

東通原子力発電所 基準地震動の策定のうち
海洋プレート内地震の地震動評価について
(補足説明資料)

2020年10月23日
東北電力株式会社

目次

1. 海洋プレート内地震の地震動評価	2
1. 1 世界の主な海洋プレート内地震	3
1. 2 1968年5月16日十勝沖地震の最大余震	6
1. 3 沖合いのやや浅い地震(東北)の短周期レベル	8
1. 4 検討対象地震と申請時の基準地震動 S_s の比較	9
1. 5 検討対象地震(断層モデル波)の応答スペクトル	10
1. 6 敷地下方DC型地震の断層面を海洋地殻まで近づけた場合の地震動評価	11
参考文献	23

1. 海洋プレート内地震の地震動評価

1. 1 世界の主な海洋プレート内地震
1. 2 1968年5月16日十勝沖地震の最大余震
1. 3 沖合いのやや浅い地震(東北)の短周期レベル
1. 4 検討対象地震と申請時の基準地震動 S_s の比較
1. 5 検討対象地震(断層モデル波)の応答スペクトル
1. 6 敷地下方DC型地震の断層面を海洋地殻まで近づけた場合の地震動評価

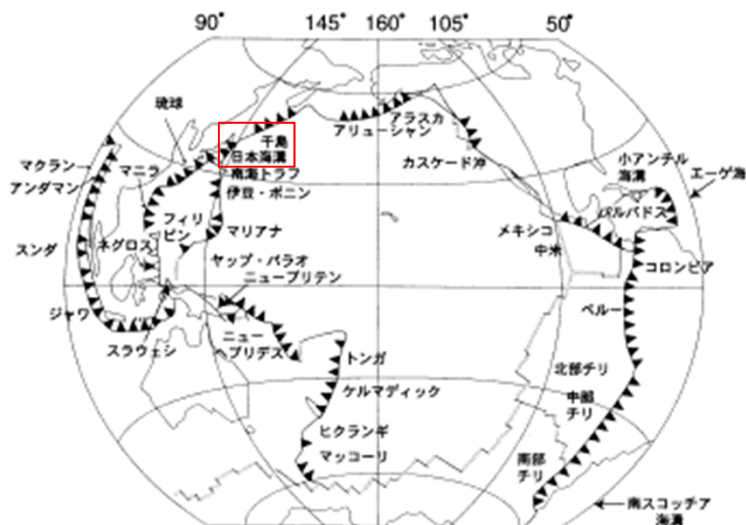
1.1 世界の主な海洋プレート内地震 (1) 世界の沈み込み帯の特徴

【宇津(1999)】

- ▶ 海洋性プレートの沈み込む角度(δ), 地震発生の深さの最大(h_{max}), 収束速度(V_c)等は, 沈み込み帯により異なり多様である。
- ▶ 東通原子力発電所が位置する「東北日本」と北海道の「千島-Kamchatka」は, 同じ太平洋プレートの沈み込み帯に属し, h_{max} と V_c が比較的類似しているものの, 地震面の傾角(δ)及びカップリングの強さ(χ)に違いが見られる。

δ : 地震面の傾角
 h_{max} : 震源深さの最大(+dは, 深さ600km前後にも分離した活動がある)
 V_c : 収束速度
 χ : カップリングの強さ(F: 強, 70~100%, M: 中, 10~70%, W: 弱, 0~10%)
 最大地震: 1997年末までの最大地震のMと発生年
 #: 背弧海盆の拡大あり

【木村(2002)】



世界のプレート沈み込み帯(一部加筆)

主な沈み込み帯[宇津(1999)]一部加筆

サブダクション帯	δ (°)	h_{max} (km)	V_c (cm/y)	χ	最大地震	注
千島-Kamchatka	45~55	620	8~9	F-M	M_w 9.0 (1952)	
東北日本 (日本海溝)	25~30	600	10	M-W	M_w 8.5 (1933)	
伊豆-小笠原	45~65	560	6~7	W	M_s 7.6 (1909)	#
Marianas (主に米領)	70~90	650	4~5	W	M_w 7.8 (1993) m_B 7.9 (1914, やや深発)	#
西南日本 (南海トラフ)		70	3~5	F	M_s 8.2 (1946)	
琉球	45~50	250	5~7	M-W	m_B 8.1 (1911)	#
Aleutian	40~65	280	7~8	F-M	M_w 9.1 (1957)	
Alaska	20~45	200	5~6	F	M_w 9.2 (1964)	
メキシコ	25~50	210	5~7	M	M_s 8.2 (1932)	
中米	30~70	280	7~9	M-W	M_s 7.9 (1942)	
Caribbean (カリブ諸国)	50~75	250	0.2~2		M_s 8.1 (1946)	
コロンビア-エクアドル	30~40	210	7~8	M-F	M_s 8.5 (1906)	
ペルー	25~30	200+d	7~10	M-W	M_s 7.8 (1913) M_w 8.2 (1994, 深発)	
チリ北部	10~30	300+d	8	M	M_s 8.5 (1922)	
チリ南部	25~35	170	11	F	M_w 9.5 (1960)	
南 Sandwich (Scotia) (英領)	70	250	5~7	W	M_s 7.7 (1929)	#
ニュージーランド	50~60	270+d	5~8		M_s 7.8 (1931)	
Kermadec (ニュージーランド領)	60~70	600	6~7*	M-W	M_s 7.9 (1917, 76)	#
Tonga (トンガ/フィジー)	50~60	660	5~9*	M	M_s 8.4 (1917)	#
New Hebrides (バヌアツ)	65~70	300+d	8~10*	M-W	M_s 8.1 (1940)	#?
Solomon (ソロモン)	50~85	520	10	M-W	M_s 8.0 (1939)	
New Ireland (パプアニューギニア)	75	550	10		M_s 7.9 (1919)	
New Britten (同上)	40~60	290+d		M-W	M_s 7.7 (1945)	#
New Guinea (同上/インドネシア)	55	200	3~4		M_w 8.2 (1996)	
Sunda (Sumatra) (インドネシア)	30~50	180	7	W	M_s 7.7 (1935)	
Sunda (Java-Banda 海) (同上)	50~70	690	7~8	W	M_w 8.5 (1938)	
Andaman (インド領)	20	140	2	W	M_s 7.7 (1941)	#
フィリピン	40~60	660	7~8		M_s 8.3 (1924)	
北 Sulawesi-Sangihe (インドネシア)	55	670			M_s 8.0 (1932)	
インド-Hindu Kush (アフガニスタン)		300	6		M_w 8.6 (1950)	
Agean (Hellenic) (ギリシア)	30~45	260			M_s 7.7 (1956) m_B 7.7 (1926, やや深発)	#

1. 1 世界の主な海洋プレート内地震 (2)アウターライズ地震① 主なアウターライズ地震

【Alvarez-Gomez et al.(2012)】

- 20世紀以降に大津波をもたらしたアウターライズ地震(6地震)を下表のように整理している。
- これによれば, 1933年三陸沖の地震(M8.1※)が最大規模である。 ※: 気象庁マグニチュード

アウターライズの巨大地震の断層パラメータ[Alvarez-Gomez et al.(2012)一部加筆]

Id.	Date dd/mm/yyyy	Place	M _w	Length km	Width km	Bottom km	Dip °	Slip m	Rigidity Nm ⁻²	Reference
a	03/02/1933	Sanriku	8.4	185	100	70	45	3.3	-	Kanamori (1971)
b	03/02/1933	Sanriku	8.4	220	35	25	45	8	7.0×10 ¹⁰	Kirby et al. (2008)
c	30/03/1965	Rat Island	7.2	50	80	60	50	1.2	7.0×10 ¹⁰	Abe (1972)
d	30/03/1965	Rat Island	7.2	50	40	30	50	6	5.0×10 ¹⁰	Beck and Christensen (1991)
e	19/08/1977	Sunda	8.2	200	70	40	45	3	6.4×10 ¹⁰	Gusman et al. (2009)
f	19/08/1977	Sunda	8.2	200	25	29	45	9	4.0×10 ¹⁰	Spence (1986), Lynnes and Lay (1988)
g	04/05/1990	Mariana	7.3	40	25	29	48	3.4	4.0×10 ¹⁰	Satake et al. (1992)
h	04/05/1990	Mariana	7.3	70	40	40	48	1.5	4.0×10 ¹⁰	Satake et al. (1992)
i	04/05/1990	Mariana	7.3	70	40	-	48	-	-	Yoshida et al. (1992)
j	04/09/2001	Juan Fernandez Ridge	6.7	70	26	30	51	1	4.0×10 ¹⁰	Fromm et al. (2006)
k	13/01/2007	Kuril	7.9	120	40	35	45	1.9	5.0×10 ¹⁰	Fujii and Satake (2008)
l	13/01/2007	Kuril	8.0	130	30	-	37	6.4	4.0×10 ¹⁰	Tanioka et al. (2008)

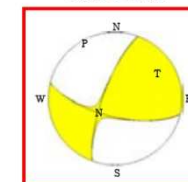
【その他の地震】

なお, 海溝軸外側では以下の地震が発生しているが, 海洋プレートが沈み込む際の正断層とはメカニズムが異なる。

〔気象庁 平成24年4月地震・火山月報(防災編)〕

- 2012年4月11日17時38分(日本時間), インドネシアのスマトラ北部西方沖でMw8.6の地震が発生。
- 発震機構(気象庁のCMT解)は横ずれ断層型で, ユーラシアプレートの下に沈み込む前のインド・オーストラリアプレートの内部で発生した地震である。

今回の地震の最大余震の発震機構 (USGSのCMT解)

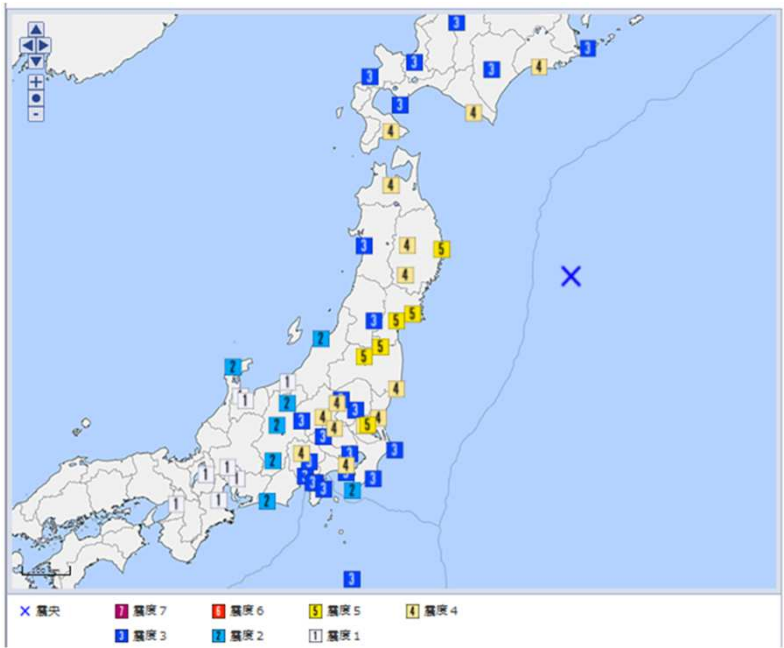


1.1 世界の主な海洋プレート内地震 (2)アウターライズ地震② 1933年三陸沖の地震

【地震調査研究推進本部(2019)】

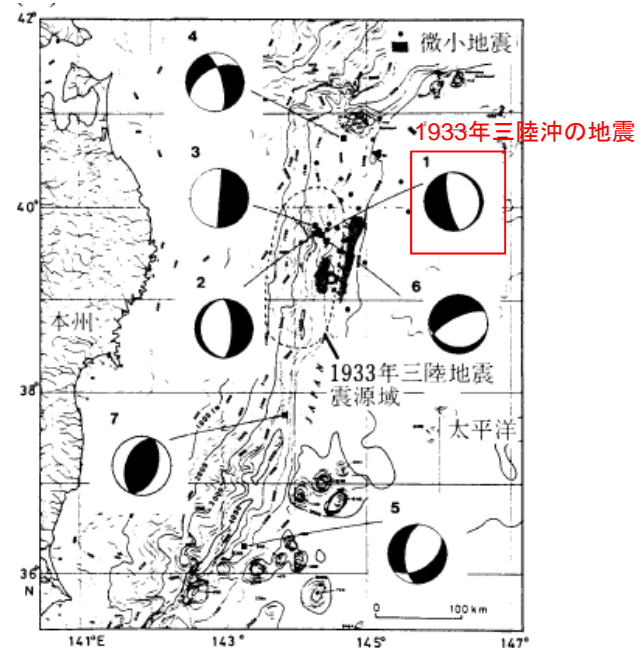
- 海溝軸外側の地震としては、1933年の昭和三陸地震が知られている。瀬野(1995)によると、このタイプの地震は沈み込む前のプレートが曲げられることで発生する正断層型の浅い地震と考えられている。
- 地震による被害は少なく、三陸地方で壁の亀裂、崖崩れ、石垣・堤防の決壊があった程度。地震後約30分～1時間の間に津波が北海道・三陸の沿岸を襲い大きな被害が出た。

地震の発生日時	震央地名	緯度	経度	深さ	M	最大震度
1933/03/03 02:30	三陸沖	39° 07.7' N	145° 07.0' E	0km	M8.1	5



1933年三陸沖の地震 震度分布
(気象庁 震度検索データベース)

<http://www.data.jma.go.jp/svd/eqdb/data/shindo/index.php>

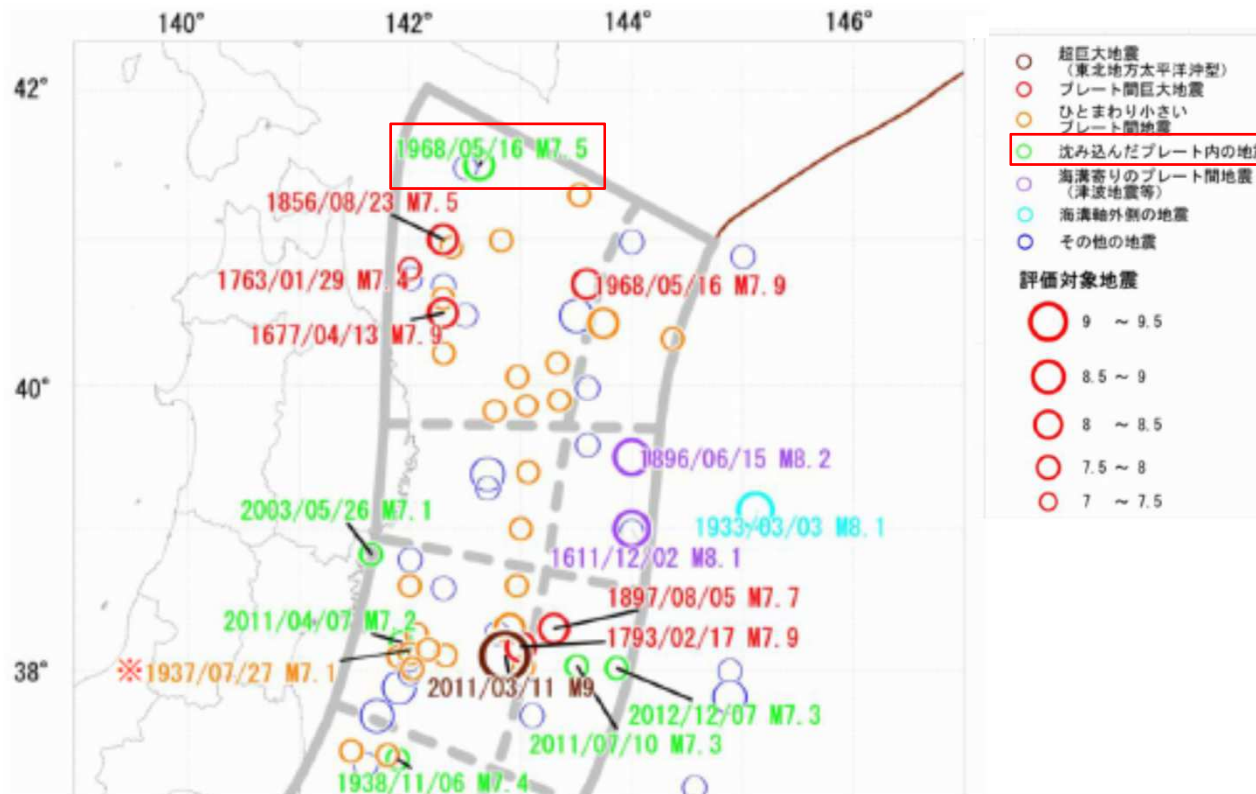


1933年三陸沖の地震 発震機構(瀬野(1995)に一部加筆)

1.2 1968年5月16日十勝沖地震の最大余震 (1)地震調査研究推進本部(2019)の知見

【地震調査研究推進本部(2019)】

- 1968年5月16日19時39分頃の地震は青森県東方沖及び岩手県沖北部で発生したM7.5の地震で、津波を伴った。1968年十勝沖地震の余震と考えられている。
- 沈み込んだプレート内で発生した地震であり、浦河と広尾で震度5を観測したほか、北海道から東北にかけての広い範囲で震度4を観測した。
- この地震のメカニズムはKanamori(1971)によると、正断層型の地震であった。

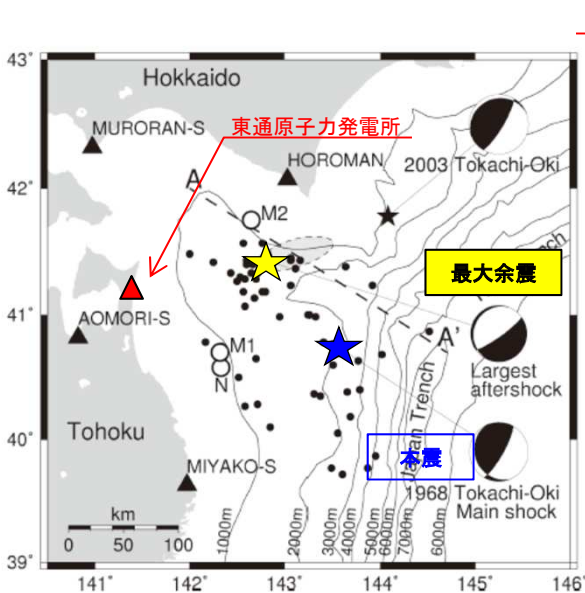


震央分布図[地震調査研究推進本部(2019)一部加筆]

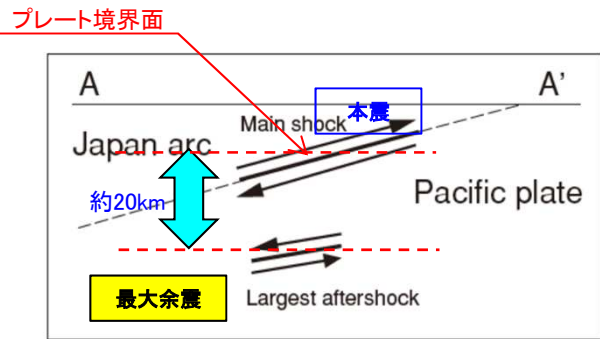
1.2 1968年5月16日十勝沖地震の最大余震 (2) Izutani(2011)の知見

- 【Izutani(2011)】
- 強震動継続時間の方位依存性から、最大余震の断層面を推定した。
 - 本震の滑り方向は太平洋プレートと同じ向きだが、最大余震はほぼ反対の滑り方向を持つ。
 - 強震記録の分析から、最大余震の断層位置は本震の20km下方に位置し、本震とほぼ平行である。

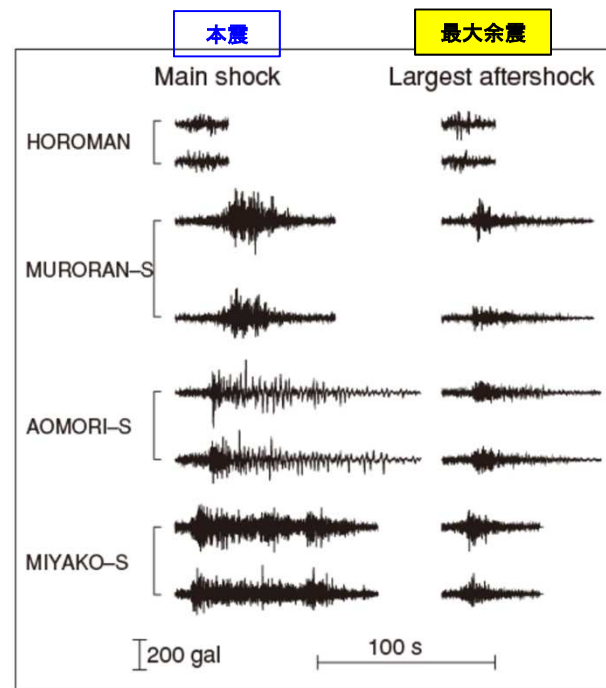
⇒ 1968年十勝沖地震の最大余震(M7.5)は、震源メカニズムからアウターライズの正断層の再活動とはタイプが異なると考えられる。その影響は、本震を上回るものとはなっていない。



本震と最大余震の震央分布



推定された断層面(断面)



強震記録

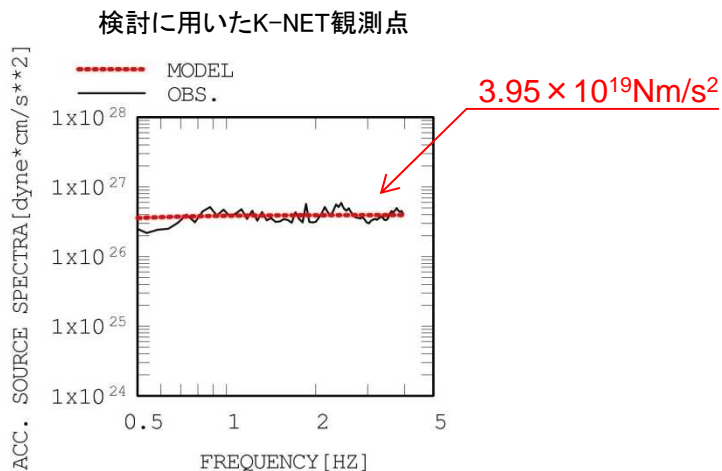
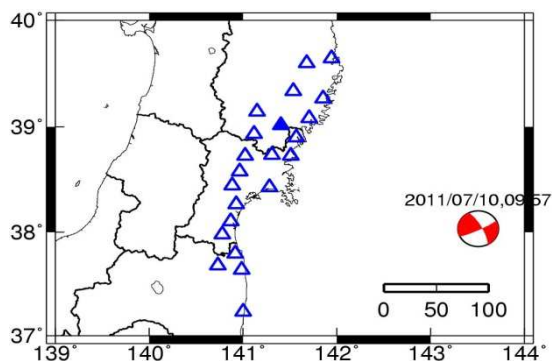
1968年十勝沖地震(プレート間地震)と最大余震(海洋プレート内地震) [Izutani(2011)一部加筆]

1.3 沖合いのやや浅い地震(東北)の短周期レベル

(1) 2011年7月10日三陸沖の地震(M7.3)の短周期レベル

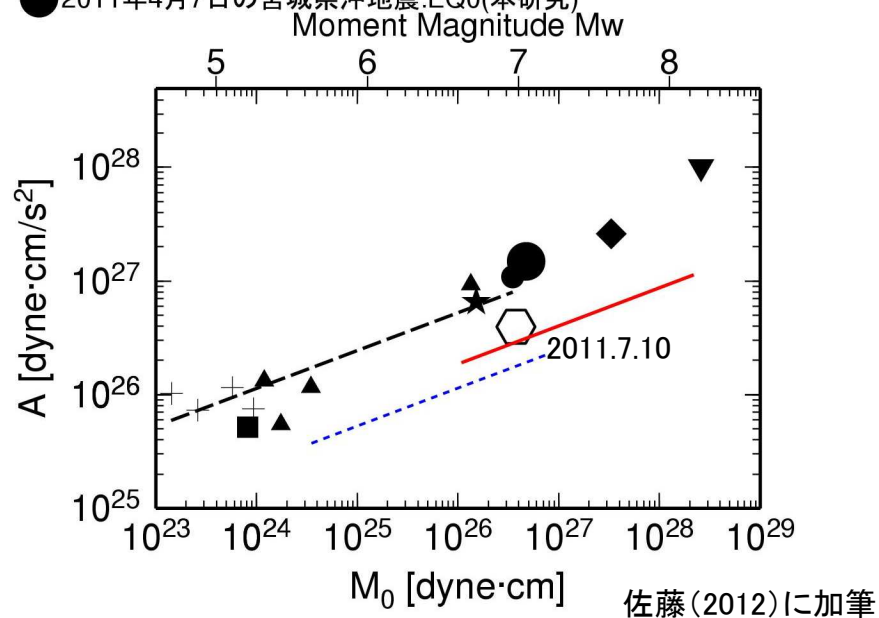
【2011年7月10日三陸沖の地震(M7.3)の短周期レベル】

➤ 佐藤・巽(2002)が東日本の震源深さ60km以下の海溝型地震の観測記録からスペクトルインバージョンにより推定したQ値, 経験的地盤増幅率及び2011年7月10日三陸沖の地震のK-NET強震記録を用いて震源スペクトルを算出し, 短周期レベルを推定した。



2011年7月10日三陸沖の地震の観測加速度スペクトルと ω^{-2} モデルの比較 (短周期レベルの推定には4Hz以下を用いた)

- 2011年7月10日の地震
- 地殻内地震の平均(壇・他,2001)
- 太平洋プレートのプレート境界地震の平均(佐藤,2010)
- 宮城県沖と福島県沖のスラブ内地震の平均(佐藤,2004)
- 2001年静岡県の地震(佐藤,2003)
- ★ 2001年芸予地震(片岡・他,2006)
- ▼ 1994年北海道東方沖地震(片岡・他,2006)
- ◆ 1993年釧路沖地震(片岡・他,2006)
- ▲ 福島県沖のスラブ内地震(佐藤・他,2000)
- + 宮城県沖のスラブ内地震(佐藤,2004)
- 2003年宮城沖地震(佐藤,2004)
- 2011年4月7日の宮城県沖地震:EQ0(本研究)

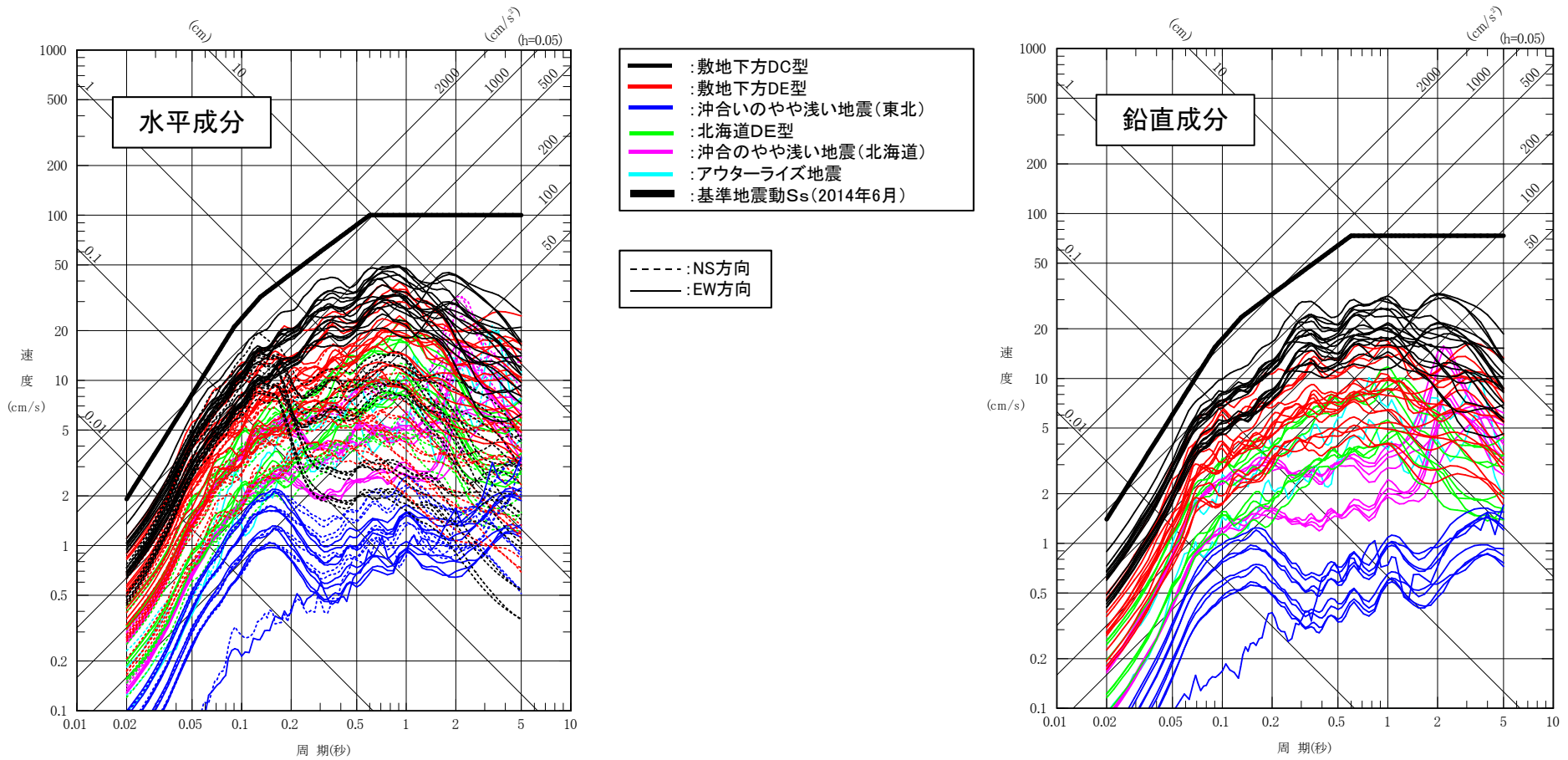


2011年7月10日三陸沖の地震の短周期レベルAは, 同規模のプレート内地震と比較して小さい。

1.4 検討対象地震と申請時の基準地震動Ssの比較

- 検討対象地震の地震動評価では、平均応答スペクトル※や一部簡易的な手法も採用しており、地震動評価精度が多少劣るケースがあるが、それが基準地震動Ss策定に与える影響は小さいことを確認するために、検討対象地震の応答スペクトルと基準地震動Ss(申請時)の比較を示す。

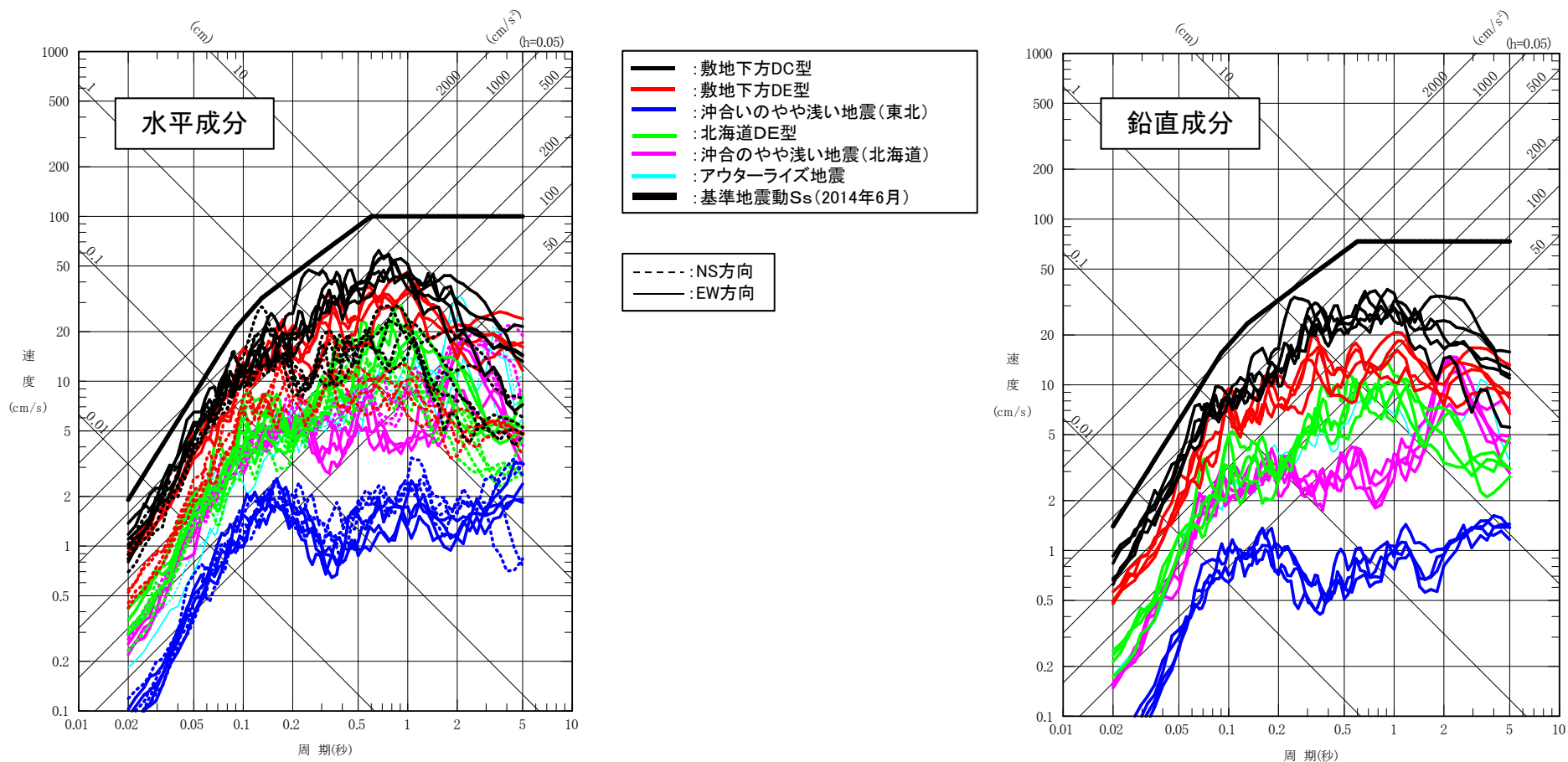
※平均応答スペクトル:断層モデルを用いた地震動評価では、各小領域の破壊伝播の揺らぎを考慮した複数ケースを算定しており、平均応答スペクトルは複数の算定結果を平均化したもの。



1.5 検討対象地震(断層モデル波)の応答スペクトル

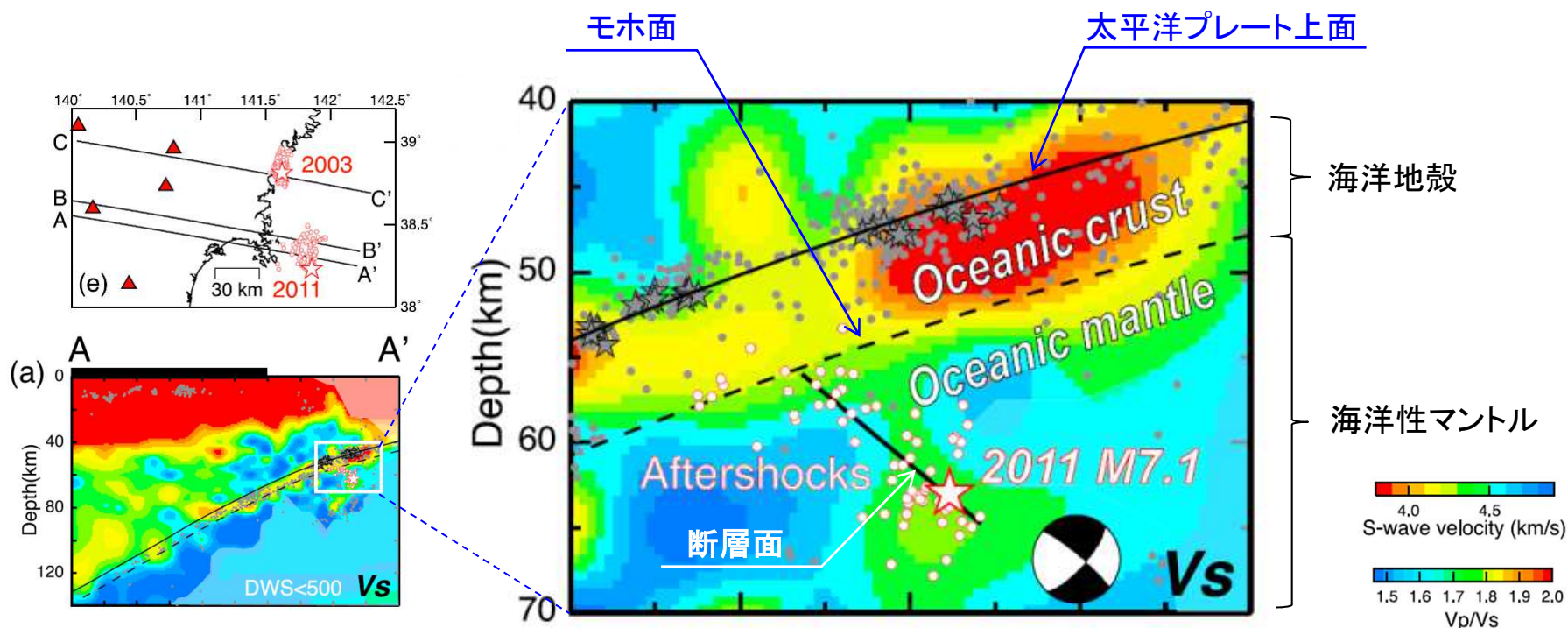
- 検討対象地震の検討では、目的が敷地に最も影響の大きい地震の選定であることから、断層モデルを用いた手法によって算定された平均応答スペクトルで大小関係を比較したが、参考に、合わせて算定された敷地への影響が大きいケースの断層モデル波※の応答スペクトルを示す(前頁との整合性も考慮し基準地震動 S_s (申請時)についても記載している)。

※:断層モデル波は、平均応答スペクトルに最も近い応答スペクトルの一波を選定



1.6 敷地下方DC型地震の断層面を海洋地殻まで近づけた場合の地震動評価 (1) 二重深発地震上面の地震 断層位置の影響

- 東北地方で発生したDC型地震の最大である2011年4月7日宮城県沖の地震(4.7地震)は、海洋性マンタルの最上部で発生した地震であった。
- 検討用地震である敷地下方DC型地震は、4.7地震の知見を踏まえ海洋性マンタルに断層面を想定している。
- この断層面を敷地により近づけるために、断層面を海洋地殻まで近づけた場合の地震動評価を参考的に行う。



4.7地震震源域の鉛直分布図[Nakajima et al.(2011)一部加筆]

白丸は再決定した余震

1.6 敷地下方DC型地震の断層面を海洋地殻まで近づけた場合の地震動評価 (2) 海洋地殻と海洋性マンタルの物性の違い①

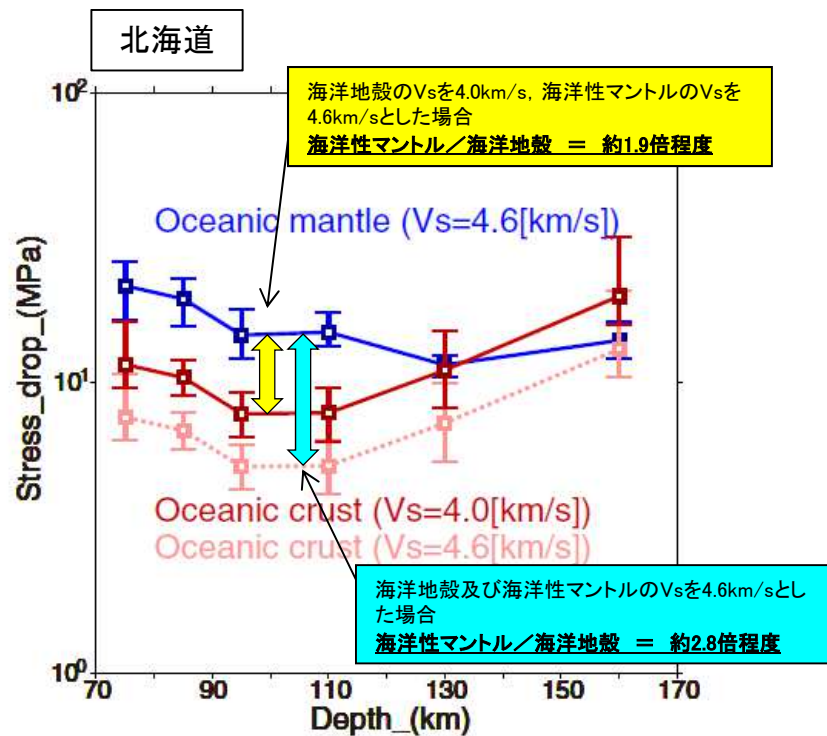
【Kita and Katsumata(2015)】

- ▶ 北海道下の海洋プレート内地震を分析すると、海洋地殻で発生する地震の応力降下量は、海洋性マンタル内で発生する地震の応力降下量よりも小さい傾向がある。

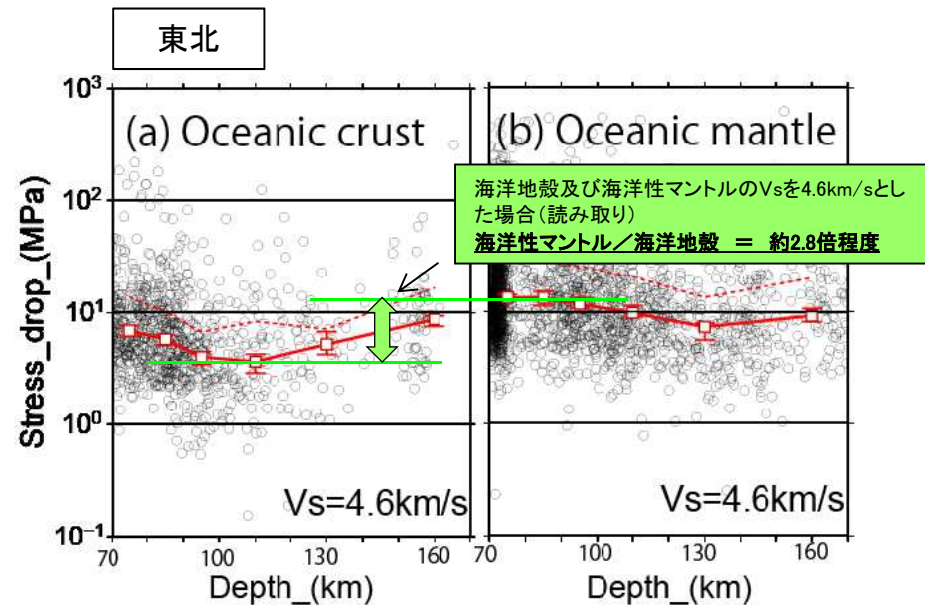
【北(2016)】

- ▶ 東北地方でも北海道と同じ傾向がみられた。
- ▶ 剛性の違いなどが応力降下量の違いを誘発すると考えられる。

⇒ 海洋地殻で発生する地震の応力降下量は、海洋性マンタルの地震の1/1.9倍(0.53倍)～1/2.8倍(0.36倍)程度となっている。



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〕

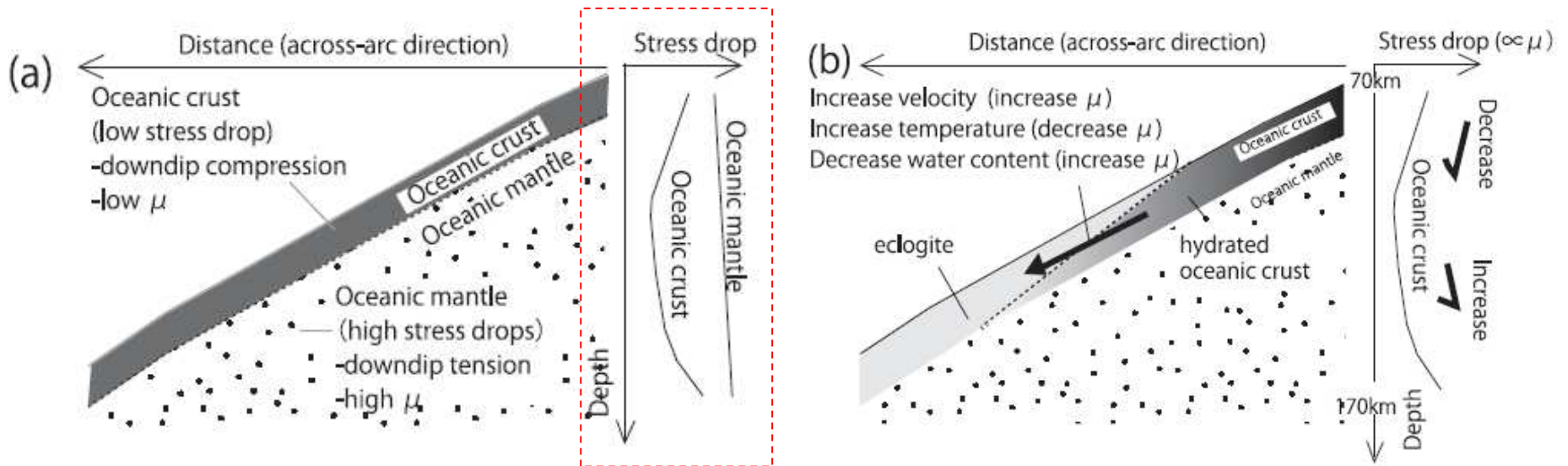
1.6 敷地下方DC型地震の断層面を海洋地殻まで近づけた場合の地震動評価 (2) 海洋地殻と海洋性マンタルの物性の違い②

【Kita and Katsumata(2015)】

- 海洋地殻と海洋性マンタルの応力降下量の違いは、それぞれの領域の剛性率及びD/rの違いで説明できる可能性がある*。
- 剛性率の違いは、海洋地殻と海洋性マンタルを構成する岩石の違いによる。(海洋地殻/海洋性マンタル:60~71%)
- D/rの違いは、海洋地殻と海洋性マンタルで発生する地震の破壊メカニズムの違いを示唆。(海洋地殻/海洋性マンタル:74~86%)

⇒海洋性マンタル及び海洋地殻で発生する地震の応力降下量の違いには、D/rに比べて剛性率の寄与が比較的大きいことから、剛性率に着目した検討を行う。

※: $\Delta\sigma = \frac{7}{16} \cdot \pi \cdot \mu \cdot \frac{D}{r}$, $\Delta\sigma$: 応力降下量, r: 等価半径, μ : 剛性率, D: すべり量 ⇒ $\Delta\sigma$ は、 μ 及びD/rに比例する。



(a) 海洋地殻と海洋性マンタルで発生する地震の応力降下量の模式図

- 海洋地殻は海洋性マンタルに比べて剛性が小さく、 $\Delta\sigma$ は小さい。
- 海洋性マンタルは剛性が大きく、深くなるほど $\Delta\sigma$ は大きくなる。

(b) 海洋地殻で発生する地震の応力降下量の模式図(詳細)

- 海洋地殻の応力降下量は、70~100kmでは、温度による剛性低下の効果が大きく、応力降下量が減少する。
- 110~170kmでは、温度上昇より脱水作用等による影響が大きくなり、剛性が増大し、応力降下量が増加する。

北海道で発生する海洋プレート内地震の応力降下量 模式図[Kita and Katsumata(2015)一部加筆]

1. 6 敷地下方DC型地震の断層面を海洋地殻まで近づけた場合の地震動評価 (2) 海洋地殻と海洋性マンタルの物性の違い③

【Kita and Katsumata.(2015)による知見】

- ・Christensen(1996)は、封圧1.0GPaにおける岩石の密度及びVsを示しており、上部マンタルの剛性率は67~75GPa、地殻(深さ70~120km)の剛性率は45~48GPaとなる。
- ・この知見から、海洋地殻/上部マンタルの剛性率の比として、60~71%が導かれる。



【Christensen(1996)及びChristensen and Mooney(1995)による知見】

- ・Christensen(1996)は、Christensen and Mooney(1995)の知見に基づき、封圧1.0GPaにおける岩石の物性について整理している。

封圧下における物性値【Christensen(1996)より抜粋・一部加筆】

Name Specimens (s) Rocks (r)		ρ , kg/m ³	200 MPa		400 MPa		600 MPa		800 MPa		1000 MPa	
			V_p	V_s	V_p	V_s	V_p	V_s	V_p	V_s	V_p	V_s
海洋地殻の構成岩石 玄武岩	Basalt (BAS)											
	s=252 r=145	Average S.D.	2882 139	5.914 0.546	3.217 0.302	5.992 0.544	3.246 0.293	6.044 0.543	3.264 0.291	6.084 0.542	3.279 0.288	6.118 0.542
海洋地殻の構成岩石 角閃岩	Amphibolite (AMP)											
	s=78 r=26	Average S.D.	2996 85	6.866 0.224	3.909 0.151	6.939 0.199	3.941 0.136	6.983 0.197	3.959 0.133	7.018 0.197	3.974 0.131	7.046 0.197
マンタルの構成岩石 かんらん岩	Dunite (DUN)											
	s=36 r=12	Average S.D.	3310 14	8.299 0.091	4.731 0.118	8.352 0.083	4.759 0.116	8.376 0.083	4.771 0.116	8.390 0.084	4.778 0.116	8.399 0.085

マンタルの構成岩石(かんらん岩)は、海洋地殻の構成岩石(玄武岩等)に比べて密度・S波速度・P波速度が大きい。

1.6 敷地下方DC型地震の断層面を海洋地殻まで近づけた場合の地震動評価 (2) 海洋地殻と海洋性マンツルの物性の違い④

- ▶ 地震調査研究推進本部(2012)の評価に用いている地下構造モデルにおいて、北海道地方から東北地方にかけての太平洋プレートは同じ構造(S波速度, 密度等)のモデルが用いられている。
- ▶ この地下構造モデルの海洋地殻と海洋性マンツルの物性の違い($\mu = \rho \beta^2$, ρ :密度, β :S波速度)から算定される応力降下量の比は約2.10倍である。これは、Kita and Katsumata(2015)における海洋地殻と海洋性マンツルの応力降下量の関係(海洋性マンツル/海洋地殻=約1.9倍程度)と対応している。

全国1次地下構造モデル(暫定版)の物性値
[地震調査研究推進本部(2012)]

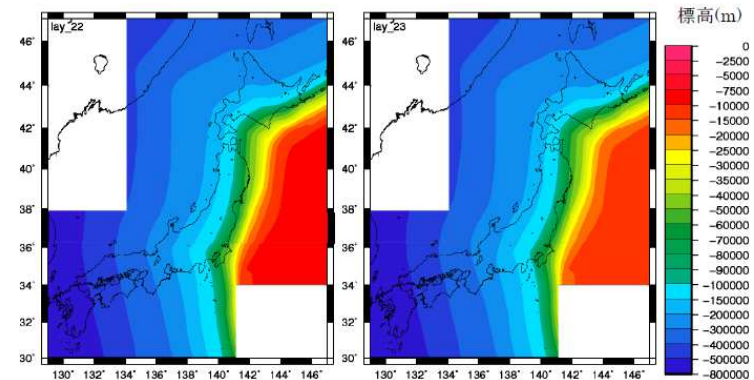
Layer	Vp(km/s)	Vs(km/s)	ρ (g/cm ³)	Qp	Qs	
1	1.7	0.35	1.80	119	70	
2	1.8	0.5	1.95	170	100	
3	2.0	0.6	2.00	204	120	
4	2.1	0.7	2.05	238	140	
5	2.2	0.8	2.07	272	160	
6	2.3	0.9	2.10	306	180	
7	2.4	1.0	2.15	340	200	付加体を含む
8	2.7	1.3	2.20	442	260	
9	3.0	1.5	2.25	510	300	
10	3.2	1.7	2.30	578	340	
11	3.5	2.0	2.35	680	400	
12	4.2	2.4	2.45	680	400	地震基盤(近畿圏)
13	5.0	2.9	2.60	680	400	地震基盤(上部地殻第1層)
14	5.5	3.2	2.65	680	400	上部地殻第2層
15	5.8	3.4	2.70	680	400	下部地殻
16	6.4	3.8	2.80	680	400	マンツル
17	7.5	4.5	3.20	850	500	海洋性地殻第2層(フィリピン海プレート)
18	5.0	2.9	2.40	340	200	海洋性地殻第3層(フィリピン海プレート)
19	6.8	4.0	2.90	510	300	海洋性地殻第3層(太平洋プレート)
20	8.0	4.7	3.20	850	500	海洋性マンツル(フィリピン海プレート)
21	5.4	2.8	2.60	340	200	海洋性地殻第2層(太平洋プレート)
22	6.5	3.5	2.80	510	300	海洋性地殻第3層(太平洋プレート)
23	8.1	4.6	3.40	850	500	海洋性マンツル(太平洋プレート)

- 地震本部などによる地下構造モデル
- Ludwig et al. (1970)
- 長周期地震動予測地図2009年試作版(宮城県沖地震)
- Yamada and Iwata (2005)
- H17年度大大特広域モデル(田中・他, 2006)
- Qs=1000*Vs/5 Qp=1.7*Qs Qsが400を超える場合は400とする(Kawabe and Kamae, 2008 を参考)

海洋地殻と海洋性マンツルの剛性率の比(応力降下量※の比)

	S波速度 β (km/s)	密度 ρ (g/cm ³)	剛性率 $\mu = \rho \beta^2$ (N/m ²)	剛性率の比 マンツル/地殻 (地殻/マンツル)
海洋地殻 (第22層)	3.5	2.8	3.4E+10	2.10 (0.47)
海洋性マンツル (第23層)	4.6	3.4	7.2E+10	

※: $\Delta\sigma = \frac{7}{16} \cdot \pi \cdot \mu \cdot \frac{D}{r}$, $\Delta\sigma$: 応力降下量, r : 等価半径, μ : 剛性率, D : すべり量

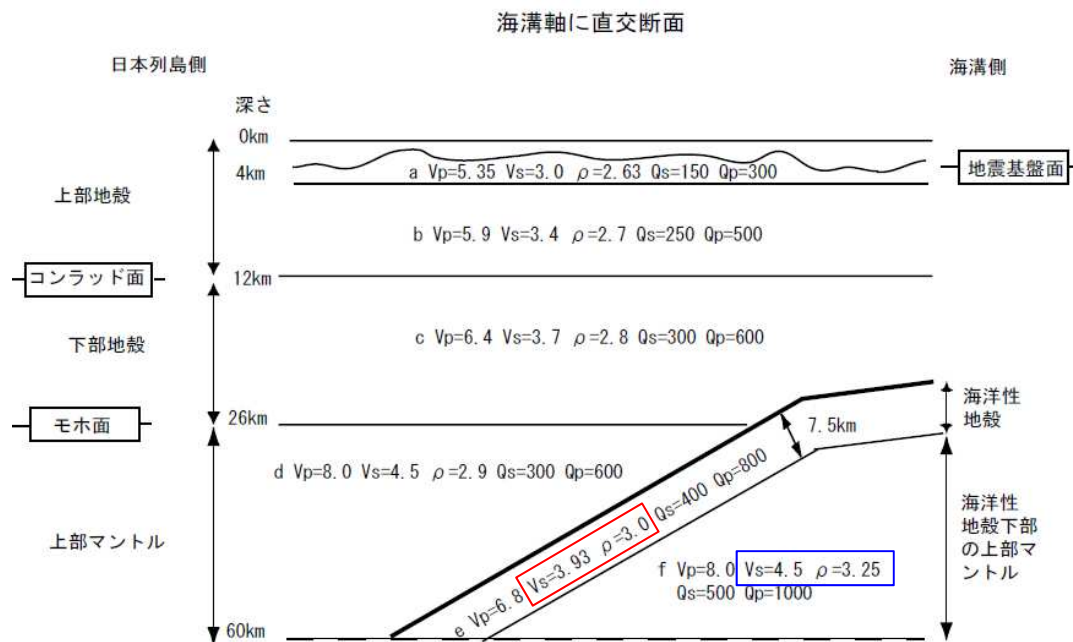


第22層 海洋地殻 (Vs(β)=3.5km/s)
第23層 海洋性マンツル (Vs(β)=4.6km/s)
太平洋プレート構造モデル[地震調査研究推進本部(2012)]

1.6 敷地下方DC型地震の断層面を海洋地殻まで近づけた場合の地震動評価 (2) 海洋地殻と海洋性マンツルの物性の違い⑤

- 応力降下量と剛性率は比例関係にある※。
- 一方、地震調査研究推進本部(2005)では、宮城県沖地震を想定した強震動予測に用いるため、東北地方の上部マントルから地震基盤までの大構造を設定しているが、海洋地殻と海洋性マンツルの物性の違い($\mu = \rho \beta^2$, ρ : 密度, β : S波速度)から算定される応力降下量の比は、約1.42倍となる。

※: $\Delta\sigma = \frac{7}{16} \cdot \pi \cdot \mu \cdot \frac{D}{r}$, $\Delta\sigma$: 応力降下量, r : 等価半径, μ : 剛性率, D : すべり量



海洋地殻と海洋性マンツルの剛性率の比(応力降下量の比)

	S波速度 β (km/s)	密度 ρ (g/cm ³)	剛性率 $\mu = \rho \beta^2$ (N/m ²)	剛性率の比 マンツル/地殻 (地殻/マンツル)
海洋地殻	3.93	3.0	4.6E+10	1.42 (0.70)
海洋性マンツル	4.5	3.25	6.6E+10	

理論的評価法を用いる場合の伝播経路のモデル (V_s と V_p の単位はkm/s、 ρ の単位はg/cm³)

上部マントルから地震基盤までの大構造
〔地震調査研究推進本部(2005)〕

1.6 敷地下方DC型地震の断層面を海洋地殻まで近づけた場合の地震動評価 (2) 海洋地殻と海洋性マンタルの物性の違い⑥

■ 海洋地殻及び海洋性マンタルの地震の応力降下量(短周期レベル)

【地震記録等による検討】

- Kita and Katsumata(2015)での応力降下量(短周期レベル)
海洋地殻:海洋性マンタル=約**0.53:1**(1:1.9)
- Christensen(1996)の岩石試験を基にした 応力降下量(短周期レベル)
海洋地殻:海洋性マンタル=約**0.60:1**(1:1.7))

【地盤構造モデルに基づく検討】

- 地震調査研究推進本部(2012)速度構造での応力降下量(短周期レベル)
海洋地殻:海洋性マンタル=約**0.47:1**(1:2.10)
- 地震調査研究推進本部(2005)速度構造での応力降下量(短周期レベル)
海洋地殻:海洋性マンタル=約**0.70:1**(1:1.42)

海洋性マンタルの応力降下量に対し海洋地殻の応力降下量(短周期レベル)は**0.47倍~0.70倍**程度の値と評価される。

北海道下の太平洋プレートでは、海洋性マンタルの応力降下量は海洋地殻より大きく、東北日本下の太平洋プレートでも同様の傾向がある[Kita and Katsumata(2015), 北(2016)]。

SMGAを海洋性マンタル内に設定した場合は、4.7地震の知見から地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルの1.5倍を考慮している。したがって、SMGAを海洋地殻内の場合は、4.7地震の**0.47倍~0.70倍**(地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルの約0.7 (=1.5×0.47) ~1.05倍(=1.5×0.70))程度と考えられる。

断層面を海洋地殻まで近づけた場合のSMGAの短周期レベルは、海洋地殻と海洋性マンタルの物性の違いを考慮し、保守的に**4.7地震の0.8倍**(地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルの1.2倍)を考慮する。

1.6 敷地下方DC型地震の断層面を海洋地殻まで近づけた場合の地震動評価

(3) 参考検討ケース

- 地震規模及び断層傾斜角は検討用地震(M7.5)と同じとする。
- 断層位置は、上端を海洋プレート上面とし、強震動生成域(SMGA)は、敷地に近い断層上端に設定する。
- 破壊開始点は、破壊が敷地に向かう位置に、敷地と断層の位置関係を考慮して複数設定する。
- 短周期レベルは、海洋性マントルと海洋地殻の物性の違い等を考慮し、保守的に4.7地震の0.8倍(地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルの1.2倍)とする。
- 地震動評価は、統計的グリーン関数法[釜江ほか(1991)及び入倉ほか(1997)]を用いたケース4(不確かさの重畳)に対して、距離及び短周期レベルの違いを補正することにより評価する。

【参考検討】敷地下方DC型地震の断層面を海洋地殻まで近づけた場合の地震動評価

	タイプ	地震規模	想定位置	SMGA位置	短周期レベル※1 (A)	備考
参考検討ケース	DC型	M7.5	敷地至近 (海洋地殻)	断層上端 均等	1.2As	・短周期レベルは、海洋性マントル(4.7地震)と海洋地殻の物性の違い等を考慮 ・断層モデルの応答スペクトルを補正
(比較) 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 均等	1.5As	短周期レベルは4.7地震のM ₀ -A関係を考慮

※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。

【参考検討】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	③=①/②	④=0.8×③
短周期レベル(A) (Nm/s ²)	1.16 × 10 ²⁰	7.67 × 10 ¹⁹	1.5	1.2

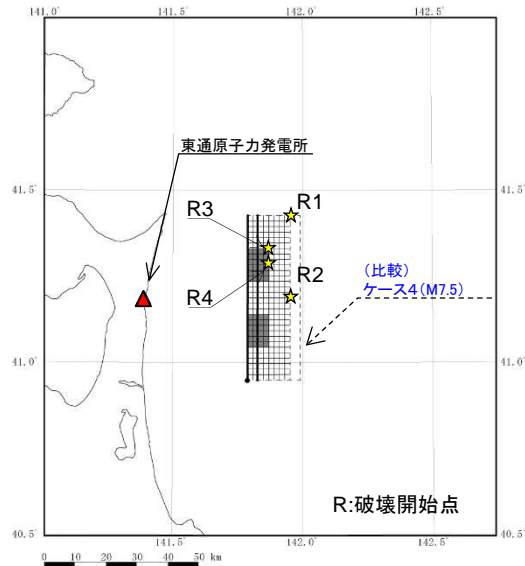
※2:F-netによる地震モーメント[4.74 × 10¹⁹(Nm)]より算定

【参考検討】敷地下方DC型地震の断層面を海洋地殻まで近づけた場合の震源距離

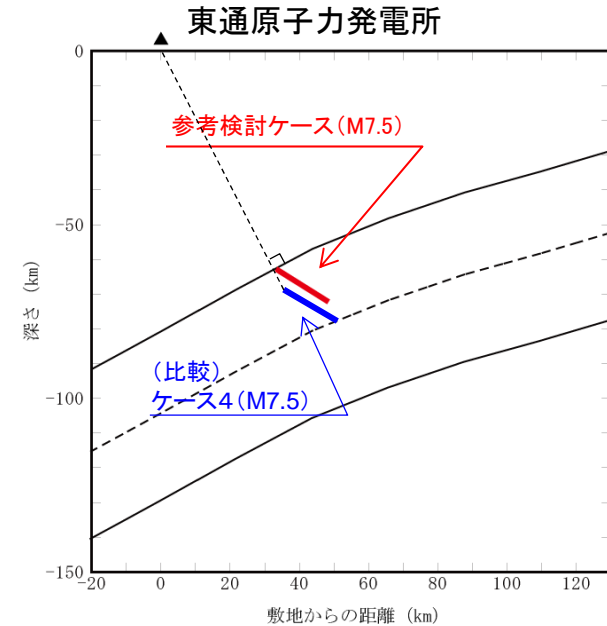
ケース	M	等価震源距離X _{eq} (km)
参考検討ケース	7.5	77
(比較)ケース4(重畳)	7.5	84

1.6 敷地下方DC型地震の断層面を海洋地殻まで近づけた場合の地震動評価 (4) 参考検討ケースの断層モデル

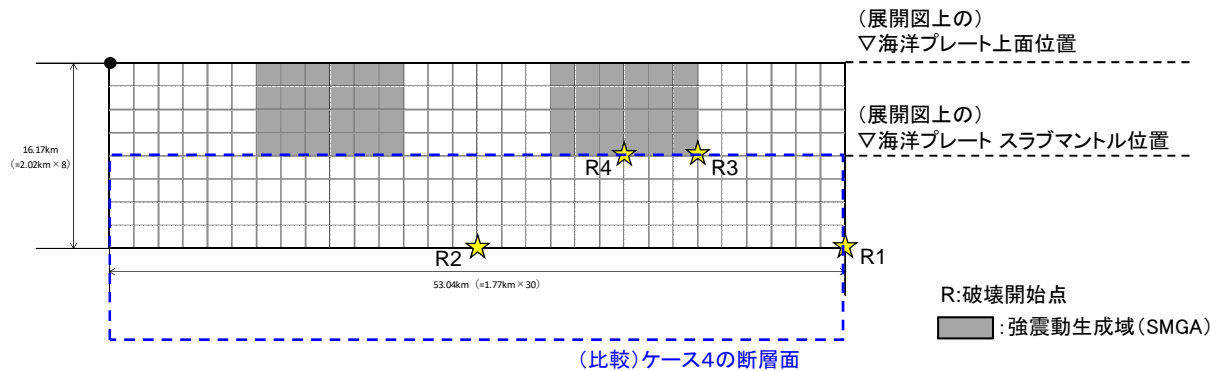
➤ 敷地下方DC型地震の断層面を海洋地殻まで近づけた場合の断層モデルを示す。



参考検討ケース 断層配置図



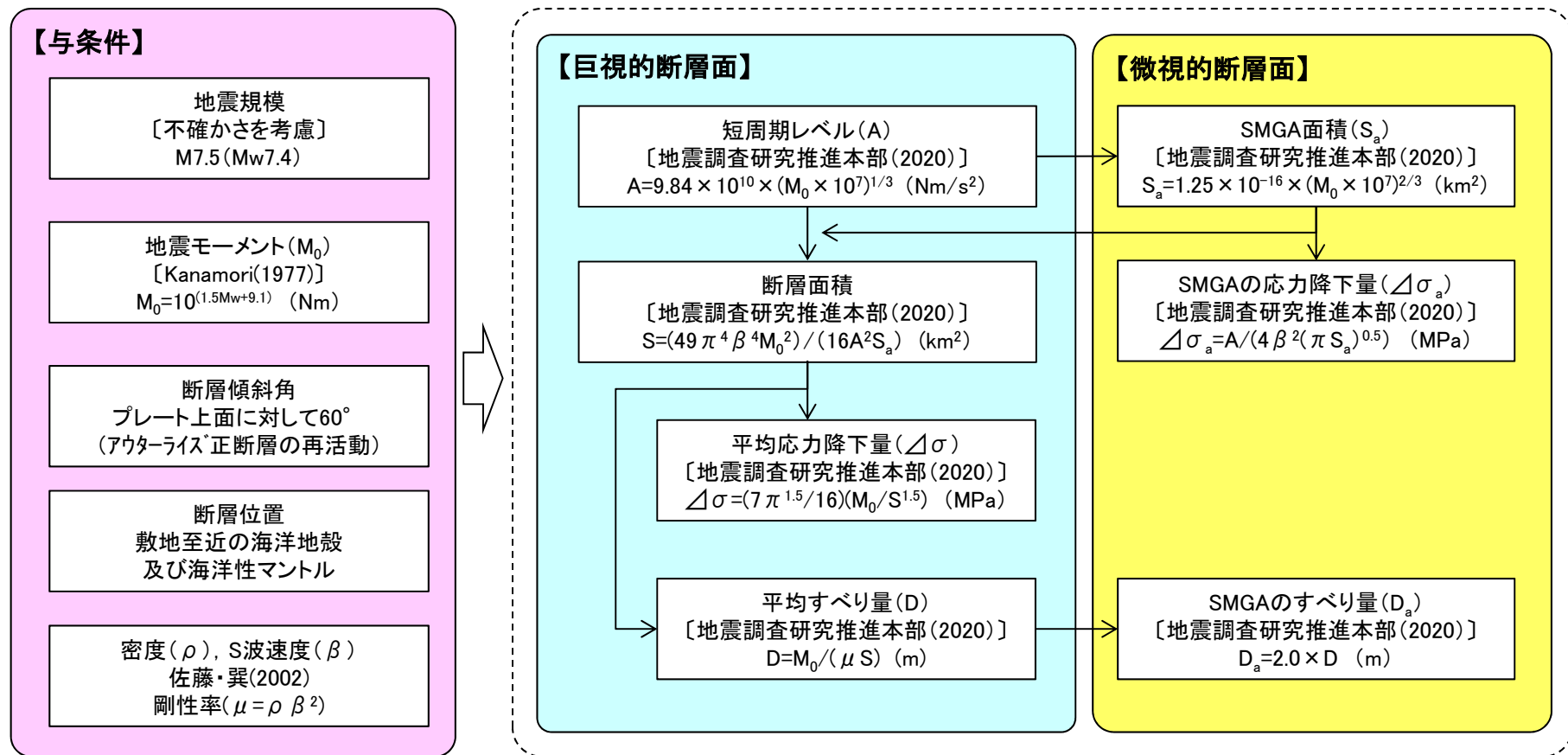
断層配置図(断面)



参考検討ケース 展開図

1.6 敷地下方DC型地震の断層面を海洋地殻まで近づけた場合の地震動評価 (5) 参考検討ケースの断層パラメータ① 設定フロー

- 敷地下方DC型地震の断層面を海洋地殻まで近づけた参考検討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。



※:A及び $\Delta\sigma_a$ を1.2倍にする。

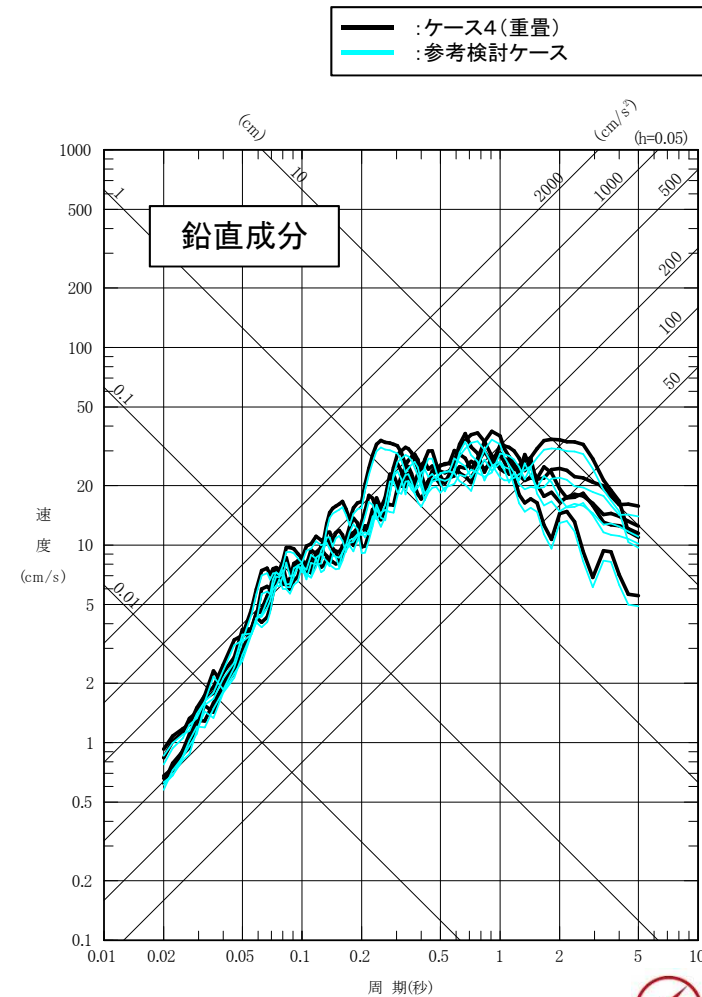
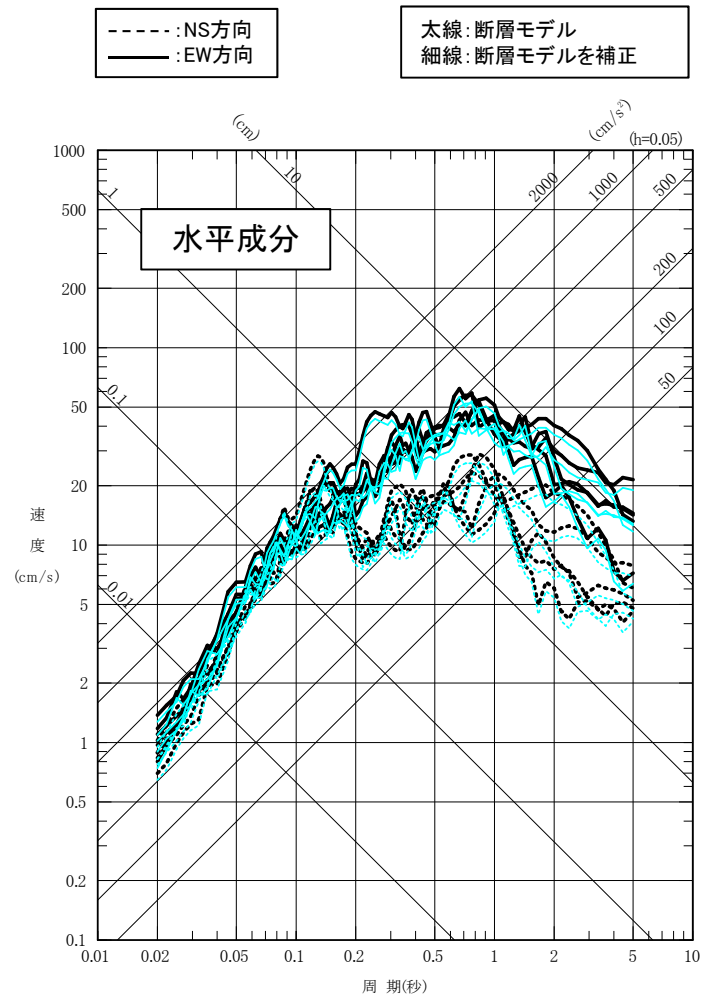
1.6 敷地下方DC型地震の断層面を海洋地殻まで近づけた場合の地震動評価 (5) 参考検討ケースの断層パラメータ②

➤ 敷地下方DC型地震の断層面を海洋地殻まで近づけた参考検討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	(比較)ケース4 (重畳)	参考検討ケース	
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	7.5(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	53.04	←
	断層幅	W	km	断層面積より設定	16.17	←
	断層面積	S	km ²	$S=(49\pi^4\beta^4M_0^2)/(16A^2S_a)$	858	←
	断層上端深さ	—	km	海洋プレートの沈み込みを考慮	68.9	62.8
	地震モーメント	M_0	Nm	$M_0=10^{(1.5M_w+9.1)}$	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	$D=M_0/(\mu S)$	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	$A=9.84 \times 10^{19} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$	1.72×10^{20}	1.38×10^{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	$M_{0a} = \mu D_a S_a$	6.28×10^{19}	←
	面積	S_a	km ²	$S_a = 1.25 \times 10^{-16} \times (M_0 \times 10^7)^{2/3}$	170	←
	平均すべり量	D_a	m	$D_a = 2D$	7.70	←
	応力降下量	$\Delta\sigma_a$	MPa	$\Delta\sigma_a = A/(4\beta^2(\pi S_a)^{0.5})$	116.4	93.1
各SMGA	地震モーメント	M_{0ai}	Nm	$M_{0ai} = M_{0a}/n$, n: SMGAの個数	3.14×10^{19}	←
	面積	S_{ai}	km ²	$S_{ai} = S_a/n$, n: SMGAの個数	85	←
	平均すべり量	D_{ai}	m	$D_{ai} = M_{0ai}/(\mu S_{ai})$	7.70	←
	応力降下量	$\Delta\sigma_{ai}$	MPa	$\Delta\sigma_{ai} = \Delta\sigma_a$	116.4	93.1
背景領域	地震モーメント	M_{0b}	Nm	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	9.57×10^{19}	←
	面積	S_b	km ²	$S_b = S - S_a$	688	←
	平均すべり量	D_b	m	$D_b = M_{0b}/(\mu S_b)$	2.90	←
	実効応力	$\Delta\sigma_b$	MPa	$\Delta\sigma_b = (D_b/W_b)/(D_a/W_a)\Delta\sigma_a$	21.9	17.5
Q値	Q	—	佐藤・巽(2002)	$114^{0.92}$	←	

1. 6 敷地下方DC型地震の断層面を海洋地殻まで近づけた場合の地震動評価 (6) 海洋地殻に想定する地震の地震動評価

- 敷地下方DC型地震の断層面を海洋地殻まで近づけた参考検討ケースの評価(平均応答スペクトルを補正)をケース4と比較して以下に示す。
- 参考検討ケースは、ケース4と同等以下である。



参考文献

1. 海洋プレート内地震の地震動評価

1. 宇津徳治(1999):地震活動総説, 東京大学出版会, 1999
2. 木村学(2002):プレート収束帯のテクトニクス学, 東京大学出版会, 2002
3. Jose A. Alvarez-Gomez, Omar Q. Gutierrez Gutierrez, Inigo Aniel-Quiroga, M. Gonzalez(2012):Tsunamigenic potential of outer-rise normal faults at the Middle America trench in Central America, *Tectonophysics* 574-575, 133-143
4. 気象庁, 平成24年4月 地震・火山月報(防災編)
5. 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
6. 瀬野徹三(1995):プレートテクトニクスの基礎, 朝倉書店
7. Kanamaori, H. (1971):Focal mechanism of the Tokachi-Oki earthquake of May 15, 1968 : Contortion of the lithosphere at a junction of two trenches, *Tectonophysics*, 12, 1-13
8. 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
9. 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
10. 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号, 2012年5月
11. 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
12. 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
13. 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
14. Nikolas I. Christensen (1996):Poisson's ratio and crustal seismology, *J. Geophys. Res.*, 101(B2), 3139-3156
15. Nikolas I. Christensen, Walter D. Mooney (1995): Seismic velocity structure and composition of the continental crust ; A global view , *J. Geophys. Res.*, 100(B7), 9761-9788
16. 地震調査研究推進本部(2012):「長周期地震動予測地図」2012年試作版
17. 地震調査研究推進本部(2005):宮城県沖地震を想定した強震動評価(一部修正版)
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」), 令和2年(2020年)年5月1日修正版
19. 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
20. 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
21. 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/>>
22. Kanamori H.(1977):The Energy Release in Great Earthquakes, *Journal of Geophysical Research* Vol.82 No.20
23. Geller, R.J. (1976) :Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 66