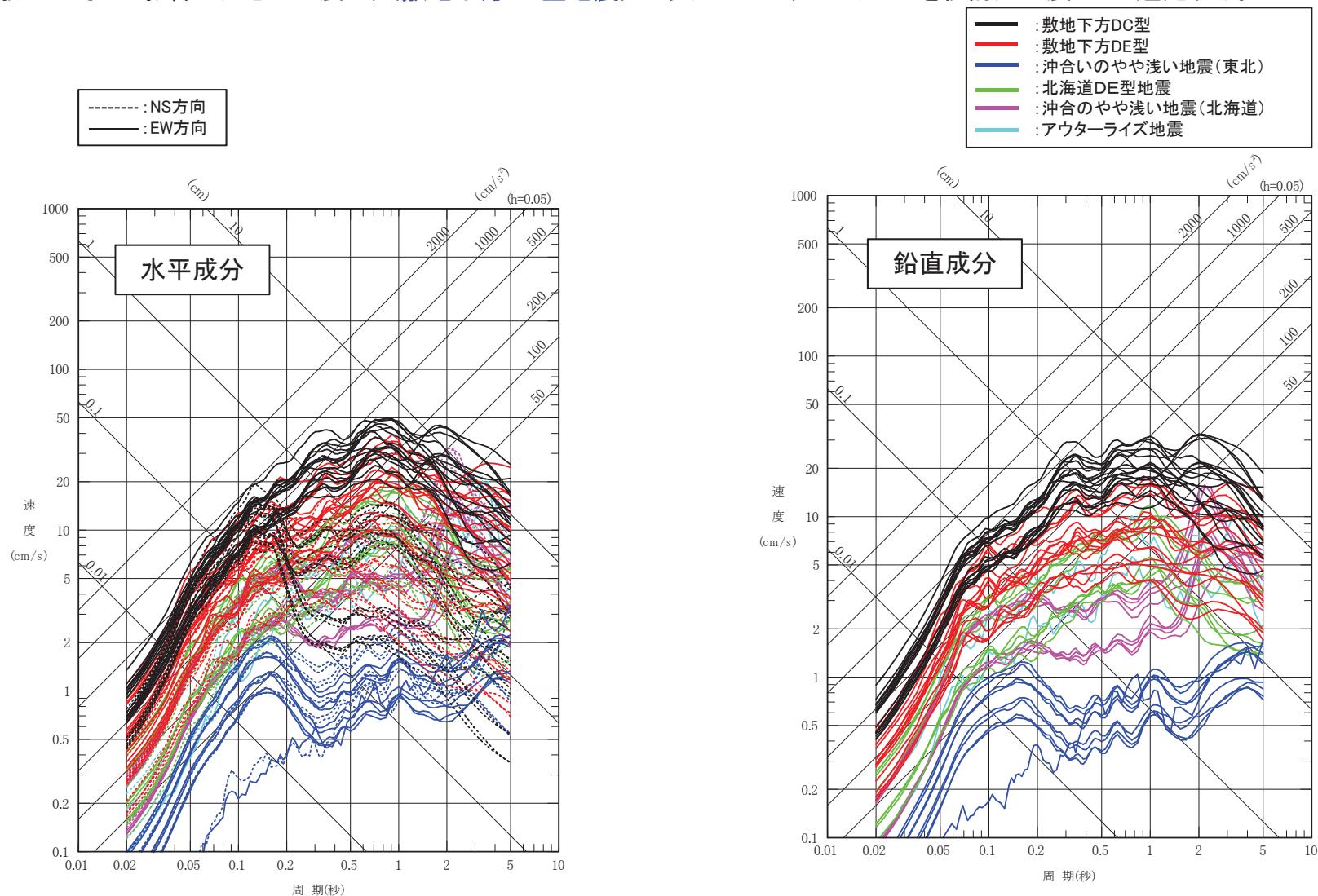


規模の不確かさ

アウターライズ地震	
地震規模	M8.6
等価震源距離	287km

6.8 検討用地震の選定 まとめ(検討対象地震の地震動評価)

- 各地震タイプについて、全てのケースの平均応答スペクトルの比較を以下に示す。
- 各タイプの地震動が敷地に与える影響は特に大きいものではないこと(詳細は補足説明資料4章 p.24, 25参照), また, この中では敷地に対して影響の大きい地震は, [敷地下方DC型地震]であることから, このタイプを検討用地震として選定する。



7. 海洋プレート内地震(検討用地震)の地震動評価

- 7. 1 海洋プレート内地震の検討用地震
- 7. 2 検討用地震の地震動評価
- 7. 3 海洋プレート内地震の地震動評価 まとめ

7.1 海洋プレート内地震の検討用地震

(1) 基本ケース及び不確かさケース

- 検討用地震として選定した「**敷地下方DC型地震**」について、検討ケースを以下に示す。
- 6章での検討を踏まえ、基本ケースは、東北地方のDC型地震の最大規模であるM7.2とする。また、地震規模と短周期レベルの不確かさを重畳させたケースの影響が最も大きいことから、このケースを不確かさケースとして考慮する。
- 想定位置、SMGA位置、短周期レベルは6章と同じとする。
- なお、太平洋プレートの地殻まで破壊が広がる断層面を想定した方が敷地に対する距離は近くなるが、①地殻とマントルに跨って断層面を想定した場合、両者の物性の違い等を考慮するとSMGAはマントル内に生成されると考えるのが自然なこと、②瀬野(2020)によれば1978年宮城県沖地震等のプレート間地震の短周期地震動は断層面がスラブ地殻に及んだことにより生成されたものと考察していること、③地殻とマントルの短周期レベルの違いも踏まえると、敷地に与える影響はケース2(SMGAをマントル内に想定)と同等以下であること(補足説明資料4章に記載)から、SMGAが海洋プレート地殻に位置する地震は不確かさケースとしては考慮しない。
- 地震動評価としては、敷地において適切な観測記録が得られていないことから、統計的グリーン関数法を用いた地震動評価を行う。

検討対象地震の想定〔二重深発地震上面の地震(敷地下方DC型地震)〕

	タイプ	地震規模	想定位置	SMGA位置	短周期レベル※ ¹ (A)	破壊開始点	備考
ケース1 (基本ケース)	DC型	M7.2	敷地至近 (海洋性マントル)	断層上端 中央	1.0As	破壊が敷地に向かう 位置に複数想定	4.7地震のMを考慮
ケース2 (不確かさケース)	DC型	M7.5	敷地至近 (海洋性マントル)	断層上端 中央	1.5As	破壊が敷地に向かう 位置に複数想定	・原田・釜江(2011)による 4.7地震のM ₀ -Aを考慮 ・4.7地震の知見(低速度 層の分布)を踏まえ M7.5を考慮

※1:地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルを1.0Asとする。

■ : 考慮する不確かさ

■ : あらかじめモデルに織り込む不確かさ

短周期レベルの不確かさに反映

4.7地震の地震調査研究推進本部(2020)に対する短周期レベルの倍率

	①原田・釜江(2011)	②地震調査研究推進本部(2020)※ ²	①/②
短周期レベル(A) (Nm/s ²)	1.16 × 10 ²⁰	7.67 × 10 ¹⁹	1.5

※2:F-netによる地震モーメント[4.74 × 10¹⁹(Nm)]より算定

7.1 海洋プレート内地震の検討用地震

(2) 認識論的不確かさと偶然的不確かさの整理

【不確かさの考え方の整理】

- 主要なパラメータについて、海洋プレート内地震に関する知見等を踏まえ、認識論的不確かさと偶然的不確かさに分類し、敷地に与える影響が大きいパラメータについて不確かさを考慮し、地震動評価を行う。

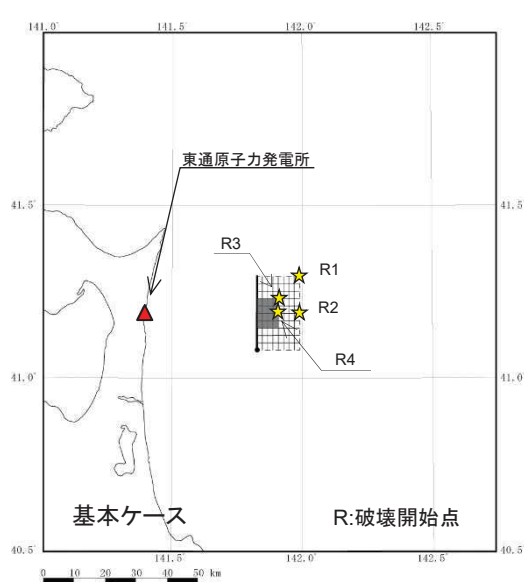
【認識論的な不確かさ】: 事前の詳細な調査や経験式などに基づき設定できるもの。

【偶然的な不確かさ】 : 事前の詳細な調査や経験式などに基づく特定が困難なもの。

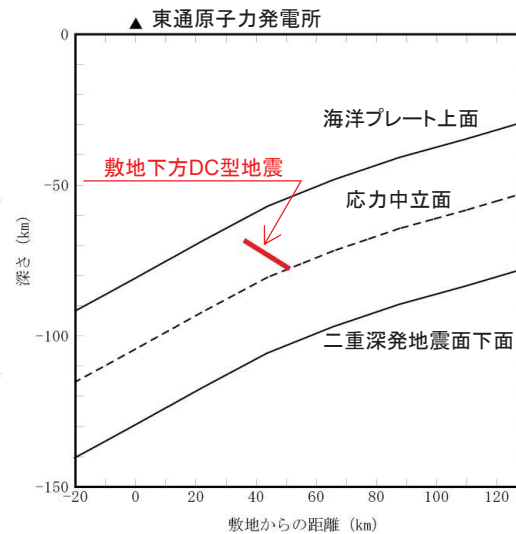
種類	パラメータ	基本ケースでの設定	不確かさの考慮
認識論的 不確かさ	地震規模	M7.2	<p><u>あらかじめ不確かさを考慮</u></p> <ul style="list-style-type: none"> ✓ 東北地方のDC型地震の最大規模であるM7.2を基本ケースとして想定する。地震規模の不確かさとして、敷地周辺の海洋プレート内には4.7地震の知見(震源域北部の低速度層の拡がり)は知られていないものの、これを踏まえ、M7.5を考慮。
	断層の位置	敷地至近 海洋性マントル内	<p><u>あらかじめ不確かさを考慮</u></p> <ul style="list-style-type: none"> ✓ 敷地周辺では、4.7地震でみられたような海洋プレート内の低速度域は知られていないものの、不確かさを考慮して敷地至近の位置に考慮。 ✓ 断層深さは、東北地方で発生したDC型地震の最大規模である4.7地震を参考に、海洋性マントルに想定。 ✓ なお、設定位置の不確かさを考慮して海洋地殻に想定したとしても、短周期レベルの不確かさの影響を超えるものとはならないことを確認している(補足説明資料4章)。
	短周期 レベル (応力降下量)	地震調査研究推進本部 (2020)	<p><u>不確かさケースとして考慮</u></p> <ul style="list-style-type: none"> ✓ 敷地で得られた観測記録には短周期レベルが特に大きい傾向は確認されないことから、基本ケースは、海洋プレート内地震の標準的な値である地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルに基づき設定。 ✓ 不確かさとして、東北地方で発生したDC型地震の最大規模である4.7地震のM_0-A関係を考慮(地震調査研究推進本部(2020)の1.5倍)。4.7地震の短周期レベルは、東北地方の二重深発地震上面の地震として最も大きい値。
	SMGA位置	断層上端 中央	<p><u>あらかじめ不確かさを考慮</u></p> <ul style="list-style-type: none"> ✓ SMGA位置に関する知見は知られていないことから、敷地に最も近い断層上端に考慮。
偶然的 不確かさ	破壊開始点	破壊の伝播方向が敷地に向かうように配置	<p><u>あらかじめ不確かさを考慮</u></p> <ul style="list-style-type: none"> ✓ 基本ケース、不確かさケースとも、敷地に対し最も影響の大きい破壊開始点位置(破壊が敷地に向かうように設定した位置)に考慮。

7.2 検討用地震の地震動評価 (1) 敷地下方DC型地震 断層モデル① ケース1(基本ケース)

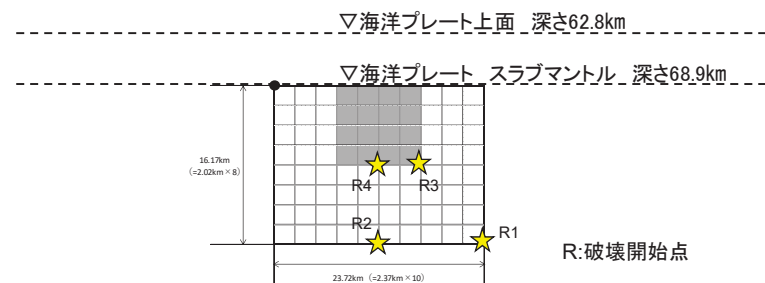
▶ 敷地下方DC型地震(ケース1)の断層モデルを示す。



断層配置図



断層配置図(断面)



基本ケース

展開図

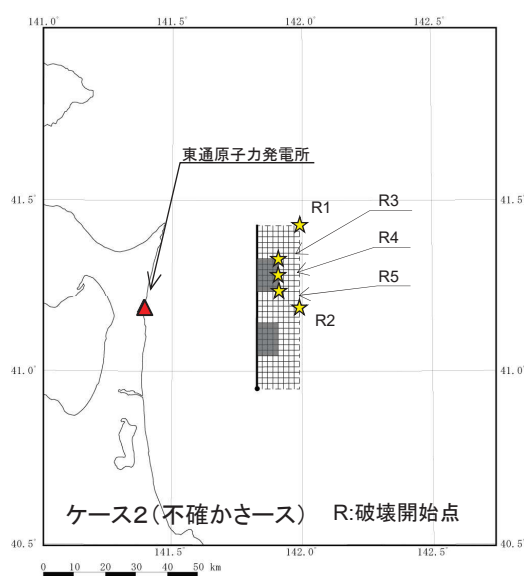
検討用地震(海洋プレート内地震)〔敷地下方DC型地震〕 ケース1(基本ケース)の主な諸元

	地震規模	断層傾斜角 (°)	地震モーメント (N・m)	短周期レベル (Nm/s ²)	断層上端深さ D(km)	等価震源距離 Xeq(km)
ケース1 (基本ケース)	M7.2	32	4.74×10^{19}	7.67×10^{19}	68.9	83

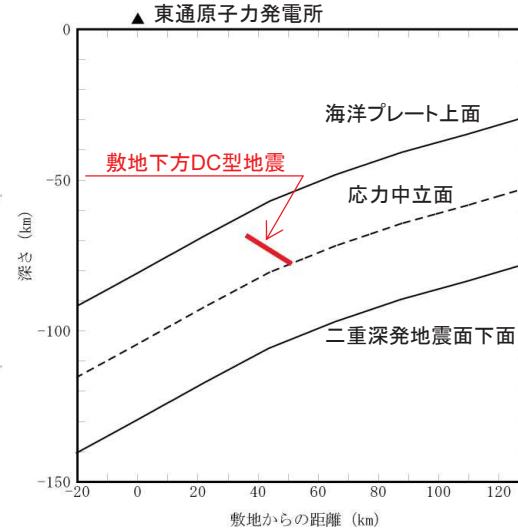
7.2 検討用地震の地震動評価

(1) 敷地下方DC型地震 断層モデル② ケース2(不確かさケース)

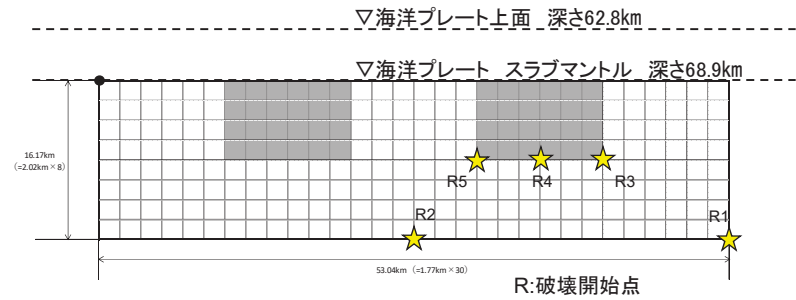
▶ 敷地下方DC型地震(ケース2)の断層モデルを示す。



断層配置図



断層配置図(断面)



ケース2(不確かさケース)

展開図

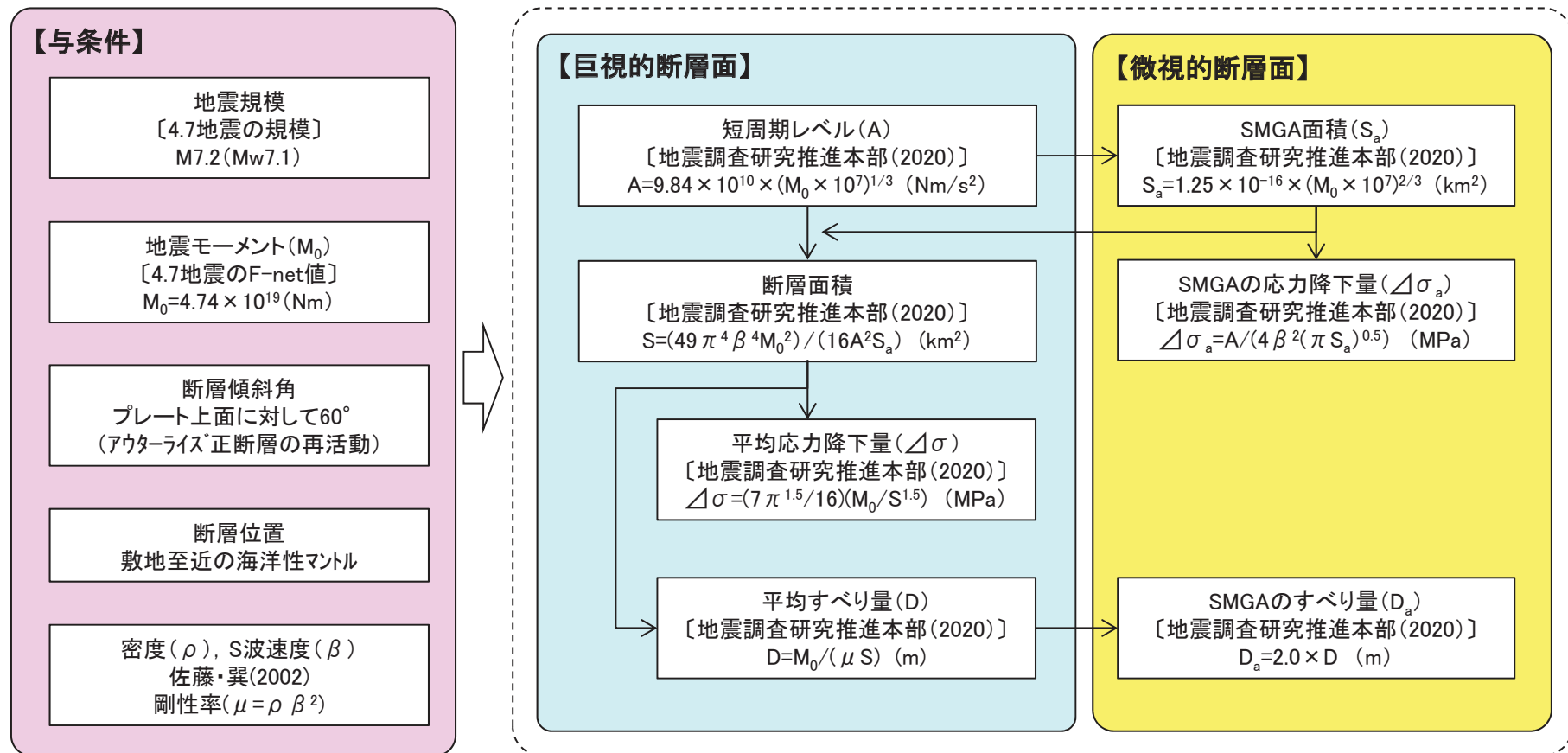
検討用地震(海洋プレート内地震)〔敷地下方DC型地震〕 ケース2(不確かさケース)の主な諸元

	地震規模	断層傾斜角 (°)	地震モーメント (N・m)	短周期レベル (Nm/s ²)	断層上端深さ D(km)	等価震源距離 Xeq(km)
ケース2 (不確かさケース)	M7.5	32	1.58×10^{20}	1.72×10^{20}	68.9	84

7.2 検討用地震の地震動評価

(2) 敷地下方DC型地震 断層パラメータ設定フロー①

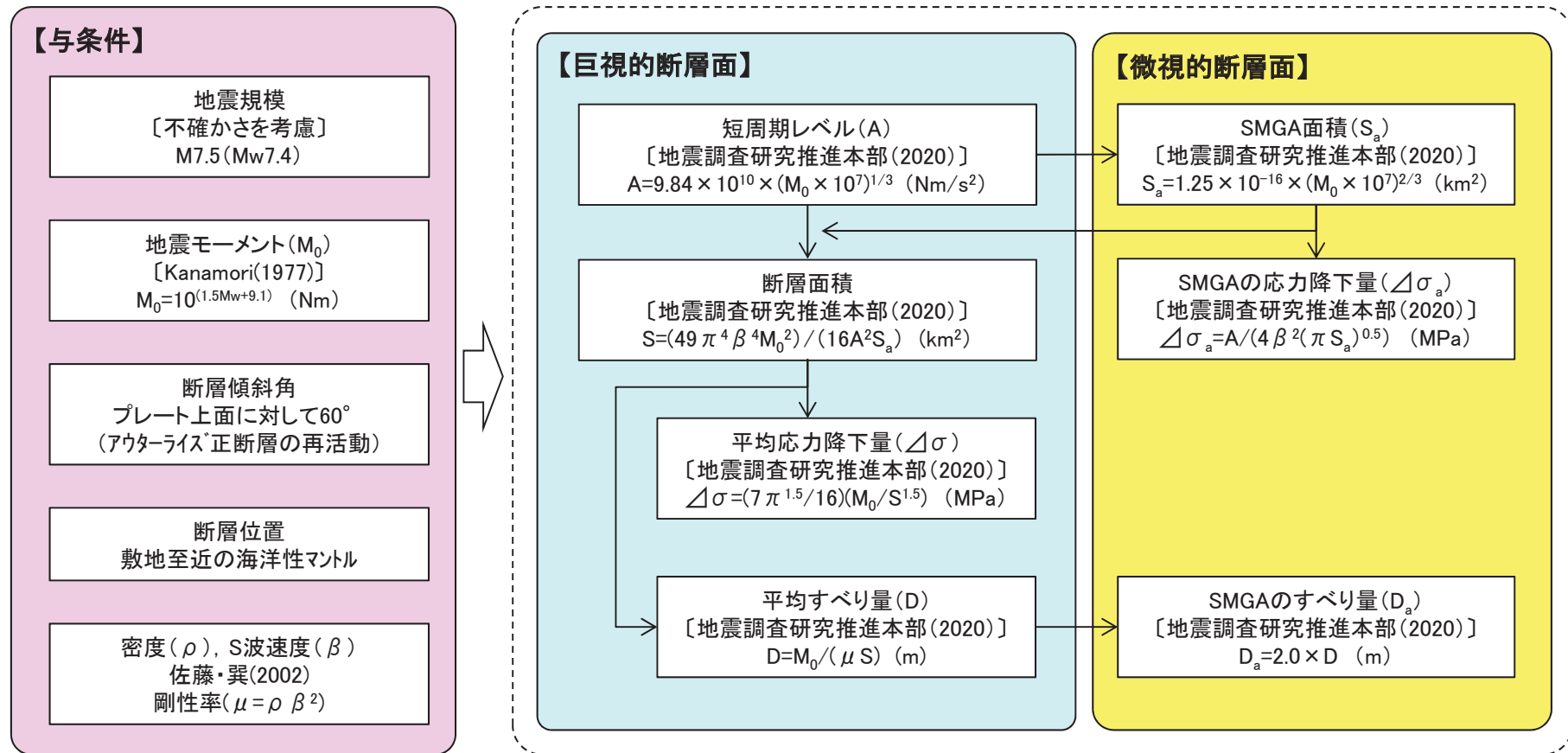
- 敷地下方DC型地震[基本ケース]の断層パラメータ設定フローを示す。
- 地震規模及び地震モーメントは、東北地方で発生した最大規模である4.7地震の値を用いる。
- 設定は、地震調査研究推進本部(2020)の強震動予測レシピを用いる。



7.2 検討用地震の地震動評価

(2) 敷地下方DC型地震 断層パラメータ設定フロー②

- 敷地下方DC型地震[ケース2(不確かさケース)]の断層パラメータ設定フローを示す。
- 地震モーメントは、不確かさを考慮した地震規模から算定する。
- 設定は、地震調査研究推進本部(2020)の強震動予測レシピを用いる。



7.2 検討用地震の地震動評価 (2) 敷地下方DC型地震 断層パラメータ

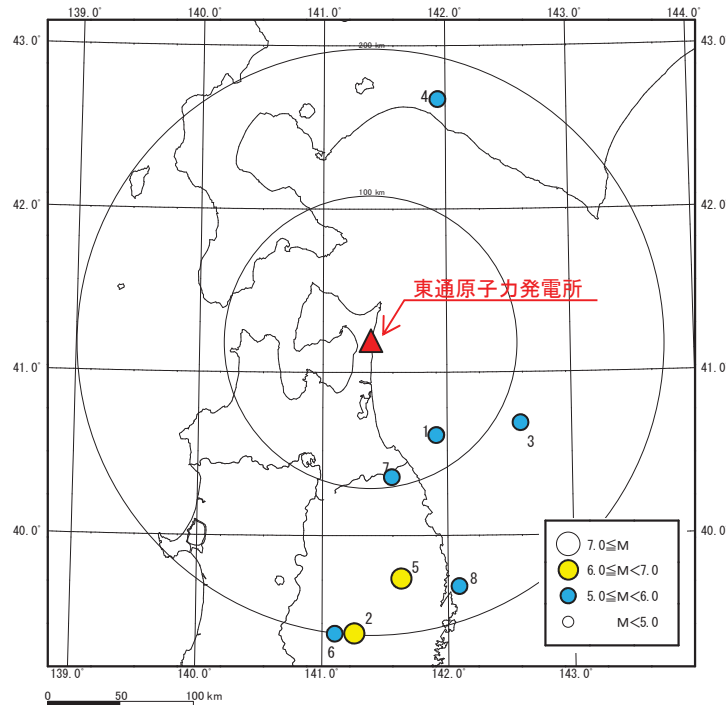
➤ 敷地下方DC型地震の各ケースの断層パラメータを以下に示す。

断層パラメータ		記号	単位	設定方法	ケース1 (基本ケース)	ケース2 (不確かさケース)
巨視的断層面	地震規模(モーメントマグニチュード)	(Mw)	—	4.7地震	7.2(7.1)	7.5(7.4)
	走向	θ	°	海溝軸を考慮	0	←
	断層傾斜角	δ	°	海洋プレート上面に対し60°	32	←
	断層長さ	L	km	断層面積より設定	23.72	53.04
	断層幅	W	km	断層面積より設定	16.17	←
	断層面積	S	km ²	$S=(49\pi^4\beta^4M_0^2)/(16A^2S_a)$	384	858
	断層上端深さ	—	km	海洋プレートの沈み込みを考慮	68.9	←
	地震モーメント	M_0	Nm	4.7地震のF-Net, $M_0=10^{(1.5Mw+9.1)}$	4.74×10^{19}	1.58×10^{20}
	剛性率	μ	N/m ²	$\mu = \rho \beta^2$	4.80×10^{10}	←
	密度	ρ	g/cm ³	佐藤・巽(2002)	3.0	←
	S波速度	β	km/s ²	佐藤・巽(2002)	4.0	←
	平均すべり量	D	m	$D=M_0/(\mu S)$	2.57	3.85
	平均応力降下量	$\Delta\sigma$	MPa	$\Delta\sigma=(7\pi^{1.5}/16)(M_0/S^{1.5})$	15.37	←
	破壊伝播速度	V_r	km/s	$V_r=0.72\beta$ [Geller(1976)]	2.88	←
	短周期レベル	A	Nm/s ²	$A=9.84 \times 10^{19} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$	7.67×10^{19}	1.72×10^{20}
高周波遮断周波数	f_{max}	Hz	2008年岩手県沿岸北部の地震シミュレーション	18	←	
SMGA	地震モーメント	M_{0a}	Nm	$M_{0a} = \mu D_a S_a$	1.88×10^{19}	6.28×10^{19}
	面積	S_a	km ²	$S_a = 1.25 \times 10^{-16} \times (M_0 \times 10^7)^{2/3}$	76	170
	平均すべり量	D_a	m	$D_a = 2D$	5.15	7.70
	応力降下量	$\Delta\sigma_a$	MPa	$\Delta\sigma_a = A/(4\beta^2(\pi S_a)^{0.5})$	77.6	116.4
各SMGA	地震モーメント	M_{0ai}	Nm	$M_{0ai} = M_{0a}/n$, n: SMGAの個数	(空白)	3.14×10^{19}
	面積	S_{ai}	km ²	$S_{ai} = S_a/n$, n: SMGAの個数	(空白)	85
	平均すべり量	D_{ai}	m	$D_{ai} = M_{0ai}/(\mu S_{ai})$	(空白)	7.70
	応力降下量	$\Delta\sigma_{ai}$	MPa	$\Delta\sigma_{ai} = \Delta\sigma_a$	(空白)	116.4
背景領域	地震モーメント	M_{0b}	Nm	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	2.86×10^{19}	9.57×10^{19}
	面積	S_b	km ²	$S_b = S - S_a$	308	688
	平均すべり量	D_b	m	$D_b = M_{0b}/(\mu S_b)$	1.94	2.90
	実効応力	$\Delta\sigma_b$	MPa	$\Delta\sigma_b = (D_b/W_b)/(D_a/W_a)\Delta\sigma_a$	14.6	21.9
	Q値	Q	—	佐藤・巽(2002)	114 ^{0.92}	←

7.2 検討用地震の地震動評価

(3) 応答スペクトルに基づく地震動評価 Noda et al.(2002)に対する補正係数

- 応答スペクトルに基づく地震動評価は、解放基盤表面における水平方向及び鉛直方向の地震動の応答スペクトルを予測し、敷地の特性等を適切に反映することが可能なNoda et al.(2002)の手法を用いる。
- 海洋プレート内地震は、同程度の規模のプレート間地震や内陸地殻内地震に比べて短周期成分が卓越することが知られている〔例えば、片岡ほか(2006)〕。
- これを踏まえて、Noda et al.(2002)に対する敷地で得られた海洋プレート内地震の応答スペクトル比をNoda et al.(2002)に対するサイト補正係数として採用する。サイト補正係数は、Noda et al.(2002)のコントロールポイントと同じ周期(8点)とする。



海洋プレート内地震のサイト補正係数算定に用いた地震の震央分布

- 検討に用いた観測記録は、以下の条件を満たす5地震とした。
 - ① 自由地盤観測点の観測開始(1994年)～2018年8月の観測記録
 - ② 地震規模M5.5以上、震源距離200km程度以内
 - ③ 気象庁「地震・火山月報(防災編)」に発生様式の記載がある
- さらに、抽出した地震数が少ないことから、④を満たす3地震を追加した。
 - ④ 地震規模M5.5以上、震央距離200km以内

海洋プレート内地震のサイト補正係数算定に用いた地震

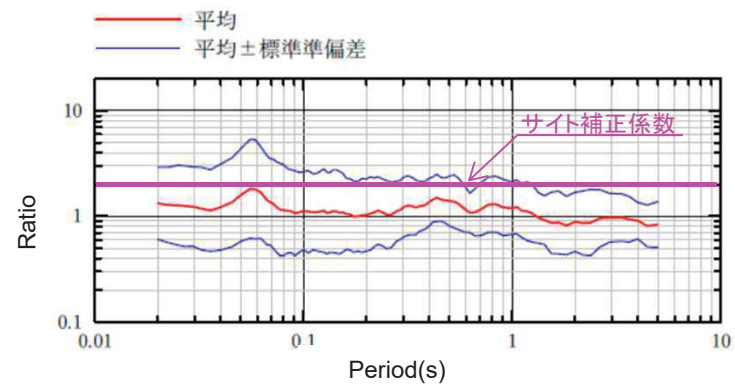
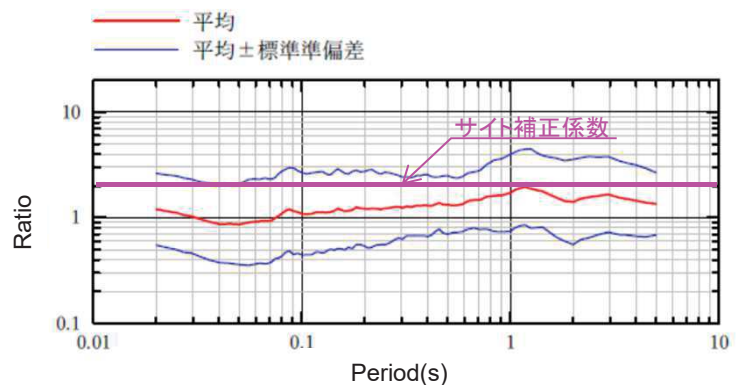
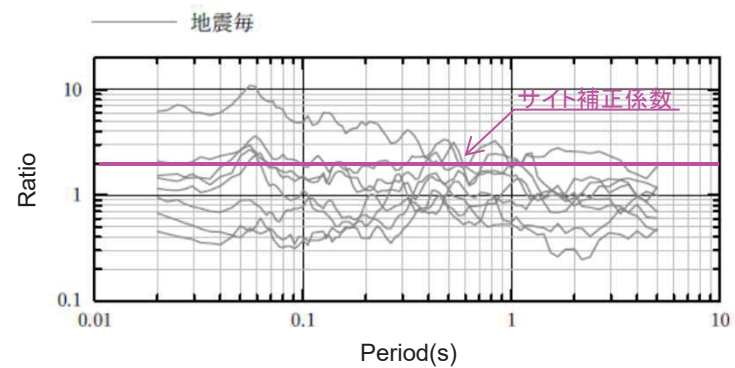
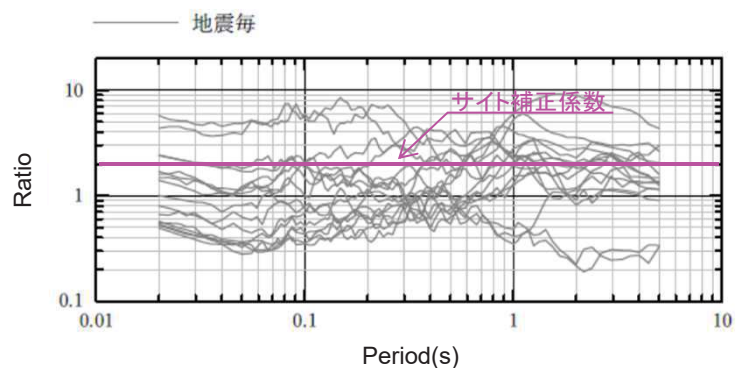
No.	年	月	日	時	分	東経		北緯		M	震源 深さ (km)	震央 距離 (km)	震源 距離 (km)	Xeq (km)
						(°)	(')	(°)	(')					
1	2001	4	3	4	54	141	55.27	40	36.78	5.6	63	78	101	101
2	2001	12	2	22	1	141	15.79	39	23.9	6.4	122	199	233	233
3	2005	2	26	21	37	142	35.77	40	41.12	5.7	45	116	124	124
4	2007	4	19	0	7	141	56.80	42	40.24	5.6	126	171	213	213
5	2008	7	24	0	26	141	38.12	39	43.92	6.8	108	163	196	196
6	2014	6	15	2	31	141	6.46	39	23.77	5.5	94	200	221	221
7	2015	7	10	3	32	141	33.59	40	21.24	5.7	88	94	129	129
8	2017	12	16	5	58	142	5.69	39	41.17	5.5	52	177	185	185

Xeq: 等価震源距離

7.2 検討用地震の地震動評価

(3) 応答スペクトルに基づく地震動評価 Noda et al.(2002)に対する補正係数

- Noda et al.(2002)に対する観測記録の応答スペクトル比を示す。
- 観測記録との比較を参考に、海洋プレート内地震のNoda et al.(2002)に対するサイト補正係数は、全周期帯で2とする。



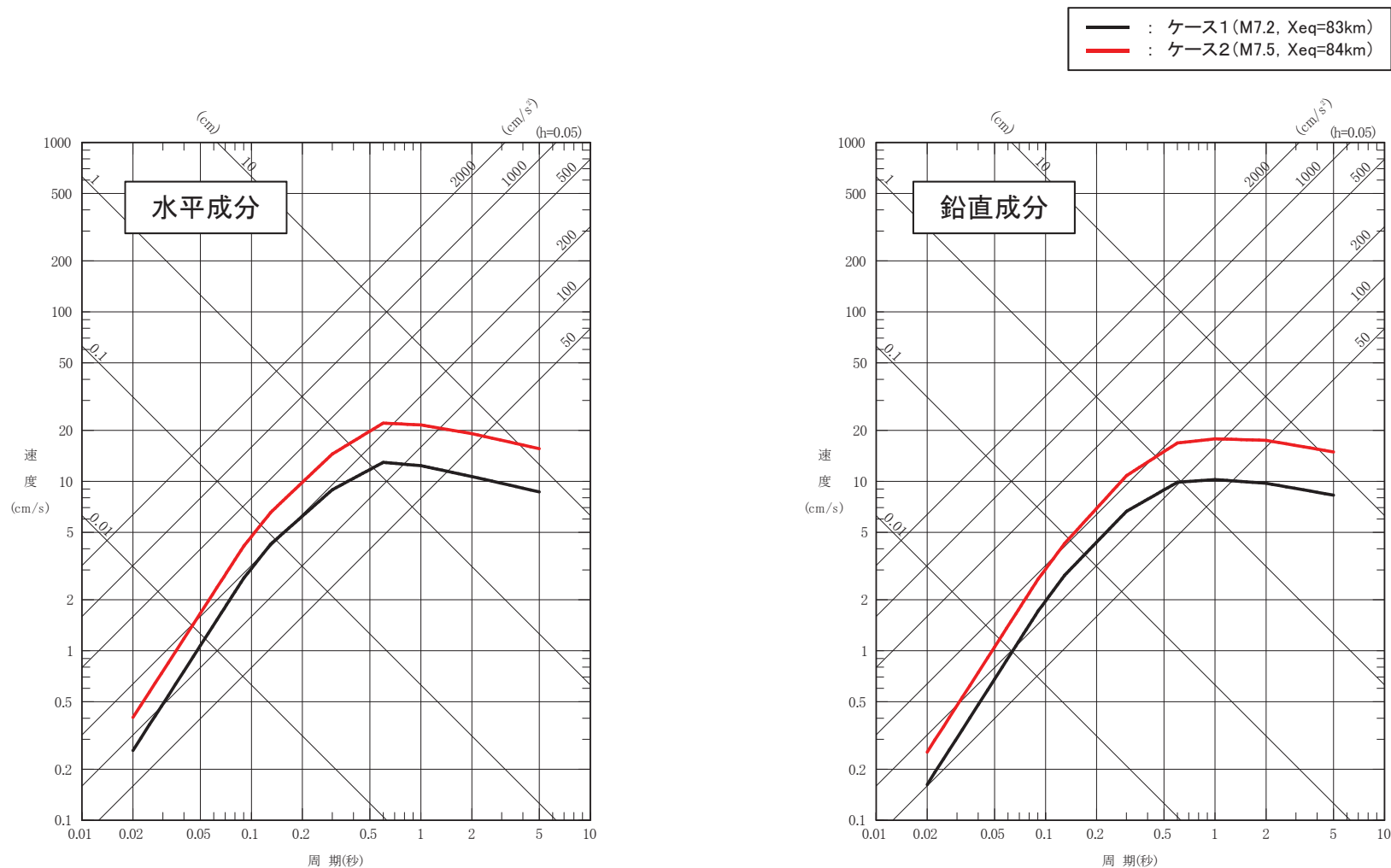
水平成分

鉛直成分

海洋プレート内地震のNoda et al.(2002)に対するサイト補正係数

7.2 検討用地震の地震動評価 (3) 応答スペクトルに基づく地震動評価

➤ Noda et al.(2002)の手法による敷地下方DC型地震の地震動評価を示す。

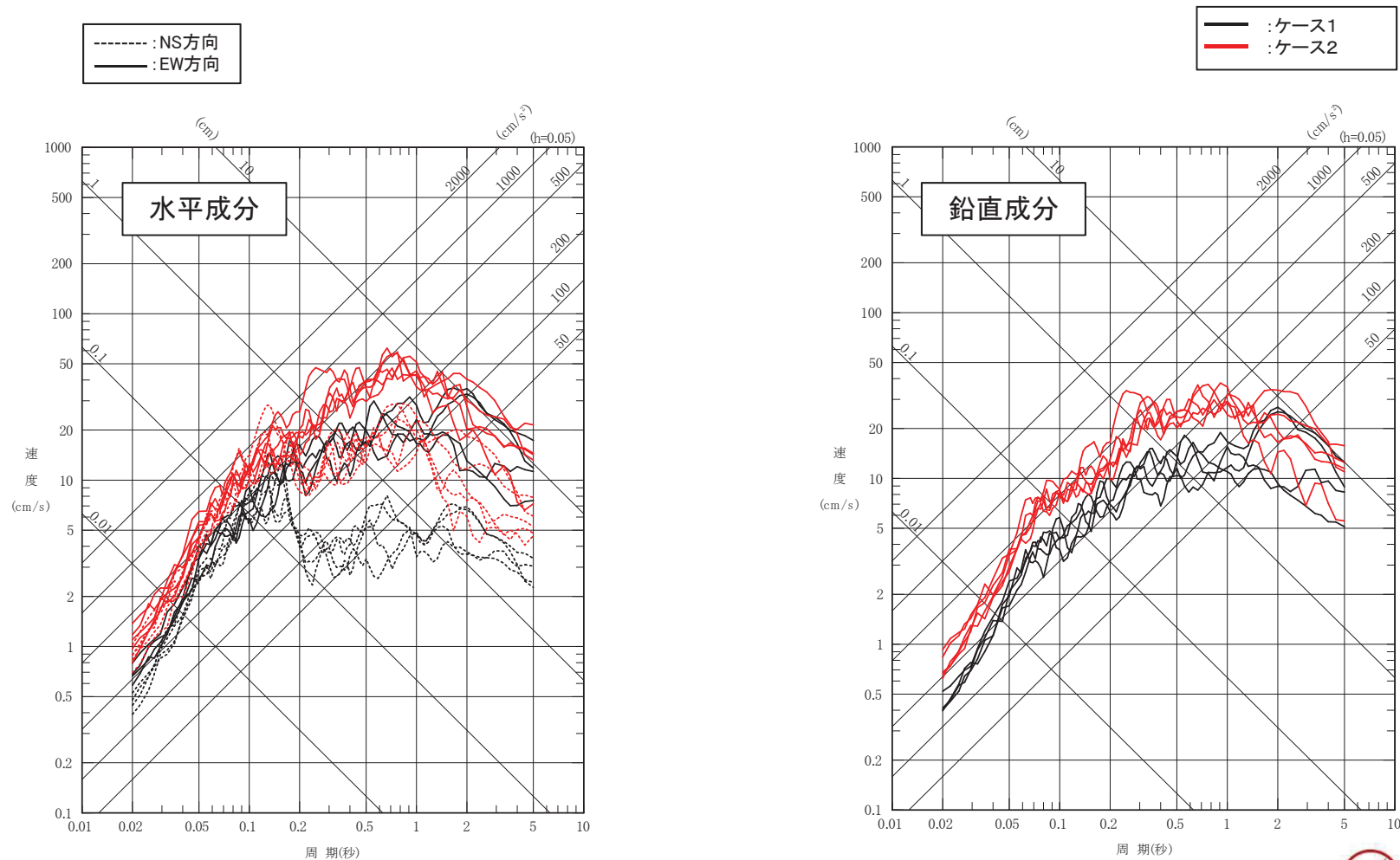


敷地下方DC型地震の応答スペクトルに基づく地震動評価

7.2 検討用地震の地震動評価

(4) 断層モデル手法を用いた地震動評価① SGFによる応答スペクトル

- 敷地下方DC型地震の断層モデル手法による評価結果を示す。
- 断層モデル手法を用いた地震動評価は、敷地において適切な地震観測記録が得られていないことから、統計的グリーン関数法〔釜江ほか(1991)及び入倉ほか(1997)〕を用いた。

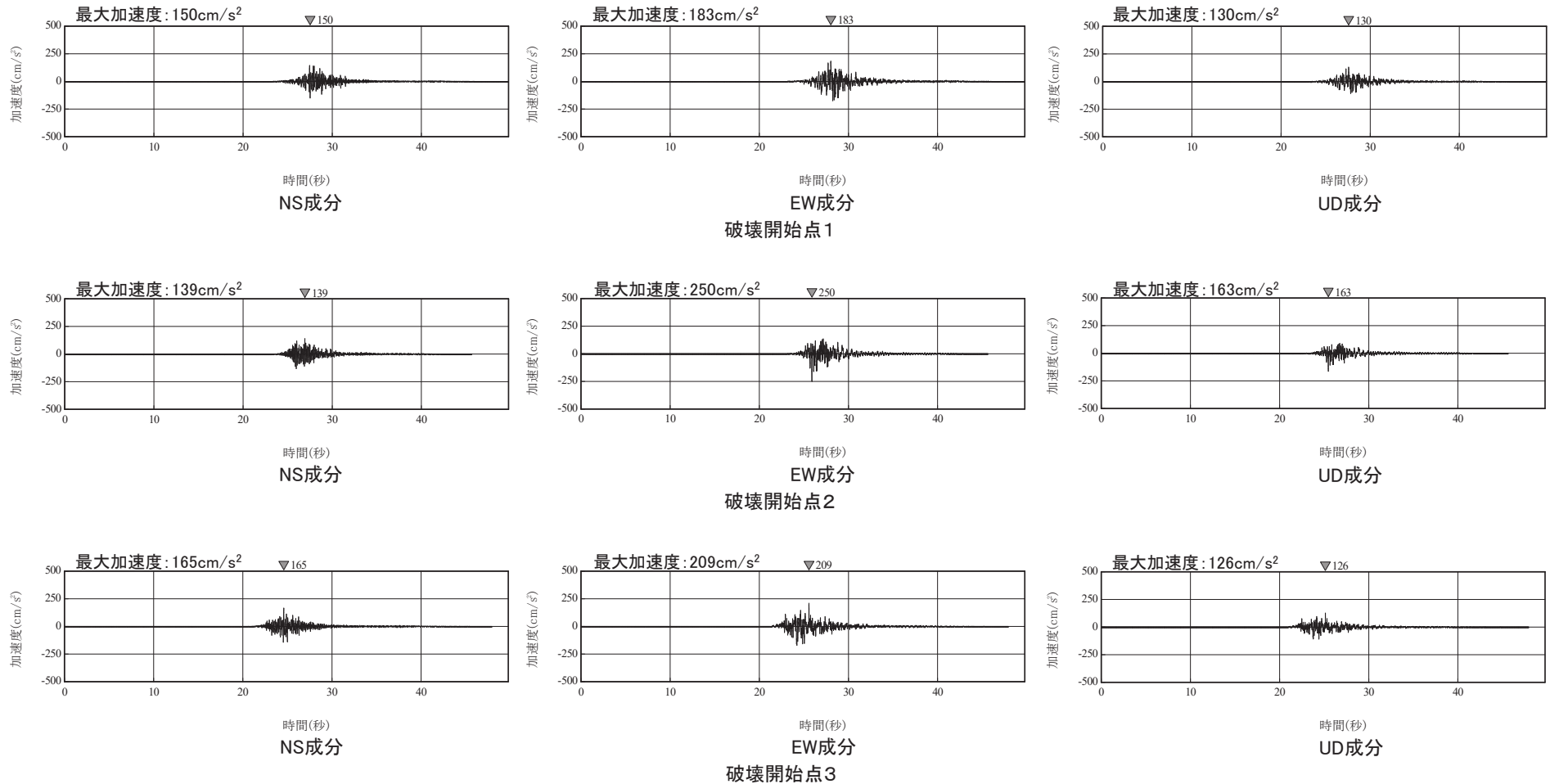


7.2 検討用地震の地震動評価

(4)断層モデル手法を用いた地震動評価② ケース1(基本ケース)SGFによる時刻歴波形

➤ 敷地下方DC型地震のケース1(基本ケース)(M7.2, 1.0As※)について、時刻歴波形を示す。

※地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルを1.0Asとする。



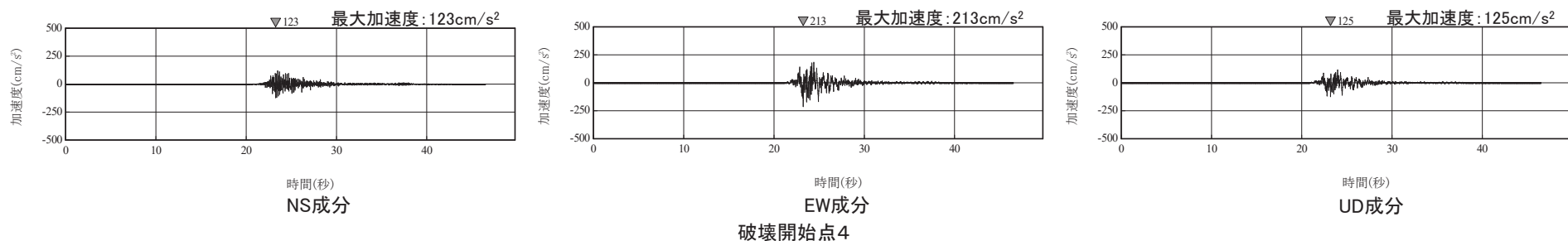
敷地下方DC型地震のうちケース1(基本ケース)の時刻歴波形(PN基準)

7.2 検討用地震の地震動評価

(4)断層モデル手法を用いた地震動評価③ ケース1(基本ケース)SGFによる時刻歴波形

➤ 敷地下方DC型地震のケース1(基本ケース)(M7.2, 1.0As※)について、時刻歴波形を示す。

※地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルを1.0Asとする。



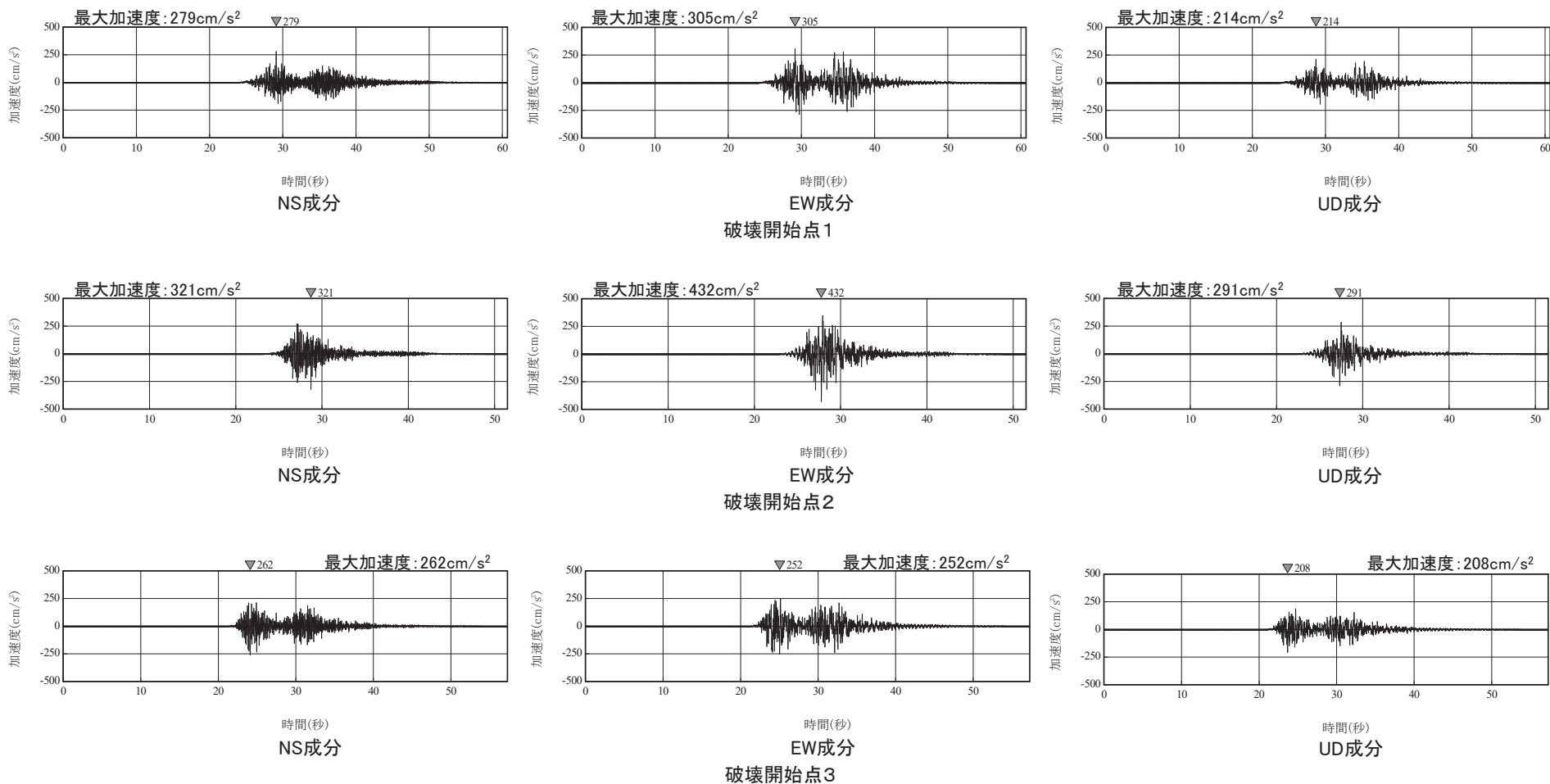
敷地下方DC型地震のうちケース1(基本ケース)の時刻歴波形(PN基準)

7.2 検討用地震の地震動評価

(4)断層モデル手法を用いた地震動評価④ ケース2(不確かさケース)SGFによる時刻歴波形

➤ 敷地下方DC型地震のケース2(不確かさケース)(M7.5, 1.5As※)について、時刻歴波形を示す。

※地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルを1.0Asとする。



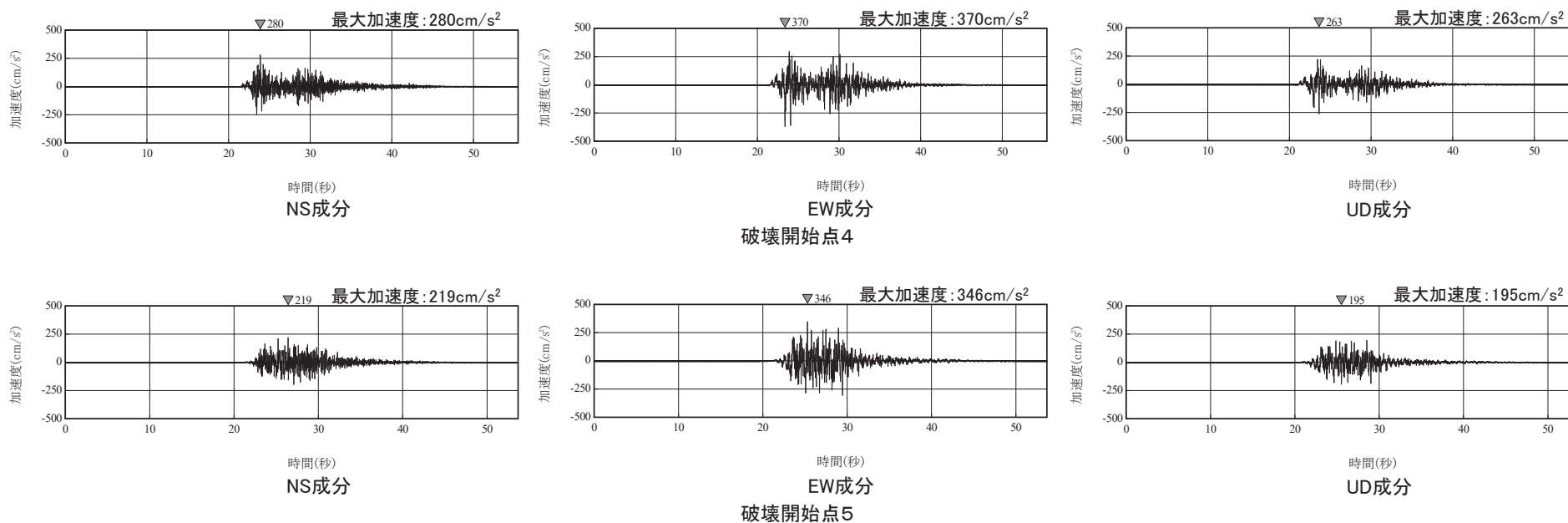
敷地下方DC型地震のうちケース2(不確かさケース)の時刻歴波形(PN基準)

7.2 検討用地震の地震動評価

(4)断層モデル手法を用いた地震動評価⑤ ケース2(不確かさケース)SGFによる時刻歴波形

➤ 敷地下方DC型地震のケース2(不確かさケース)(M7.5, 1.5As※)について、時刻歴波形を示す。

※地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルを1.0Asとする。



敷地下方DC型地震のうちケース2(不確かさケース)の時刻歴波形(PN基準)

7.3 海洋プレート内地震の地震動評価 まとめ

- 東北地方及び北海道で発生する海洋プレート内地震の特徴を整理し、地震タイプごとに想定を行った(検討対象地震の想定)。
- 各地震タイプ(検討対象地震)について、基本ケース及び不確かさを考慮した簡易な手法を含めた地震動評価を行い、敷地に対して最も影響の大きい地震タイプとして、二重深発地震地震上面の地震(東北)[敷地下方DC型地震]を選定した(検討用地震の選定)。
- 敷地下方DC型地震について、不確かさを考慮した想定を行い、応答スペクトルに基づく手法及び断層モデルを用いた手法による地震動評価を行った(検討用地震の地震動評価)。

参考文献(1)

1. 敷地周辺の地震発生状況

1. 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
2. 気象庁(2020):地震月報ほか
3. 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
4. 勝又謙, 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
5. 神田克久, 武村雅之, 広谷浄, 石川和也(2012):震度分布に基づく2011年東北地方太平洋沖地震の短周期地震波発生域, 地震 第2輯, 第65巻
6. 長谷川昭, 海野徳仁, 高木章雄, 鈴木貞臣, 本谷義信, 亀谷悟, 田中和夫, 澤田義博(1983):北海道および東北地方における微小地震の震源分布—広域の験震データの併合処理—, 地震, 第2輯, 第36巻.

2. 敷地における地震観測と検討に用いる地盤モデル

1. 気象庁(2020):地震月報ほか

3. プレート間地震 発生状況と特徴, 検討用地震の選定

1. 地震調査研究推進本部(2004):三陸沖北部の地震を想定した強震動評価について
2. 地震調査研究推進本部(2017):千島海溝沿いの地震活動の長期評価(第三版)
3. 地震調査研究推進本部(2019):日本海溝沿いの地震活動の長期評価
4. 内閣府(2020):日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデルの検討について(概要報告), 内閣府(防災担当)
5. 釜江克宏, 入倉孝次郎, 福知保長(1991):地震のスケーリング則に基づいた大地震時の強震動予測:統計的波形合成法による予測, 日本建築学会構造系論文報告集, 第430号, .1-9
6. 入倉孝次郎, 香川敬生, 関口春子(1997):経験的グリーン関数法を用いた強震動予測方法の改良, 日本地震学会講演予稿集, No.2, B25
7. Müller, R.D., M. Sdrolias, C. Gaina, and W.R.Roest(2008):Age, spreading rates and spreading asymmetry of the world's ocean crust, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 9, Q04006, doi:10.1029/2007GC001743
8. 宇津徳治(2004):世界の被害地震の表, 電子ファイル最終版, 改定・更新版:<http://iisee.kenken.go.jp/utsu/index.html>
9. 佐竹建治(2013):第197回地震予知連絡会 重点検討課題「世界の巨大地震・津波」概要, 地震予知連絡会 会報, 第89巻, 12-6
10. Satake, K. and B. F. Atwater(2007):Long-term perspectives on giant earthquakes and tsunamis at subduction zones, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2007, 35:349-74
11. 西村卓也(2013):第197回地震予知連絡会 測地データから推定された環太平洋地域のプレート間カップリング, 地震予知連絡会 会報, 第89巻, 12-15
12. 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
13. 気象庁(1951~2020):地震月報ほか
14. 地震調査研究推進本部(2002):三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価について

参考文献(2)

4. プレート間地震(検討用地震)の地震動評価

1. 諸井孝文, 広谷浄, 石川和也, 水谷浩之, 引間和人, 川里健, 生玉真也, 釜田正毅(2013): 標準的な強震動レシピアに基づく東北地方太平洋沖巨大地震の強震動の再現, 日本地震工学会第10回年次大会概要集
2. 中央防災会議(2004): 「日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会」(第5回) 日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会
3. 地震調査研究推進本部(2012): 三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価(第二版)について
4. 地震調査研究推進本部(2019): 日本海溝沿いの地震活動の長期評価
5. 宇津徳治(2001): 地震学(第3版), 共立出版, 2001
6. 田島礼子, 松元康広, 司宏俊, 入倉孝次郎(2013): 内陸地殻内および沈み込みプレート境界で発生する巨大地震の震源パラメータに関するスケーリング則の比較研究, 地震 第2輯, 第66巻
7. 永井理子, 菊地正幸, 山中佳子(2001): 三陸沖における再来大地震の震源過程の比較研究—1968年十勝沖地震と1994年三陸はるか沖地震の比較—, 地震 第2輯, 第54巻
8. 佐藤良輔(1989): 日本の地震断層パラメータ・ハンドブック, 鹿島出版会
9. Strasser, F. O., M. C. Arango, and J. J. Bommer(2010): Scaling of the Source Dimensions of Interface and Intraslab Subduction-zone Earthquakes with Moment Magnitude, Seismological Research Letters, Vol.81, No. 6, 941-950.
10. 独立行政法人防災科学技術研究所地震J-SHIS: 地震ハザードステーション(Japan Seismic Hazard Information Station, 略称: J-SHIS)(オンライン), <<http://www.j-shis.bosai.go.jp/>>
11. Igarashi, T., Matsuzawa, T., Umino, N. and Hasegawa, A. (2001): Spatial distribution of focal mechanisms for interplate and intraplate earthquakes associated with the subducting Pacific plate beneath the northeastern Japan arc: A triple-planed deep seismic zone. J. Geophys. Res., 106, 2177-2191
12. 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
13. 佐藤智美(2012): 経験的グリーン関数法に基づく2011年東北地方太平洋沖地震の震源モデルプレート境界地震の短周期レベルに着目して—, 日本建築学会構造系論文集, 第77巻, 第675号, 695-704
14. 佐藤智美(2010): 逆断層と横ずれ断層の違いを考慮した日本の地殻内地震の短周期レベルのスケーリング則, 日本建築学会構造系論文集, 第75巻, 第651号, 923-932
15. 瀬野徹三(2020): 三重地震面再訪—プレート収束の新しい描像としての“超沈み込み”—, 地震 第2輯, 第73巻
16. 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井透(2001): 断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, 日本建築学会構造系論文集, 545, 51-62.
17. 片岡正次郎・佐藤智美・松本俊輔・日下部毅明(2006): 短周期レベルをパラメータとした地震動強さの距離減衰式, 土木学会論文集A, Vol. 62, No. 4, 740-757.
18. 地震調査研究推進本部(2020): 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピア」)
19. 防災科学技術研究所(2005): 三陸沖北部の地震を想定した地震動予測地図作成手法の検討 防災科学技術研究所研究資料, 第279号

参考文献(3)

4. プレート間地震(検討用地震)の地震動評価

20. Kurahashi, S. and Irikura, K. (2013): Short-period source model of the 2011 Mw9.0 Off the Pacific coast of Tohoku earthquake. Bulletin of Seismological Society of America, 103 (2B), 1373-1393.
21. Asano, K. and T. Iwata (2012): Source model for strong ground motion generation in the frequency range 0.1-10 Hz during the 2011 Tohoku earthquake, Earth Planets Space, 64, 1111-1123.
22. 川辺秀憲, 釜江克宏(2013): 2011年東北地方太平洋沖地震の特性化震源モデルの構築, 日本地震学会秋季大会予稿集, B22-04.
23. 内閣府(2020): 日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデルの検討について(概要報告)
24. 地震調査研究推進本部(2004): 三陸沖北部の地震を想定した強震動評価について
25. 防災科学技術研究所 広帯域地震観測網 F-net, <http://www.fnet.bosai.go.jp/top.php?LANG=ja>
26. 川瀬博, 松尾秀典(2004): K-NET, KiK-net, JMA震度計観測網による強震動波形を用いた震源・パス・サイト各特性の分離解析, 日本地震工学会論文集, 第4巻, 第1号, 1-20
27. Kamae, K. (2006): Source modeling of the 2005 off-shore Miyagi prefecture, Japan, earthquake (MJMA=7.2) using the empirical Green's function method, Earth Planets Space, 58, 1561-1566.
28. 泉谷恭男(2005): 日本内陸で発生する浅い地震に関する震源スペクトルの相似性についての考察, 土木学会論文集, No.780/I-70, pp.241-246.
29. 池田孝(2010): 2009年8月に駿河湾で発生したスラブ内地震の高振動数成分の励起特性, 第13回日本地震工学シンポジウム, CD-ROM
30. 加藤研一, 武村雅之, 八代和彦(1998): 強震記録から評価した短周期震源スペクトルの地域性, 地震 第2輯, 第51巻
31. 福山英一, 石田瑞穂, D. S. Dreger, 川井啓廉(1998): オンライン広帯域地震データを用いた完全自動メカニズム決定, 地震 第2輯, 第51巻

参考文献(4)

5. 海洋プレート内地震の発生状況と特徴

1. 地震調査研究推進本部(2017a):千島海溝沿いの地震活動の長期評価(第三版)
2. 地震調査研究推進本部(2019):日本海溝沿いの地震活動の長期評価
3. Seno, T. and M. Yoshida (2004):Where and why do large shallow intraslab earthquakes occur ?, Physics of the Earth and Planetary Interiors,141,183-206
4. Seno, T. and Y. Yamanaka(1998):Arc stressed determined by slabs: Implications for mechanisms of back-arc spreading, Geophysical Research letters,Vol.25,No.17,Pages3227-3230,September1, 1998
5. Kirby, S. H., Engdahl, E. R. and Denlinger, R. (1996) :Intermediate-Depth Intraslab earthquakes and arc volcanism as physical expressions of crustal and uppermost mantle metamorphism in subducting slabs, in Subduction: Top to Bottom edited by Bebout, G. E., Scholl, D., Kirby, S. and Platt, J. P., Geophysical Monograph Series,96,AGU,Washington,D.C.,347-355,1996
6. 気象庁(1951~2020):地震月報ほか
7. 地震調査研究推進本部(2017b):地震がわかる! <https://www.jishin.go.jp/main/pamphlet/wakaru_shiryo2/wakaru_shiryo2.pdf>
8. Koaga, M., T. Sato, A. Hasegawa, T. Matsuzawa, S. Suzuki, Y. Motoya (1996): Spatial distribution of intermediate-depth earthquakes with horizontal or vertical nodal planes beneath northeastern Japan, Physics of the Earth and Planetary Interiors 93
9. Saeko Kita, T. Okada, A. Hasegawa (2010): The upper and lower planes of the double seismic zone beneath Tohoku and Hokkaido, northeastern Japan, Tectonophysics, 496.
10. S. Kita and K. Katsumata (2015) : Stress drops for intermediate-depth intraslab earthquakes beneath Hokkaido, northern Japan: Differences between the subducting oceanic crust and mantle events, Geochemistry, Geophysics, Geosystems (G-Cubed), 16, 552-562, 2015.
11. 北佐枝子(2016):東北日本下におけるスラブ内地震の応力降下量の深さ変化の特徴, 日本地震学会講演予稿集, S08
12. Nakajima J., A. Hasegawa, S. Kita(2011): Seismic evidence for reactivation of a buried hydrated fault on the Pacific slab by the 2011 M9.0 Tohoku earthquake, Geophysical Research Letters, Vol.38
13. Ohta Y., S. Miura, M. Ohzono, S. Kita, T. Iinuma, T. Demachi, K. Tachibana, T. Nakayama, S. Hirahara, S. Suzuki, T. Sato, N. Uchida, A. Hasegawa, N. Umino(2011): Large intraslab earthquake (2011 April 7, M7.1) after the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (M9.0) : Cosismic fault model based on the dense GPS network data, Earth Planet Space, 63
14. Izutani, Y. (2011): Fault extent of the largest aftershock of the 1968 Tokachi-Oki, Japan, earthquake and an interpretation of the normal faulting focal mechanism, Earth Planets Space, 63, 2011

参考文献(5)

6. 海洋プレート内地震の検討用地震の選定

1. Noda,S., K. Yashiro, K. Takahashi, M. Takemura, S. Ohno, M.Tohdo and T. Watanabe (2002): RESPONSE SPECTRA FOR DESIGN PURPOSE OF STIFF STRUCTURES ON ROCK SITES, OECD-NEA Workshop on the Relations Between Seismological Data and Seismic Engineering Analysis. Oct. 16-18, Istanbul
2. 地震調査研究推進本部(2020):震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」), 令和2年(2020年)年5月1日修正版
3. Saeko Kita, T. Okada, A. Hasegawa (2010):The upper and lower planes of the double seismic zone beneath Tohoku and Hokkaido, northeastern Japan, Tectonophysics, 496.
4. 釜江克宏, 入倉孝次郎, 福知保長(1991):地震のスケーリング則に基づいた大地震時の強震動予測:統計的波形合成法による予測, 日本建築学会構造系論文報告集, 第430号, 1-9
5. 入倉孝次郎, 香川敬生, 関口春子(1997):経験的グリーン関数法を用いた強震動予測方法の改良, 日本地震学会講演予稿集, No.2, B25
6. 原田怜, 釜江克宏(2011):2011年4月7日宮城県沖のスラブ内地震の震源のモデル化, <<http://www.rri.kyoto-u.ac.jp/jishin/>>
7. 佐藤智美, 巽誉樹(2002):全国の強震記録に基づく内陸地震と海溝性地震の震源・伝播・サイト特性, 日本建築学会構造系論文集, 第556号
8. Kanamori H.(1977):The Energy Release in Great Earthquakes, Journal of Geophysical Research Vol.82 No.20
9. 佐藤智美(2013):東北地方のアウトラーイズ地震, スラブ内地震, プレート境界地震の短周期レベルとfmax及び距離減衰特性, 日本建築学会構造系論文集, 689, 1227-1236
10. Morikawa N., Sasatani T.(2004):Source Models of Two Large Intraslab Earthquakes from Broadband Strong Ground Motion, Bulletin of the Sesimological Society of America, Vol.94, No.3, 2004
11. 笹谷努, 森川信之, 前田宣浩(2006):スラブ内地震の震源特性, 北海道大学地球物理学研究報告, No.69, 2006
12. Takeo, M., S. Ide, Y. Yoshida(1993):The 1993 Kushiro-Oki, Japan, earthquake : A high stress-drop event in a subducting slab, Geophys. Res. Lett., 20
13. Kikuchi, M., H. Kanamori(1995):The Shikotan earthquake of October 4, 1994 : Lithospheric earthquake, Geophys. Res. Lett.,22
14. 公益社団法人土木学会(2016):原子力発電所の津波評価技術2016

参考文献(5)

7. 海洋プレート内地震(検討用地震)の地震動評価

1. 瀬野徹三(2020):三重地震面再訪ープレート収束の新しい描像としての“超沈み込み”ー, 地震 第2輯 第73巻
2. 原田怜, 釜江克宏(2011):2011年4月7日宮城県沖のスラブ内地震の震源のモデル化, <<http://www.rri.kyoto-u.ac.jp/jishin/>>
3. 地震調査研究推進本部(2020):震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」), 令和2年(2020年)年5月1日修正版
4. 佐藤智美, 巽誉樹(2002):全国の強震記録に基づく内陸地震と海溝性地震の震源・伝播・サイト特性, 日本建築学会構造系論文集, 第556号
5. Kanamori H.(1977):The Energy Release in Great Earthquakes, Journal of Geophysical Research Vol.82 No.20
6. 片岡正次郎, 佐藤智美, 松本俊輔, 日下部毅昭(2006):短周期レベルをパラメータとした地震動強さの距離減衰式, 土木学会論文集A, Vol.62
7. Noda,S., K. Yashiro, K. Takahashi, M. Takemura, S. Ohno, M.Tohdo and T. Watanabe (2002):RESPONSE SPECTRA FOR DESIGN PURPOSE OF STIFF STRUCTURES ON ROCK SITES, OECD-NEA Workshop on the Relations Between Seismological Data and Seismic Engineering Analysis. Oct. 16-18, Istanbul
8. 釜江克宏, 入倉孝次郎, 福知保長(1991):地震のスケーリング則に基づいた大地震時の強震動予測:統計的波形合成法による予測, 日本建築学会構造系論文報告集, 第430号, .1-9
9. 入倉孝次郎, 香川敬生, 関口春子(1997):経験的グリーン関数法を用いた強震動予測方法の改良, 日本地震学会講演予稿集, No.2, B25.