

女川原子力発電所2号機
基準地震動の策定のうち
プレート間地震について
(コメント回答)

平成28年8月19日
東北電力株式会社

審査会合におけるコメント

No.	コメント時期	コメント内容	回答の概要(記載頁)
S114	平成28年3月4日 第336回審査会合	強震動生成域(SMGA)の位置について不確かさとして考慮するか再整理すること。また、強震動生成域の位置については、破壊方向も考慮し検討すること。	SMGAの位置については、不確かさの一つとして考慮する。また、破壊方向は敷地に厳しい設定になっていることを確認(pp.31～36, pp.48～55)。
S115	平成28年3月4日 第336回審査会合	強震動生成域の位置の不確かさと応力降下量(短周期レベル)の不確かさの重畳について考慮が必要か検討すること。	SMGAの位置および応力降下量(短周期レベル)の不確かさの重畳についても考慮し検討を実施(pp.57～74)。
S116	平成28年3月4日 第336回審査会合	断層モデルによる評価が、応答スペクトルに基づく評価を一部の周期帯で下回っている点を踏まえ、応答スペクトルに基づく評価においても、不確かさの考慮について検討すること。	応答スペクトルに基づく評価について考え方を整理し、保守的な評価となることを確認(pp.69～71)。
S117	平成28年3月4日 第336回審査会合	破壊開始点の不確かさについて、1978年宮城県沖地震や2005年宮城県沖の地震の破壊開始点等を踏まえ検討すること。	過去の地震の破壊開始点等を考慮した検討を実施(pp.52～54)。
S118	平成28年3月4日 第336回審査会合	応力降下量(短周期レベル)の設定の妥当性について、1978年宮城県沖地震、2005年宮城県沖の地震、南海トラフの地震の知見と比較し示すこと。	過去の宮城県沖地震、南海トラフの地震の知見との比較を実施(pp.43～45, pp.112～115)。
S119	平成28年3月4日 第336回審査会合	経験的グリーン関数法による評価について、他の要素地震(M5クラスの地震)を用いた場合の検討を行うこと。	他の要素地震を用いた検討を実施(pp.116～127)。
S120	平成28年3月4日 第336回審査会合	3.11地震が検討用地震として選定されるプロセスを歴史地震(1978年宮城県沖地震、2005年宮城県沖の地震等)の検討も踏まえ説明すること。	検討用地震選定までのプロセスの整理を実施(pp.9～15)。

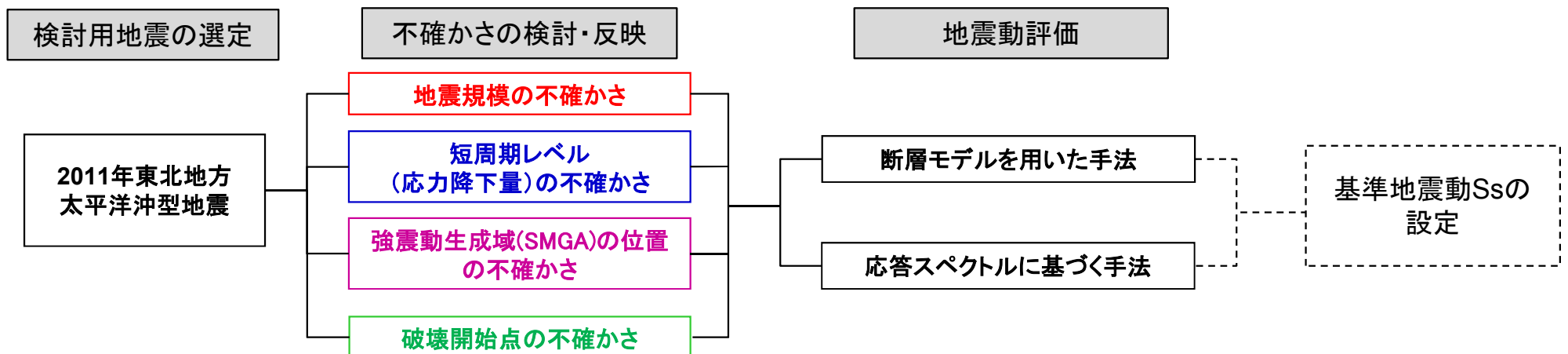
資料の概要

【主要コメント】

- プレート間地震の不確かさについて、強震動生成域(SMGA)の位置を不確かさとして考慮すべきか再整理すること。
- そのうえで、強震動生成域(SMGA)と短周期レベル(応力降下量)の不確かさの重畳が必要か検討すること。

【回答の主旨】

- ①不確かさを考慮する主要なパラメータについて、認識論的不確かさと偶然的不確かさに整理したうえで、強震動生成域(SMGA)の位置については、不確かさの一つとして考慮することとした。
- ②また、上記を踏まえ強震動生成域(SMGA)の位置と短周期レベル(応力降下量)については、不確かさを重畳させた検討を実施することとした。



注:フロー図の破線部分は、本説明資料の範囲外箇所。

「プレート間地震 2011年東北地方太平洋沖型地震 地震動評価フロー(第149回審査会合(平成26年10月17日))」

3.11地震※1に関する既往知見

【知見①:地震規模と強震動の関係】

- ・宮城県沖の領域は全て破壊したが、女川の記録は2つの波群に分かれており、至近の強震動生成域の影響が大きい(背景領域や遠いSMGAの影響は小さい)。
- ・震度インバージョンや距離減衰式の評価から、3.11地震の地震動はM8前半と同等、また連動型想定宮城県沖地震(M8.2)の地震動評価とも整合。

【知見②:短周期レベル(応力降下量)】

- ・既往の3.11地震シミュレーションモデルのSMGAの地震モーメント M_0 -短周期レベルAの関係は、福島県沖、茨城県沖と比較して宮城県沖が最も大きく、また、1978年宮城県沖地震と整合。
- ・過去に発生した太平洋プレートのプレート間地震の M_0 -Aの整理でも、他の領域に比べ宮城県沖が最も大きい傾向。

【知見③:3.11地震のSMGAの位置】

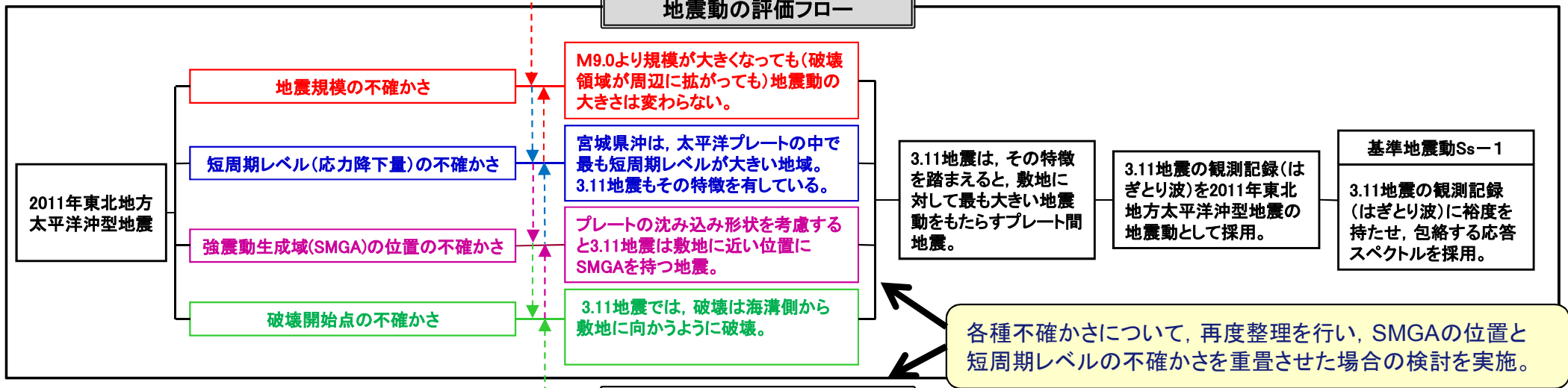
- ・既往の3.11地震シミュレーションモデルのSMGAは敷地に近いプレート境界に設定されている。
- ・プレートの沈み込み形状から、SMGAを平面的に敷地に近づけても深くなるため、距離は大きく変わらない。

【知見④:破壊開始点の影響】

- ・既往の3.11地震シミュレーションモデルでは、破壊開始点は海溝側に設定されており、破壊が敷地に向かう位置となっている。

※1:2011年東北地方太平洋沖地震

地震動の評価フロー



断層モデルを用いた検討

諸井ほか(2013)

【検討概要】

・3.11地震について、先験的な情報を用いた地震動評価結果(SGF)と観測記録(女川、福島、東海)との整合性検討を実施。

【検討結果から得られる知見】

- ①各サイトの前面の領域区分全てが破壊することを仮定し策定したモデルは、観測記録の傾向を良く捉えている。
- ②女川についてはやや過小のため、1978年宮城県沖地震を参考にSMGAの短周期レベルをかき上げ(1.4倍)することで再現性が高まった。

「諸井ほか(2013)」のモデルを用いた検討※2

【検討1】SMGAの位置の不確かさ

・SMGAの位置を平面的にサイトに近づけた場合の検討を実施し、地震動レベルが大きく変わらないことを確認。

【検討2】破壊開始点の不確かさ

・破壊開始点はサイトに破壊が進行する位置に設定しているが、破壊開始点を変えた場合の検討を実施し、地震動レベルが大きく変わらないことを確認。

※2:申請後に新たに検討した内容

目次

- 1. 世界のプレート間地震 5
- 2. 検討用地震の選定 9
- 3. 検討用地震の不確かさの検討 16
- 4. 検討用地震の地震動評価 57

- 補足説明資料 78

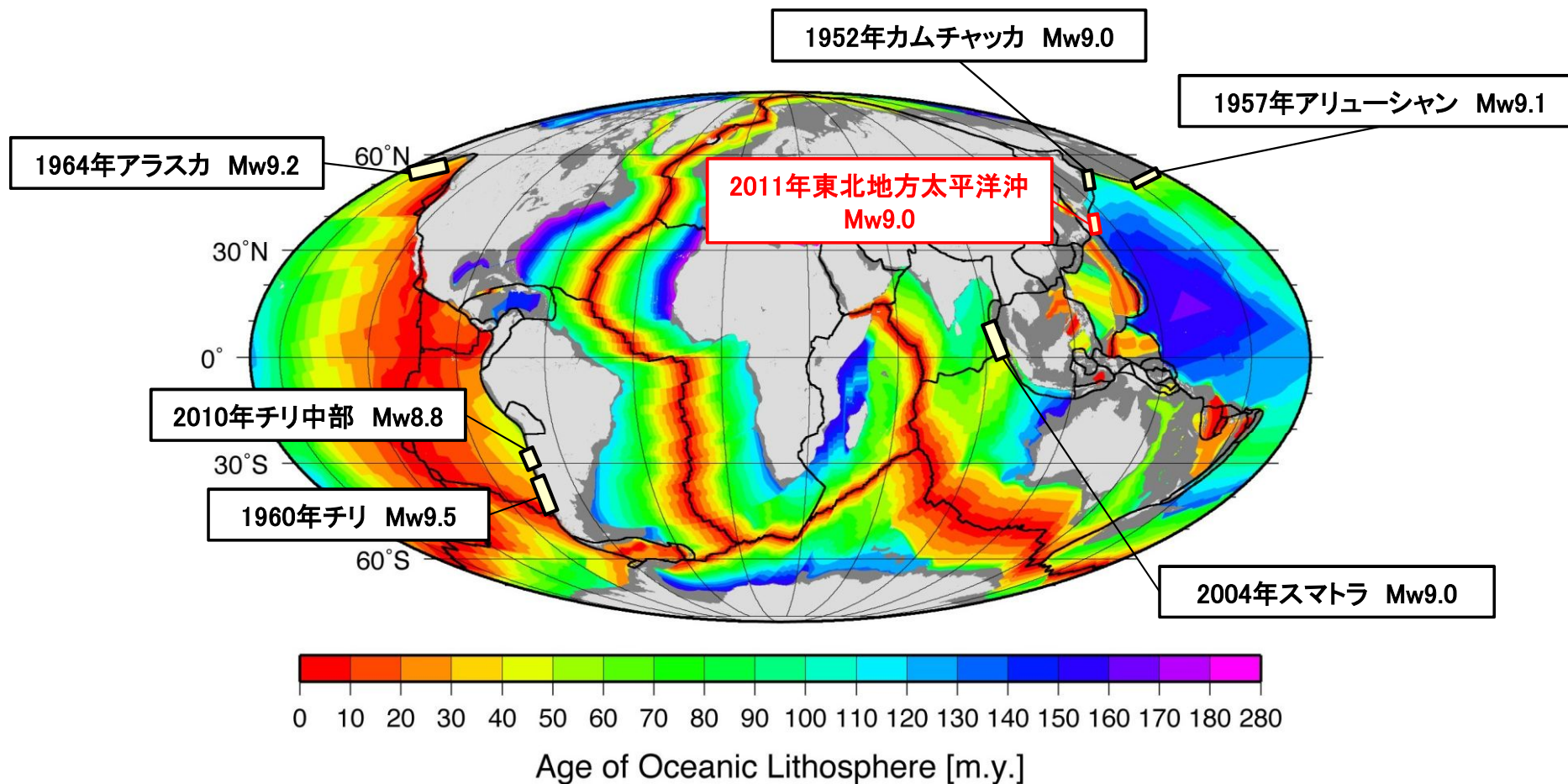
1. 世界のプレート間地震

1. 世界のプレート間地震

世界のプレート間地震の特徴

■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、1億3千万年という年齢が極めて古いプレートが沈み込んでいる。

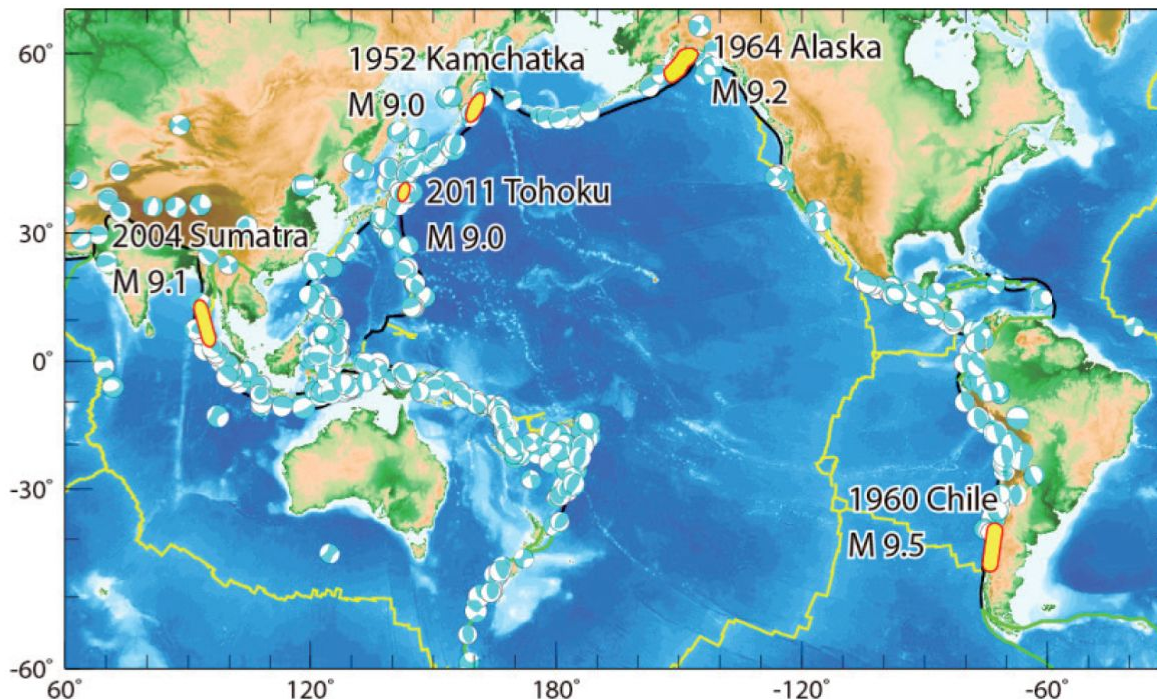


海洋性プレートの年齢と過去に起こったM8.8以上の地震 (Müller et al.(2008)に一部加筆)

※地震規模は、宇津(2004)による。

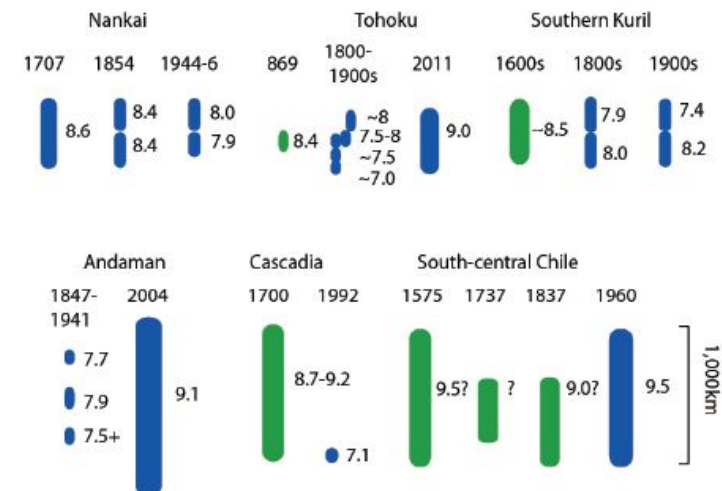
1. 世界のプレート間地震 世界のプレート間地震の特徴

■地震学的, 地質学的知見(佐竹(2013))



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

それぞれの形は大ま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。

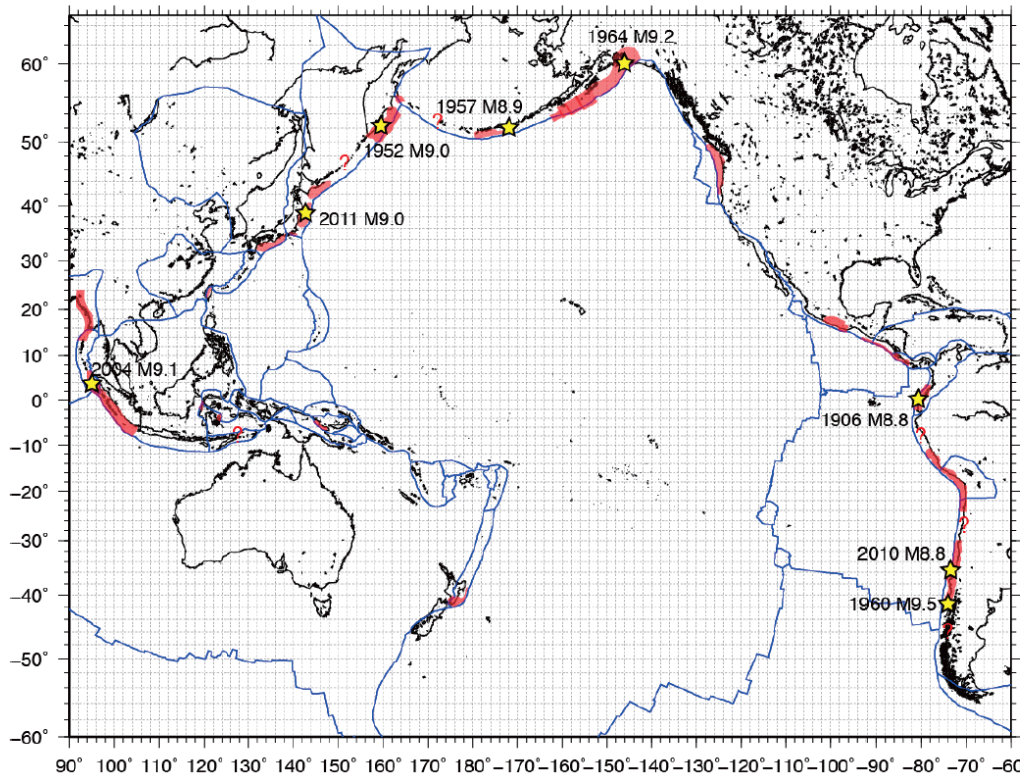
【第197回地震予知連絡会 重点検討課題「世界の巨大地震・津波」概要】

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。(佐竹(2013))

1. 世界のプレート間地震

世界のプレート間地震の特徴

■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))



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

- : すべり欠損速度が2cm/年以上と推定されている領域
- ★ : 1900年以降のM8.8以上の超巨大地震の震央
- ? : カップリングしていると疑われるが、文献が調査できなかった位置
- : プレート境界位置

- 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

【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。(西村(2013))

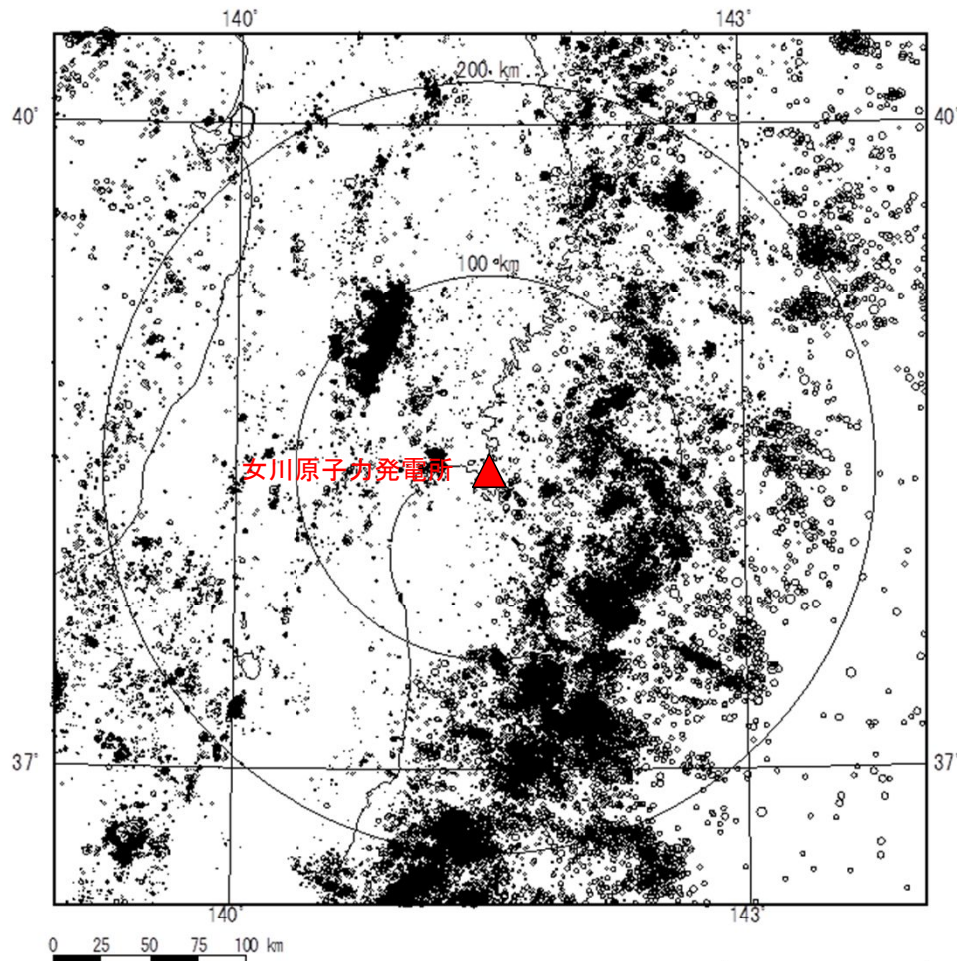
2. 検討用地震の選定

2. 検討用地震の選定

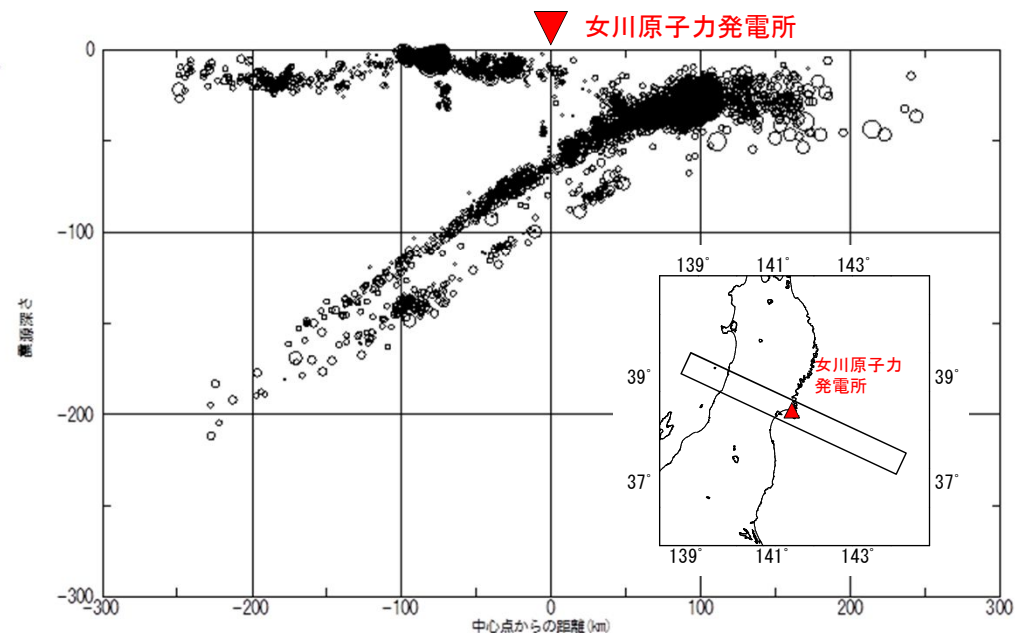
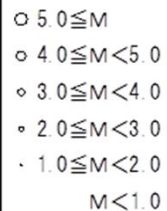
敷地周辺で発生するプレート間地震

■ 敷地周辺の地震発生状況

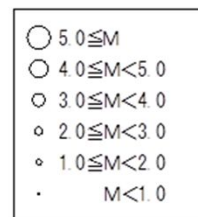
- 敷地周辺では、日本海溝付近で沈み込む太平洋プレートと陸側のプレートの境界でプレート間地震が発生し、陸地に近づくに従ってその震源は深くなっている。



M ≤ 5の震央分布図
震源深さ0~60km
2008年3月~2011年2月
(気象庁地震カタログによる)



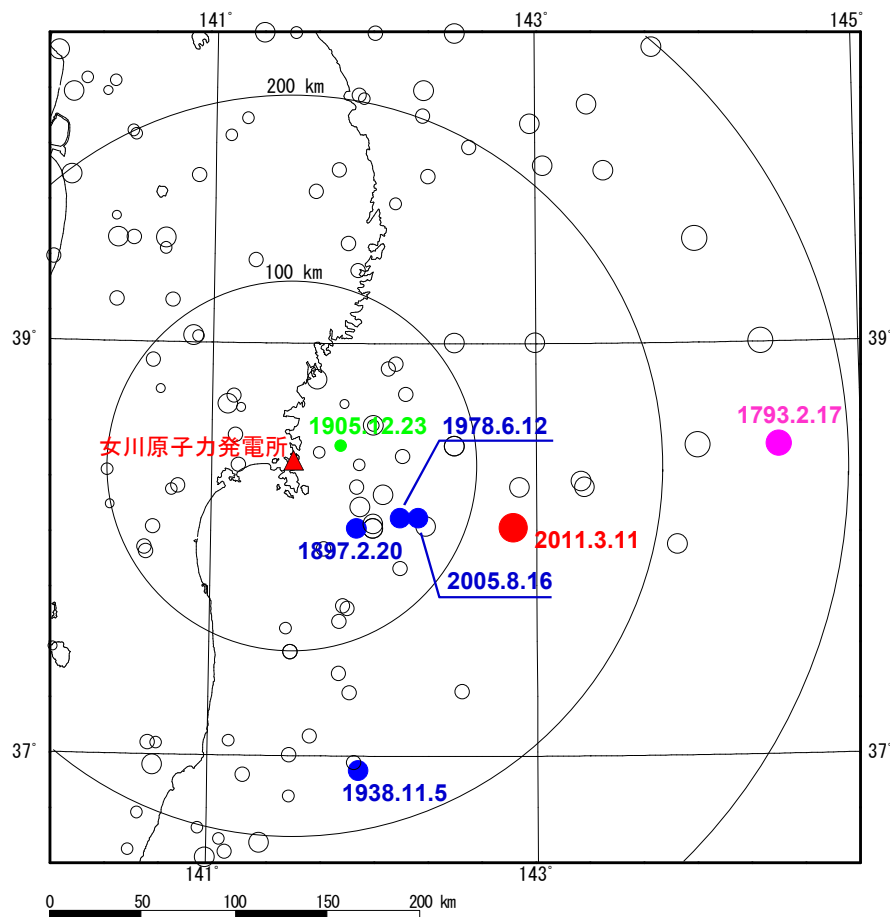
M ≤ 5の震源深さ分布
2008年3月~2011年2月
(気象庁地震カタログによる)



2. 検討用地震の選定 敷地周辺の被害地震

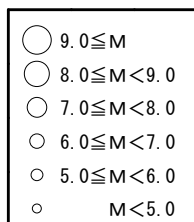
■ 敷地周辺で発生した被害地震の震央分布

・宇佐美ほか(2013)に記載されている震度分布図及び気象庁で公開されている震度分布図より、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は、以下の表に示す地震がある。



敷地に震度5弱程度以上を与えたと推定される
主なプレート間地震(被害地震)

地震名	マグニチュード	震央距離 (km)
1793年2月17日陸前・陸中・磐城の地震	M8.2	262
1897年2月20日仙台沖の地震	M7.4	48
1905年12月23日宮城県沖の地震	M5.9	28
1938年11月5日福島県東方沖地震	M7.5	168
1978年6月12日宮城県沖地震	M7.4	65
2005年8月16日宮城県沖の地震	M7.2	73
2011年3月11日東北地方太平洋沖地震	M9.0	124



敷地周辺の被害地震

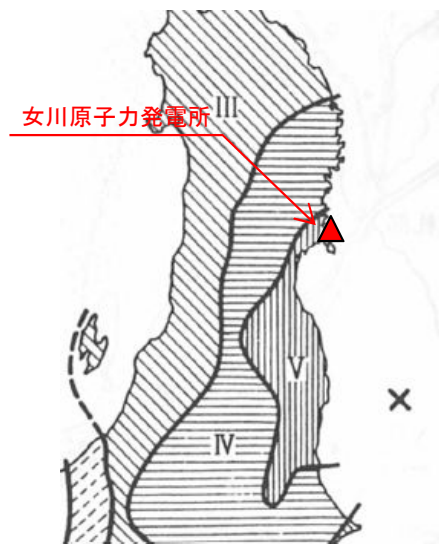
[1922年以前は宇佐美ほか(2013), 1923年から2014年は気象庁地震カタログによる]

2. 検討用地震の選定 敷地周辺の被害地震

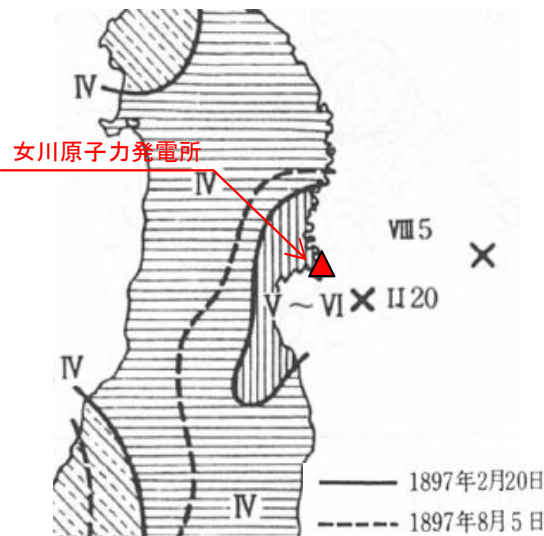
■ 敷地周辺で発生した被害地震の震度分布



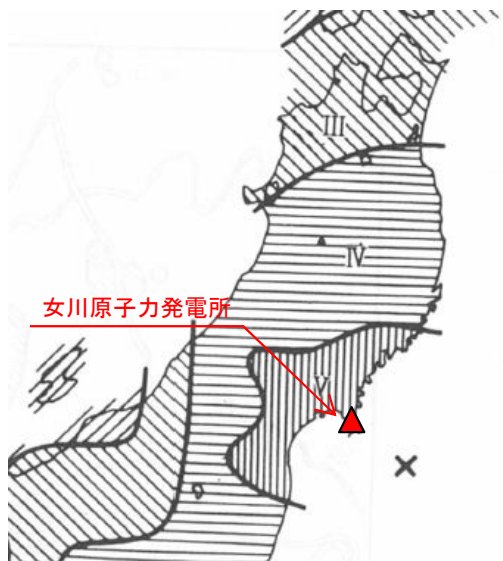
1793年2月17日陸前・陸中・磐城の地震
(M8.2, Δ=262km)



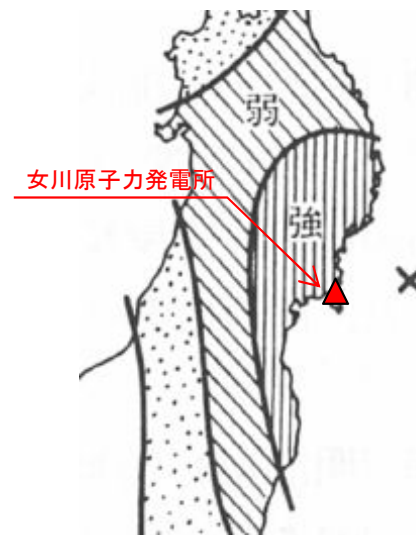
1938年11月5日福島県東方沖地震
(M7.5, Δ=168km)



1897年2月20日仙台沖の地震(M7.4, Δ=48km)



1978年6月12日宮城県沖地震(M7.4, Δ=65km)



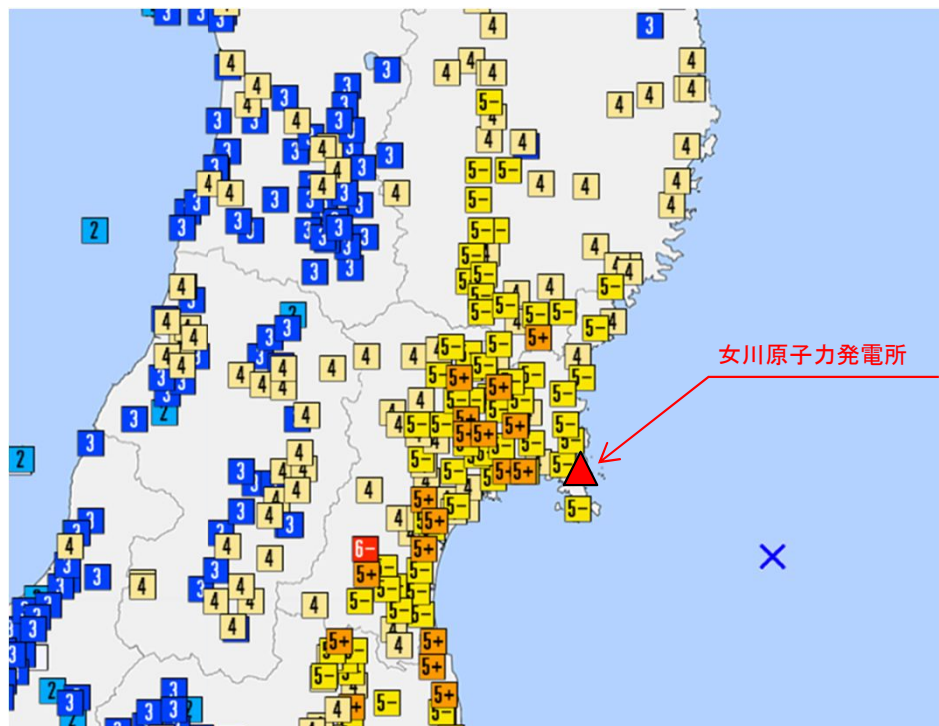
1905年12月23日宮城県沖の地震(M5.9, Δ=28km)

※三浦(1964)によれば、1905年当時の「強震」は震度V(強震)に相当する。

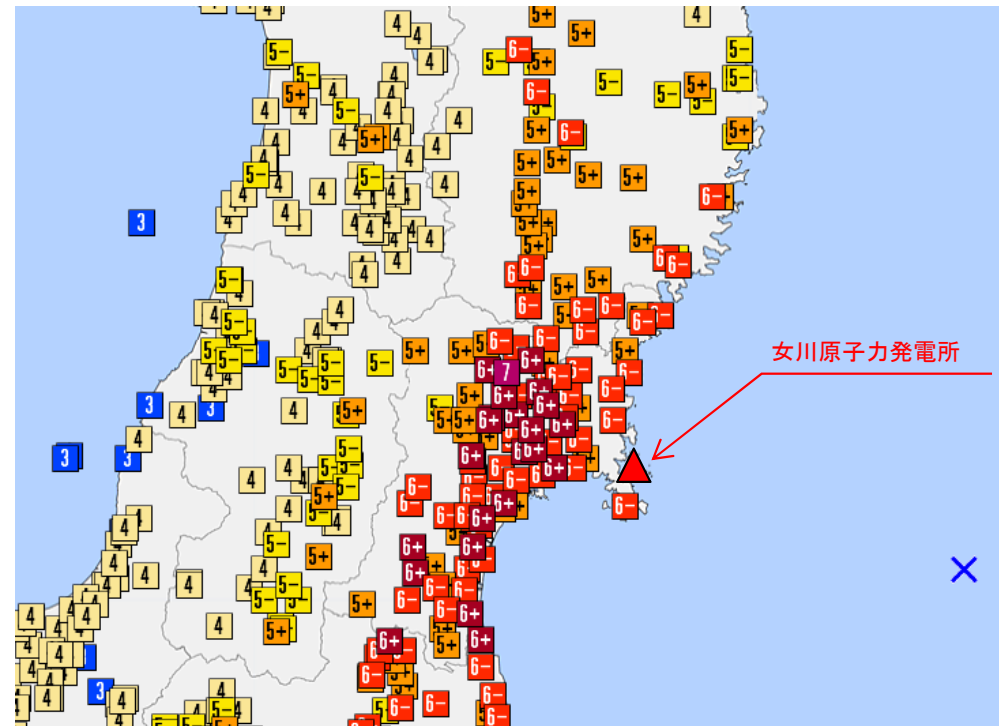
宇佐美ほか(2013)に記載されている震度5弱(1996年以前は震度V)程度以上とされているプレート間地震の被害地震の震度分布図(一部加筆)

2. 検討用地震の選定 敷地周辺の被害地震

■ 敷地周辺で発生した被害地震の震度分布



2005年8月16日宮城県沖の地震(M7.2, Δ=73km)



2011年3月11日東北地方太平洋沖地震(M9.0, Δ=124km)

気象庁で震度5弱(1996年以前は震度V)程度以上とされているプレート間地震の被害地震
(気象庁震度検索データベース, 一部加筆)

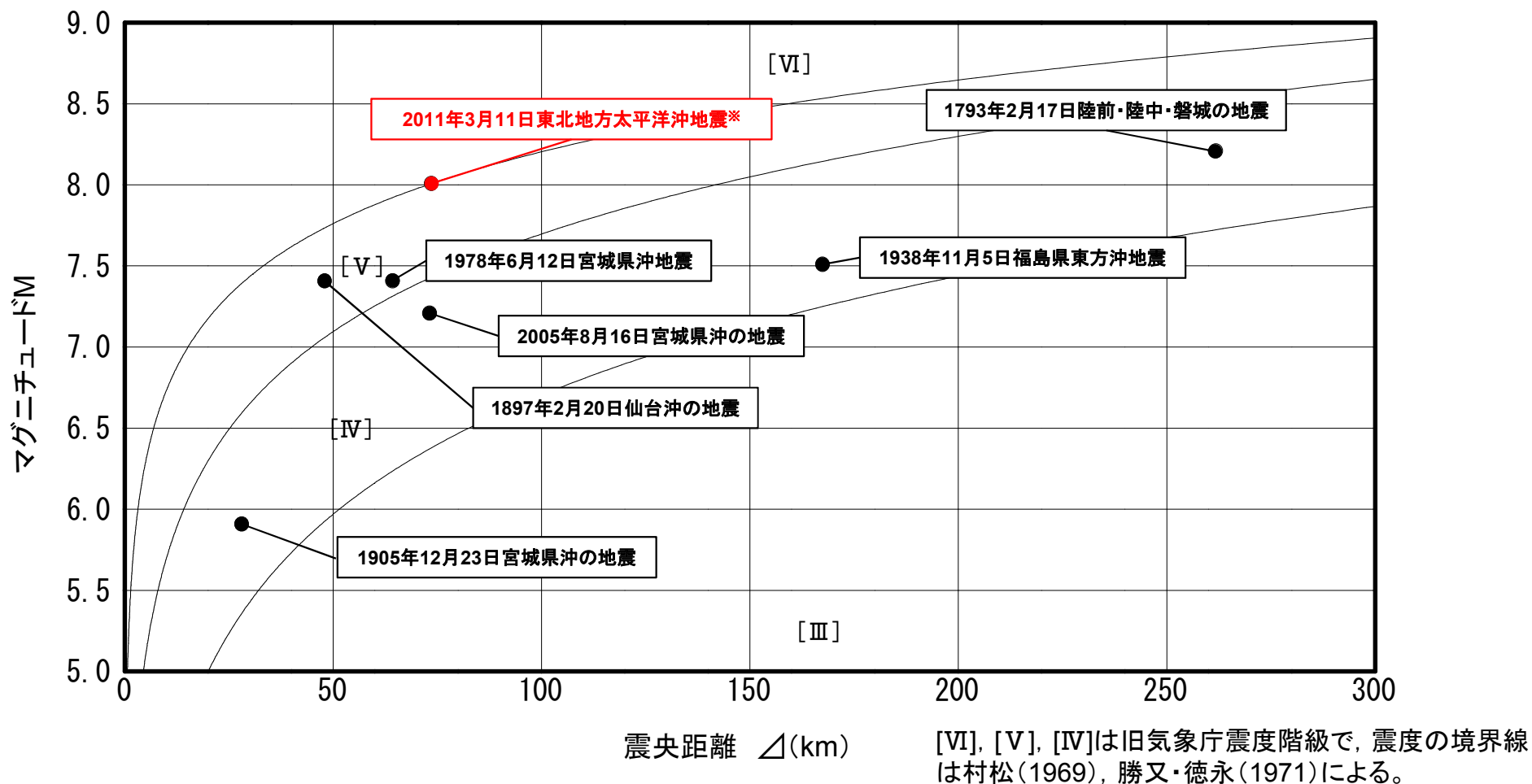
震度分布図から、2011年東北地方太平洋沖地震(以下、「3.11地震」という。)は、敷地を含む広い領域で震度6弱となっており、他の被害地震と比較して敷地への影響が大きい。

2. 検討用地震の選定

マグニチュードM－震央距離△

■ マグニチュードM－震央距離△による検討

- ・震度分布図より、敷地で震度5弱程度以上の揺れであったと推定される地震について、M－△図により検討を行った。
- ・検討の結果、敷地への影響が最も大きい地震は、3.11地震である。



※3.11地震のMと△は神田ほか(2012)による震度インバージョンによる値(M8.0, △=73.9km)を用いた。

2. 検討用地震の選定

検討用地震の選定

■ 検討用地震の選定のまとめ

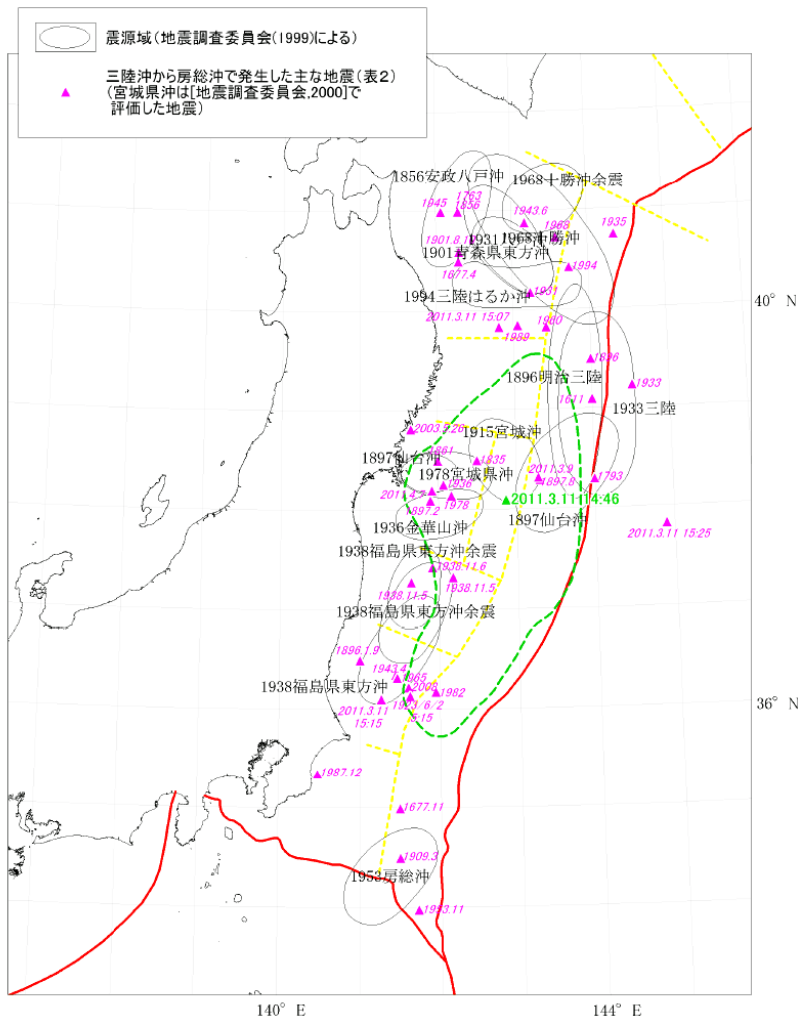


図5 三陸沖から房総沖にかけての主な地震と主な震源域(地震調査委員会, 1999)

三陸沖から房総沖にかけての主な地震と主な震源域
(地震本部(2012))

- ・被害地震の震度分布から、3.11地震は、敷地を含む広い領域で震度6弱となっており、他の被害地震と比較して敷地への影響が大きい。
- ・M-△図による検討から、敷地への影響が最も大きい地震は、3.11地震であった。

- ・3.11地震の震源域は、敷地に震度5弱程度以上を与えたとされているプレート間で発生した被害地震など、三陸沖中部から房総沖のプレート間地震の震源域を包含している。
- ・地震本部(2012)の長期評価では、プレート間地震として3.11地震を踏まえ、過去のM7~8クラスの地震が発生した複数の領域を震源域として発生する東北地方太平洋沖型地震(M9.0)を想定している。

敷地への影響が最も大きいプレート間地震としては、複数の領域を震源域として発生した3.11地震であったことから、検討用地震として、2011年東北地方太平洋沖型地震を選定する。

3. 検討用地震の不確かさの検討

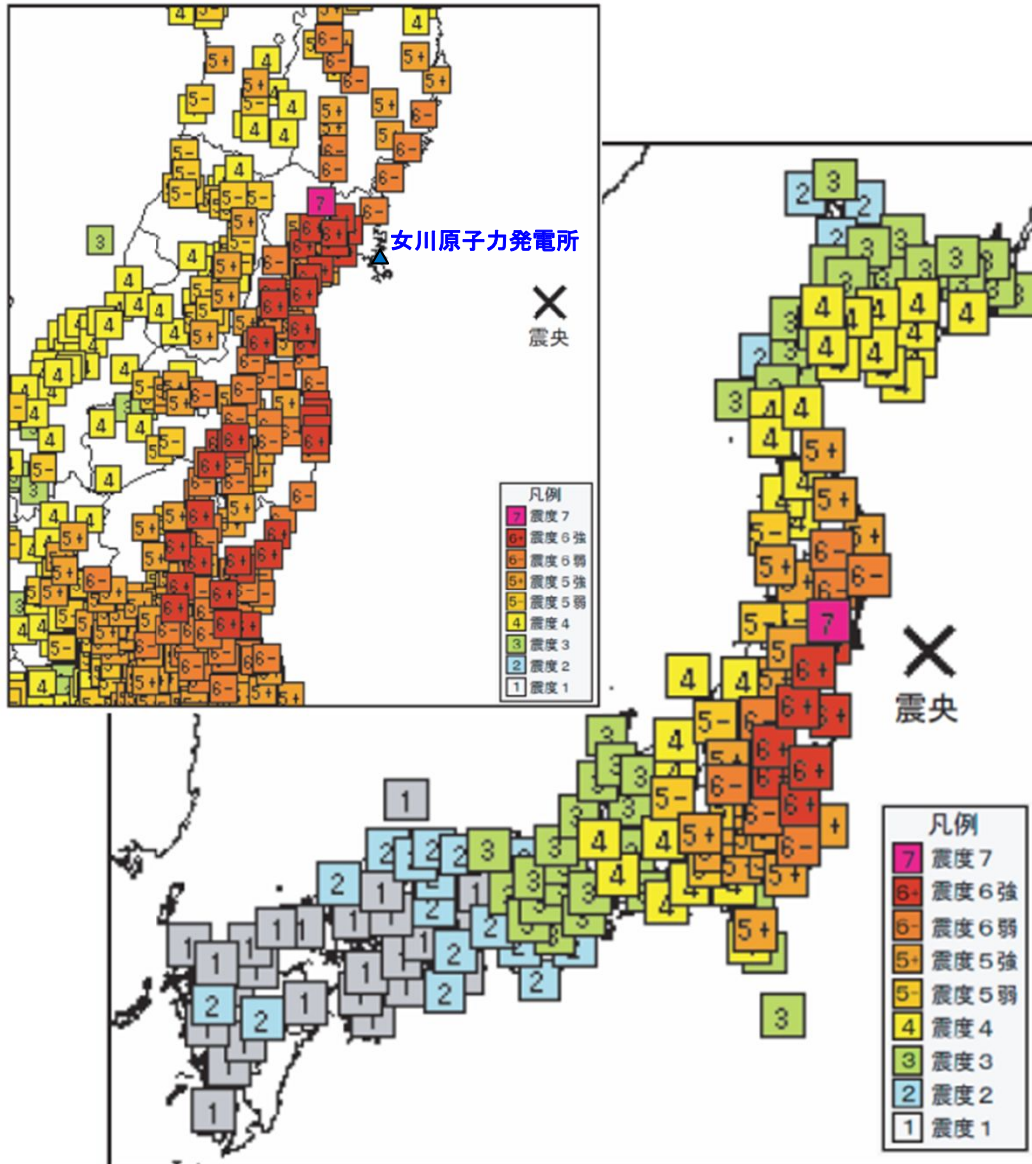
3. 検討用地震の不確かさの検討

前回審査会合(平成28年3月4日)での整理に今回の検討内容を記載

これまでの説明概要	今回の検討	不確かさの考慮
<p>【地震の規模】(認識論的な不確かさ) ・宮城県沖の領域は全て破壊したが、女川の記録は至近の強震動生成域(SMGA)の影響が大きい。 ⇒M9.0より規模が大きくなっても(破壊領域が周辺に広がっても)地震動の大きさは変わらない。</p>	<p>【地震の規模】 ・各種知見を再度整理。</p>	<p>Mの増加の影響は小さいと評価 ・宮城県沖の領域は全て破壊したことに加え、大滑り領域からは強震動は出ていないことなども考慮すると、M9.0より規模が大きくなっても(破壊領域が周辺に広がっても)地震動の大きさは変わらないと評価。</p>
<p>【短周期レベル(応力降下量)】(認識論的な不確かさ) ・既往の3.11地震シミュレーションモデルのSMGAの地震モーメントM_0-短周期レベルAの関係は、福島県沖、茨城県沖と比較して宮城県沖が最も大きく、また、1978年宮城県沖地震と整合。 ⇒宮城県沖は、太平洋プレートの中で最も短周期レベルが大きい地域。3.11地震もその特徴を有している。</p>	<p>【短周期レベル(応力降下量)】 ・これまでのレビューに加え、過去の宮城県沖地震のSMGAの応力降下量や3.11地震の各種シミュレーションモデルの応力降下量に着目したレビューを実施。</p>	<p>不確かさケースとして考慮 ・3.11地震の各種シミュレーションモデルの応力降下量の比較から、面積の大小関係の保守性も踏まえ、割り増した応力降下量を不確かさケースとして考慮。 ・過去の宮城県沖地震のSMGAの応力降下量については、アスペリティの階層構造の特徴として整理。 【参考検討】 ・SMGAの一部のメッシュの応力降下量を3~4倍に割り増した検討を実施。応答スペクトルに与える影響は小さいことを確認した。</p>
<p>【強震動生成域(SMGA)の位置】(認識論的な不確かさ) ・既往の3.11地震シミュレーションモデルのSMGAは敷地に近いプレート境界に設定されている。 ・プレートの沈み込み形状から、SMGAを平面的に敷地に近づけても深くなるため、距離は大きく変わらない。 ⇒プレートの沈み込み形状を考慮すると3.11地震は敷地に近い位置にSMGAを持つ地震。</p>	<p>【強震動生成域(SMGA)の位置】 ・これまでのレビューに加え、過去の宮城県沖地震のSMGA位置との関係について再整理した。</p> <div style="border: 1px solid black; padding: 5px; margin: 5px 0;"> <p>①SMGA位置を不確かさとして考慮。</p> </div> <div style="border: 1px solid black; padding: 5px; margin: 5px 0;"> <p>②過去の宮城県沖地震の破壊開始点等を考慮した検討を実施。</p> </div>	<p>SMGA位置は繰返し発生している位置で、かつ敷地に対して厳しい位置であることを確認 断層モデルのSMGA位置は3.11地震等の過去の宮城県沖の地震のSMGAを含む位置に該当している。 ・なお、幾何学的に位置を近づけても、その影響は小さい。 【参考検討】 ・仮に、SMGAを敷地に近づけたとしても、応答スペクトルに与える影響は小さいことを確認した。</p>
<p>【破壊開始点の影響】(偶然的な不確かさ) ・既往の3.11地震シミュレーションモデルでは、破壊開始点は破壊が敷地に向かう位置となっている。 ⇒3.11地震は、敷地に対し厳しい破壊形式となっている。</p>	<p>【破壊開始点の影響】 ・基本ケースの断層モデルについて、複数の破壊開始点での評価を行い、破壊開始点の影響について定量的に検討。</p>	<p>基本ケースに予め不確かさを考慮 ・破壊が敷地に向かう位置に設定したケースが最も大きい傾向を示すことを確認。 ・基本ケース、不確かさケースとも、破壊開始点は当該破壊開始点で代表する。</p>

3. 検討用地震の不確かさの検討 地震の規模

■ 3.11地震の概要



震度分布図(気象庁(2012)に一部加筆)

地震の諸元

発生日時	2011年3月11日14時46分
地震名	平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震
地震規模	Mw9.0
震央位置	東経 142° 51.66' 北緯 38° 6.21'
震源深さ	24km
女川原子力発電所との距離	震央距離 124km

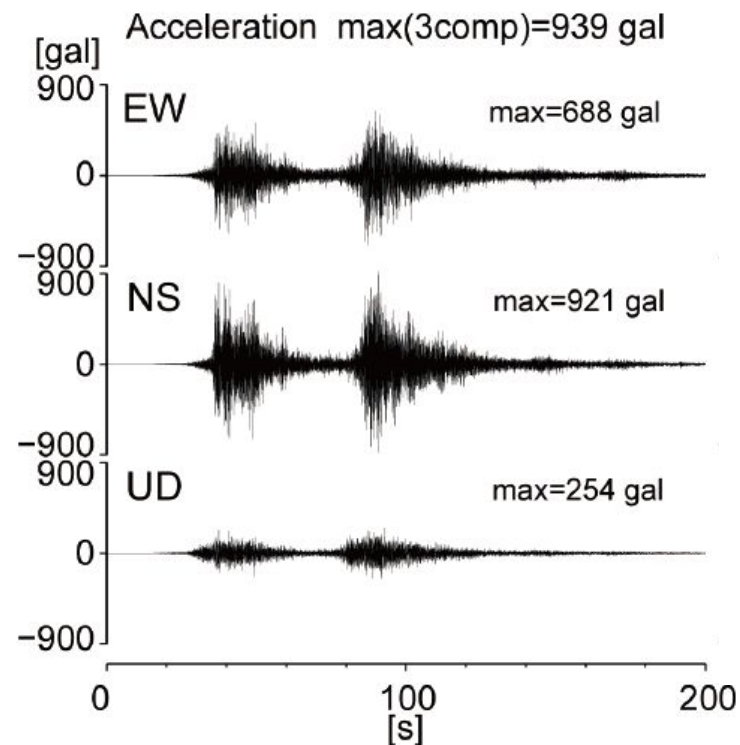
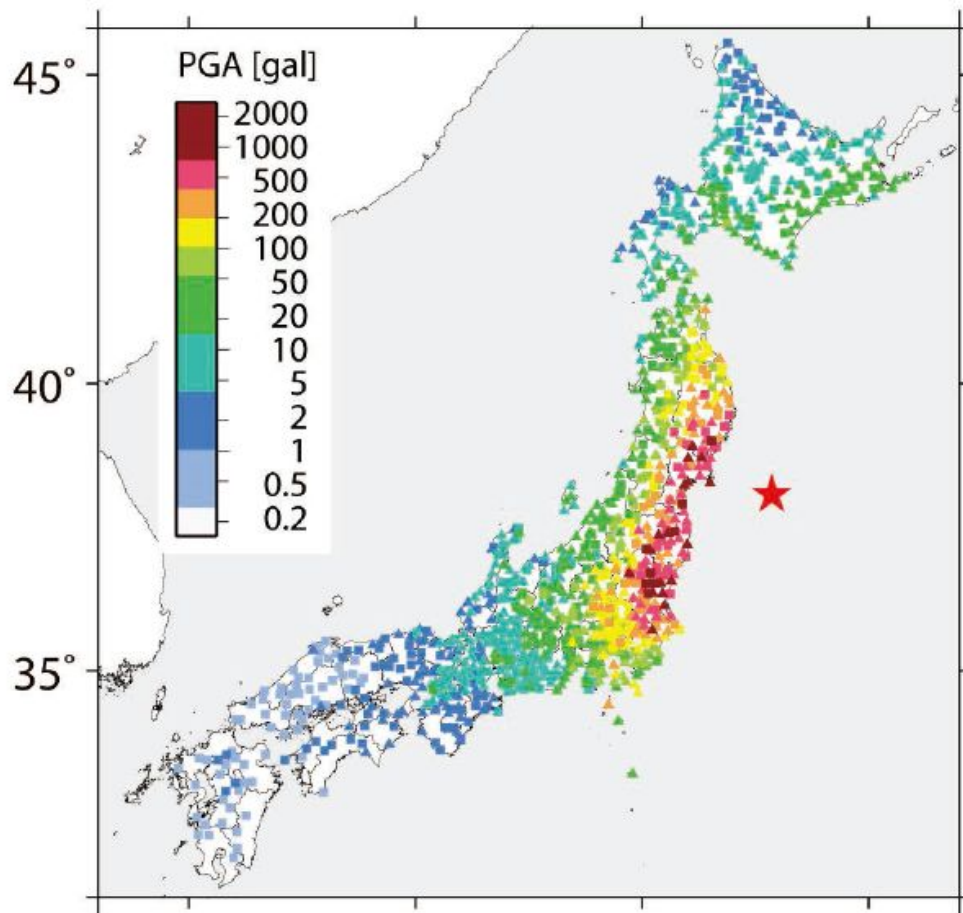
宮城県栗原市で震度7, 宮城県, 福島県, 茨城県, 栃木県の4県37市町村で震度6強を観測したほか, 東日本を中心に北海道から九州地方の広い範囲で揺れが観測された。

3. 検討用地震の不確かさの検討

地震の規模

■ 3.11地震の観測ネットワーク(K-NET・KiK-net)による強震記録

- ・岩手県から千葉県にかけての20観測点で1Gを超える加速度が記録された。



震央に最も近かったK-NET牡鹿(MYG011)の加速度波形

3.11 地震のK-NET(△)及びKiK-net(□)で観測された最大加速度値

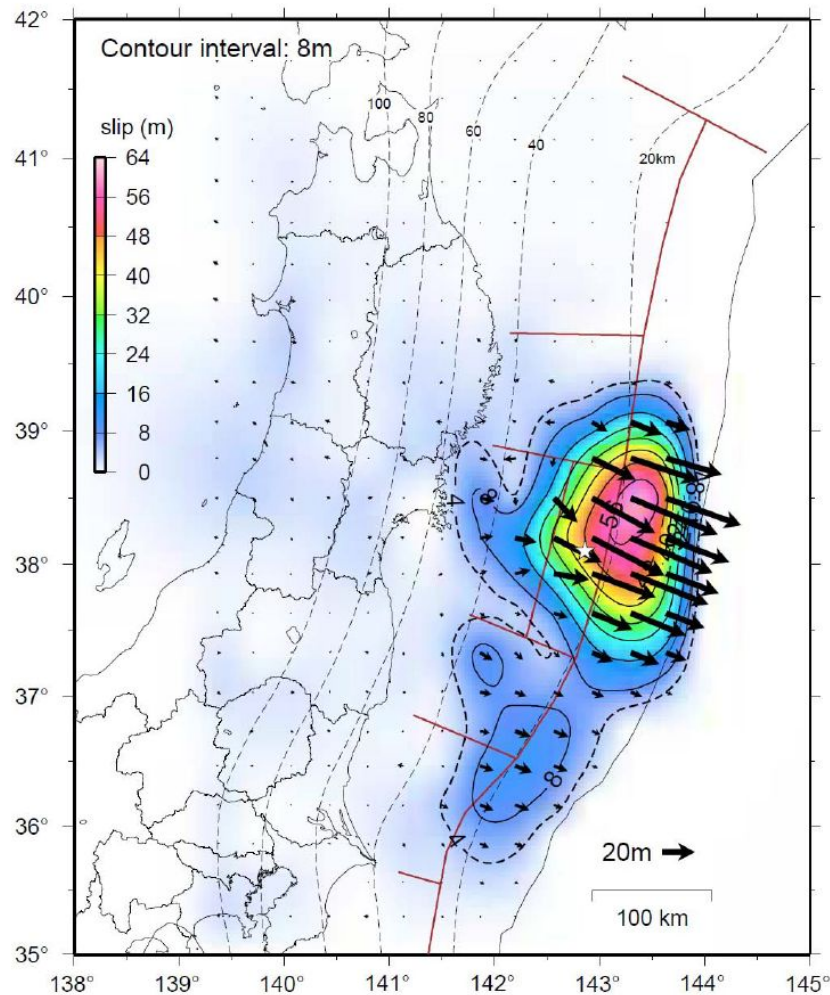
(東日本大震災合同調査報告書編集委員会(2014))

3. 検討用地震の不確かさの検討

地震の規模

■ 3.11地震の震源域

- ・3.11地震は、三陸沖から茨城県沖にかけての過去のM7～8クラスのプレート間地震の震源域を包含している。
- ・三陸沖から房総沖のプレート間地震としては最大級の地震。



3.11地震の震源域 GPSデータによるすべり分布モデル
国土地理院・海上保安庁作成
(地震本部(2012))

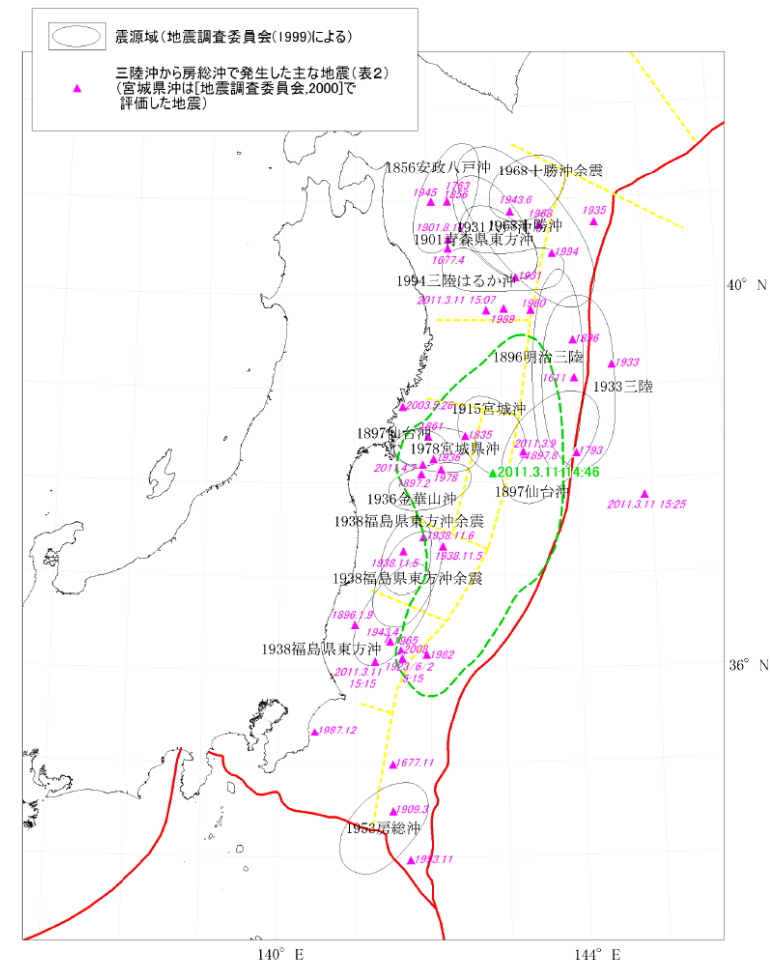


図5 三陸沖から房総沖にかけての主な地震と主な震源域 (地震調査委員会, 1999)

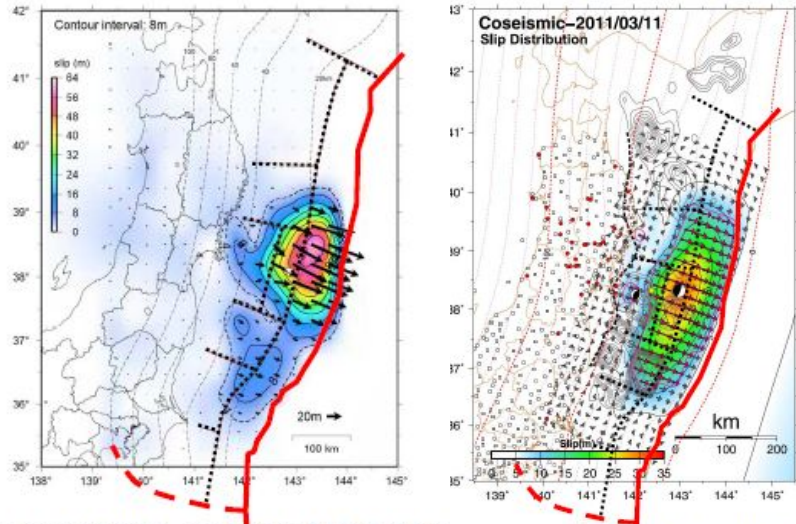
三陸沖から房総沖にかけての主な地震と主な震源域
(地震本部 (2012))

3. 検討用地震の不確かさの検討 地震の規模

■ 3.11地震のすべり分布モデルと過去の地震のすべり分布

- ・3.11地震の各モデルとも海溝軸付近に30～60mの大きなすべり量がある領域がある。また、敷地に近い宮城県沖についても、過去に発生しているM7～8クラスの宮城県沖地震のすべり域を含んだものとなっている。

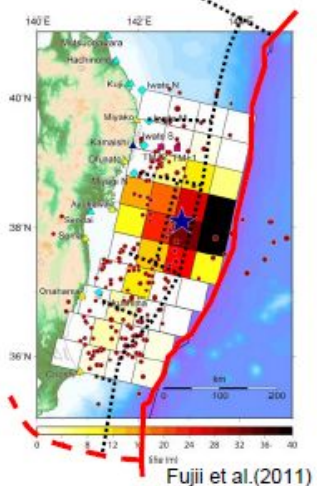
【GPSデータによるモデル】



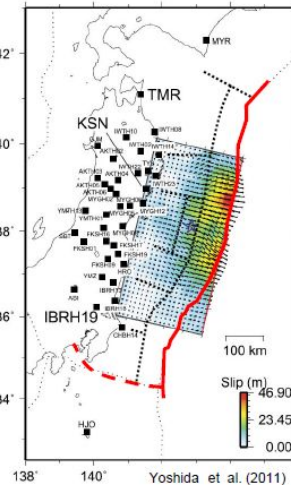
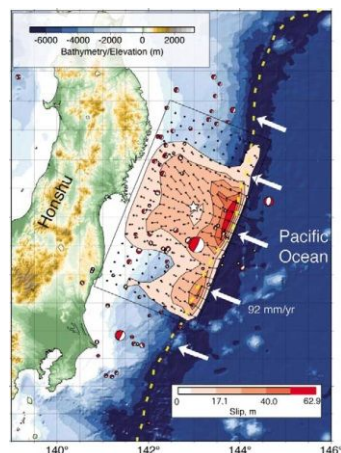
GPS+海底基準点 国土地理院・海上保安庁作成

linuma et al. (2011)

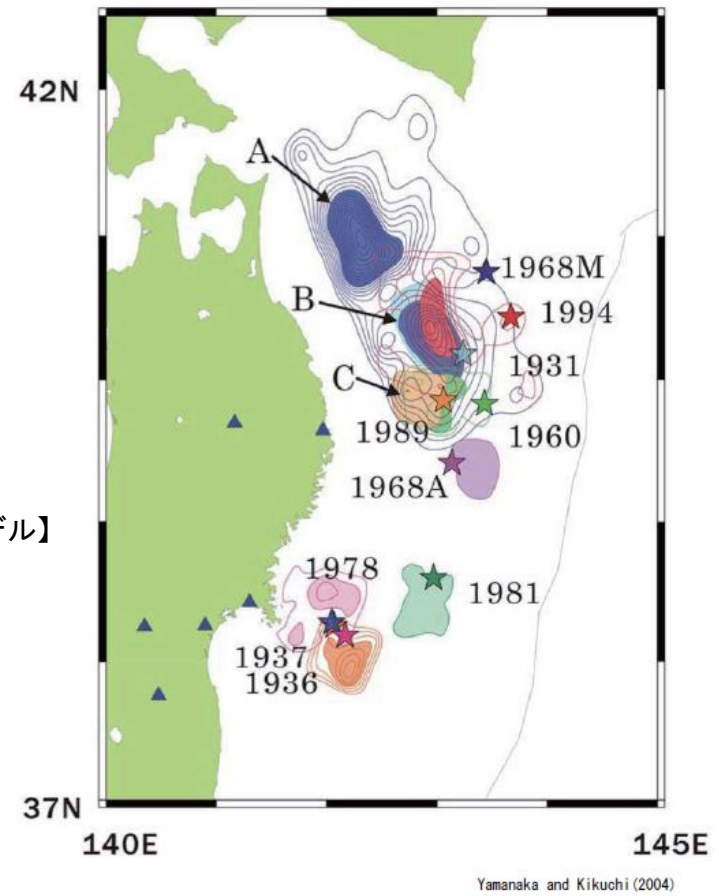
【津波波形によるモデル】 【遠地震波形によるモデル】 【強震動波形(周期20秒以上)によるモデル】



Fujii et al.(2011)



Yoshida et al. (2011)



Yamanaka and Kikuchi (2004)

図47 東北日本の日本海溝沿いにおけるアスぺリティ分布

東北日本の過去の地震のすべり分布
(地震本部(2012))

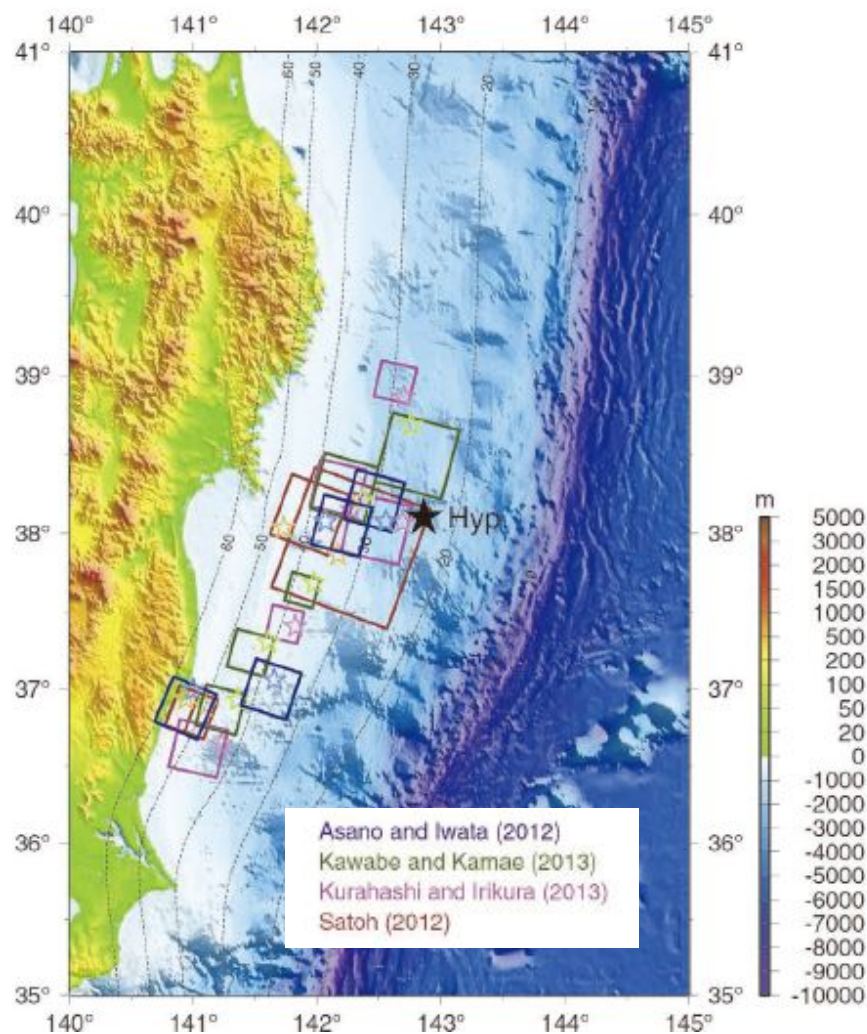
3.11地震すべり分布(地震本部(2012))

3. 検討用地震の不確かさの検討

地震の規模

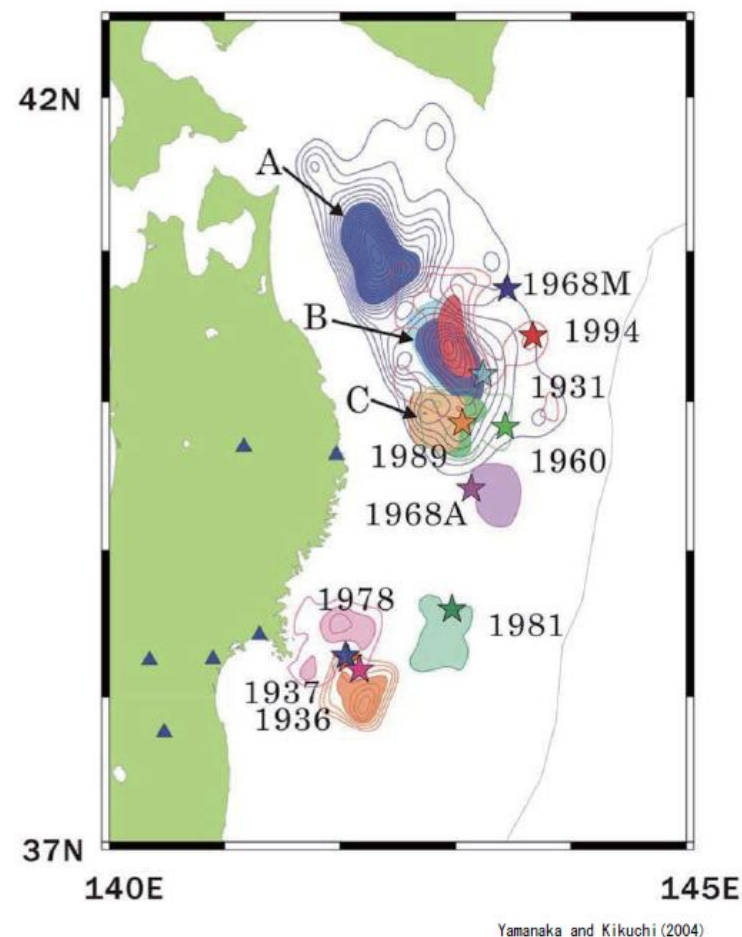
■ 強震動を用いたSMGAモデルと過去の地震のすべり分布

- 各モデルとも施設評価で重要となる短周期域の地震動生成に関する強震動生成域(SMGA)は、海溝軸付近の大きなすべりが発生した領域ではなく、陸側に近い領域に想定されている。
- 特に宮城県沖については、各モデルとも同様の領域にSMGAが想定されており、過去の地震ともよく対応している。



強震波形によるSMGAの分布

(東日本大震災合同調査報告書編集委員会(2014))



東北日本の過去の地震のすべり分布(地震本部(2012))

3. 検討用地震の不確かさの検討 地震の規模

■ SMGAと過去の地震のすべり分布

- ・宮城県沖のプレート間地震については、比較的短い間隔(約40年程度)でM7クラスの地震が発生していることから、地震時のすべり分布等が詳細に検討されており、1978年地震(M7.4)と2005年地震(M7.2)のすべり分布はほぼ重なっている。
- ・1978年宮城県沖地震(M7.4), 2005年宮城県沖の地震(M7.2)の強震動モデルとしてはどちらも近接した位置にアスペリティが設定されている。
- ・3.11地震の強震動生成域(SMGA)は、宮城県沖の過去の地震とオーバーラップしている。

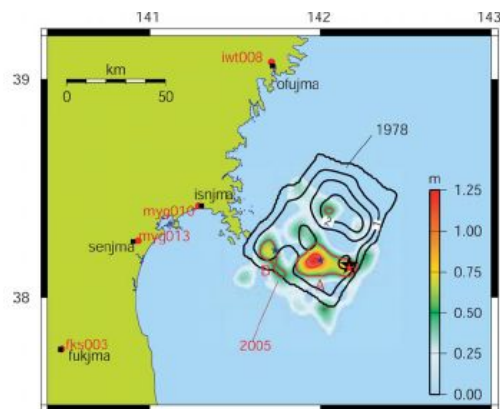
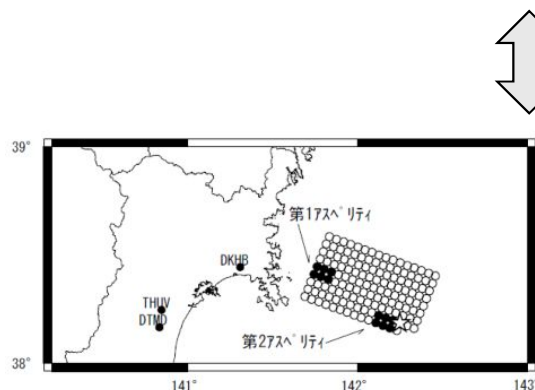


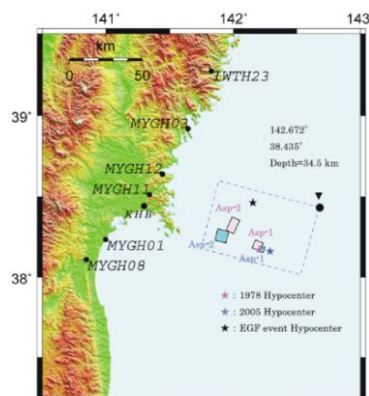
図2-3 1978年宮城県沖地震の震源域

1978年宮城県沖地震と2005年宮城県沖の地震の断層すべり分布の比較。すべり分布は、1978年宮城県沖地震はコンターで、2005年宮城県沖の地震は色で表示。(Wu et al., 2008)

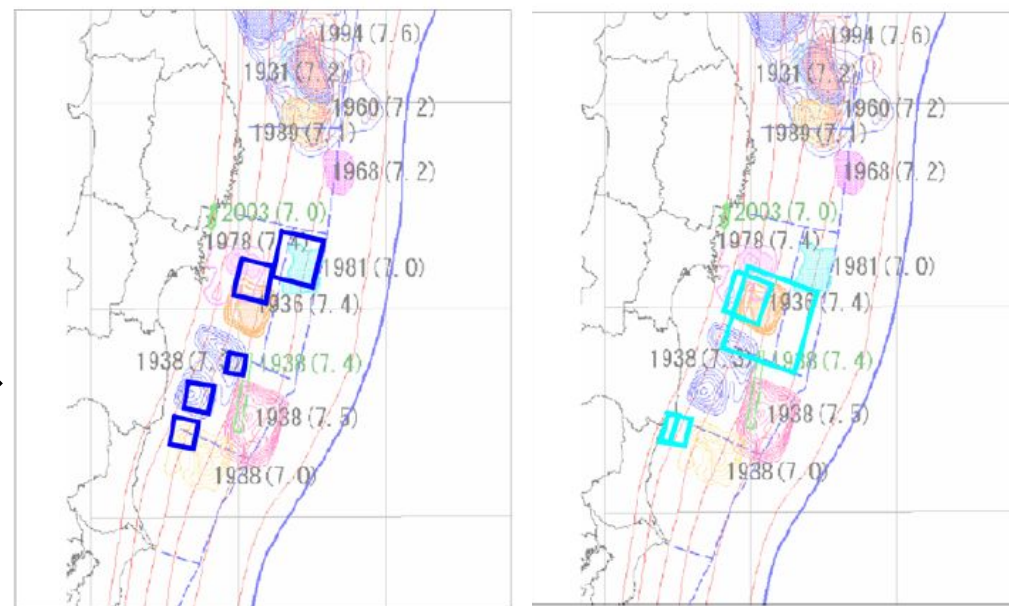
1978年と2005年の地震のすべり分布の比較(地震本部(2012))



想定宮城県沖地震 A1断層の断層モデル(地震本部(2005))



1978年と2005年宮城県沖の地震の強震動モデル(Kamae(2006))



□: 川辺ほか(2011)のSMGA

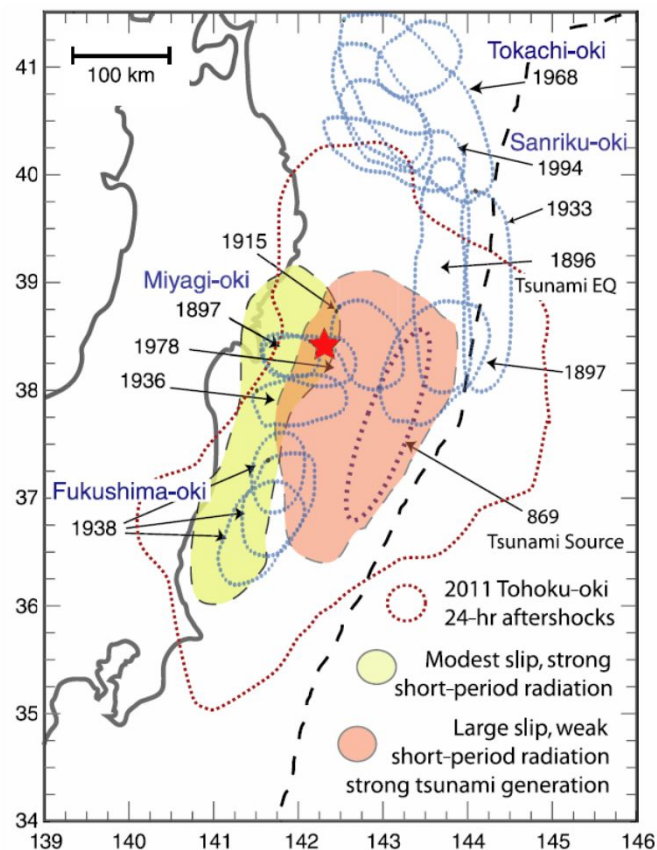
□: 佐藤(2011)のSMGA

3.11地震のSMGAの位置と過去の地震との比較(内閣府(2012a))

3. 検討用地震の不確かさの検討 地震の規模

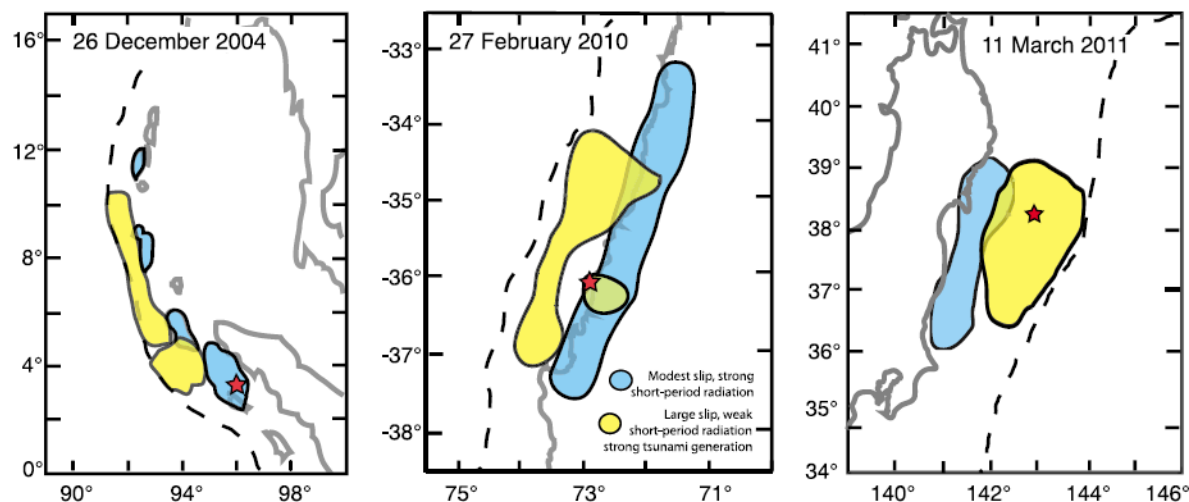
■ 3.11地震の強震動生成域

- ・3.11地震の特徴として、強震動生成域(短周期域)とすべりの大きい領域(長周期域)が異なる(Lay et al.(2012))。
- ・本震の広い断層破壊域のなかで、陸寄り(本震の破壊開始点より西側)の深い領域で短周期が生成されている。

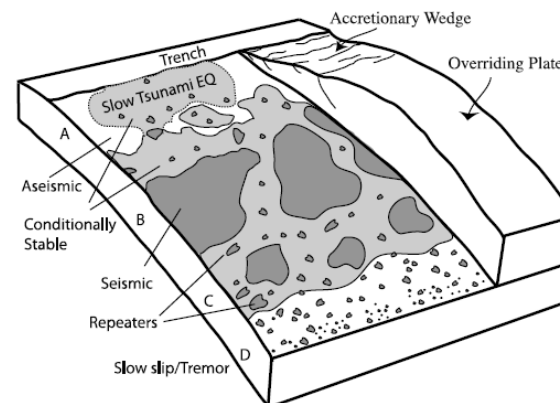


※短周期域と長周期域が分かれている。

3.11地震の余震が発生(本震発生から1日の間)
した領域と過去に発生した地震の震源域(Koper et al.(2011))



2004年スマトラ地震(左図), 2010年チリ地震(中図), 3.11地震(右図)
の強震動生成域(青)と大すべり領域(黄)(Lay et al.(2012))



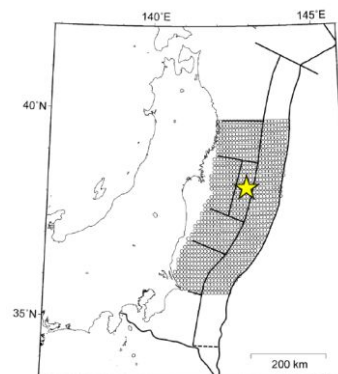
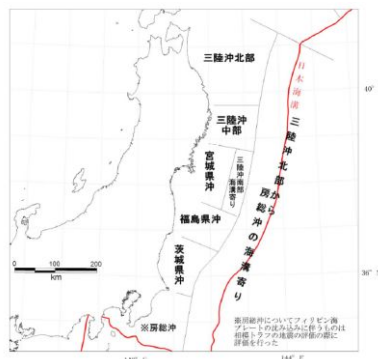
プレート間地震の深さによる地震発生の模式図
(Lay et al.(2012))

3. 検討用地震の不確かさの検討 地震の規模

■津波モデルとの比較

- ・女川地点の基準津波の断層モデルは、地震本部(2012, 2014)の東北地方太平洋型地震(三陸沖中部から茨城県沖)等を参考にし、津波の特性を踏まえその巨視的断層面を設定している。
- ・地震動の断層モデルは、地震動の特性を踏まえ、巨視的断層面は津波モデルと同様に地震本部の三陸沖中部から茨城県沖(海溝軸付近を含む)の領域を考慮しており、その設定面積は、100,000km²となり、津波モデルの面積と概ね同程度である。

三陸沖から房総沖にかけて
の領域区分
(地震本部(2012))



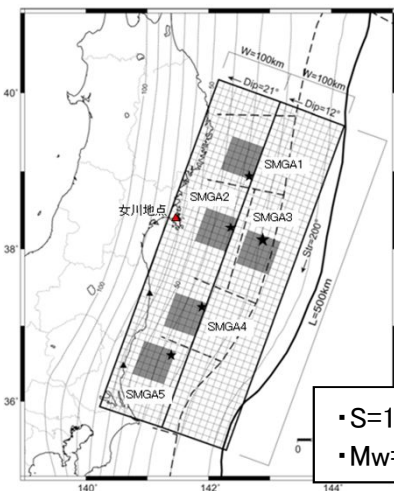
東北地方太平洋沖型の地震
(地震本部(2014))

【津波の断層モデル】

- ・津波では、海溝軸付近の大すべり域、超大すべり域による影響が支配的である。
- ・断層面は、プレートの沈み込み形状(海溝軸の形状)に合わせて設定している。

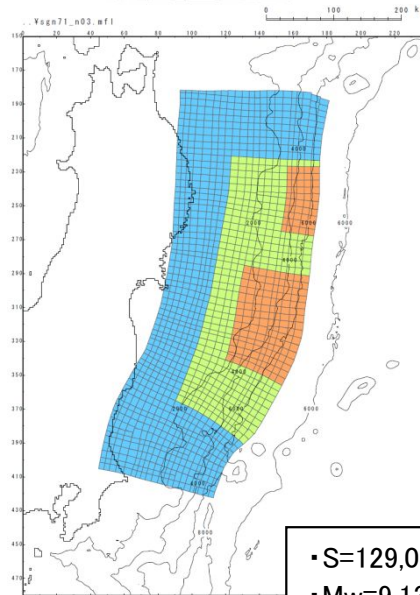
【地震動の断層モデル】

- ・強震動は、陸側に近い強震動生成域(SMGA)による影響が支配的である。
- ・各領域にSMGAを考慮している



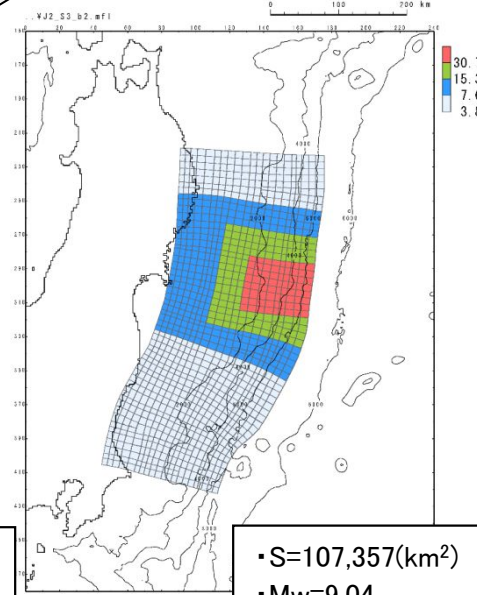
・S=100,000(km²)
・Mw=9.0

同程度の
面積を考慮



・S=129,034(km²)
・Mw=9.13

基準断層モデル①※



・S=107,357(km²)
・Mw=9.04

基準断層モデル②

地震動の断層モデル

(第378回審査会合 資料1-1より)

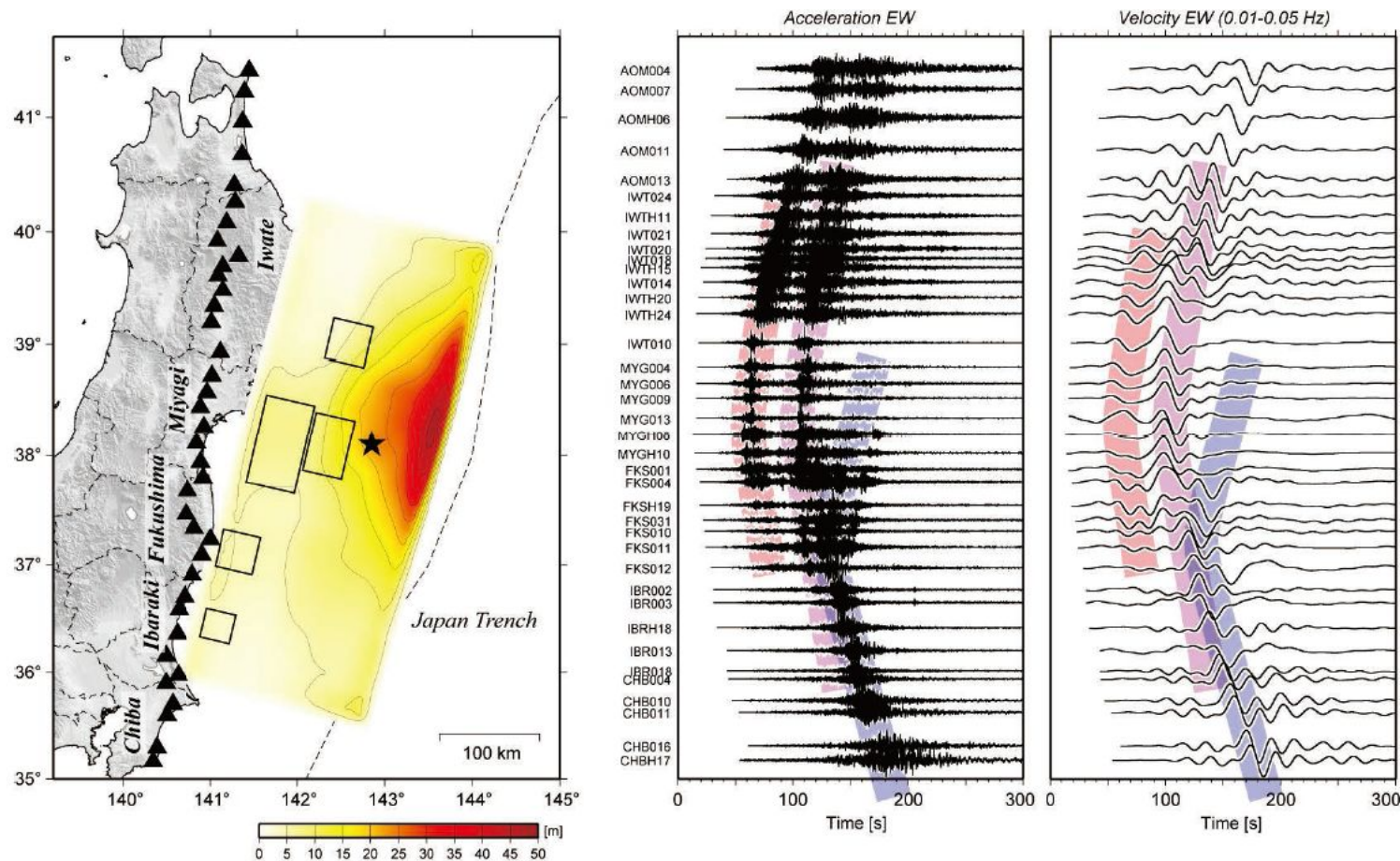
※: 広域の津波特性をモデルに適切に反映する観点から、想定波源域を三陸沖北部まで拡大。

3. 検討用地震の不確かさの検討 地震の規模

■ 3.11地震の強震動の特徴

【東日本大震災合同調査報告書編集委員会(2014)】

- ・東北地方の多くの観測点において加速度波形及び速度波形の双方に、明瞭な波群が二つ認められる。
- ・観測された2つの波群は、宮城県の観測点を先頭として南北に伝播しており、その時間差は概ね40秒程度と一定であることが特徴である。この波群は加速度で見ると宮城県の観測点では孤立した様相を示す。



北から南方向へのペーストアップ波形描画
に用いたK-NET・KiK-net観測点分布

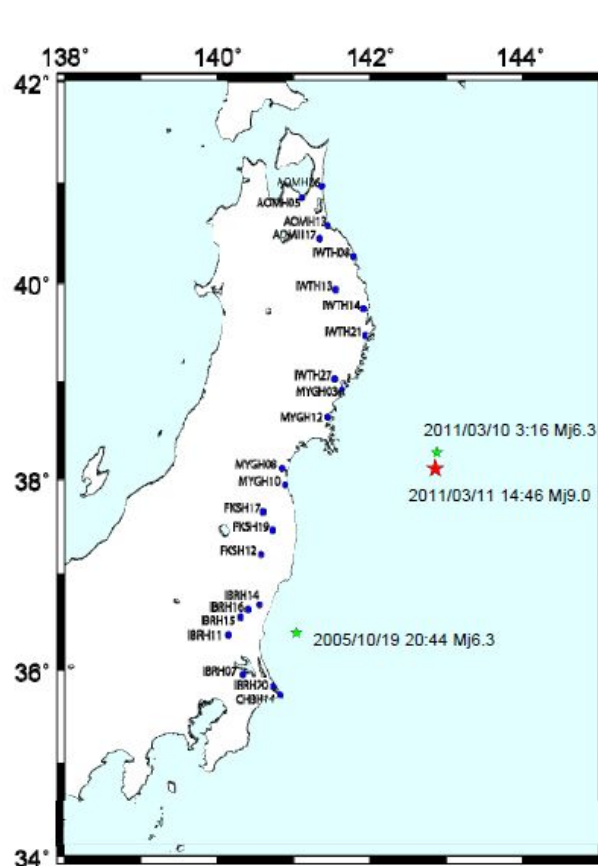
加速度波形の東西成分 速度波形(バンドパス0.01~0.05Hz)
の東西成分

(東日本大震災合同調査報告書編集委員会(2014))

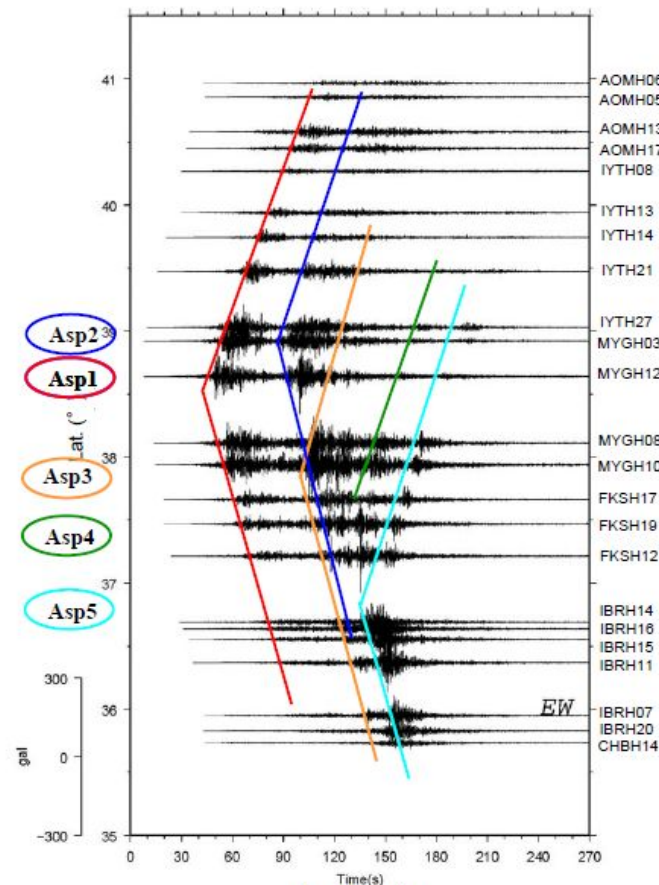
3. 検討用地震の不確かさの検討 地震の規模

■ 3.11地震の強震動の特徴

- ・北部の観測点に対しては、断層南部からの地震波の寄与が非常に小さいと考えられる。
- ・それぞれの地点に対しては、至近の強震動生成域による影響が大きいと考えられる。

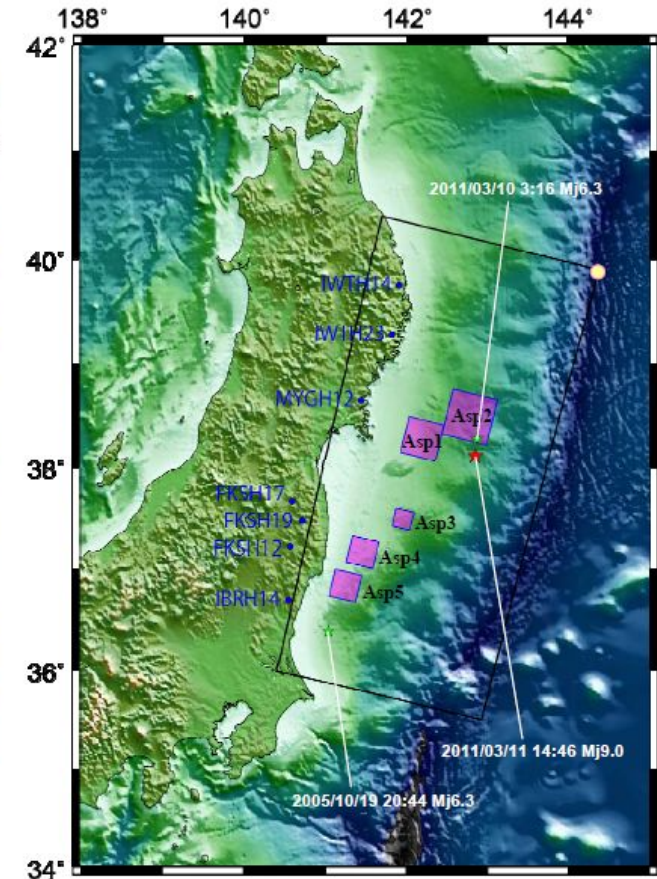


観測点位置



加速度波形

近地強震動波形(K-NET、KiK-net)の特徴(川辺ほか(2011))



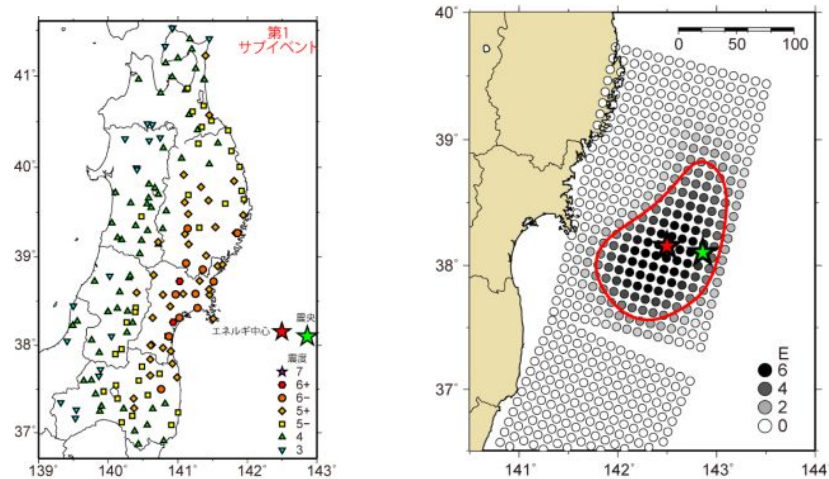
震源モデル(川辺ほか(2011))

3. 検討用地震の不確かさの検討

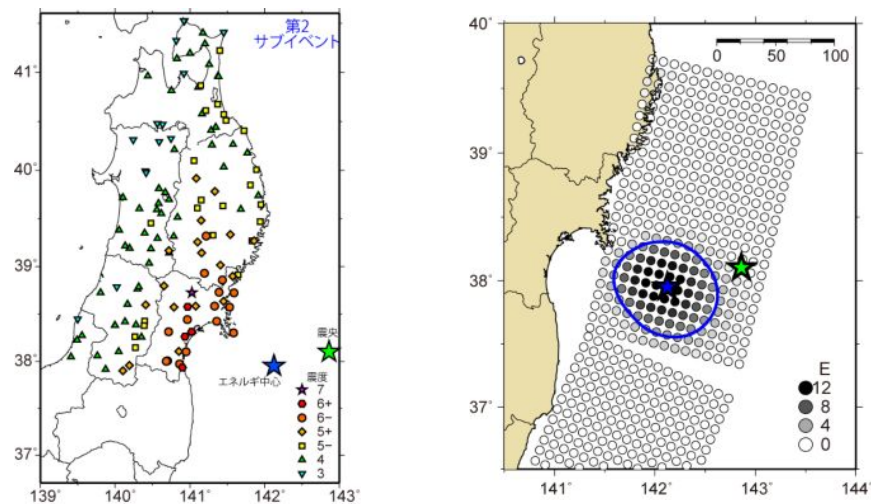
地震の規模

■3.11地震の強震動の特徴 2つの波群からのマグニチュード

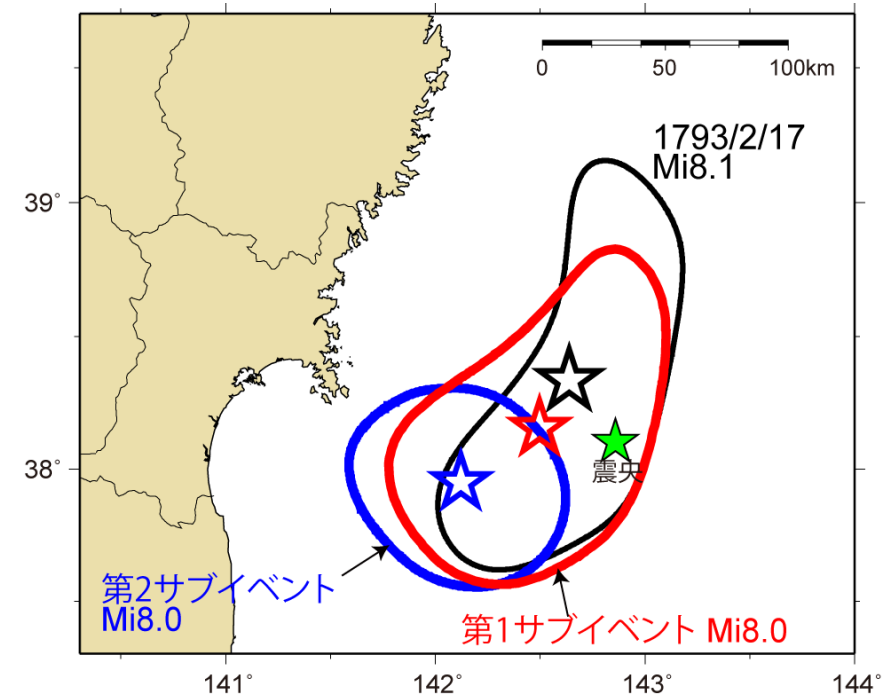
- ・神田ほか(2012)では、2つの波群についてそれぞれの波群を分離し、震度インバージョンを実施している。
- ・結果としては、第1波群、第2波群とも $M_i=8.0$ となり、それぞれの波群のマグニチュードはM8前半であった。



第1波群の震度分布と短周期エネルギー放出分布



第2波群の震度分布と短周期エネルギー放出分布



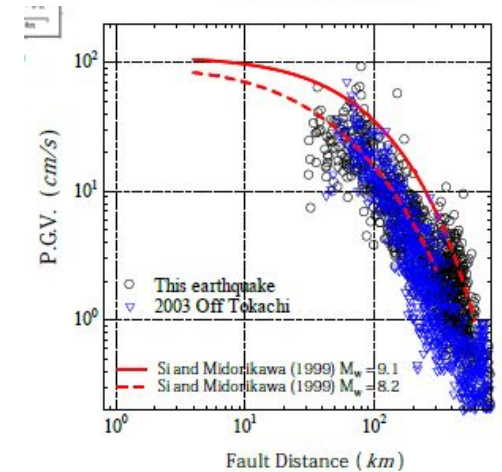
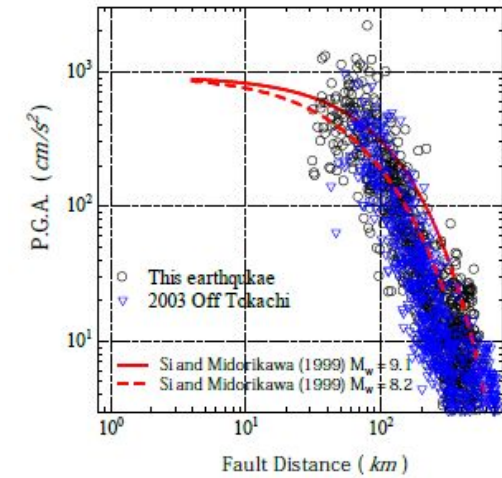
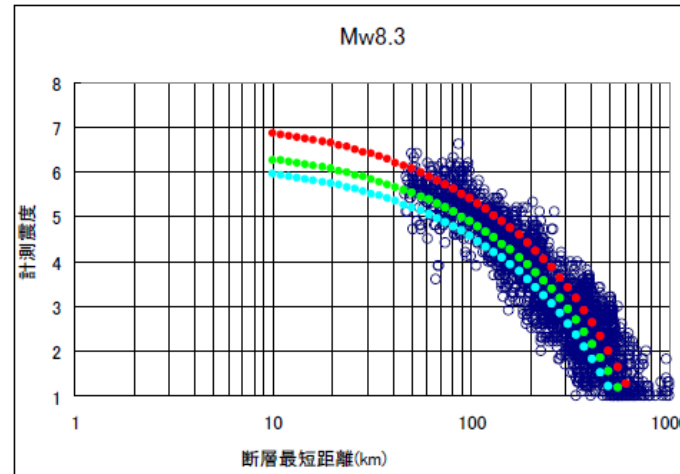
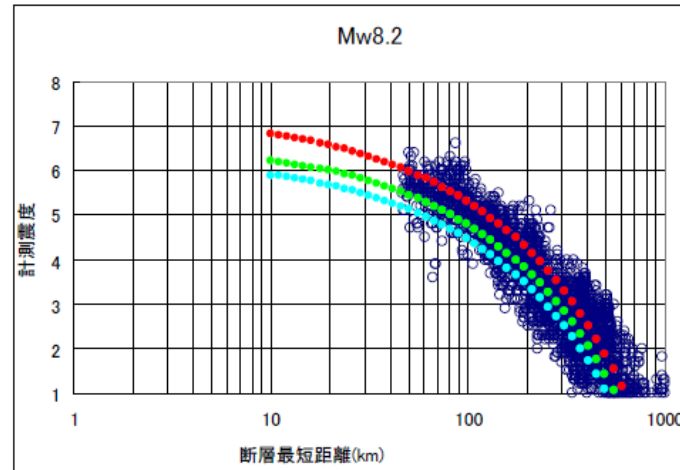
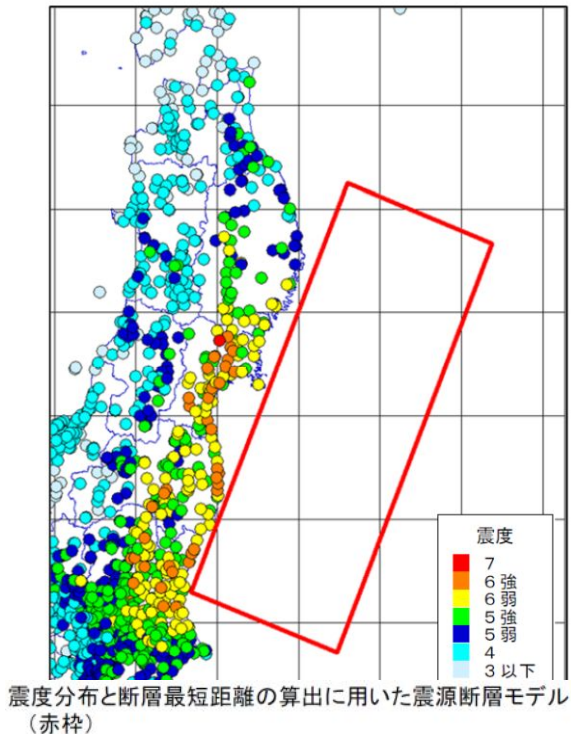
第1波群、第2波群とも $M_i=8.0$

3. 検討用地震の不確かさの検討 地震の規模

■3.11地震の強震動の特徴 距離減衰式からの比較

【内閣府(2012a)】

・3.11地震において、経験的手法である距離減衰式から求められる、地震規模であるパラメータ M_w は8.2~8.3程度であり、すべり量や応力降下量など断層運動から求められる地震規模 M_w 9.0と比べると相当小さい値となっている。



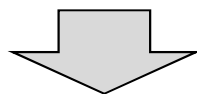
- 東北地方太平洋沖地震の観測震度
- 距離減衰(AVS150m/s)
- 距離減衰(AVS400m/s)
- 距離減衰(AVS700m/s)

3.11地震の震度の距離減衰(内閣府(2012a))

3.11地震(M_w 9.0)と2003年十勝沖地震(M_w 8.3)のPGA, PGVの距離減衰の比較(司ほか(2011))

○地震の規模のまとめ

- ・3.11地震では宮城県沖の領域は全て破壊し、また、その隣接領域へも破壊が及んだ地震であるが、女川の記録は2つの波群に分かれており、至近のSMGAの影響が大きい(背景領域や遠いSMGAの影響は小さい)。
- ・3.11地震では大すべり領域からは短周期の強震動は出ていない。



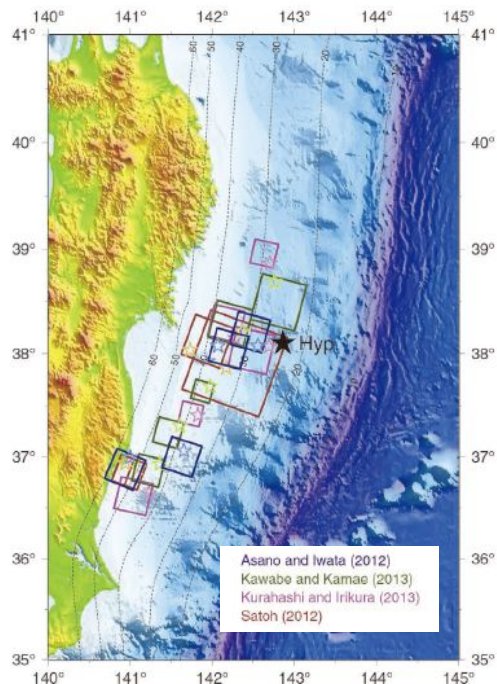
M9.0より規模が大きくなっても(すべり領域が広がっても)地震動の大きさは変わらないと評価。

3. 検討用地震の不確かさの検討

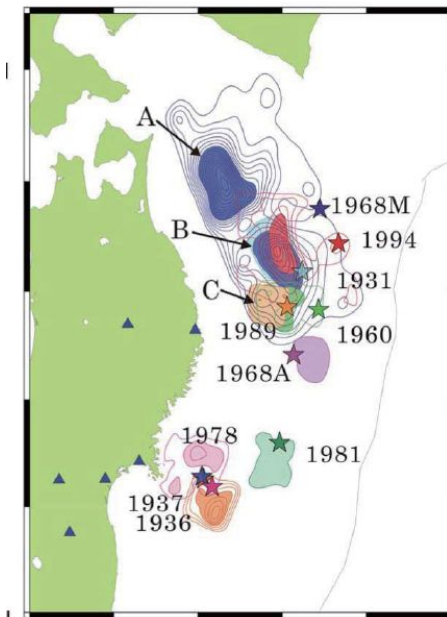
SMGAの位置

■ 宮城県沖における強震動を用いた断層モデルのSMGA位置と過去の地震のすべり分布

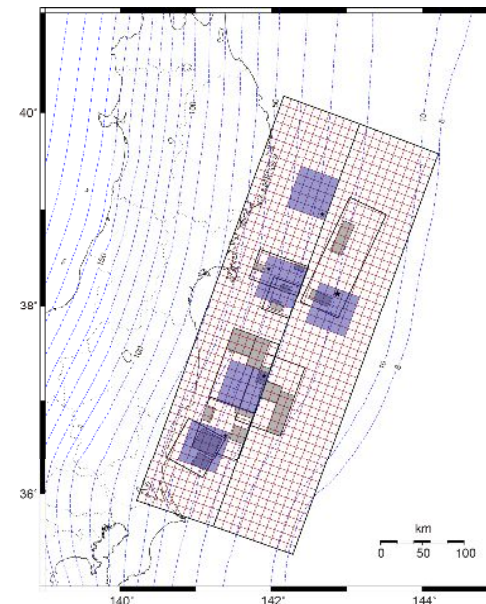
- ・M9プレート間地震の基本ケース(pp.84～111参照)のSMGAは、他のシミュレーションモデルと同様に、過去の宮城県沖地震の震源域と整合している。また、基本ケースのSMGA内には、ほぼ同じ位置で発生している過去の宮城県沖地震のSMGAを含んでいる。



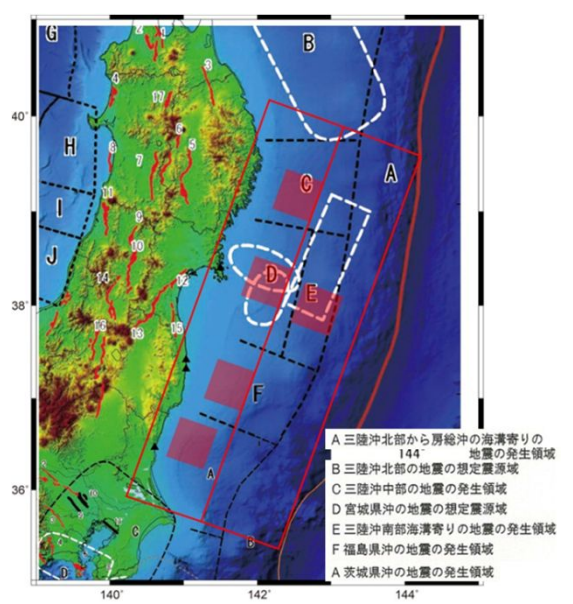
強震動によるSMGAの分布
(東日本大震災合同調査報告書編集
委員会(2014))



東北日本の過去の地震の
すべり分布(地震本部(2012))



基本ケースの断層モデルと
耐震安全性評価時の検討用地震の
断層モデルの位置関係



基本ケースの断層モデルと
地震本部(2012)の領域区分

3. 検討用地震の不確かさの検討 SMGAの位置

■ 3.11地震前の宮城県沖の固着域，過去の地震と3.11地震のすべり分布

- ・3.11地震発生前のGPS，小繰り返し地震のデータによると宮城県沖のプレート境界面は強くカップリング（固着）していた。また，この固着域は，過去の地震のすべり分布とも対応していた。
- ・3.11地震では，上記の宮城県沖の固着域も含め破壊が進んだものと考えられる。

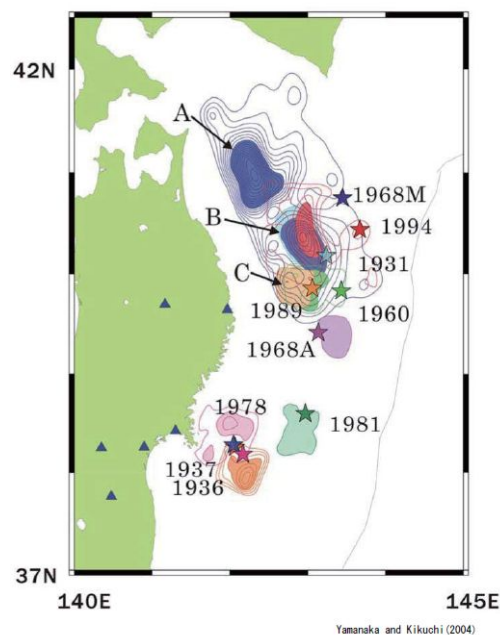
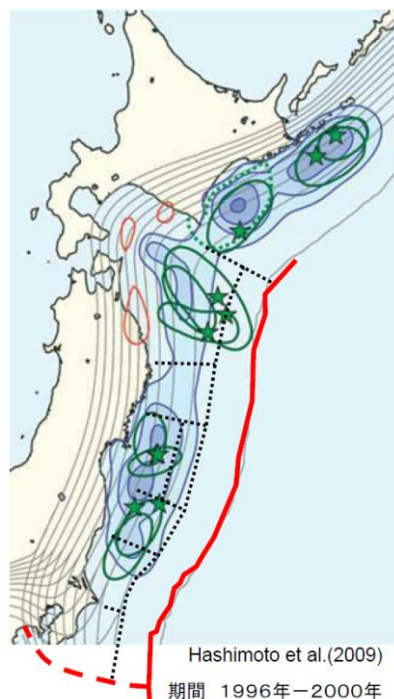
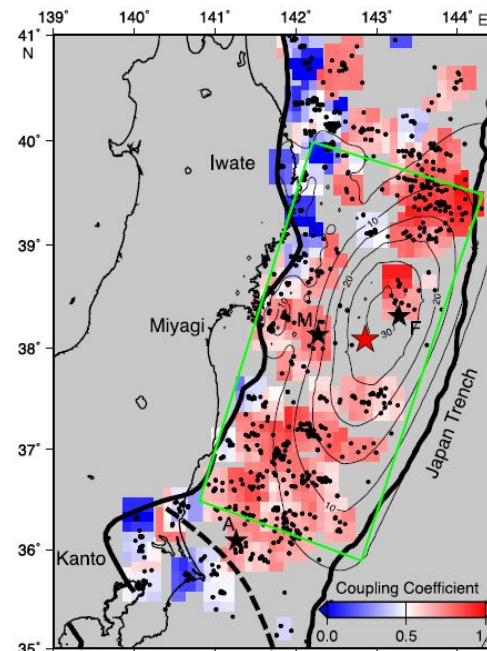


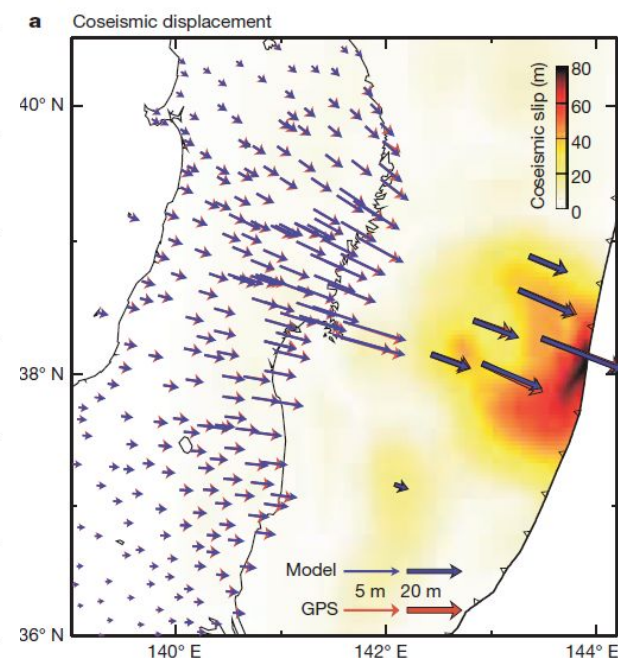
図47 東北日本の日本海溝沿いにおけるアスペリティ分布



3.11地震前のプレート境界面のすべり欠損分布
(地震本部(2012))



1993年～2007年における小繰り返し地震データから推定されるカップリング率
(Uchida and Matsuzawa(2011))
コンターは3.11地震のすべり分布



3.11地震に伴う地殻変動
(Sun et al.(2014))
カラスケールは，シミュレーションにおいて仮定した3.11地震時のプレート境界における断層すべり空間分布。

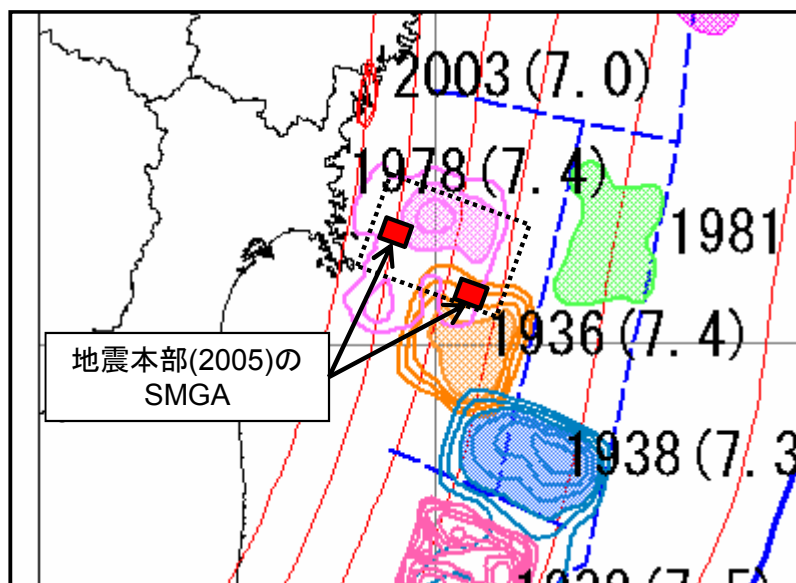
東北日本の過去の地震のすべり分布
(地震本部(2012))

3. 検討用地震の不確かさの検討

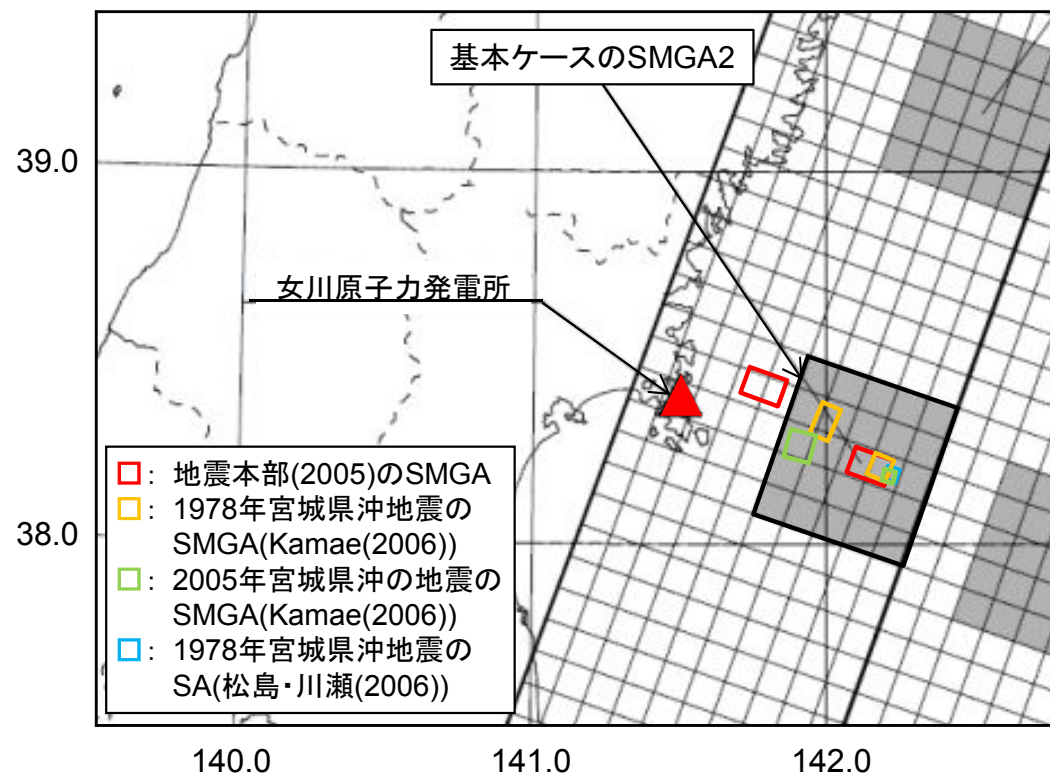
SMGAの位置

■ 基本ケースの断層モデルのSMGAと過去の地震のSMGA

- ・地震本部(2005)等の1978年宮城県沖地震のSMGAは、過去の地震の震源域(すべり分布域)に想定されているものの、すべりの大きな領域とは異なる位置にある。
- ・各研究でのSMGAは、非常に近接した位置に想定されている。
- ・基本ケースの宮城県沖のSMGA2は、1978年宮城県沖地震のSMGAを含んだ領域に設定している。なお、地震本部(2005)の陸側のSMGAは、海側のSMGAの約1/3の応力降下量が設定されている。



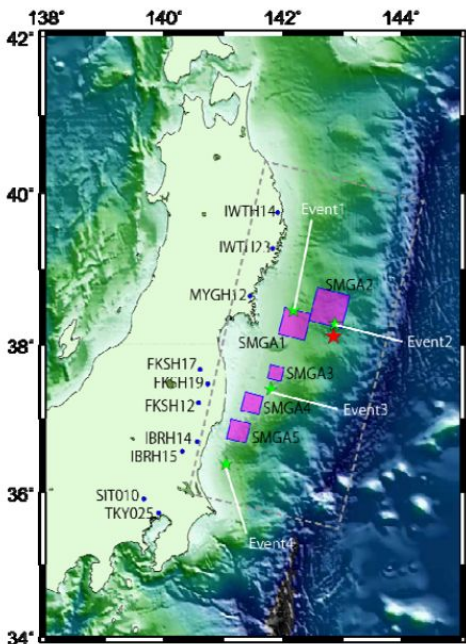
宮城県沖の過去の地震のすべり分布と
地震本部(2005)のSMGA
(中央防災会議(2004)に一部加筆)



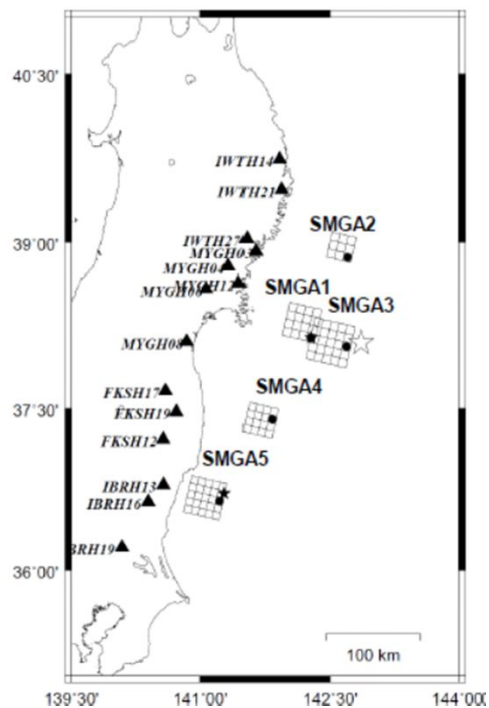
基本ケースの断層モデルのSMGAと各研究のSMGA

3. 検討用地震の不確かさの検討 SMGAの位置

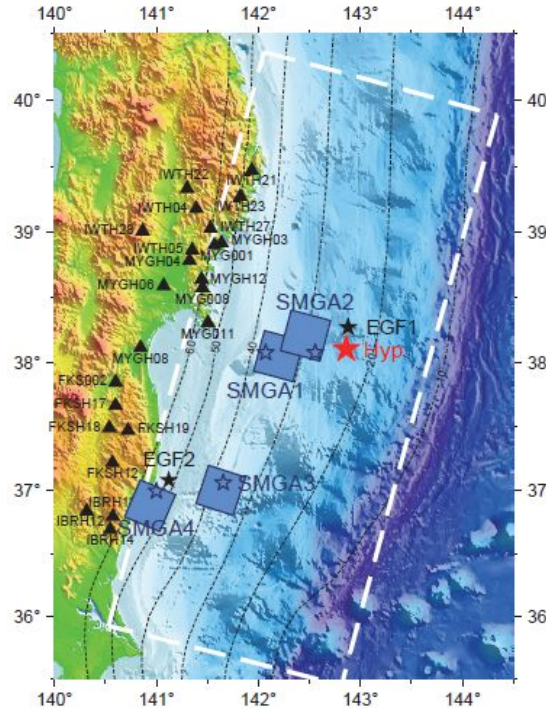
■ 3.11地震の強震動を用いた断層モデルの特徴



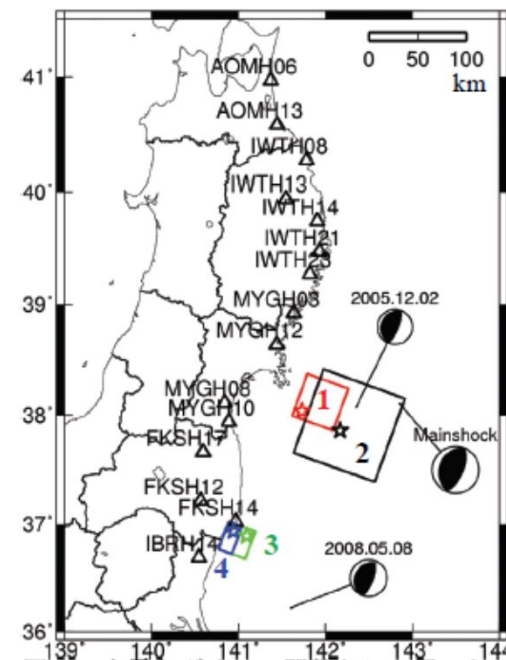
川辺・釜江(2013)



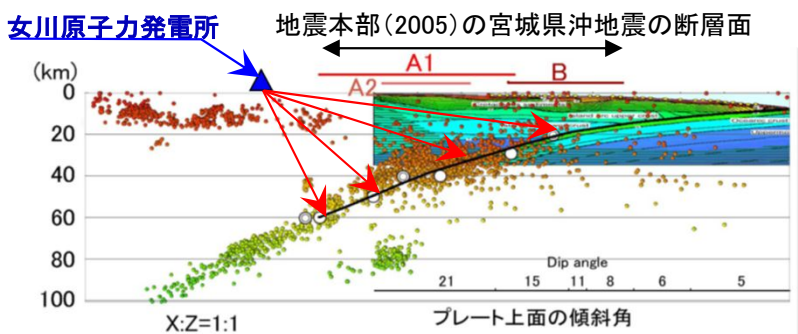
Kurahashi and Irikura(2013)



Asano and Iwata(2012)



佐藤(2012)



※敷地に近づくほどプレート境界面までの深さは大きくなる。

・敷地に近い宮城県沖に強震動生成域(SMGA)が設定されている。
 ・プレートの沈み込み形状から、SMGAの位置を平面的に近づけても深くなるため、距離は大きく変わらない。

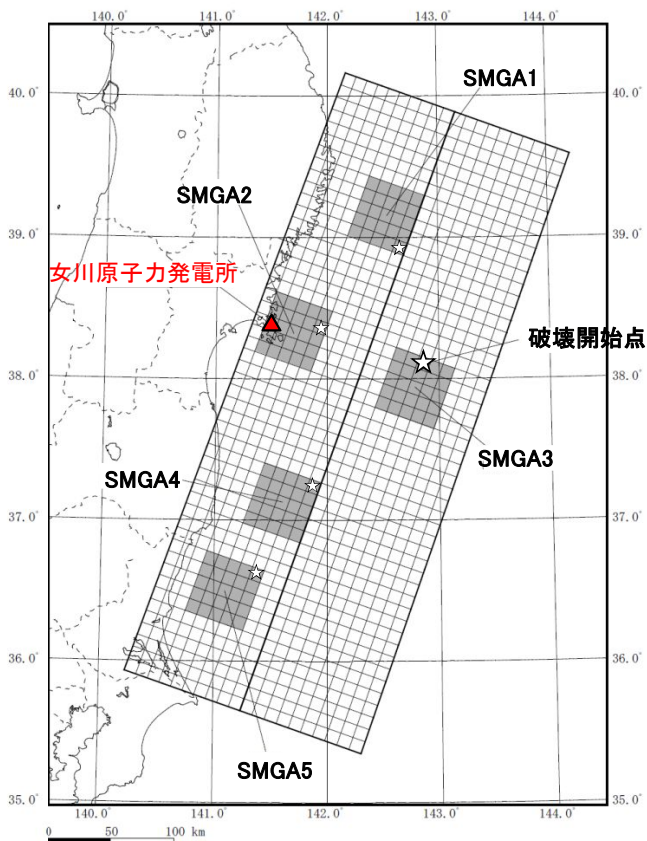
・保守的評価としてSMGAの位置を敷地に最も近づけたケースを不確かさケースとして評価する。

3. 検討用地震の不確かさの検討

SMGAの位置

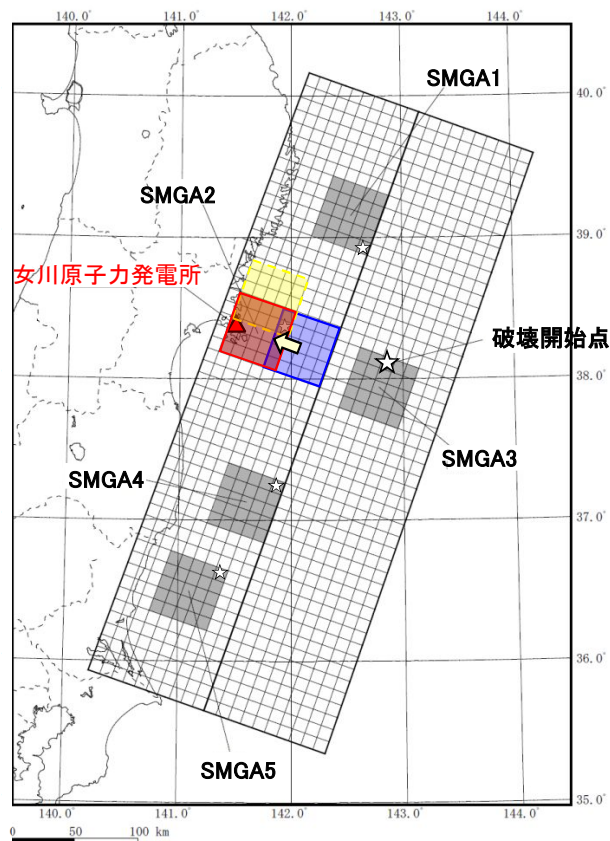
■ SMGAの位置の不確かさ

- ・SMGAの位置の不確かさとして、敷地前面の強震動生成域(SMGA2)を最も敷地に近づけた位置に考慮する。基本ケースと比較して約1割程度敷地に近づくことになる。
- ・なお、仮にSMGA2をさらに南北方向に移動させた場合、上記ケースより距離が遠くなり、敷地への影響は小さいと考えられる。



SMGAの位置の不確かさケース

■ : 強震動生成域(SMGA), ☆ : 破壊開始点
 ※SMGA3の大きい星印は破壊開始点の位置,
 小さい星印は各SMGAの破壊開始点の位置。

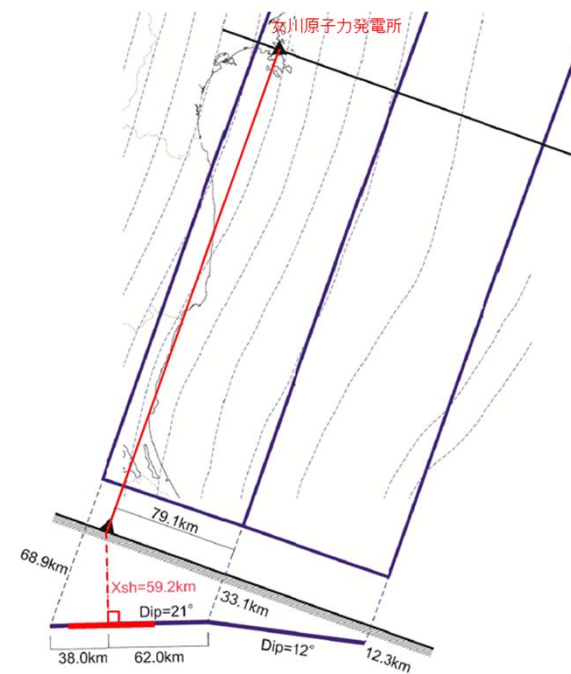


基本ケースとの比較

■ : 基本ケースのSMGA2
 ■ : 不確かさケースのSMGA2
 ■ : (参考)SMGA2を北側に設定

SMGA2の等価震源距離の比較

ケース	SMGA2の 等価震源距離
基本ケース	71.2km
不確かさケース	62.5km
(参考)北側に設定	68.2km

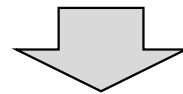


【SMGA2の位置】
 断層面上で敷地からの距離が最短となる点が
 SMGAの中心となるように配置。

3. 検討用地震の不確かさの検討 SMGAの位置

○SMGAの位置のまとめ

- ・基本ケースのSMGAは、他のシミュレーションモデルと同様に、過去の宮城県沖地震の震源域と整合している。また、基本ケースの宮城県沖のSMGAは、ほぼ同じ位置で発生している過去の宮城県沖地震のSMGAを含んでいる。
- ・3.11地震発生前のGPS、小繰り返し地震のデータによると宮城県沖のプレート境界面は強くカップリング(固着)していた。また、この固着域は、過去の地震のすべり分布とも対応していた。
- ・3.11地震のシミュレーションモデルでは、SMGAの位置は敷地に近い宮城県沖に設定されている。

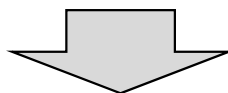


繰返し性に加え、3.11地震は宮城県沖の領域全てが破壊した地震(割れ残りが無い地震)であること、SMGAは敷地に近い位置にあることから、SMGAの位置は、3.11地震のSMGA位置で考慮することが考えられるが、保守的評価としてSMGAを敷地に最も近い位置としたケースを不確かさケースとして考慮する。

3. 検討用地震の不確かさの検討 短周期レベル(応力降下量)

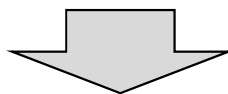
「南海トラフの巨大地震モデル検討会(第二次報告)」:内閣府(2012b) 『強震動生成域(SMGA)の応力降下量』に関する記載

- ・第一次報告の強震断層モデルのSMGAの応力降下量は、表6.2に示すとおり、セグメントによって多少異なるが、34～46MPaである。**SMGAの応力降下量は、地震調査委員会(2009)の手順による場合は40MPaとなり、今回のケースについては、SMGAの値に多少のバラつきはあるものの、両者は概ね同程度**であると思われる。
- ・一方、**東北地方太平洋沖地震**の解析で、SMGAを直接解析する研究が行われている。これらの解析結果を収集・整理した結果を、表6.4及び図6.3に示す。これらから、**SMGAの応力降下量は、平均24MPa程度で、平均値に標準偏差を加えた値は約30MPa**である。
- ・今回のような巨大地震の検討のように検証すべき震度分布や地震波形がない場合には、その不確定性から、**想定より大きな強震断層モデルとなっている可能性も否定できない**。
- ・強震断層モデルから算出される強震動は、主としてSMGAのパラメータによって支配される。**SMGAを直接解析する新たな手法による解析事例はまだまだ少なく評価が難しい**点はあるが、検証すべき震度分布を持たない巨大地震の強震断層モデルの検討においては、最初に震源断層全体の地震モーメント等を設定する従来の方式ではなく、**最初にSMGAの応力降下量等のパラメータを直接設定する新しい方式を検討する必要がある**。



以上の記載については以下のように理解

- ・南海トラフの各SMGAの応力降下量は概ね40MPa程度。これは東北地方太平洋沖地震のSMGAの応力降下量を上回る。但し、検証データの関係から想定より大きな強震断層モデルとなっている可能性も否定出来ない。
- ・検証データが少ない場合、SMGAの応力降下量等のパラメータを直接設定する方式は有効だが、**解析事例が少なく評価が難しい**。



女川のM9プレート間地震の断層モデルは、東北地方太平洋沖地震のシミュレーション解析を通じ宮城県沖の地域性も踏まえて設定しているが、SMGAの応力降下量のさらなる不確かさの考慮の必要性の検討に当たっては、SMGAの応力降下量等のパラメータに関する有効な解析事例が少ないことにも留意する必要がある。

3. 検討用地震の不確かさの検討 短周期レベル(応力降下量)

OSMGAの応力降下量等のパラメータの不確かさを保守的に評価するに当たっての考え方

①宮城県沖と他の地域の比較

- ・過去のプレート間地震や、3.11地震のSMGAの短周期レベルについて、宮城県沖と他の地域の大小関係を比較し、裕度として他の地域の特徴を反映する必要があるかどうかを検討する。

②宮城県沖の過去のプレート間地震のSMGAの応力降下量との比較

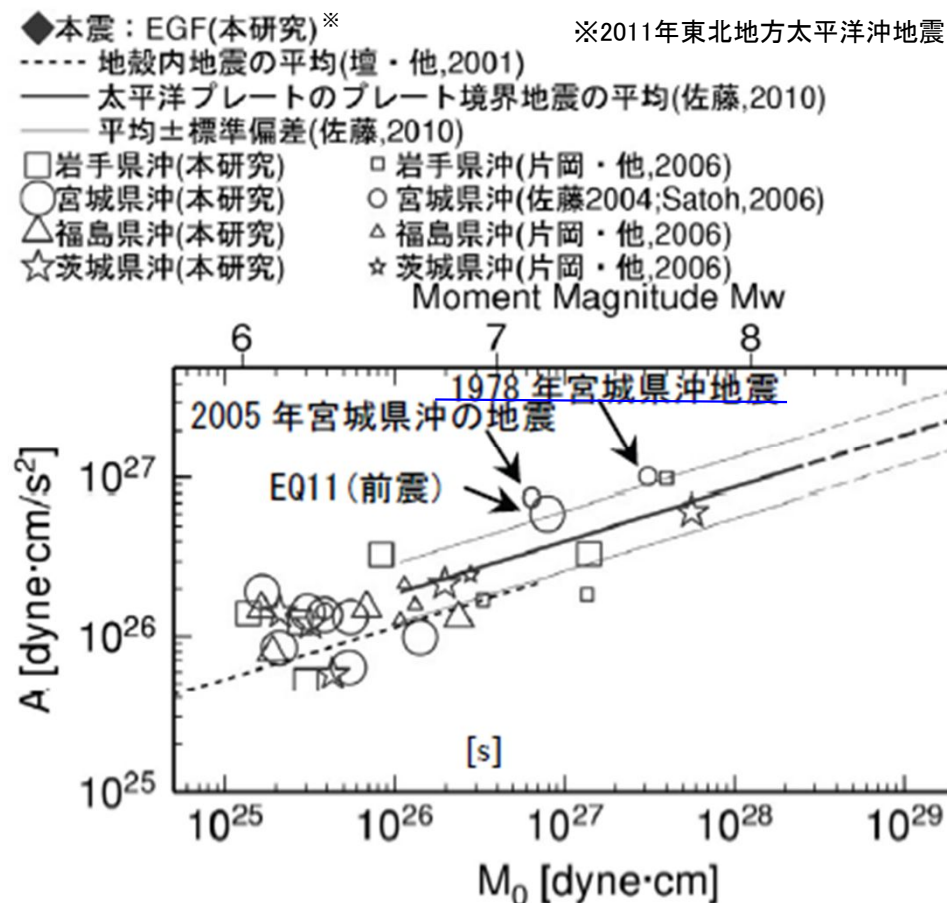
- ・1978年宮城県沖地震(M7.4)などの過去の地震のSMGAの応力降下量とM9プレート間地震のSMGAの応力降下量の値について比較し、裕度としてモデルに反映する必要があるかどうかを検討する。

③3.11地震の複数の強震動シミュレーションモデルとの比較

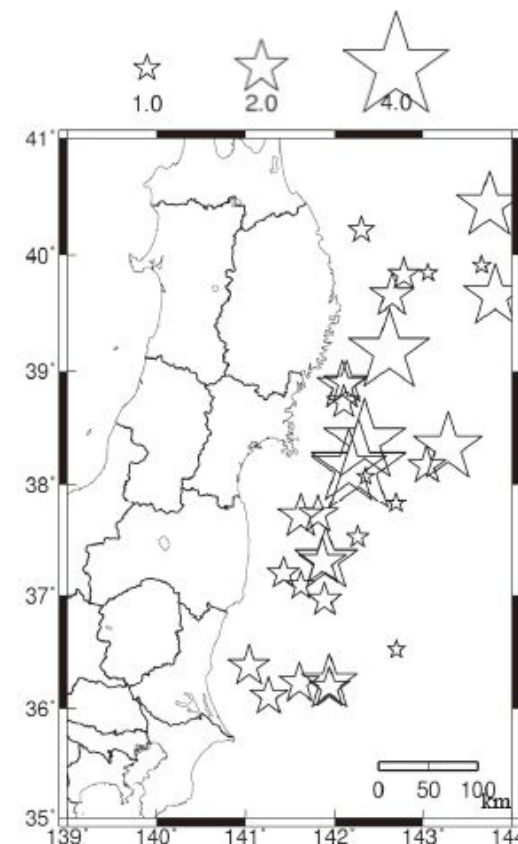
- ・内閣府(2012b)の南海トラフの検討では、3.11地震の各種シミュレーションモデルの応力降下量との比較を実施している。
- ・女川のM9プレート間地震の断層モデルは、3.11地震のシミュレーション解析を通じ宮城県沖の地域性も踏まえて設定しているため、SMGAのパラメータ(SMGAの面積、応力降下量、地震モーメントなど)の組合せとしての位置づけは、他のシミュレーションモデルのパラメータの組合せと同じものである。また、設定過程における各種パラメータが、M9プレート間地震に関する他の研究・検討と整合していることも確認している。
- ・一方、内閣府(2012b)では、「最初にSMGAの応力降下量等のパラメータを直接設定する新しい方式を検討する必要がある」としており、例えば応力降下量はプレートの物理量と密接に関係するため、設定された値は研究者の地域性に関する見解が反映されたものと考えられる。
- ・このことから、各種シミュレーションモデルのSMGAの応力降下量の大小関係について比較し、面積の大小関係も踏まえつつ、裕度としてモデルに反映する必要があるかどうかを検討する。

3. 検討用地震の不確かさの検討 短周期レベル(応力降下量)

■過去の宮城県沖地震の短周期レベル(応力降下量)の特徴



太平洋プレート境界地震のM₀-A関係(佐藤(2012))に一部加筆)

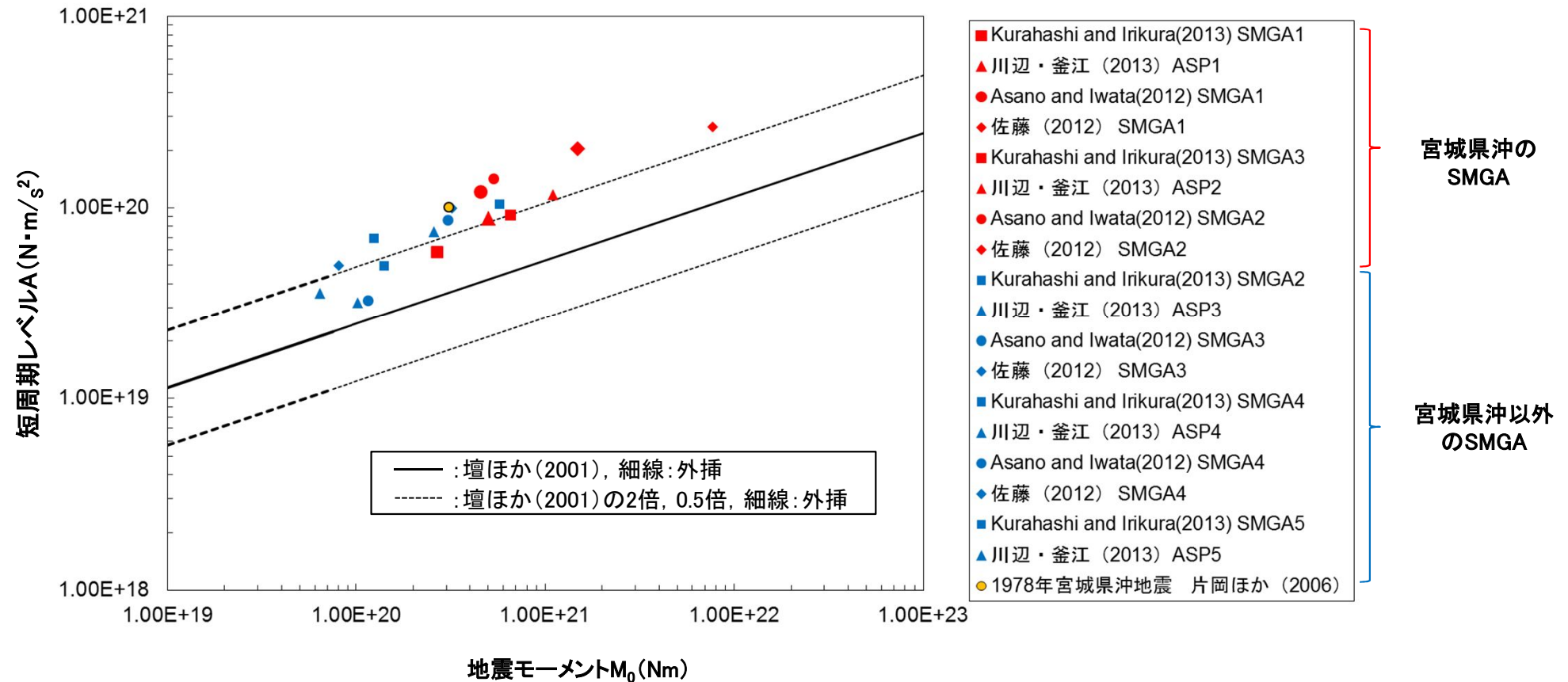


太平洋プレート境界地震の壇ほか(2001)のM₀-A関係に基づくAに対する比(佐藤(2012))

宮城県沖では、1978年宮城県沖地震、2005年宮城県沖の地震の地震観測記録の分析から、地震モーメントM₀と短周期レベルAの関係(M₀-A関係)が、太平洋プレート境界地震の平均±標準偏差よりやや大きいレベルで、ほぼ同じスケール上にある。

3. 検討用地震の不確かさの検討 短周期レベル(応力降下量)

■ 3.11地震の強震動記録による断層モデルの強震動生成域(SMGA)の短周期レベルの特徴



各震源モデルのSMGAの地震モーメントM₀-短周期レベルAの関係

3.11地震の宮城県沖の強震動生成域(SMGA)の短周期レベルも、過去の宮城県沖地震と同様に、他の地域に比べて相対的に大きい傾向にある。

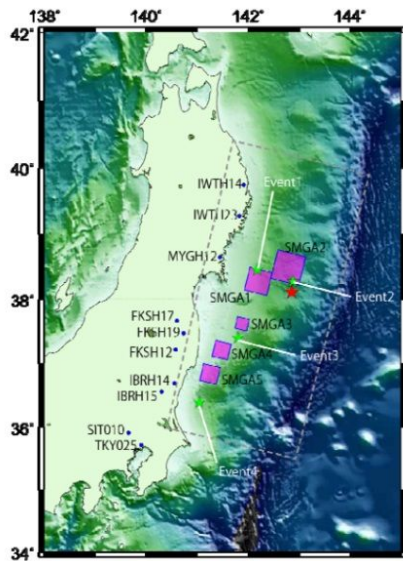
3. 検討用地震の不確かさの検討 短周期レベル(応力降下量)

■ 3.11地震の強震記録を用いた断層モデルの比較

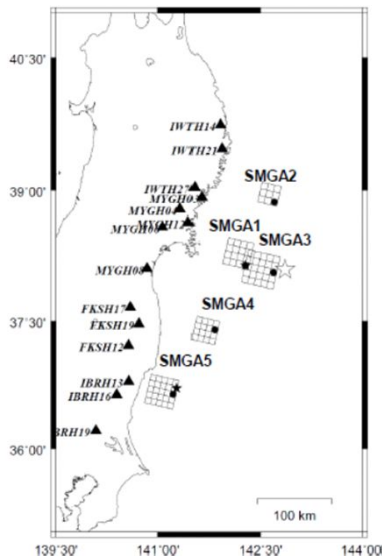
- ・3.11地震の各断層モデルの宮城県沖のSMGAは面積が異なるが、応力降下量のみを比較すると佐藤(2012)が39.77MPaと最も大きい。
- ・基本ケースのベースとなる諸井ほか(2013)のSMGAの面積(50km×50km=2500km²)と比較的近い面積のSMGAは、佐藤(2012)のSMGA(45km×45km=2025km²)である。

⇒地震動評価の短周期側に与える影響が大きい短周期レベルは、応力降下量に加えSMGAの面積の大きさによっても左右され、基本的にはセットで考慮すべきものである。ここでは、保守的に、佐藤(2012)の39.77MPaを参考にし、これと同程度の応力降下量を不確かさとして考慮する(考慮したSMGAの短周期レベルと他モデルの比較は、次頁参照)。

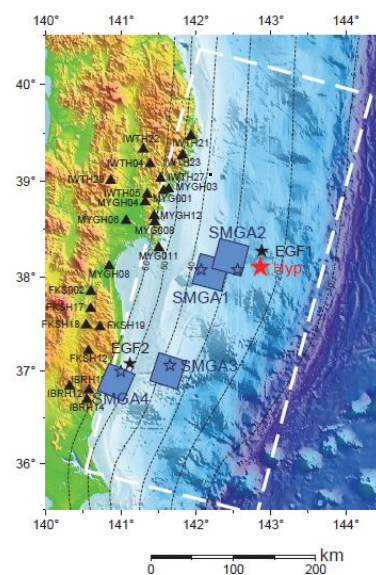
川辺・釜江(2013)



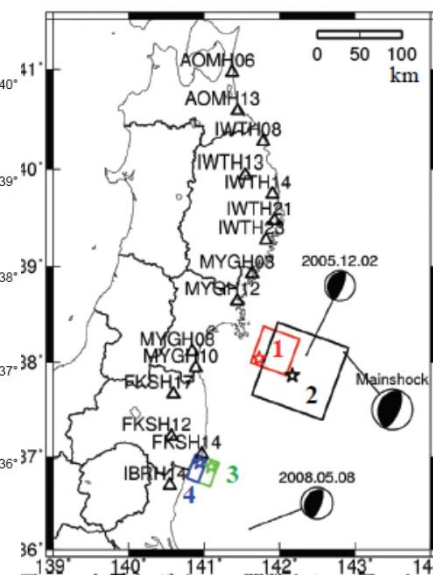
Kurahashi and Irikura (2013)



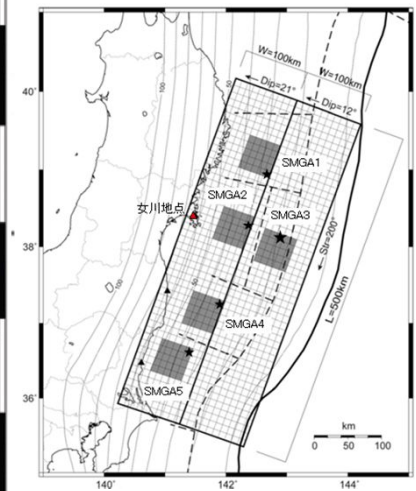
Asano and Iwata (2012)



佐藤(2012)



諸井ほか(2013)



	L (km)	W (km)	M ₀ (Nm) × 10 ²⁰	応力 降下量 (MPa)
SMGA1	40	40	5.02	20.4
SMGA2	50	50	11.0	21.6
SMGA3	21	21	0.643	15.7
SMGA4	28	28	1.02	10.5
SMGA5	30	30	2.58	23.1

	L (km)	W (km)	M ₀ (Nm) × 10 ²⁰	応力 降下量 (MPa)
SMGA1	34.0	34.0	2.68	16.0
SMGA2	25.5	25.5	1.41	20.0
SMGA3	42.5	42.5	6.54	20.0
SMGA4	23.1	23.1	1.24	25.2
SMGA5	35.2	35.2	5.95	26.0

	L (km)	W (km)	M ₀ (Nm) × 10 ²⁰	応力 降下量 (MPa)
SMGA1	36	36	4.57	23.9
SMGA2	36	36	5.33	27.8
SMGA3	35	35	3.07	17.5
SMGA4	35	35	1.16	6.6

	L (km)	W (km)	M ₀ (Nm) × 10 ²⁰	応力 降下量 (MPa)
SMGA1	45	45	14.9	39.77
SMGA2	90	90	77.3	25.85
SMGA3	30	30	3.23	29.10
SMGA4	15	30	0.806	20.57

	L (km)	W (km)	M ₀ (Nm) × 10 ²¹	応力 降下量 (MPa)
SMGA1	50	50	2.00	24.6
SMGA2	50	50	2.00	24.6
SMGA3	50	50	2.00	24.6
SMGA4	50	50	2.00	24.6
SMGA5	50	50	2.00	24.6

□ : 宮城県沖のSMGA

3. 検討用地震の不確かさの検討

短周期レベル(応力降下量)

■3.11地震の強震記録を用いた断層モデルの比較

- ・不確かさとして基本ケースの応力降下量(短周期レベル)の1.14倍を考慮する。
- ・設定した応力降下量(短周期レベル)は各種モデルのうち最大の佐藤(2012)のSMGAと同程度の値となっている。

SMGAの 主なパラメータ	川辺・釜江 (2013)	Kurahashi and Irikura (2013)	Asano and Iwata(2012)	佐藤(2012)	諸井ほか (2013)	基本ケース	不確かさケース (基本の1.14倍)
SMGA全体の 地震モーメント M_0 (Nm)	2.03E+21	1.76E+21	1.41E+21	9.62E+21	1.00E+22	1.00E+22	1.00E+22
SMGA全体の 面積(km ²)	6225	5628	5042	11475	12500	12500	12500
宮城県沖の SMGAの 面積(km ²)	1600	1156	1296	2025	2500	2500	2500
宮城県沖の SMGAの 応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)	20.4	16.0	23.9	39.77	24.6	34.5	39.4
宮城県沖の SMGAの 短周期レベルA (Nm/s ²)	8.80E+19	5.87E+19	1.21E+20	2.03E+20	1.33E+20	1.86E+20	2.13E+20

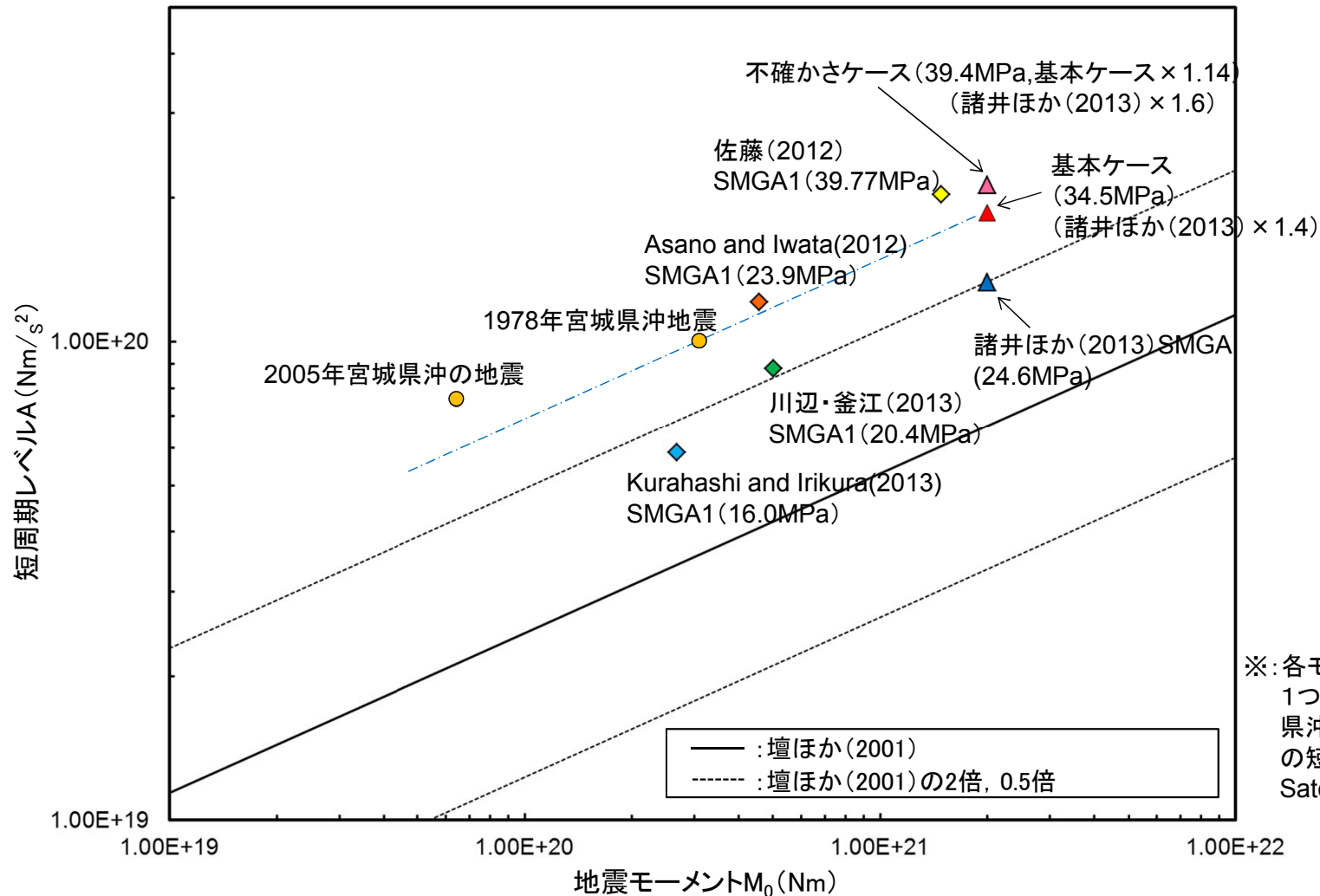
(参考)過去の宮城県沖の地震の短周期レベル(片岡ほか(2006), Satoh(2006)による。)

- ・1978年宮城県沖地震 : $M_0=3.10E+20$ Nm, 短周期レベルA=1.01E+20Nm/s²
- ・2005年宮城県沖の地震: $M_0=6.40E+19$ Nm, 短周期レベルA=7.55E+19Nm/s²

3. 検討用地震の不確かさの検討 短周期レベル(応力降下量)

■宮城県沖のSMGAの地震モーメント M_0 —短周期レベルAの比較

- ・不確かさケース(基本ケースの応力降下量の1.14倍を考慮)のSMGAの短周期レベルは,他のモデルの宮城県沖のSMGAの短周期レベルより大きな値となっている。
- ・また,参考に,基本ケースと比較してSMGAの面積が約1/25~1/100と小さいが1978年宮城県沖地震(M7.4),2005年宮城県沖の地震(M7.2)の地震モーメント M_0 ,短周期レベルAを図示した。これらの地震のSMGAの応力降下量は約70MPa~90MPaと大きな値となっている(次頁参照)。



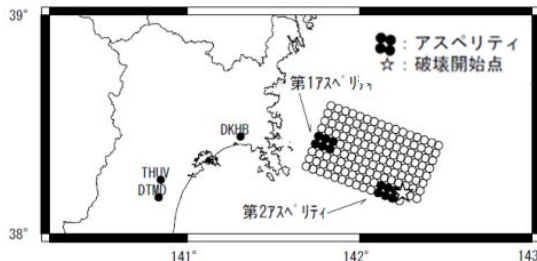
※:各モデルの1個のSMGAをここでは1つの地震として表示。1978年宮城県沖地震,2005年宮城県沖の地震の短周期レベルは片岡ほか(2006),Sato(2006)による。

宮城県沖のSMGAの地震モーメント M_0 —短周期レベルAの関係

3. 検討用地震の不確かさの検討 短周期レベル(応力降下量)

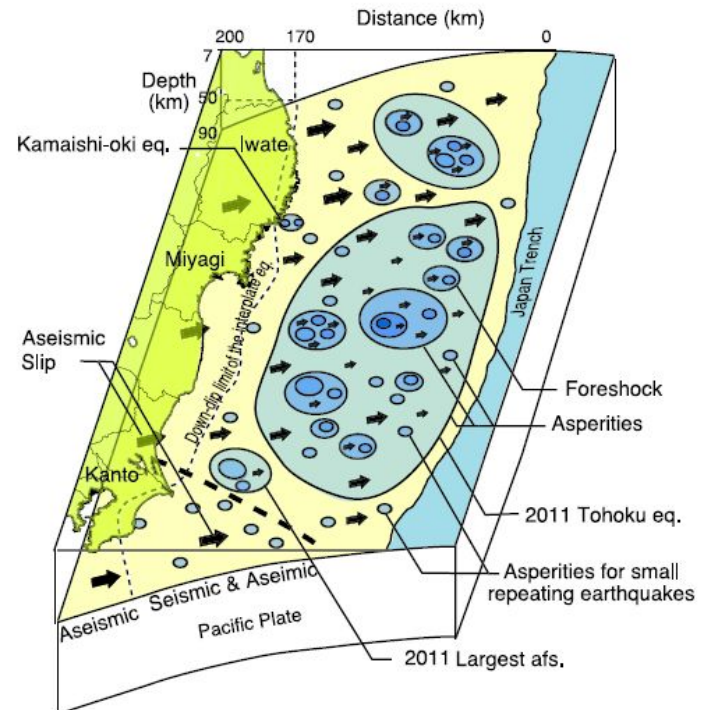
■過去の宮城県沖地震での応力降下量

- 地震本部(2005)では、1978年宮城県沖地震(M7.4)の観測記録を踏まえ想定宮城県沖地震の断層モデル(A1断層)を想定しており、比較的面積が小さい2つのアスペリティ(SMGA)が考慮されている。また、1978年、2005年の宮城県沖の地震のシミュレーションモデルであるKamae(2006)等においても、2つのSMGAが考慮されている。これらのSMGAの応力降下量は、海溝側で約70MPa~90MPaとM9プレート間の基本モデルのSMGAの応力降下量(34.5MPa)より数倍大きな値となっている。
- Uchida and Matsuzawa(2011)では、釜石沖の繰り返し地震や3.11地震の分析を踏まえプレート間地震におけるアスペリティの内部に、さらに小さなアスペリティが存在するアスペリティの階層構造について提案している。過去の宮城県沖地震のSMGAとM9プレート間地震のSMGAもこのような階層関係にあるものと考えられる。M9プレート間地震のシミュレーションでは観測記録の応答スペクトルとの整合性検討を実施していることから、これらの小さいSMGAによる影響も評価に反映されているものと考えられる。但し、このような小さいアスペリティの影響はパルス的な波形となって表れてくることも指摘(Kurahashi and Irikura(2013))されている。
- なお、SMGAの一部のメッシュの応力降下量を3~4倍に割り増した検討を実施し、応答スペクトルに与える影響は小さいことを確認している(pp.112~115参照)。

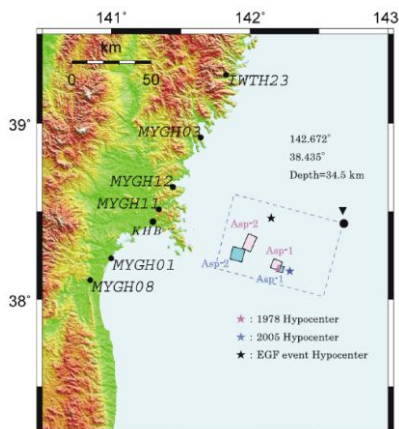


想定宮城県沖地震 A1断層の断層モデル(地震本部(2005))

第1アスペリティ(96km²)の
応力降下量($\Delta\sigma$): 29MPa
第2アスペリティ(96km²)の
応力降下量($\Delta\sigma$): 73MPa



アスペリティの階層構造の模式図
(Uchida and Matsuzawa(2011))



1978年、2005年宮城県沖の地震の断層モデル(Kamae(2006))

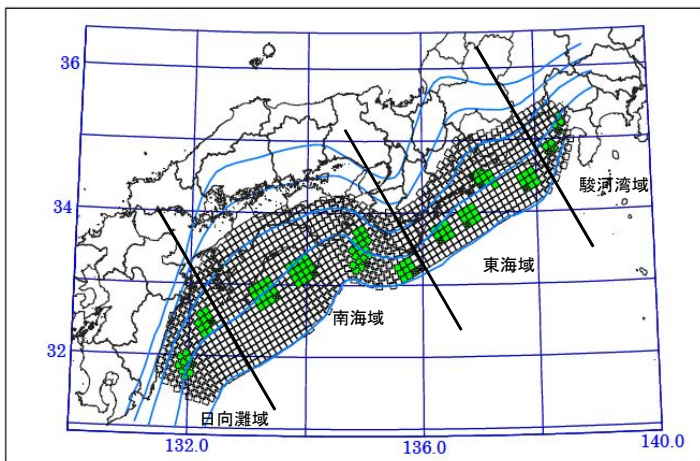
【1978年宮城県沖地震(M7.4)】
第1アスペリティ(海溝側36km²)の
応力降下量($\Delta\sigma$): 70MPa
第2アスペリティ(陸側60km²)の
応力降下量($\Delta\sigma$): 50MPa
【2005年宮城県沖の地震(M7.2)】
第1アスペリティ(海溝側16km²)の
応力降下量($\Delta\sigma$): 90MPa
第2アスペリティ(陸側64km²)の
応力降下量($\Delta\sigma$): 30MPa

3. 検討用地震の不確かさの検討 短周期レベル(応力降下量)

■内閣府(2012b)南海トラフの巨大地震モデルのパラメータとの比較

- ・M9クラスのプレート間地震の断層モデルを想定している例としては内閣府(2012b)の南海トラフのモデルがある。想定されている地域(フィリピン海プレート), SMGAの面積, 応力降下量等の違いがあり直接比較することはできないが, 参考に個々のSMGAの短周期レベルとの比較を行った。
- ・不確かさケースで設定した宮城県沖のSMGAの短周期レベルは, 日向灘域, 東海域, 駿河湾域より大きく, 南海域とは同等のレベルになっている。

短周期レベルの比較



内閣府(2012b)南海トラフ地震モデル

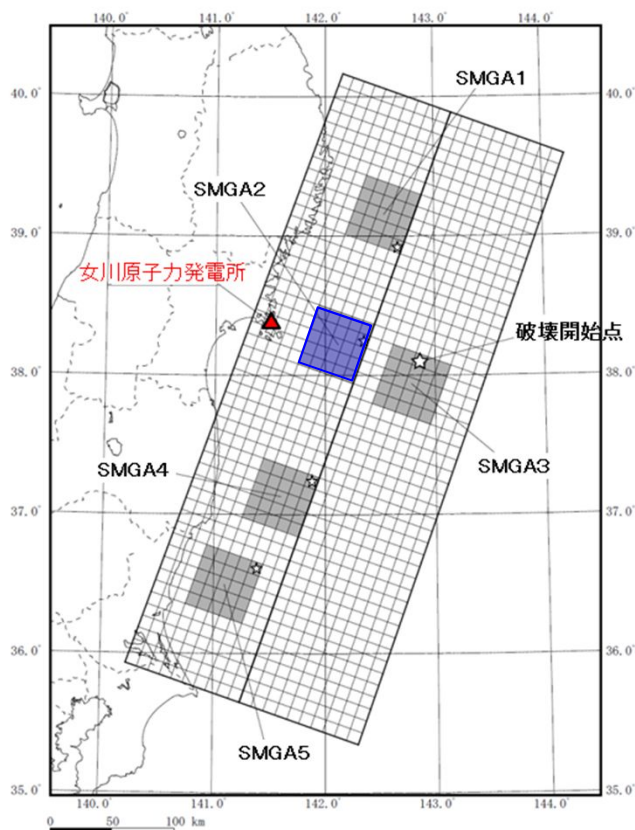
セグメント	短周期レベル(N・m/s ²)		
	内閣府(2012b) 南海トラフ各SMGA※	基本ケース 宮城県沖のSMGA	不確かさケース 宮城県沖のSMGA (基本の1.14倍)
日向灘域	1.14E+20	1.86E+20	2.13E+20
南海域	1.46E+20~2.12E+20		
東海域	1.42E+20~1.43E+20		
駿河湾域	7.25E+19~7.45E+19		

※内閣府(2012b)の断層モデルのパラメータを基に各SMGAの短周期レベルを算定。
短周期レベルA=応力降下量×面積^{0.5}×その他の係数

3. 検討用地震の不確かさの検討 短周期レベル(応力降下量)

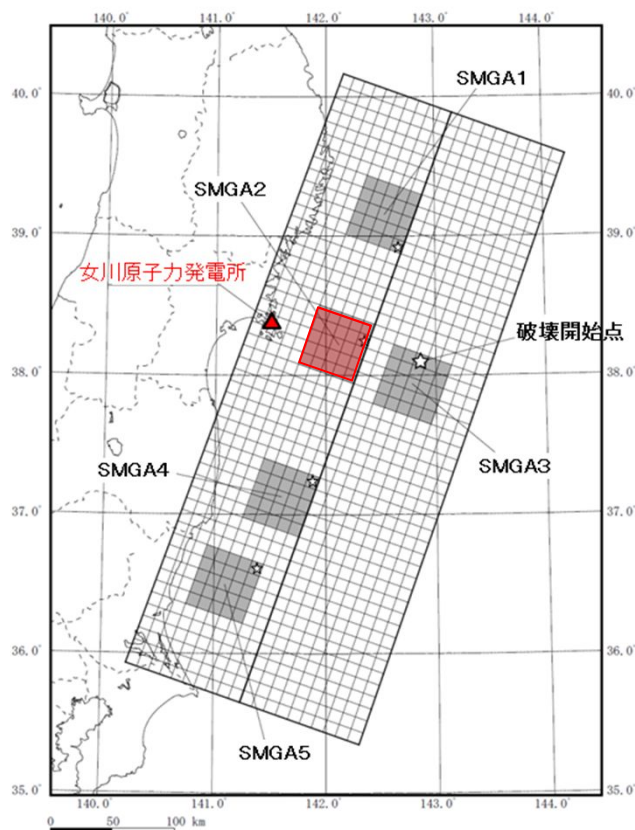
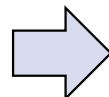
■SMGAの応力降下量の不確かさ

- ・敷地への影響が最も大きい宮城県沖のSMGA2の応力降下量として佐藤(2012)のSMGA1(宮城県沖)の応力降下量と同等の応力降下量39.4MPa(基本ケースの1.14倍)を考慮する。



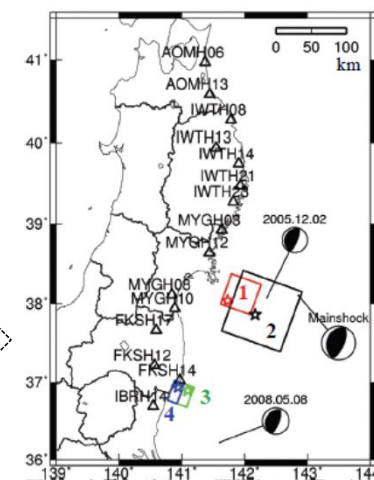
基本モデル

(SMGAの応力降下量: 34.5MPa)



応力降下量の影響を考慮したモデル

(SMGA2の応力降下量: 39.4MPa(基本ケースの1.14倍))



・宮城県沖のSMGA1の応力降下量
39.77MPa

佐藤(2012)の断層モデル

3. 検討用地震の不確かさの検討 短周期レベル(応力降下量)

○SMGAの短周期レベル(応力降下量)のまとめ

①宮城県沖と他の地域の比較

- ・過去のプレート間地震や、3.11地震のSMGAの短周期レベルについて、宮城県沖と他の地域の大小関係を比較した。その結果、他の地域に比べ、短周期レベル(応力降下量)は宮城県沖が最も大きい傾向を示すことを確認した。

②宮城県沖の過去のプレート間地震のSMGAの応力降下量との比較

- ・1978年宮城県沖地震(M7.4)等の過去の地震のSMGAの応力降下量は、M9プレート間地震のSMGAの応力降下量に比べ2倍以上の値を持つものもあり、これらは階層関係にあるものと考えられる。M9プレート間地震のシミュレーションでは観測記録の応答スペクトルとの整合性検討を実施していることから、このような小さいSMGAによる影響も評価に反映されているものと考えられる。

③3.11地震に関する複数の強震動シミュレーションモデルとの比較

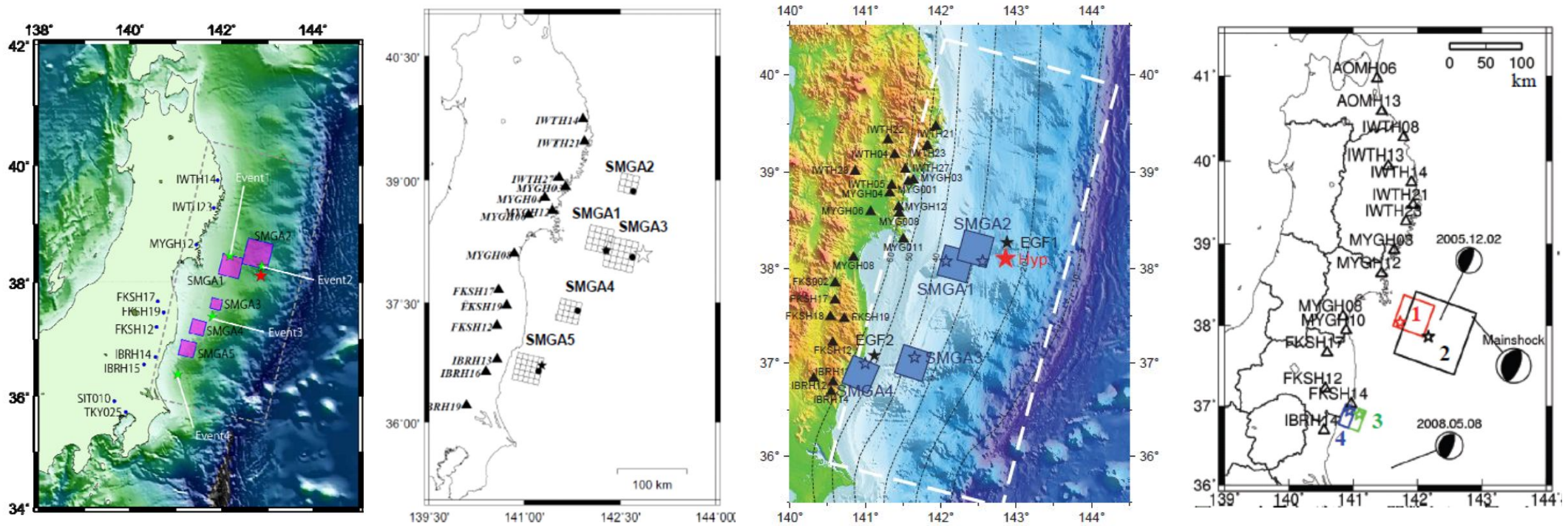
- ・3.11地震の各種シミュレーションモデルのSMGAの応力降下量を比較した結果、約40MPaが最大となっている。但し、このモデルのSMGAの面積は、基本ケースのSMGAより小さい。
- ・しかし、宮城県沖では、M9プレート間地震のSMGAの応力降下量としては、40MPaに近い値になることもあり得ると解釈し、保守的にSMGAの面積は変えず、応力降下量を割り増すことにより裕度を考慮する。
- ・具体的には、女川のM9プレート間地震の短周期レベル(応力降下量)の不確かさケースとして、基本ケース(34.5MPa)の1.14倍(39.4MPa)を考慮する。

3. 検討用地震の不確かさの検討

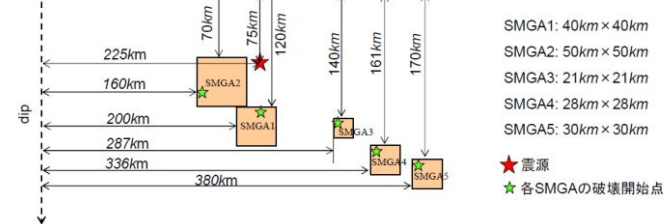
断層モデルの破壊開始点の影響

■ 3.11地震の強震動を用いた断層モデルの破壊開始点の特徴

- 各モデルとも、破壊開始点は海溝側に設定されており、破壊が敷地に向かう位置となっている。



基準点 (144.374°, 39.885°, 6.4km) → strike (N195E) → Kurahashi and Irikura (2013)



川辺・釜江 (2013)

Asano and Iwata (2012)

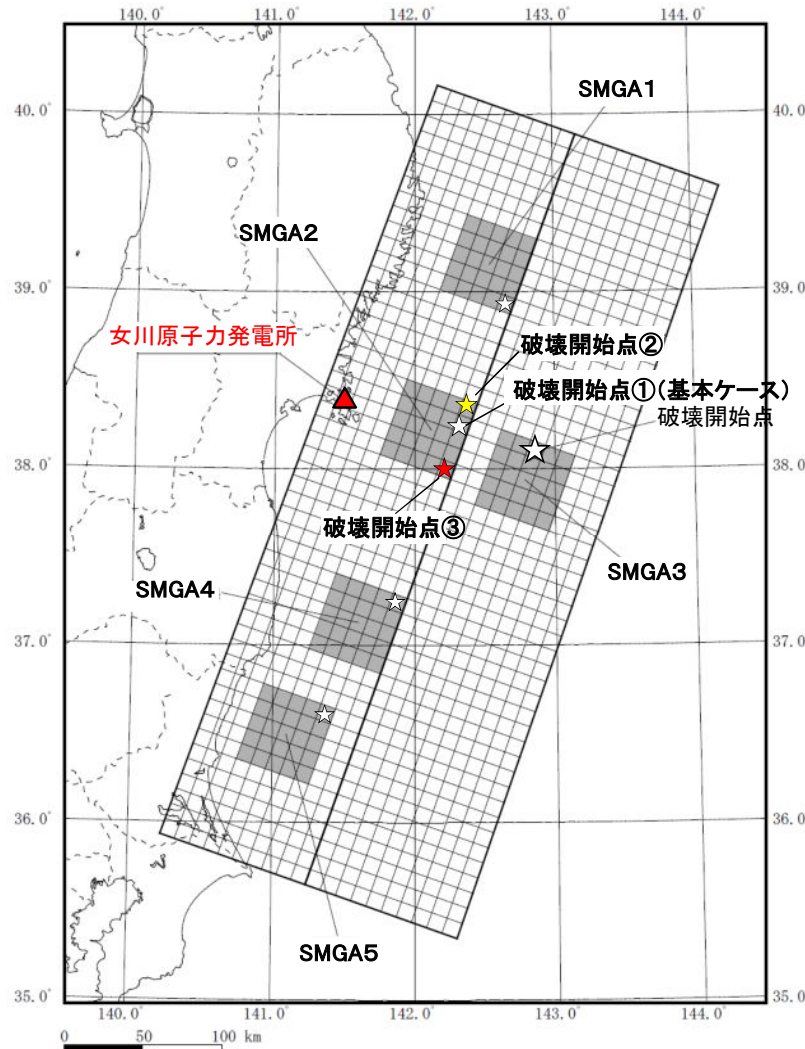
佐藤 (2012)

3. 検討用地震の不確かさの検討

断層モデルの破壊開始点の影響

■破壊開始点の違いによる影響の確認

- ・基本ケースについて、敷地への影響が最も大きいSMGA2に複数の破壊開始点を設定し、破壊開始点の違いによる影響の確認を行う。
- ・破壊開始点の位置は、破壊が敷地に向かうように、SMGA2の北東端と南東端にそれぞれ設定する。
- ・統計的グリーン関数法（放射特性係数 $F=0.62$ ）により評価を実施。波形合成は入倉ほか（1997）を用いる。

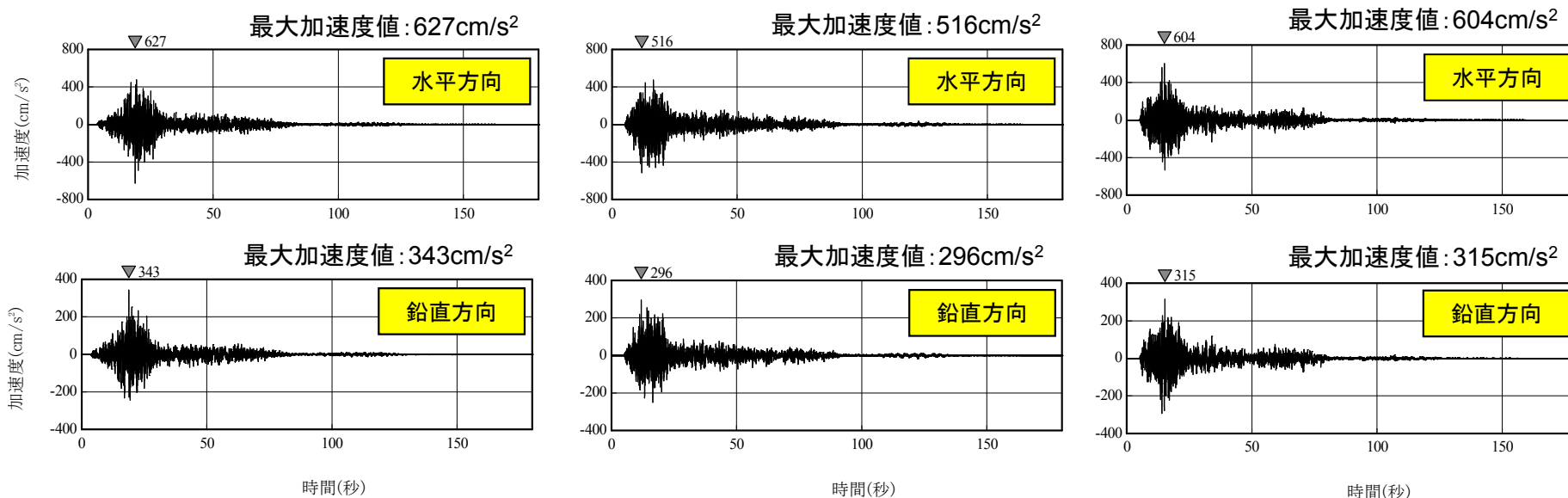
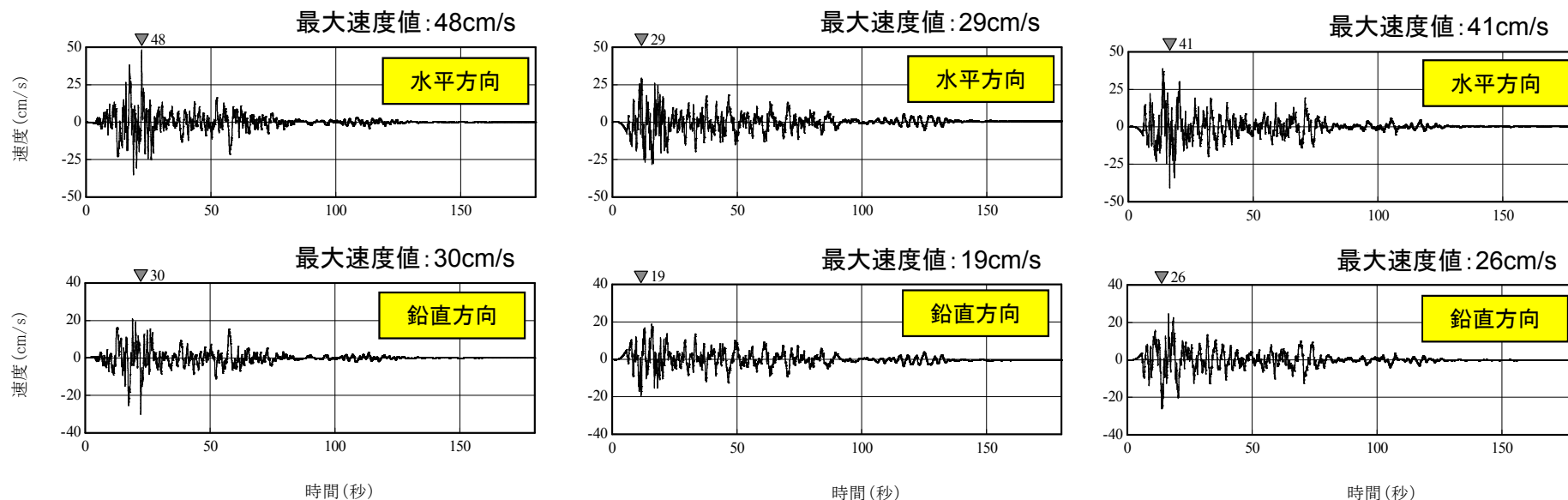


※☆: 基本ケースの破壊開始点
 ☆, ★: 検討した破壊開始点

破壊開始点の検討モデル

3. 検討用地震の不確かさの検討

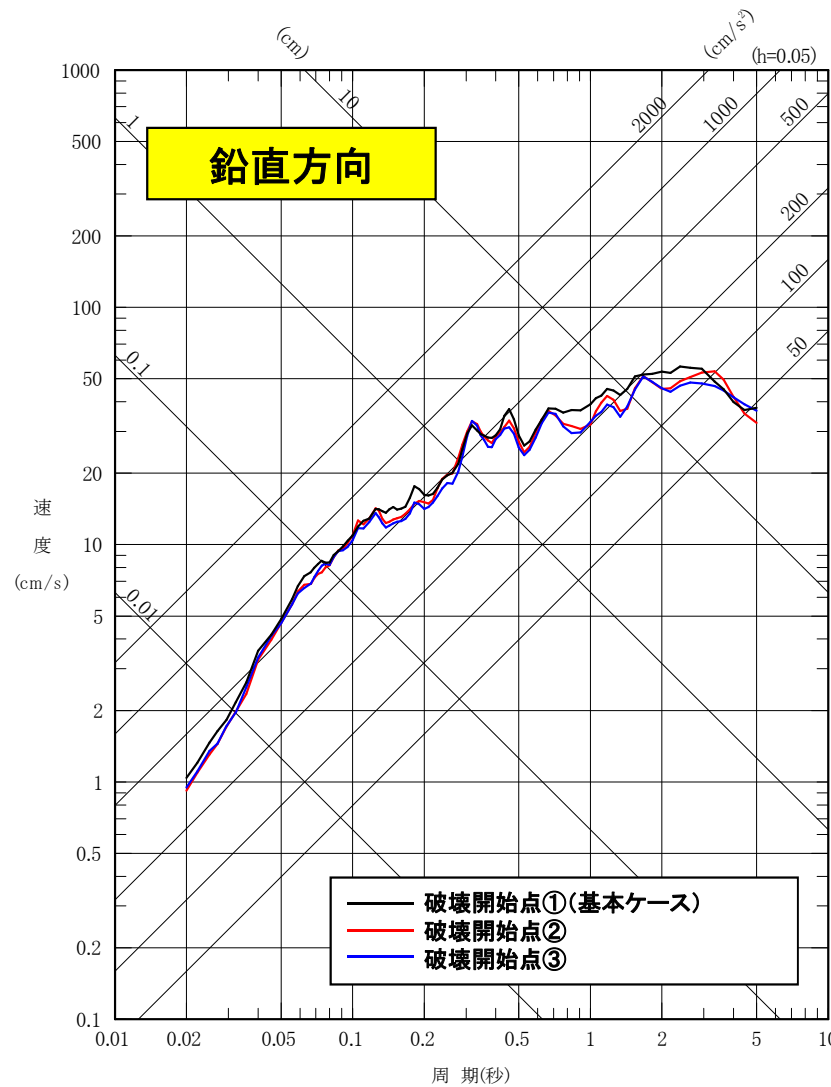
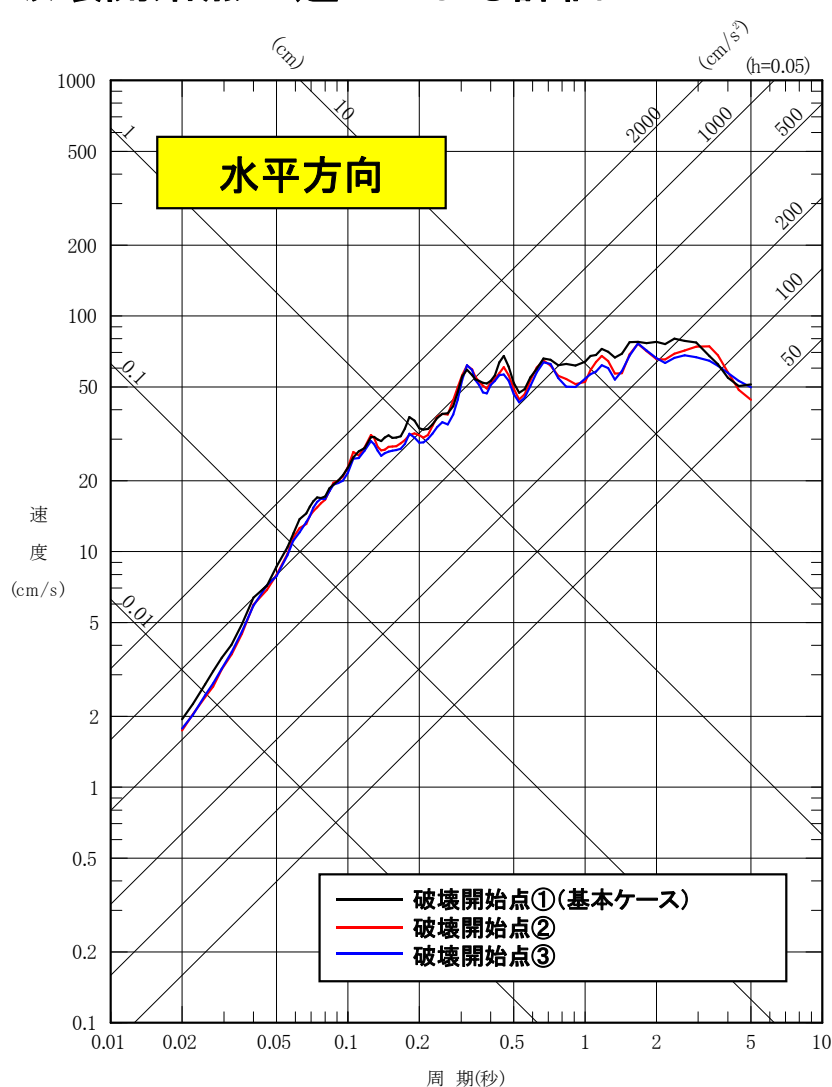
断層モデルの破壊開始点の影響(加速度・速度時刻歴波形)

加速度
時刻歴波形速度
時刻歴波形破壊開始点①
(基本ケース)

破壊開始点②

破壊開始点③

■破壊開始点の違いによる評価



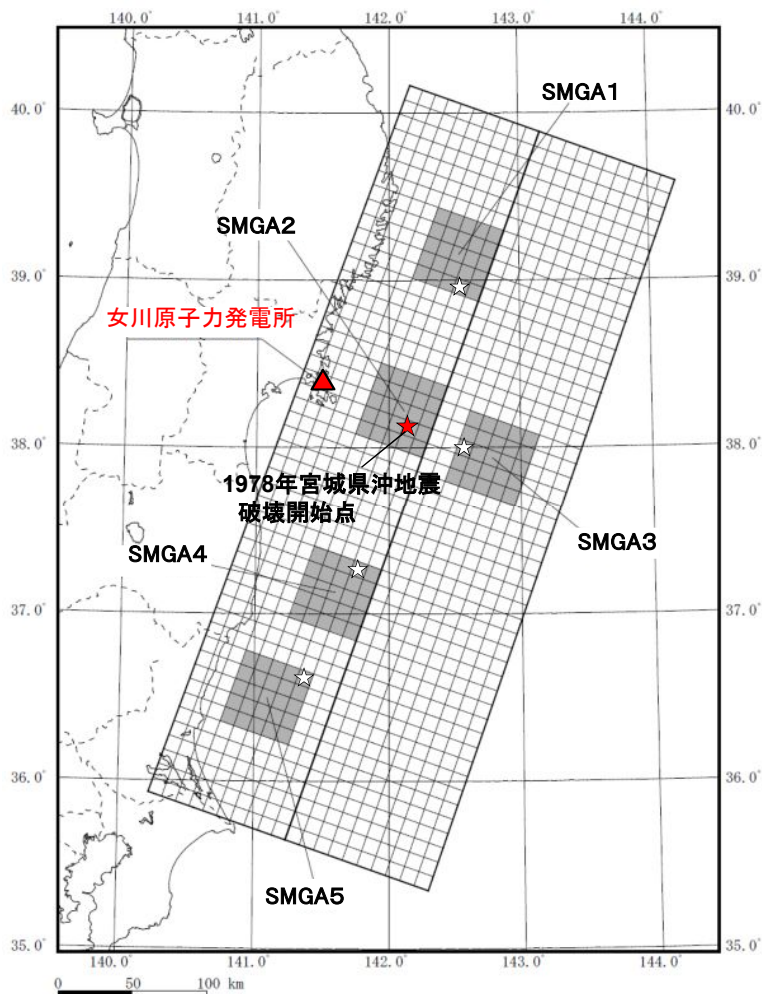
破壊開始点の違いによる基本ケースとの比較(平均応答スペクトル)

- ・破壊が敷地に向かう位置に設定したケース①が最も大きい傾向を示す。
⇒不確かさケースも含め、破壊開始点は破壊が敷地に向かう位置①で代表する。

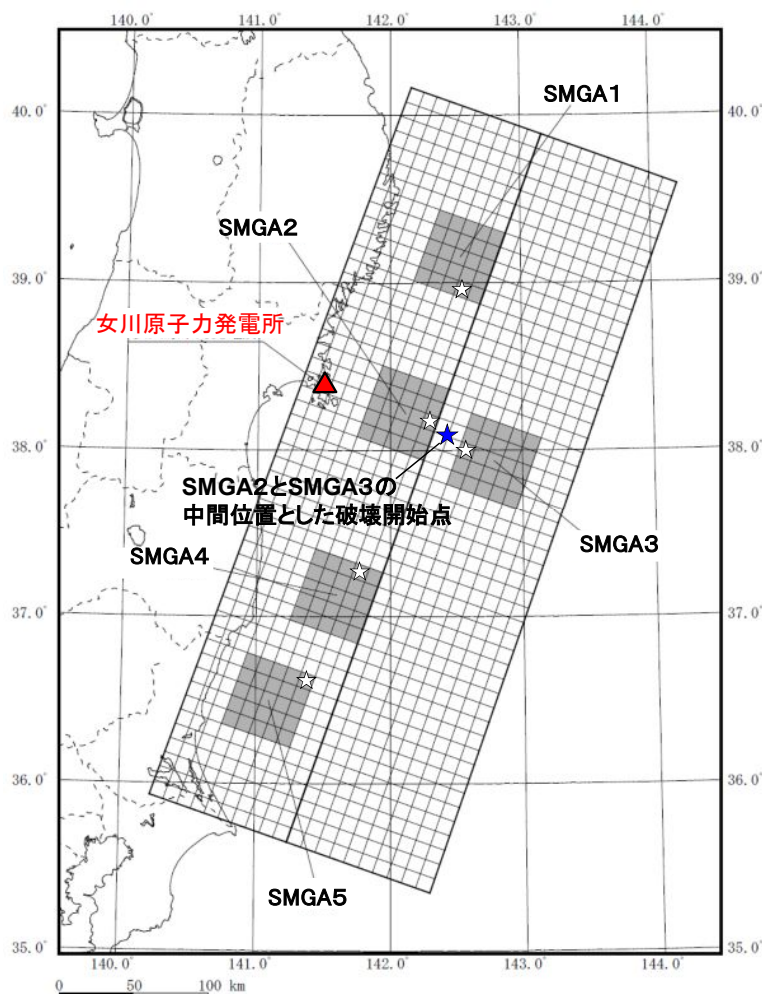
3. 検討用地震の不確かさの検討 断層モデルの破壊開始点の影響

■過去の地震の破壊開始点等を考慮した検討

- ・基本ケースについて、過去の地震の破壊開始点等を考慮した場合の影響について確認を行う。具体的な破壊開始点位置としては、1978年宮城県沖地震の破壊開始点を考慮した場合の検討を行う。また、宮城県沖のSMGA2と海溝側のSMGA3の中間に破壊開始点を設定することにより、2つのSMGAが同じタイミングで破壊した場合の影響の確認を行う。
- ・基本ケースと同様に統計的グリーン関数法（放射特性係数 $F=0.62$ ）により評価を実施。波形合成は入倉ほか（1997）を用いる。



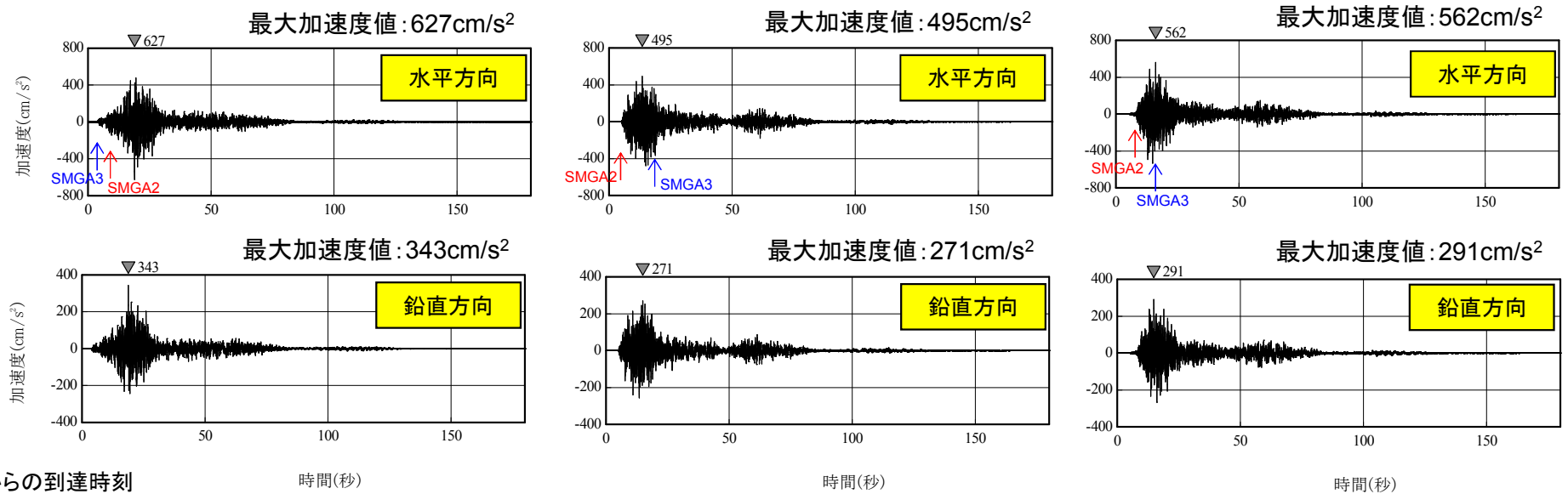
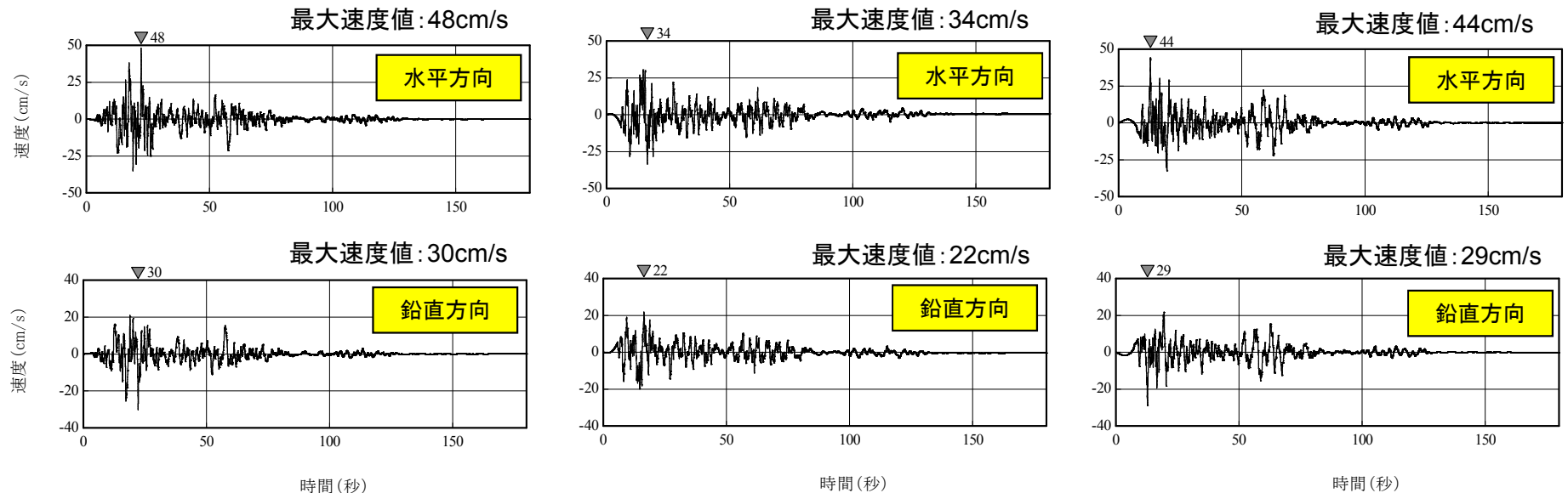
1978年宮城県沖地震の破壊開始点を考慮した場合



SMGA2とSMGA3の中間位置を破壊開始点とした場合

3. 検討用地震の不確かさの検討

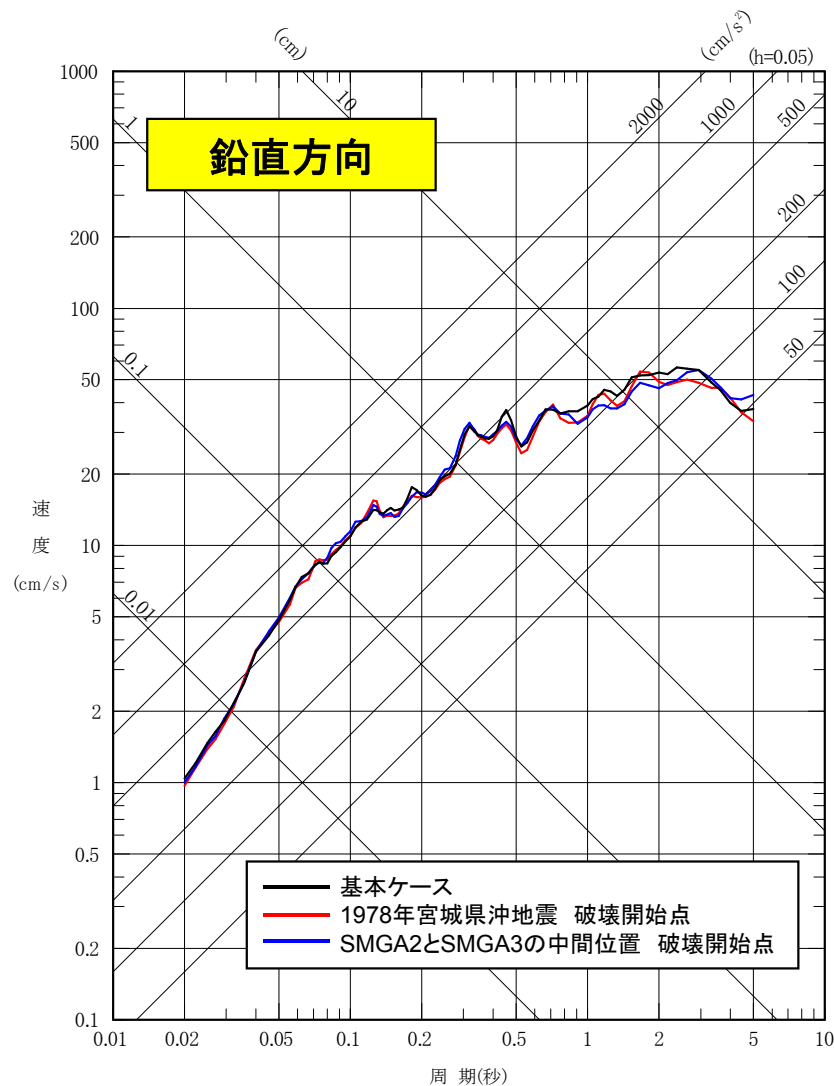
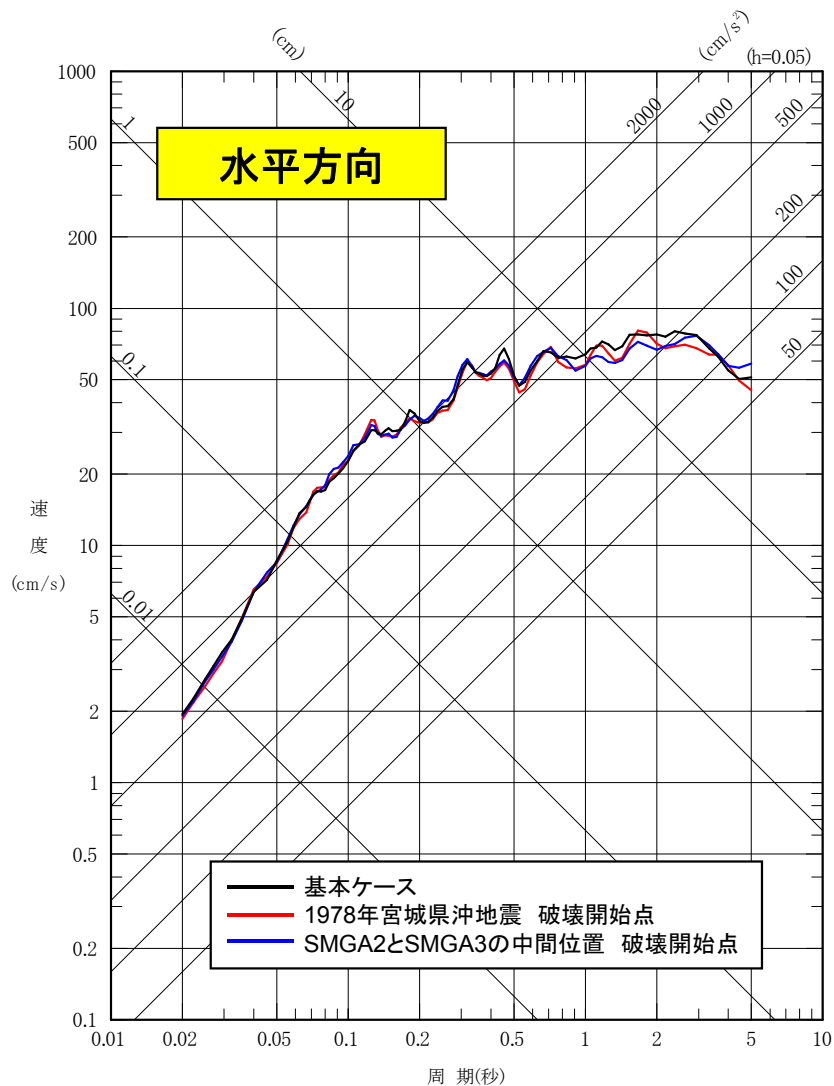
断層モデルの破壊開始点の影響 (過去の地震の破壊開始点等を考慮)

加速度
時刻歴波形速度
時刻歴波形破壊開始点①
(基本ケース)1978年宮城県沖地震の
破壊開始点SMGA2とSMGA3の中間位置に
設定した破壊開始点

3. 検討用地震の不確かさの検討

断層モデルの破壊開始点の影響

■過去の地震の破壊開始点等を考慮した評価



破壊開始点の違いによる基本ケースとの比較(平均応答スペクトル)

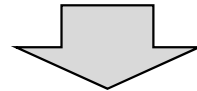
評価結果はいずれも基本ケースと同様な傾向を示しており、破壊開始点位置の影響は小さいことを確認した。

3. 検討用地震の不確かさの検討

断層モデルの破壊開始点の影響

○破壊開始点のまとめ

- ・3.11地震の強震動を用いた各断層モデルとも、破壊開始点は海溝側の浅い位置に設定されており、破壊の伝播方向が敷地に向かうようになっている。
- ・基本ケースの断層モデルを用いて破壊開始点の位置の違いによる影響の検討を行った結果、破壊が敷地に向かう位置に設定したケースが最も大きい傾向を示すことを確認した。



破壊開始点の位置については、破壊が敷地に向かう位置が最も影響が大きいことから、これを不確かさとして考慮する。

3. 検討用地震の不確かさの検討

主要な断層パラメータのまとめ

■まとめ

○地震の規模⇒地震規模の増加の影響は小さいと評価

- ・3.11地震では宮城県沖の領域は全て破壊したことに加え、大すべり領域からは強震動は出ていないことなども考慮すると、M9.0より規模が大きくなっても(破壊領域が周辺に広がっても)地震動の大きさは変わらないと評価する。

○応力降下量(短周期レベル)⇒不確かさケースとして考慮

- ・3.11地震の各種シミュレーションモデルの応力降下量の比較から、面積の大小関係の保守性も踏まえ、割り増した応力降下量を不確かさケースとして考慮する。
- ・過去の宮城県沖地震のSMGAの応力降下量については、アスペリティの階層構造の特徴として整理される。

○SMGAの位置⇒不確かさケースとして考慮

- ・断層モデルのSMGA位置は3.11地震等の過去の宮城県沖の地震のSMGAを含む位置に該当しており、かつ敷地に対して厳しい位置であることを確認したうえで、さらに保守的な評価としてSMGAを敷地に対して最も近い位置で設定した場合について不確かさケースとして考慮する。

○破壊開始点⇒基本ケースに予め不確かさを考慮

- ・破壊が敷地に向かう位置に設定したケースが最も大きい傾向を示すことを確認。
- ・基本ケース、不確かさケースとも、破壊開始点は当該破壊開始点で代表する。

4. 検討用地震の地震動評価

4. 検討用地震の地震動評価

基本，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，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。

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	三陸沖中部から茨城県沖に設定	<p>地震規模の増加の影響は小さいと評価</p> <ul style="list-style-type: none"> ・3.11地震では宮城県沖の領域は全て破壊したことに加え，大すべり領域からは強震動は出ていないことなども考慮すると，M9.0より規模が大きくなっても(破壊領域が周辺に広がっても)地震動の大きさは変わらないと評価。
	地震規模	M9.0 (Mw9.0)	
	応力降下量 (短周期レベル)	宮城県沖の地域性を考慮し設定	<p>不確かさケースとして考慮</p> <ul style="list-style-type: none"> ・3.11地震の各種シミュレーションモデルの応力降下量の比較から，面積の大小関係の保守性も踏まえ，割り増した応力降下量を不確かさケースとして考慮する。 ・過去の宮城県沖地震のSMGAの応力降下量については，アスペリティの階層構造の特徴として整理。
偶然的不確かさ	SMGA位置	M7~8の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3.11地震等の過去の宮城県沖の地震のSMGAを含む位置に該当しており，かつ敷地に対して厳しい位置であることを確認したうえで，さらに保守的な評価としてSMGAを敷地に対して最も近い位置で設定した場合について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>基本ケースに予め不確かさを考慮</p> <ul style="list-style-type: none"> ・破壊が敷地に向かう位置に設定したケースが最も大きい傾向を示すことを確認。 ・基本ケース，不確かさケースとも，破壊開始点は当該破壊開始点で代表する。

4. 検討用地震の地震動評価 基本ケース，不確かさケースの設定

■ 基本ケースと不確かさケース

・主要なパラメータの整理を踏まえ，下表の通り基本ケースと不確かさケースを設定する。

検討ケース	認識論的不確かさ			偶然的な不確かさ	
	地震規模	断層の位置	応力降下量 (短周期レベル)	SMGAの位置	破壊開始点
基本ケース	M9.0 (Mw9.0, $M_0=4.0 \times 10^{22}$ Nm)	三陸沖中部から 茨城県沖に設定	宮城県沖の地域性を 考慮し設定 34.5MPa	M7~8の過去の地震の 震源域との対応を考慮し 設定	破壊の伝播方向が敷地 に向かうように配置
不確かさケース1 応力降下量 (短周期レベル)	M9.0 (Mw9.0, $M_0=4.0 \times 10^{22}$ Nm)	三陸沖中部から 茨城県沖に設定	基本ケースの1.14倍を考慮 39.4MPa	M7~8の過去の地震の 震源域との対応を考慮し 設定	破壊の伝播方向が敷地 に向かうように配置
不確かさケース2 SMGA位置と応力降下量 (短周期レベル)の不確かさの重畳※	M9.0 (Mw9.0, $M_0=4.0 \times 10^{22}$ Nm)	三陸沖中部から 茨城県沖に設定	基本ケースの1.14倍を考慮 39.4MPa	宮城県沖のSMGAを敷地 に最も近い位置に移動	破壊の伝播方向が敷地 に向かうように配置

※SMGA位置の不確かさケースについては，不確かさケース2(SMGA位置と応力降下量(短周期レベル)の不確かさの重畳ケース)で代表させる。

■ : 考慮する不確かさ ■ : 予めモデルに織り込む不確かさ

4. 検討用地震の地震動評価

基本ケース，不確かさケースの設定

■各検討ケースの主な断層パラメータ

検討ケース	地震規模M (Mw)	M_0 (Nm)	断層面積 (km ²)	宮城県沖のSMGA面積 (km ²)	宮城県沖のSMGA応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)	宮城県沖のSMGA短周期レベル (Nm/s ²)
基本ケース	M9.0 (Mw9.0)	$4.0E+22^{*1}$	100,000	2,500	34.5	$1.86E+20$
不確かさケース1 応力降下量 (短周期レベル)	M9.0 (Mw9.0)	$4.0E+22^{*1}$	100,000	2,500	39.4	$2.13E+20$
不確かさケース2 SMGA位置と応力降下量(短周期レベル)の不確かさの重畳	M9.0 (Mw9.0)	$4.0E+22^{*1}$	100,000	2,500	39.4	$2.13E+20$

※1: $M_0=10^{(1.5Mw+9.1)}$

■断層モデルを用いた手法による地震動評価

・3.11地震の敷地での観測記録のシミュレーション解析(pp.107～111参照)を統計的グリーン関数法により行い、観測記録との整合性を確認していることから、統計的グリーン関数法により地震動評価を行う。波形合成は入倉ほか(1997)を用いる。

■応答スペクトルに基づく地震動評価

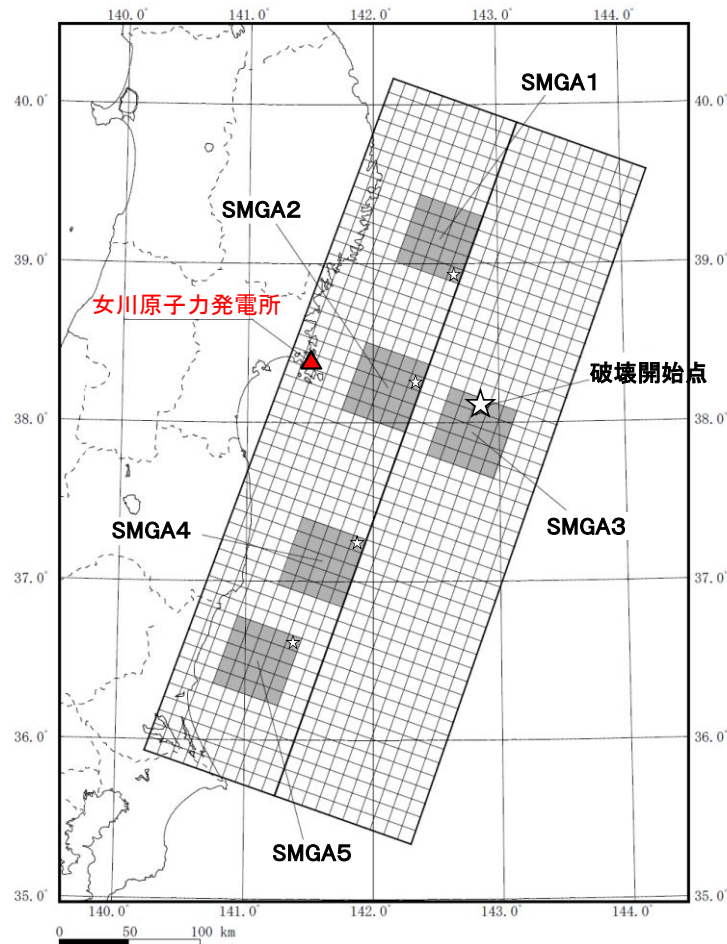
・3.11地震の観測記録※2を包絡する応答スペクトルを設定することにより評価する。

※2: 敷地岩盤上部(O.P.※3-8.6m)の観測記録について、表層の影響を除去したはざとり波。

※3: O.P.は女川原子力発電所工事用基準面(Onagawa peil)であり、O.P.±0m = T.P.(東京湾平均海面)-0.74m。

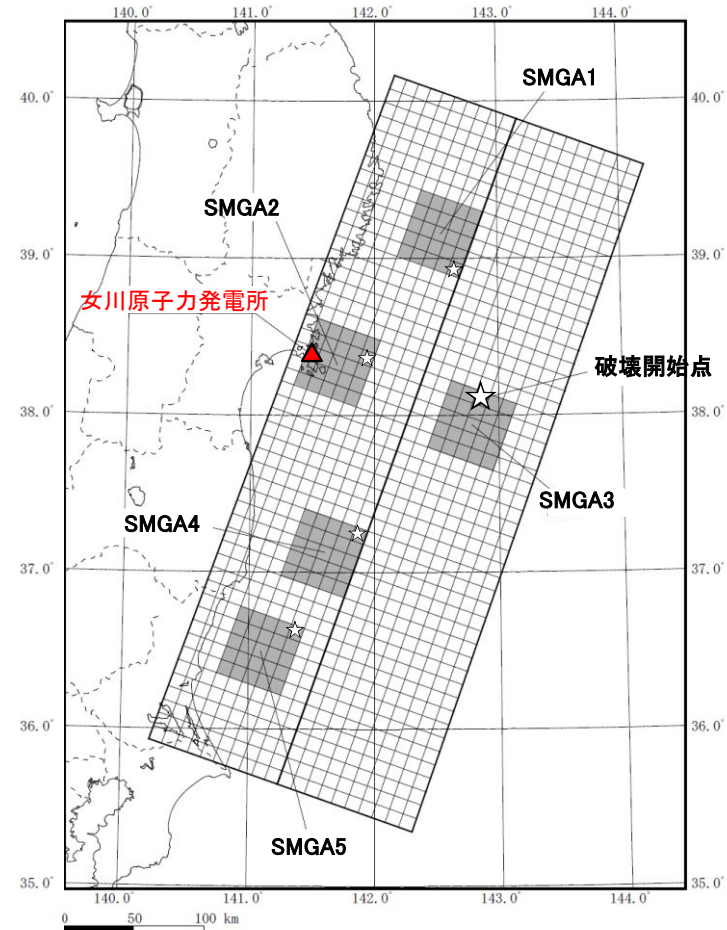
4. 検討用地震の地震動評価 基本ケース，不確かさケースの設定

■基本ケース，不確かさケースの断層モデル



基本ケースの断層モデル

(不確かさケース1(応力降下量(短周期レベル))も同様)



不確かさケース2の断層モデル

(SMGA位置と応力降下量(短周期レベル)の不確かさの重畳)

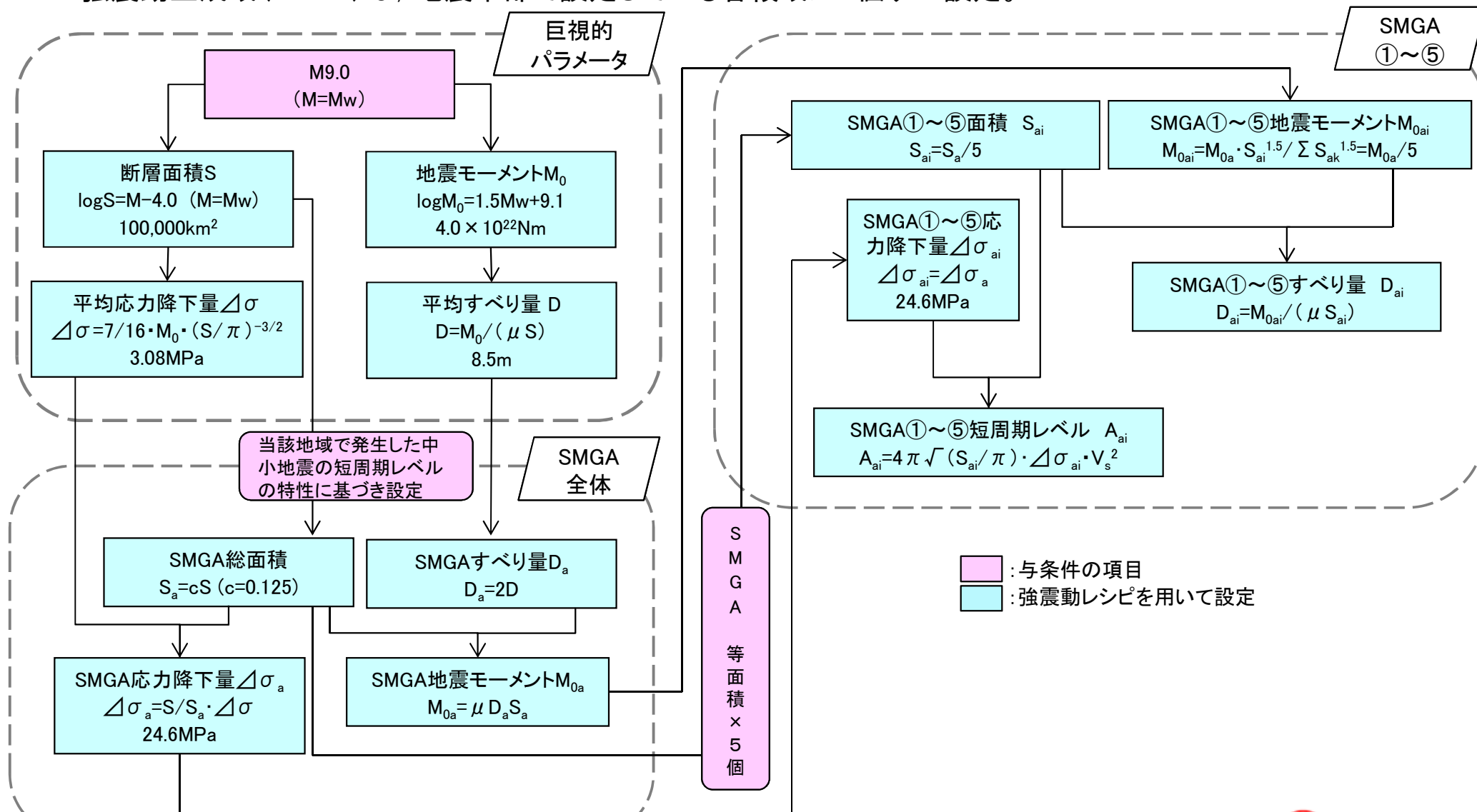
■: 強震動生成域 (SMGA), ☆: 破壊開始点

※SMGA3の大きい星印は破壊開始点の位置, 小さい星印は各SMGAの破壊開始点の位置。

4. 検討用地震の地震動評価 基本ケースの断層パラメータ

■基本ケースの断層モデルの設定の基本的な考え方(断層パラメータの設定フロー)

- ・M9の地震規模を想定し、断層モデルは強震動レシピを用いて設定。
- ・強震動生成域(SMGA)は、地震本部で設定している各領域に1個ずつ設定。



4. 検討用地震の地震動評価 基本ケースの断層パラメータ

断層パラメータ		設定方法	設定値	断層パラメータ		設定方法	設定値				
断層 面 全 体	走向	$\theta(^{\circ})$	3.11地震のF-netのCMT解	200	強震動生成域 全体	面積	$S_a(\text{km}^2)$	$S_a=cS, c=0.125$	12500		
	傾斜角1(東側)	$\delta_1(^{\circ})$	壇ほか(2005)	12		地震モーメント	$M_{0a}(\text{Nm})$	$M_{0a}=\mu D_a S_a$	1.0×10^{22}		
	傾斜角2(西側)	$\delta_2(^{\circ})$	壇ほか(2005)	21		すべり量	$D_a(\text{m})$	$D_a=2 \times D$	17.1		
	すべり角	$\lambda(^{\circ})$	3.11地震のF-netのCMT解	88		短周期レベル	$A_a(\text{Nm}/\text{S}^2)$	$A_a=(\sum A_{ai}^2)^{1/2}$	4.16×10^{20}		
	長さ	L(km)	断層面積に基づき設定	500		強震動生成域2 (宮城県沖)	面積	$S_{a2}(\text{km}^2)$	$S_{a2}=S_a/5$	2500	
	幅	W(km)	断層面積に基づき設定	200			地震モーメント	$M_{0a2}(\text{Nm})$	$M_{0a2}=M_{0a} \cdot S_{a2}^{1.5} / \sum S_{ai}^{1.5} = M_{0a} / 5$	2.0×10^{21}	
	破壊開始点	基準点北緯	$N(^{\circ})$	本震の震源位置(気象庁(2012))			38.1035	すべり量	$D_{a2}(\text{m})$	$D_{a2}=M_{0a2} / (\mu S_{a2})$	17.1
		基準点東経	$E(^{\circ})$	本震の震源位置(気象庁(2012))			142.8610	応力降下量	$\Delta \sigma_{a2}(\text{MPa})$	$\Delta \sigma_{a2}=S/S_a \cdot \Delta \sigma \times 1.4$	34.5
		基準点深さ	H(km)	本震の震源位置(気象庁(2012))			23.7	短周期レベル	$A_{a2}(\text{Nm}/\text{s}^2)$	$A_{a2}=4\pi \sqrt{(S_{a2}/\pi)} \cdot \Delta \sigma_{a2} \cdot V_s^2$	1.86×10^{20}
		基準点~上端	$W_1(\text{km})$	—			55	ライズタイム	$\tau_{a2}(\text{s})$	$\tau_{a2}=0.5W_{a2}/V_r, W_{a2}: \text{アスペリティ幅}$	8.33
		基準点~北縁	$l_1(\text{km})$	—	195		強震動生成域1, 3, 4, 5	面積	$S_{ai}(\text{km}^2)$	$S_{ai}=S_a/5$	2500
	上端深さ	$h_u(\text{km})$	$h_u=H-W_1 \sin \delta_1$	12.3	地震モーメント			$M_{0ai}(\text{Nm})$	$M_{0ai}=M_{0a} \cdot S_{ai}^{1.5} / \sum S_{ak}^{1.5} = M_{0a} / 5$	2.0×10^{21}	
	下端深さ	$h_l(\text{km})$	$h_l=H+(100-W_1) \sin \delta_1 + 100 \sin \delta_2$	68.9	すべり量			$D_{ai}(\text{m})$	$D_{ai}=M_{0ai} / (\mu S_{ai})$	17.1	
	断層面積	$S(\text{km}^2)$	$\log S=M-4.0$	100000	応力降下量			$\Delta \sigma_{ai}(\text{MPa})$	$\Delta \sigma_{ai}=S/S_{ai} \cdot \Delta \sigma \times 1.4$	34.5	
	平均応力降下量	$\Delta \sigma(\text{MPa})$	$\Delta \sigma=7/16 \cdot M_0 \cdot (S/\pi)^{-3/2}$	3.08	短周期レベル	$A_{ai}(\text{Nm}/\text{s}^2)$		$A_{ai}=4\pi \sqrt{(S_{ai}/\pi)} \cdot \Delta \sigma_{ai} \cdot V_s^2$	1.86×10^{20}		
	地震モーメント	$M_0(\text{Nm})$	$\log M_0=1.5M_w+9.1$	4.0×10^{22}	ライズタイム	$\tau_{ai}(\text{s})$		$\tau_{ai}=0.5W_{ai}/V_r, W_{ai}: \text{アスペリティ幅}$	8.33		
	モーメントマグニチュード	Mw	与条件	9.0	背景領域	面積		$S_b(\text{km}^2)$	$S_b=S-S_a$	87500	
	平均すべり量	D(m)	$D=M_0 / (\mu S)$	8.5		地震モーメント		$M_{0b}(\text{Nm})$	$M_{0b}=M_0-M_{0a}$	3.0×10^{22}	
	剛性率	$\mu(\text{N}/\text{m}^2)$	地震本部(2002),(2005)	4.68×10^{10}		すべり量		$D_b(\text{m})$	$D_b=M_{0b} / (\mu S_b)$	7.3	
	S波速度	$V_s(\text{km}/\text{s})$	地震本部(2002),(2005)	3.9		応力降下量		$\Delta \sigma_b(\text{MPa})$	$\Delta \sigma_b=0.2 \cdot \Delta \sigma_a$	6.9	
破壊伝播速度	$V_r(\text{km}/\text{s})$	地震本部(2002),(2005)	3.0	ライズタイム		$\tau_b(\text{s})$	$\tau_b=0.5W/V_r$	33.33			
Q値		Q	佐藤ほか(1994)	—	110f ^{0.69}						
高域遮断周波数		fmax(Hz)	宮城県沖の地域性考慮	—	18						

4. 検討用地震の地震動評価

不確かさケース1, 不確かさケース2の断層パラメータ

断層パラメータ		設定方法	設定値	強震動生成域全体	断層パラメータ		設定方法	設定値
走向	$\theta(^{\circ})$	3.11地震のF-netのCMT解	200		強震動生成域全体	面積	$S_a(\text{km}^2)$	$S_a=cS, c=0.125$
傾斜角1(東側)	$\delta_1(^{\circ})$	壇ほか(2005)	12	地震モーメント		$M_{0a}(\text{Nm})$	$M_{0a}=\mu D_a S_a$	1.0×10^{22}
傾斜角2(西側)	$\delta_2(^{\circ})$	壇ほか(2005)	21	すべり量		$D_a(\text{m})$	$D_a=2 \times D$	17.1
すべり角	$\lambda(^{\circ})$	3.11地震のF-netのCMT解	88	短周期レベル		$A_a(\text{Nm}/\text{S}^2)$	$A_a=(\sum A_{ai})^{1/2}$	4.28×10^{20}
長さ	$L(\text{km})$	断層面積に基づき設定	500	面積		$S_{a2}(\text{km}^2)$	$S_{a2}=S_a/5$	2500
幅	$W(\text{km})$	断層面積に基づき設定	200	地震モーメント		$M_{0a2}(\text{Nm})$	$M_{0a2}=M_{0a} \cdot S_{a2}^{1.5} / \sum S_{ai}^{1.5}=M_{0a}/5$	2.0×10^{21}
破壊開始点	基準点北緯	$N(^{\circ})$	本震の震源位置(気象庁(2012))	38.1035	すべり量	$D_{a2}(\text{m})$	$D_{a2}=M_{0a2}/(\mu S_{a2})$	17.1
	基準点東経	$E(^{\circ})$	本震の震源位置(気象庁(2012))	142.8610	応力降下量	$\Delta \sigma_{a2}(\text{MPa})$	$\Delta \sigma_{a2}=S/S_a \cdot \Delta \sigma \times 1.6$	39.4
	基準点深さ	$H(\text{km})$	本震の震源位置(気象庁(2012))	23.7	短周期レベル	$A_{a2}(\text{Nm}/\text{s}^2)$	$A_{a2}=4\pi \sqrt{(S_{a2}/\pi)} \cdot \Delta \sigma_{a2} \cdot V_s^2$	2.13×10^{20}
	基準点~上端	$W_1(\text{km})$	—	55	ライズタイム	$\tau_{a2}(\text{s})$	$\tau_{a2}=0.5W_{a2}/V_r, W_{a2}: \text{アスペリティ幅}$	8.33
	基準点~北縁	$l_1(\text{km})$	—	195	面積	$S_{ai}(\text{km}^2)$	$S_{ai}=S_a/5$	2500
	上端深さ	$h_u(\text{km})$	$h_u=H-W_1 \sin \delta_1$	12.3	地震モーメント	$M_{0ai}(\text{Nm})$	$M_{0ai}=M_{0a} \cdot S_{ai}^{1.5} / \sum S_{aik}^{1.5}=M_{0a}/5$	2.0×10^{21}
下端深さ	$h_l(\text{km})$	$h_l=H+(100-W_1) \sin \delta_1 + 100 \sin \delta_2$	68.9	すべり量	$D_{ai}(\text{m})$	$D_{ai}=M_{0ai}/(\mu S_{ai})$	17.1	
断層面積	$S(\text{km}^2)$	$\log S=M-4.0$	100000	応力降下量	$\Delta \sigma_{ai}(\text{MPa})$	$\Delta \sigma_{ai}=S/S_{ai} \cdot \Delta \sigma \times 1.4$	34.5	
平均応力降下量	$\Delta \sigma(\text{MPa})$	$\Delta \sigma=7/16 \cdot M_0 \cdot (S/\pi)^{-3/2}$	3.08	短周期レベル	$A_{ai}(\text{Nm}/\text{s}^2)$	$A_{ai}=4\pi \sqrt{(S_{ai}/\pi)} \cdot \Delta \sigma_{ai} \cdot V_s^2$	1.86×10^{20}	
地震モーメント	$M_0(\text{Nm})$	$\log M_0=1.5M_w+9.1$	4.0×10^{22}	ライズタイム	$\tau_{ai}(\text{s})$	$\tau_{ai}=0.5W_{ai}/V_r, W_{ai}: \text{アスペリティ幅}$	8.33	
モーメントマグニチュード	M_w	与条件	9.0	面積	$S_b(\text{km}^2)$	$S_b=S-S_a$	87500	
平均すべり量	$D(\text{m})$	$D=M_0/(\mu S)$	8.5	地震モーメント	$M_{0b}(\text{Nm})$	$M_{0b}=M_0-M_{0a}$	3.0×10^{22}	
剛性率	$\mu(\text{N}/\text{m}^2)$	地震本部(2002),(2005)	4.68×10^{10}	すべり量	$D_b(\text{m})$	$D_b=M_{0b}/(\mu S_b)$	7.3	
S波速度	$V_s(\text{km}/\text{s})$	地震本部(2002),(2005)	3.9	応力降下量	$\Delta \sigma_b(\text{MPa})$	$\Delta \sigma_b=0.2 \cdot \Delta \sigma_a$	6.9	
破壊伝播速度	$V_r(\text{km}/\text{s})$	地震本部(2002),(2005)	3.0	ライズタイム	$\tau_b(\text{s})$	$\tau_b=0.5W/V_r$	33.33	
				強震動生成域1, 3, 4, 5	面積	$S_{ai}(\text{km}^2)$	$S_{ai}=S_a/5$	2500
				背景領域	地震モーメント	$M_{0ai}(\text{Nm})$	$M_{0ai}=M_{0a} \cdot S_{ai}^{1.5} / \sum S_{aik}^{1.5}=M_{0a}/5$	2.0×10^{21}
					すべり量	$D_{ai}(\text{m})$	$D_{ai}=M_{0ai}/(\mu S_{ai})$	17.1
					応力降下量	$\Delta \sigma_{ai}(\text{MPa})$	$\Delta \sigma_{ai}=S/S_{ai} \cdot \Delta \sigma \times 1.4$	34.5
					短周期レベル	$A_{ai}(\text{Nm}/\text{s}^2)$	$A_{ai}=4\pi \sqrt{(S_{ai}/\pi)} \cdot \Delta \sigma_{ai} \cdot V_s^2$	1.86×10^{20}
					ライズタイム	$\tau_{ai}(\text{s})$	$\tau_{ai}=0.5W_{ai}/V_r, W_{ai}: \text{アスペリティ幅}$	8.33
				面積	$S_b(\text{km}^2)$	$S_b=S-S_a$	87500	
				地震モーメント	$M_{0b}(\text{Nm})$	$M_{0b}=M_0-M_{0a}$	3.0×10^{22}	
				すべり量	$D_b(\text{m})$	$D_b=M_{0b}/(\mu S_b)$	7.3	
				応力降下量	$\Delta \sigma_b(\text{MPa})$	$\Delta \sigma_b=0.2 \cdot \Delta \sigma_a$	6.9	
				ライズタイム	$\tau_b(\text{s})$	$\tau_b=0.5W/V_r$	33.33	
				Q値	Q	佐藤ほか(1994)	$110f^{0.69}$	
				高域遮断周波数	$f_{\text{max}}(\text{Hz})$	宮城県沖の地域性考慮	18	

4. 検討用地震の地震動評価 基本ケースの断層パラメータ

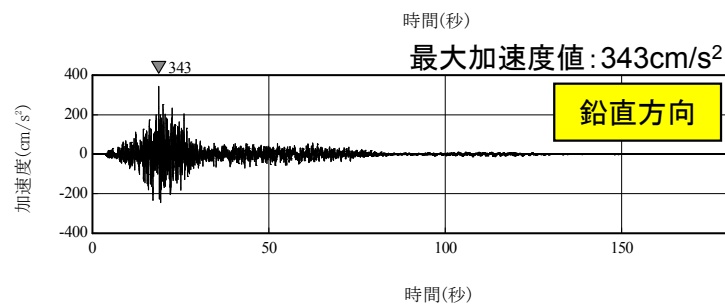
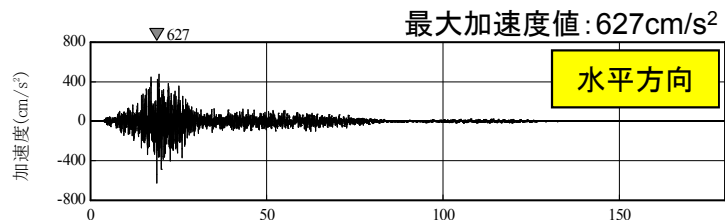
■ 主な断層パラメータの設定根拠

震源パラメータ	パラメータの設定根拠	備考
断層面積	地震規模M9(M=M _w)を基本条件とし、佐藤(1989)の式より、S=100,000km ² と設定。 3.11地震の震源域の長さ約500km×幅約200km=100,000km ² と整合。 また、内閣府(2012b)での3.11地震の断層モデルの整理では72,000~107,100km ² となっており整合している。	
断層長さ	断層面積/断層幅=断層長さ500km。三陸沖中部から茨城県沖の領域に対応。	
断層幅	海溝軸から陸までのプレート境界地震の発生域の幅に対応する幅200kmに設定。	
断層傾斜角	太平洋プレートの形状を考慮して設定している壇ほか(2005)による。	壇ほか(2005)は、地震本部(2005)に基づき設定されている。
断層の走向, すべり角, 破壊開始点	断層の走向とすべり角は、防災科学技術研究所F-netの3.11地震のCMT解。 破壊開始点は、気象庁による3.11地震の震源情報を参照し設定。	
剛性率	地震本部(2002),(2005)による。 1978年宮城県沖地震の観測記録を踏まえて断層パラメータが設定されている。	地震本部(2002)は、地震本部(2005)に改訂されている。
S波速度	地震本部(2002),(2005)による。 1978年宮城県沖地震の観測記録を踏まえて断層パラメータが設定されている。	
破壊伝播速度	地震本部(2002),(2005)による。 1978年宮城県沖地震の観測記録を踏まえて断層パラメータが設定されている。	
高域遮断周波数	地震本部(2005)を参考に、宮城県沖の地域性を考慮し設定。なお、地震本部(2005)は、佐藤ほか(1994)による主に東北地方太平洋岸の海溝型地震の推定値を用いている。	

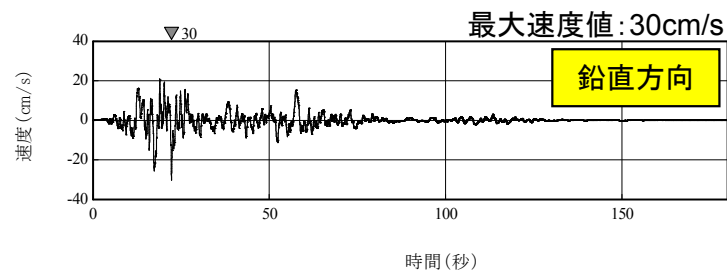
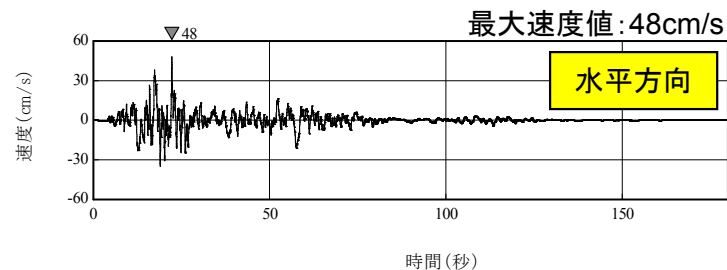
4. 検討用地震の地震動評価

断層モデルによる手法を用いた地震動評価

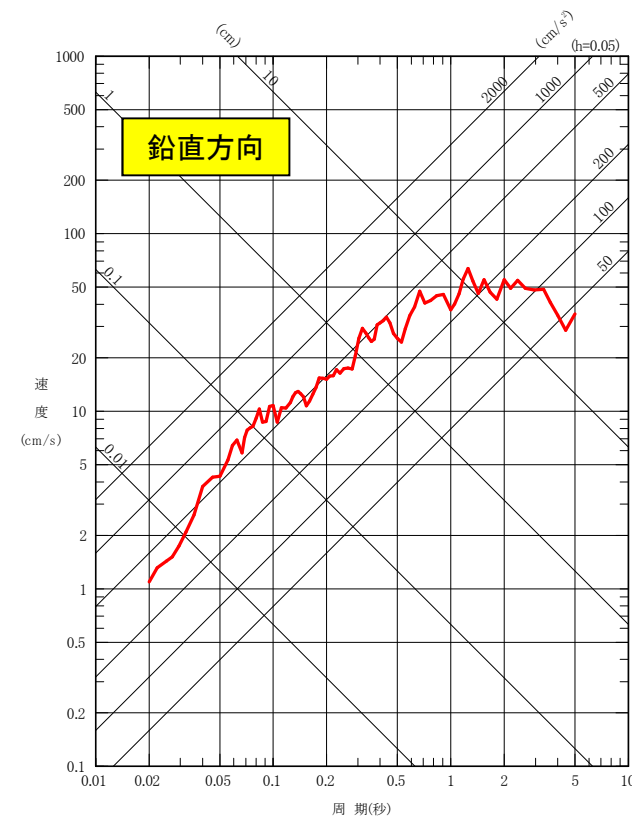
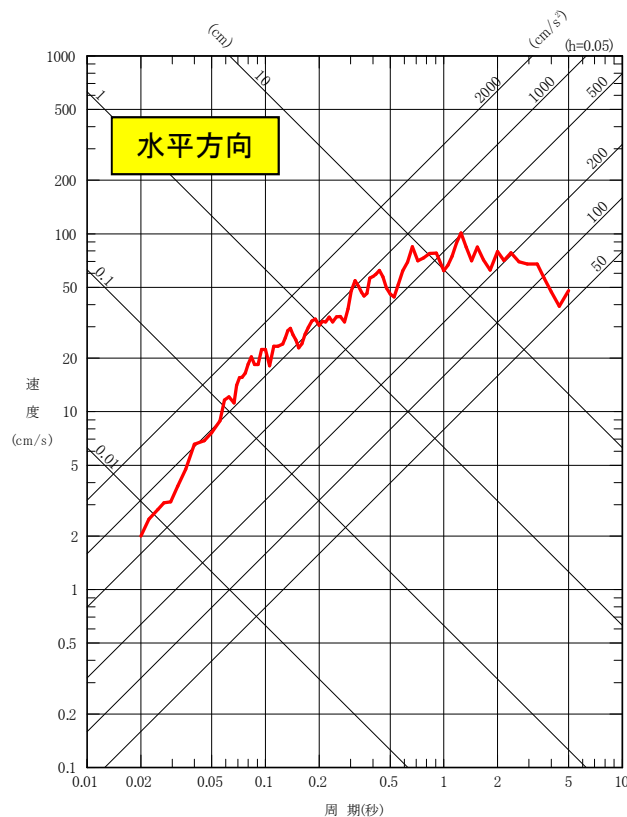
■ 断層モデルによる手法を用いた地震動評価結果 基本ケース



加速度時刻歴波形



速度時刻歴波形

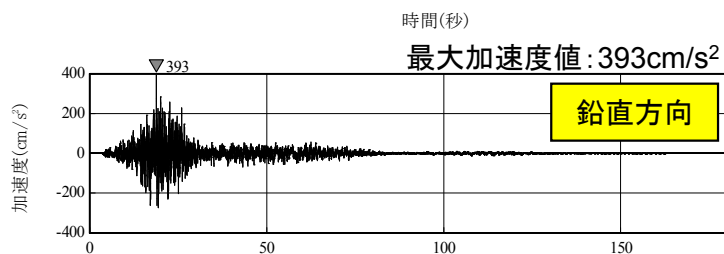
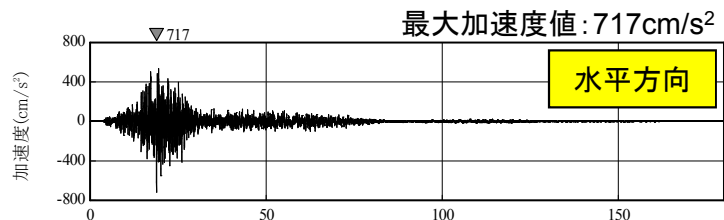


応答スペクトル

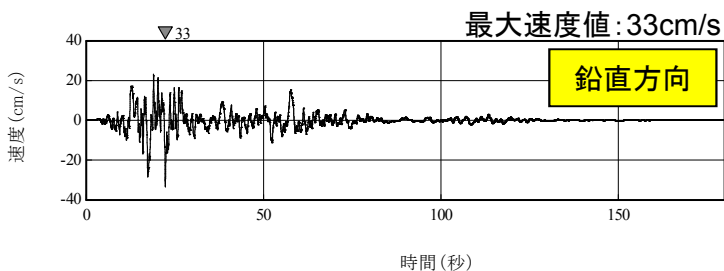
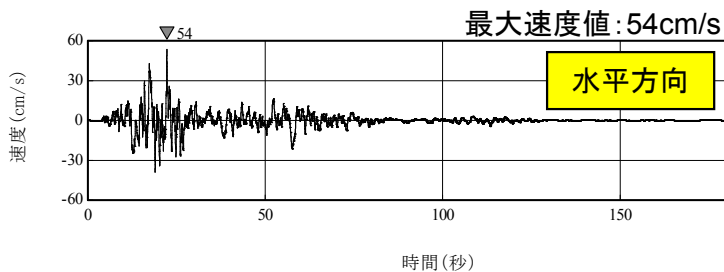
4. 検討用地震の地震動評価

断層モデルによる手法を用いた地震動評価

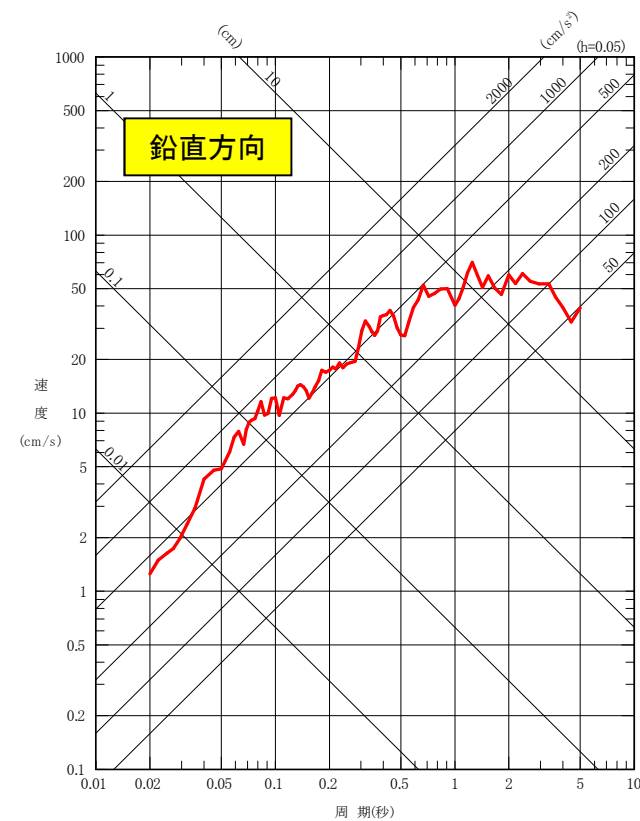
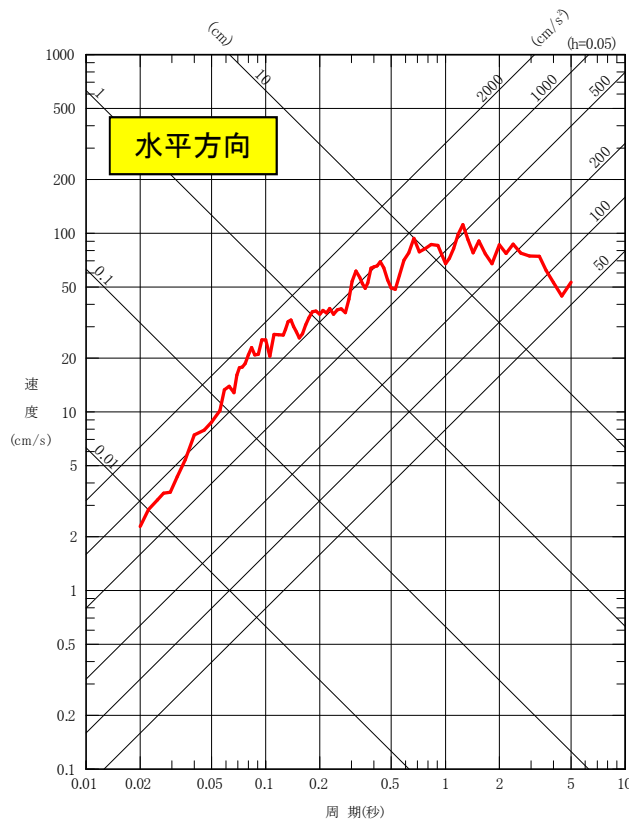
■ 断層モデルによる手法を用いた地震動評価結果 不確かさケース1 応力降下量(短周期レベル)



加速度時刻歴波形



速度時刻歴波形



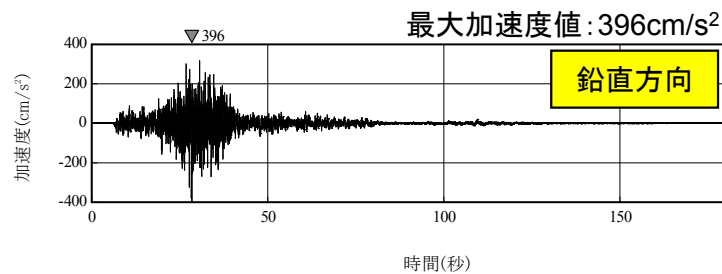
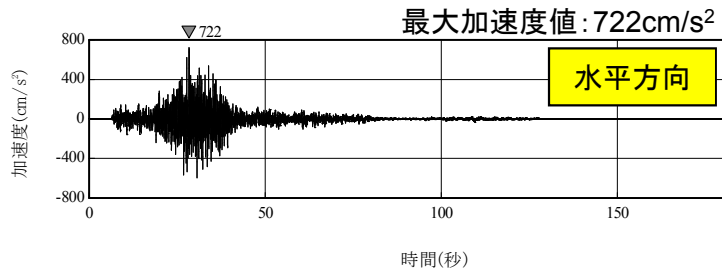
応答スペクトル

4. 検討用地震の地震動評価

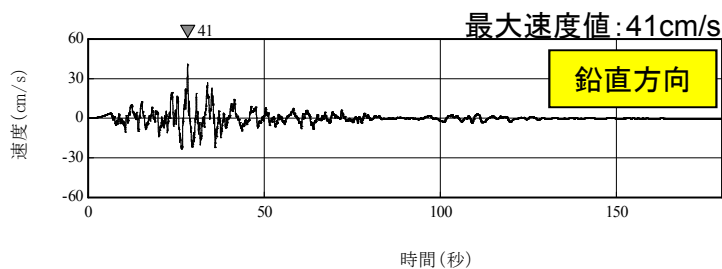
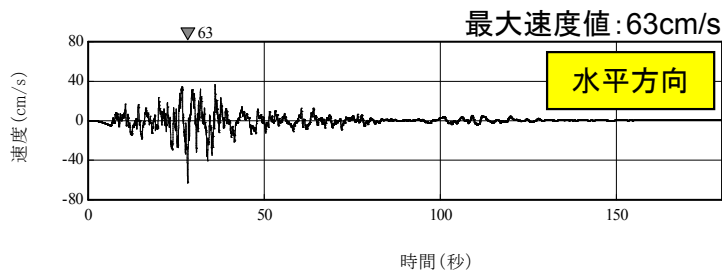
断層モデルによる手法を用いた地震動評価

■ 断層モデルによる手法を用いた地震動評価結果 不確かさケース2

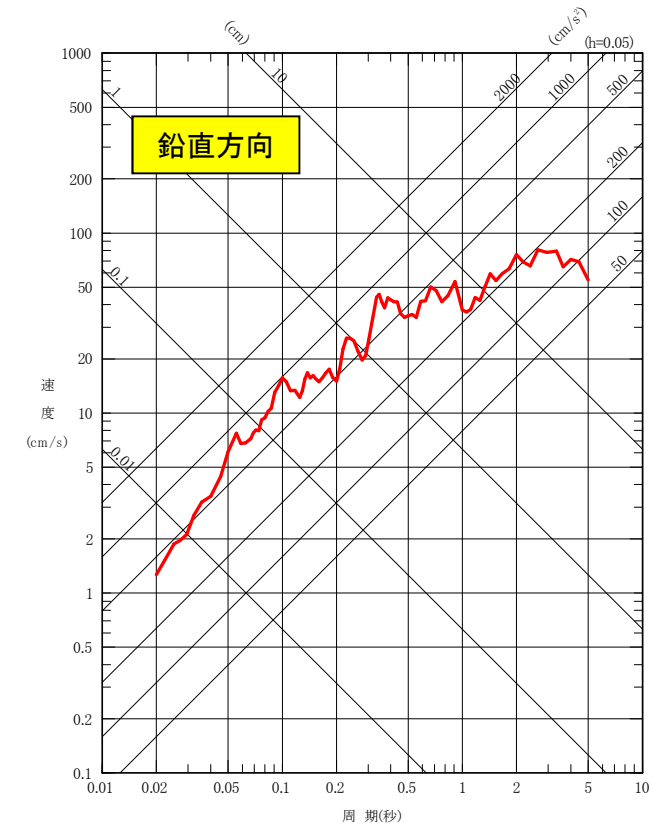
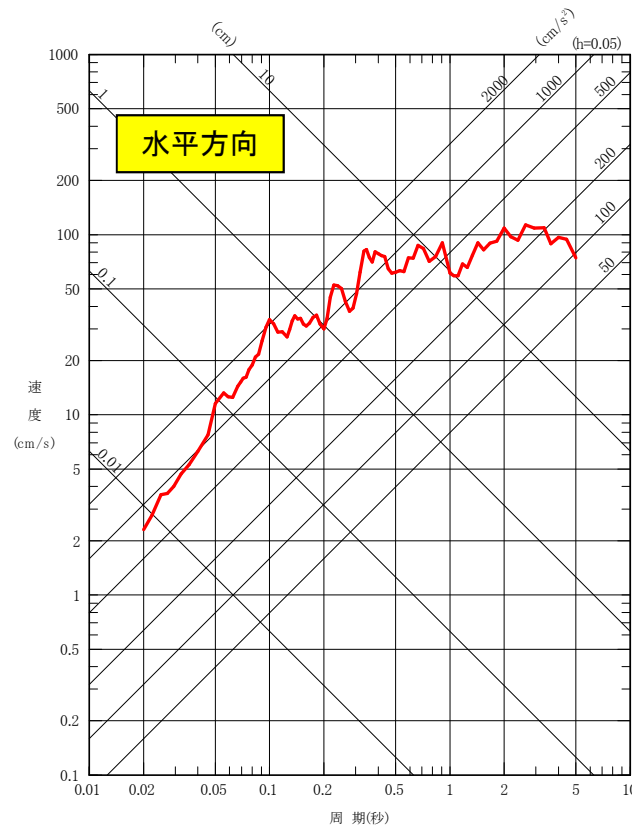
SMGA位置と応力降下量(短周期レベル)の不確かさの重畳



加速度時刻歴波形



速度時刻歴波形



応答スペクトル

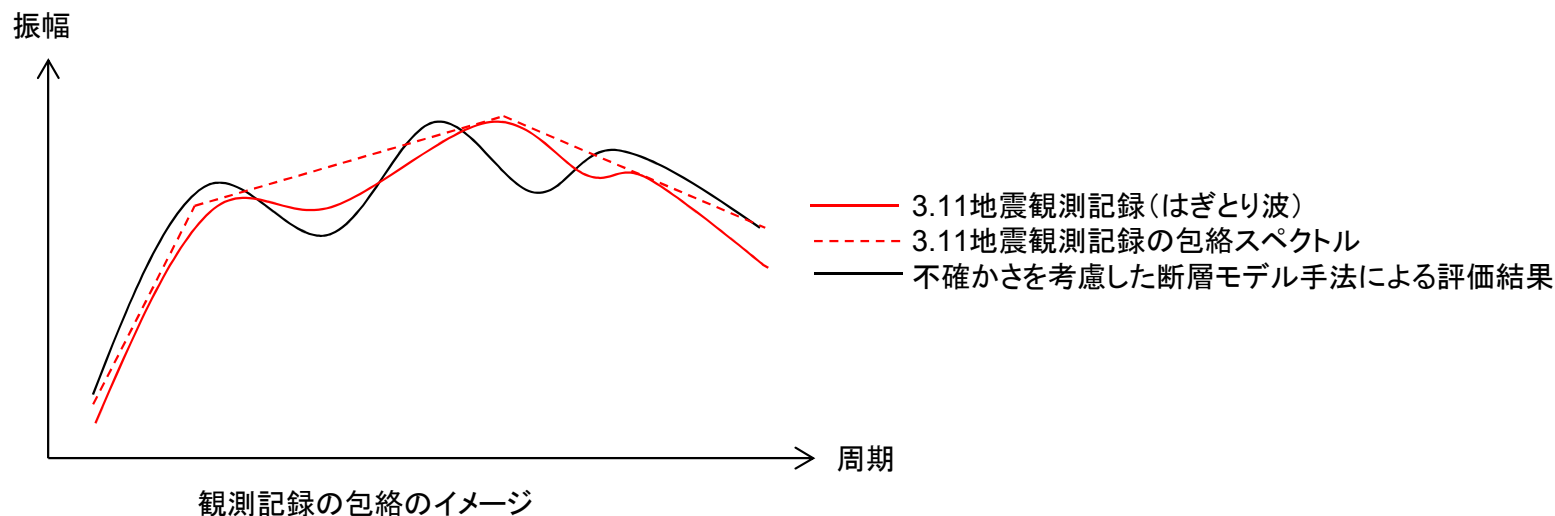
4. 検討用地震の地震動評価

応答スペクトルに基づく地震動評価

■ 応答スペクトルに基づく地震動評価

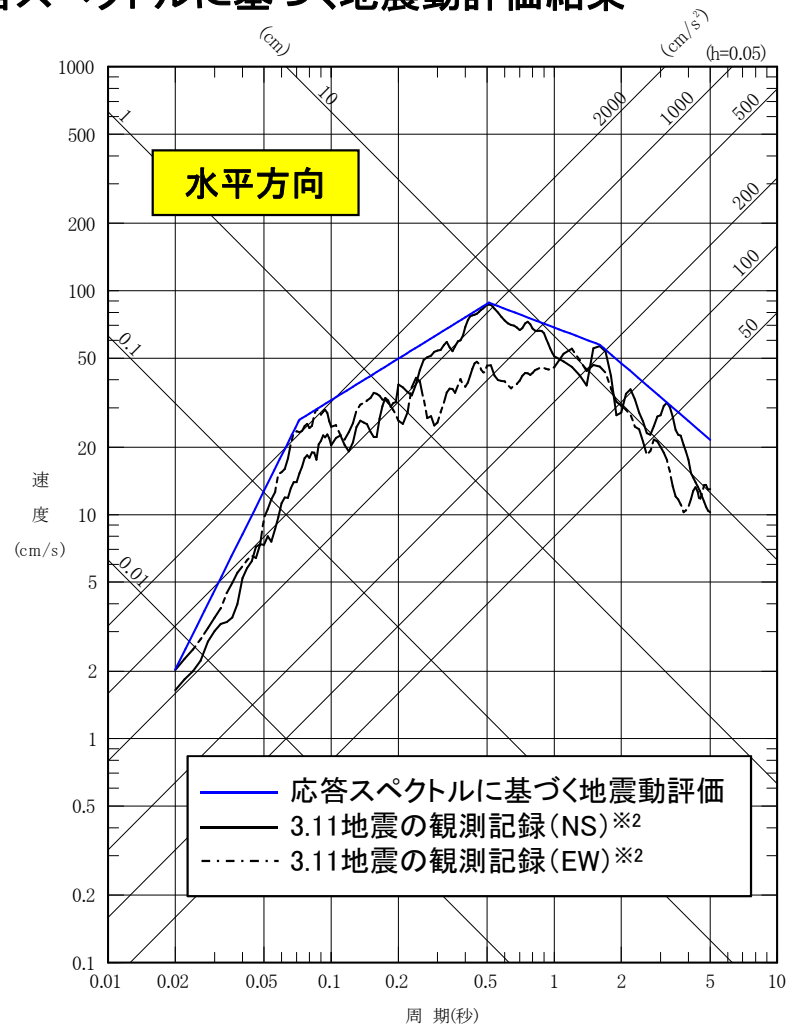
- ・3.11地震の各地で観測された揺れは、地震動的にはM8前半の規模を適用した距離減衰式と整合することが指摘されているが、具体的にどのような規模を当てはめるか、また、応答スペクトルの周波数特性まで整理した検討については課題となっている。
- ・一方、敷地では3.11地震の観測記録※が得られていることから、距離減衰式による評価に代わり、この観測記録に基づき地震動を設定する。設定においては、観測記録と断層モデル手法による評価結果を比較した際、観測記録が不確かさを考慮した断層モデル手法による評価結果を上回る周期帯に余裕を持たせるよう観測記録を包絡した応答スペクトルを設定する。この観測記録を包絡した応答スペクトルを応答スペクトルに基づく手法による地震動評価とする。
- ・なお、余裕の考慮については、観測記録を一律係数倍する方法も考えられるが、観測記録が不確かさを考慮した断層モデル手法による評価結果を上回る周期帯に対してより多くの余裕を持たせるためには、スペクトルの山谷を一律係数倍するよりも、振幅レベルの小さい谷の部分がより効果的に包絡される包絡スペクトルの方が適していると考えられる。

※：敷地岩盤上部(O.P.-8.6m)の観測記録について、表層の影響を除去したはぎとり波。

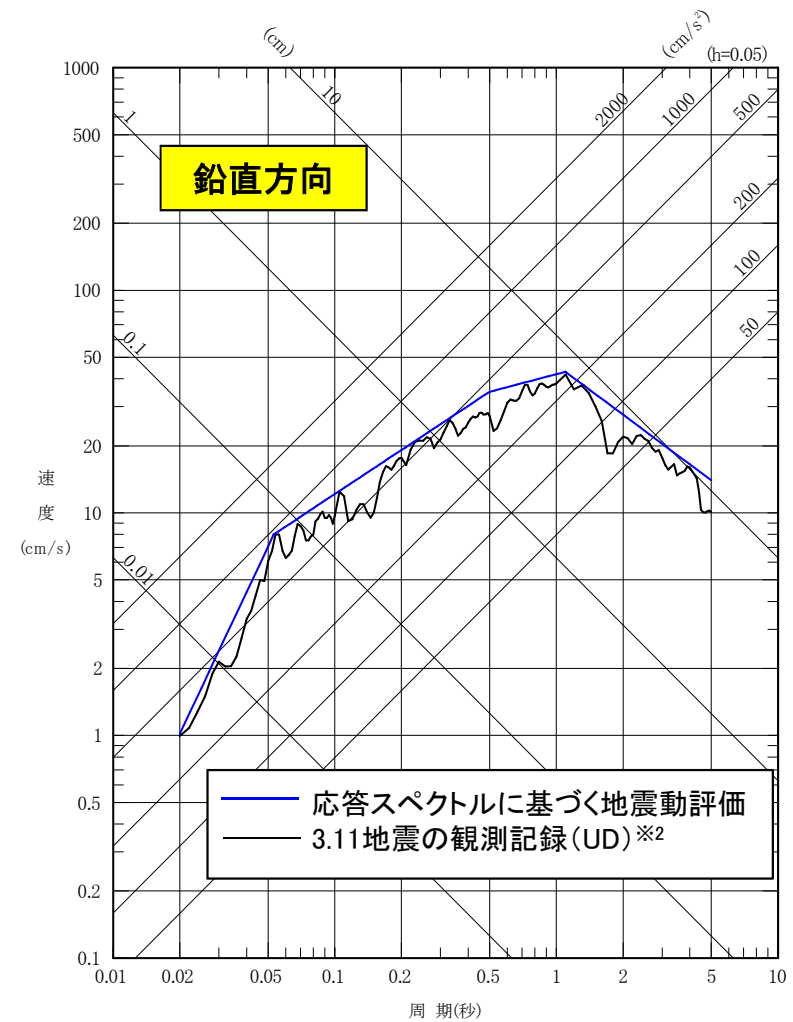


4. 検討用地震の地震動評価 応答スペクトルに基づく地震動評価

■ 応答スペクトルに基づく地震動評価結果



SI比^{※1} 水平方向:1.21



SI比^{※1} 鉛直方向:1.17

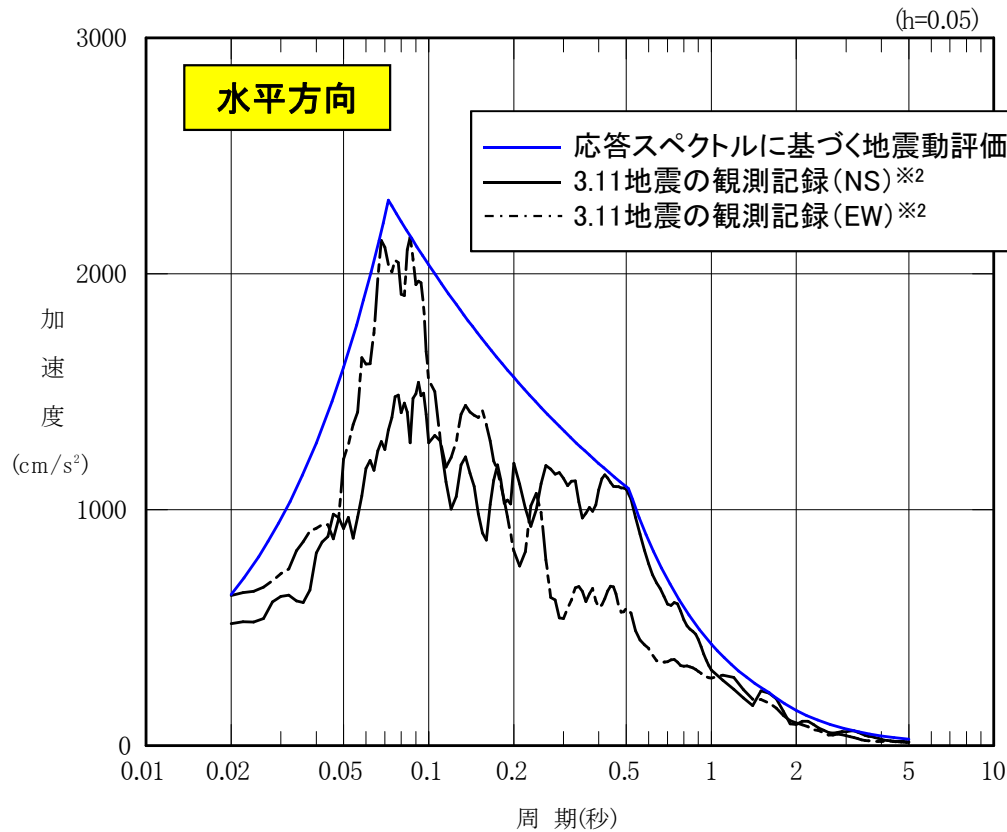
※1: 3.11地震に対する応答スペクトルに基づく評価のSI比(応答スペクトル強さの比), $0.1 \leq T \leq 2.5$, $h=0.05$

※2: 敷地岩盤上部(O.P.-8.6m)の観測記録について、表層の影響を除去したはぎとり波。

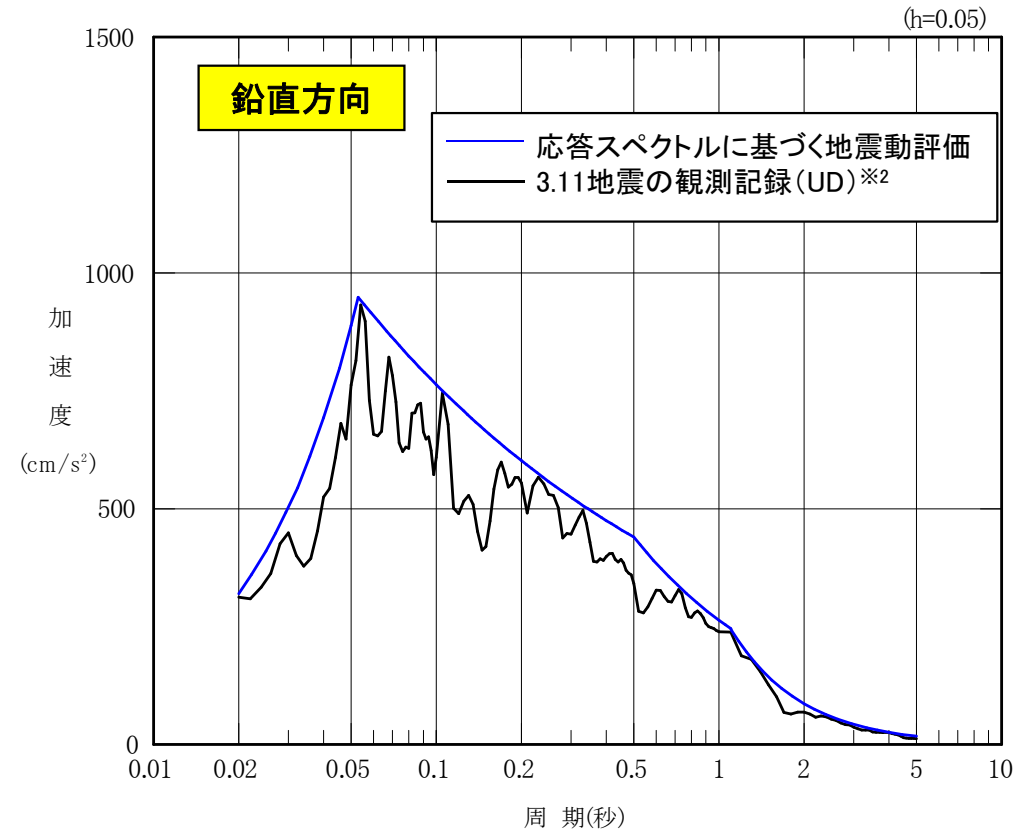
- ・3.11地震の観測記録(はぎとり波)に対して、これを包絡して余裕を持たせた応答スペクトルを設定。
- ・3.11地震の観測記録(はぎとり波)の応答スペクトルで谷となる周期帯に対して十分な余裕を確保している。

4. 検討用地震の地震動評価 応答スペクトルに基づく地震動評価

■ 応答スペクトルに基づく地震動評価結果



SI比^{※1} 水平方向:1.21



SI比^{※1} 鉛直方向:1.17

※1: 3.11地震に対する応答スペクトルに基づく評価のSI比(応答スペクトル強さの比), $0.1 \leq T \leq 2.5$, $h=0.05$

※2: 敷地岩盤上部(O.P.-8.6m)の観測記録について、表層の影響を除去したはざとり波。

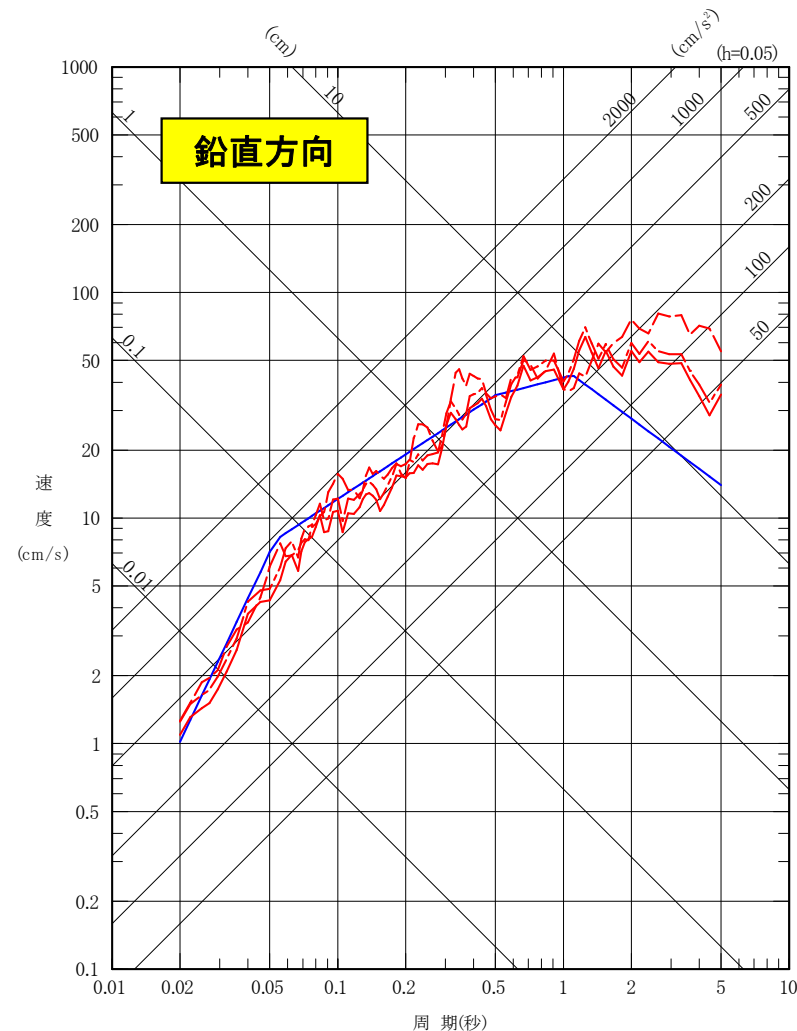
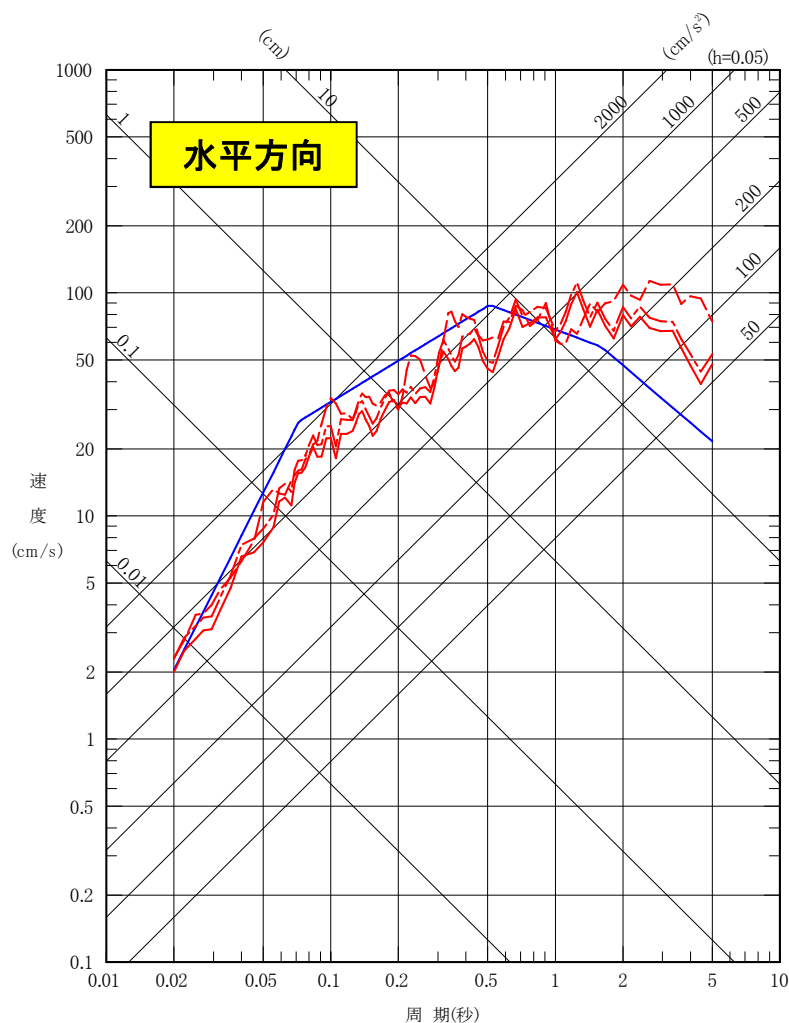
4. 検討用地震の地震動評価

検討用地震の地震動評価 まとめ

■断層モデルによる評価(基本ケース, 不確かさケース), 応答スペクトルに基づく評価

- 断層モデルによる評価(基本ケース)
- - - 断層モデルによる評価(不確かさケース1)
- - - 断層モデルによる評価(不確かさケース2)
- 応答スペクトルに基づく評価

- 断層モデルによる評価(基本ケース)
- - - 断層モデルによる評価(不確かさケース1)
- - - 断層モデルによる評価(不確かさケース2)
- 応答スペクトルに基づく評価

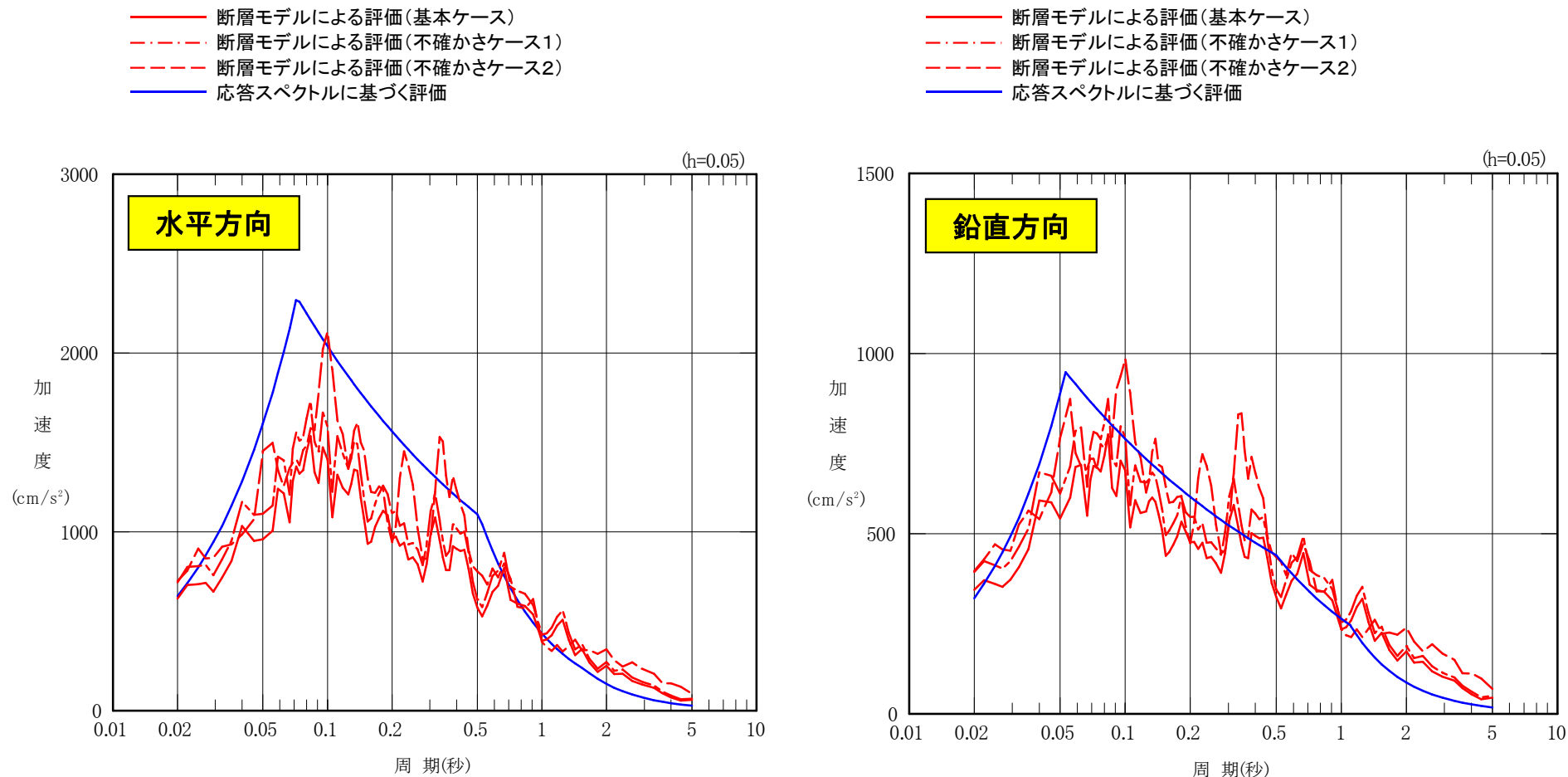


応答スペクトル

4. 検討用地震の地震動評価

検討用地震の地震動評価 まとめ

■断層モデルによる評価(基本ケース, 不確かさケース), 応答スペクトルに基づく評価



応答スペクトル

4. 検討用地震の地震動評価

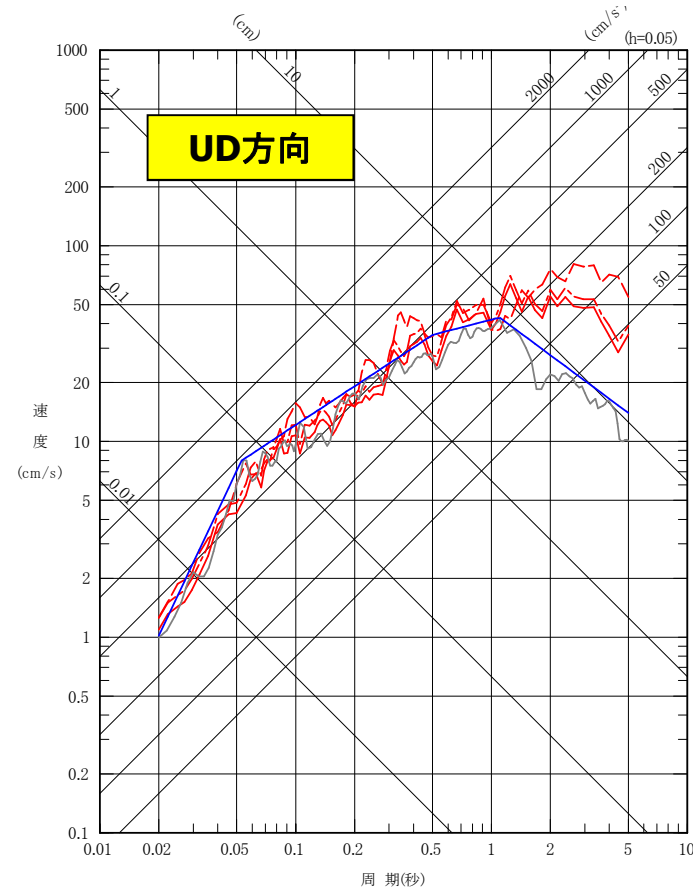
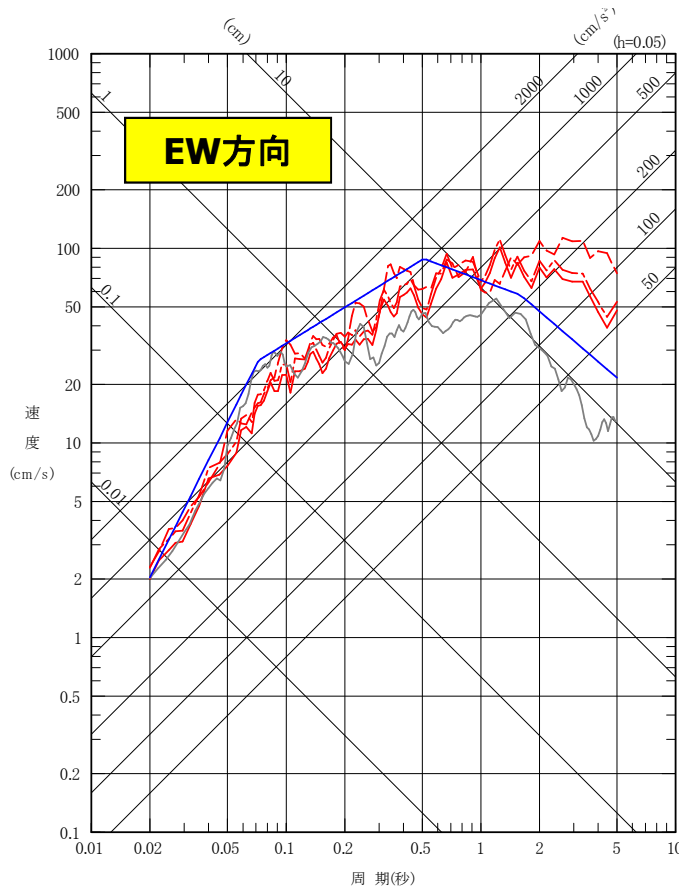
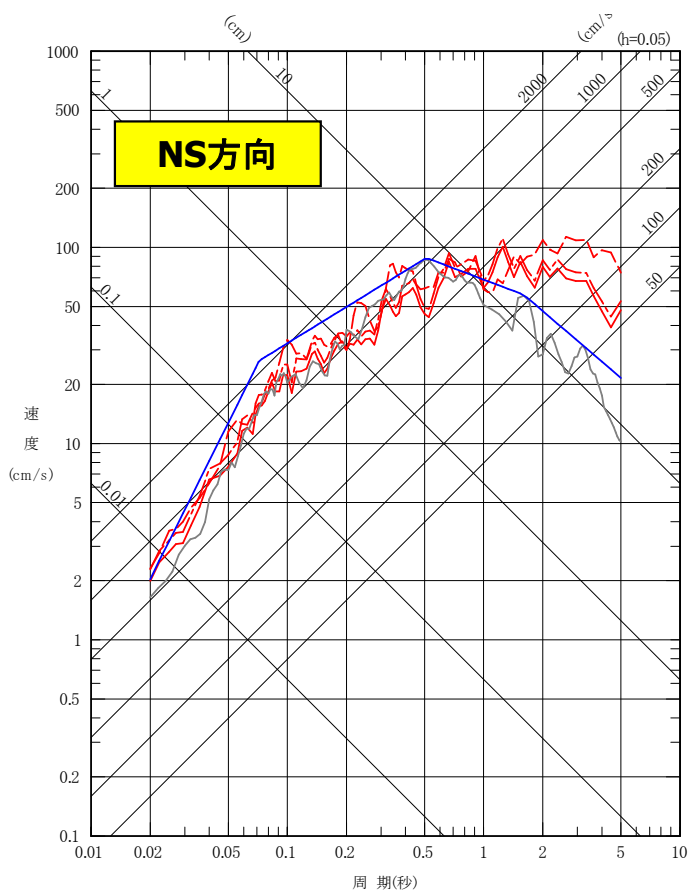
検討用地震の地震動評価 まとめ

(参考) 検討用地震の地震動評価結果と3.11地震の観測記録(はぎとり波)

- 断層モデルによる評価(基本ケース)
- - - 断層モデルによる評価(不確かさケース1)
- - - 断層モデルによる評価(不確かさケース2)
- 応答スペクトルに基づく評価
- 3.11地震の観測記録(NS方向)※

- 断層モデルによる評価(基本ケース)
- - - 断層モデルによる評価(不確かさケース1)
- - - 断層モデルによる評価(不確かさケース2)
- 応答スペクトルに基づく評価
- 3.11地震の観測記録(EW方向)※

- 断層モデルによる評価(基本ケース)
- - - 断層モデルによる評価(不確かさケース1)
- - - 断層モデルによる評価(不確かさケース2)
- 応答スペクトルに基づく評価
- 3.11地震の観測記録(UD方向)※



応答スペクトル

※: 敷地岩盤上部(O.P.-8.6m)の観測記録について、表層の影響を除去したはぎとり波。

参考文献

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): 標準的な強震動予測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, 日本地震工学会第10回年次大会梗概集
2. 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.
3. 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>
4. 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
5. 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.
6. 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
7. 気象庁 (1951~2012): 地震月報ほか
8. 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
9. 三浦武亜 (1964): 気象庁震度の変遷 明治17年以降, 測候時報, 31
10. 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
11. 勝又譲, 徳永規一 (1971): 震度IVの範囲と地震の規模および震度と加速度の対応, 験震時報, 第36巻
12. 気象庁震度データベース検索: <http://www.data.jma.go.jp/svd/eqdb/data/shindo/index.php>
13. 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
14. 気象庁 (2012): 気象庁技術報告 第133号 平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震調査報告
15. 東日本大震災合同調査報告書編集委員会 (2014): 東日本大震災合同調査報告 共通編1 地震・地震動, 公益社団法人日本地震工学会, 2014
16. 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)
17. 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*, Vol. 58, pp.1561-1566, 2006
18. 内閣府 (2012a): 南海トラフの巨大地震による震度分布・津波高さについて(第一次報告), 南海トラフの巨大地震モデル検討会
19. 川辺秀憲, 釜江克宏, 上林宏 (2011): 2011年東北地方太平洋沖地震 (Mw9.0) の震源のモデル化, 日本地球惑星科学連合2011年大会
20. 佐藤智美 (2011): 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の推定と震源パラメータのスケールリング則の考察, 日本地震学会講演予稿集, 2011
21. Lay, T., H. Kanamori, C.J. Ammon, K. D. Koper, A. R. Hutko, L. Ye, H. Yue, and T. M. Rushing (2012): Depth-varying rupture properties of subduction zone megathrust faults, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 117, B04311, 2012

参考文献

- 22.Koper, K. D., A. R. Hutko, T. Lay, C. J. Ammon, and H.Kanamori (2011) : Frequency-dependent rupture process of the 2011 Mw 9.0 Tohoku earthquake: Comparison of short-period P wave backprojection images and broadband seismic rupture models, Earth Planets Space, 63
- 23.地震調査研究推進本部(2014):全国地震動予測地図 2014年版
- 24.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
- 25.司宏俊, 翠川三郎, 堤英明, 野田朱美, 正月俊行(2011):地震基盤における震源近傍まで適用できる応答スペクトル距離減衰式の整備に関する研究, 日本地球惑星科学連合大会2011年大会発表
- 26.Uchida,N. and T.Matsuzawa(2011):Coupling coefficient, hierarchical structure, and earthquake cycle for the source area of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake inferred from small repeating earthquake data, Earth Planets Space,Vol. 63, pp.675-679, 2011
- 27.Sun,T., K.Wang, T. Iinuma, R. Hino, J. He, H.Fujimoto, M.Kido,Y. Osada, S.Miura, Y.Ohta4,and Y.Hu(2014):Prevalence of viscoelastic relaxation after the 2011Tohoku-oki earthquake, Nature,Vol. 514, 2014
- 28.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)
- 29.松島信一, 川瀬博(2006):海溝性地震におけるスーパーアスペリティモデルの提案, 月刊地球号外, No.55, pp.98-102, 2006
- 30.川辺秀憲, 釜江克宏(2013):2011年東北地方太平洋沖地震の震源のモデル化, 日本地震工学会論文集 第13巻, 第2号(特集号)
- 31.Kurahashi, S. and K. Irikura (2013) : Short-Period Source Model of the 2011 Mw 9.0 Off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake, Bull. Seism. Soc. Am, Vol.103, May 2013
- 32.Asano, K. and T. Iwata(2012): Source model for strong ground motion generation in the frequency range 0.1-10Hz during the 2011 Tohoku earthquake, Earth Planets Space, Vol. 64(No. 12), pp. 1111-1123, 2012
- 33.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, 675, 695-704
- 34.内閣府(2012b):南海トラフの巨大地震モデル検討会(第二次報告)強震断層モデル編-強震断層モデルと震度分布について-
- 35.地震調査研究推進本部(2009):全国地震動予測地図
- 36.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
- 37.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, 2006.10
- 38.Satoh,T.(2006):High-stress drop interplate and intraplate earthquakes occurred off shore of Miyagi prefecture,Japan,Third International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion,Grenoble,France,30 August-1 September,pp.689-698

参考文献

- 39.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
- 40.壇一男, 畑奈緒未, 武藤尊彦, 宮腰淳一, 神田順(2005):シナリオ地震の生起確率を考慮した基準地震動策定に関する研究(その3)宮城県沖で発生するプレート境界大地震の断層破壊シナリオとそれに基づく強震動の計算, 日本建築学会大会学術講演梗概集(近畿), B-1, 構造 I, 2005
- 41.気象庁(2012):気象庁技術報告 第133号 平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震調査報告
- 42.地震調査研究推進本部(2002):宮城県沖地震を想定した強震動評価手法について(中間報告)
- 43.佐藤智美, 川瀬博, 佐藤俊明(1994):ボアホール観測記録を用いた表層地盤同定手法による工学的基盤波の推定及びその統計的経時特性, 日本建築学会構造系論文集, 第461号
- 44.佐藤良輔(1989):日本の地震断層パラメター・ハンドブック, 鹿島出版会

【補足説明資料】

- 1. 3.11地震の強震動による断層モデル.....79
- 2. 検討用地震の断層モデル..... 84
- 3. SMGA内の不均質性を考慮した断層モデルによる検討..... 112
- 4. 検討用地震の経験的グリーン関数法による検討..... 116

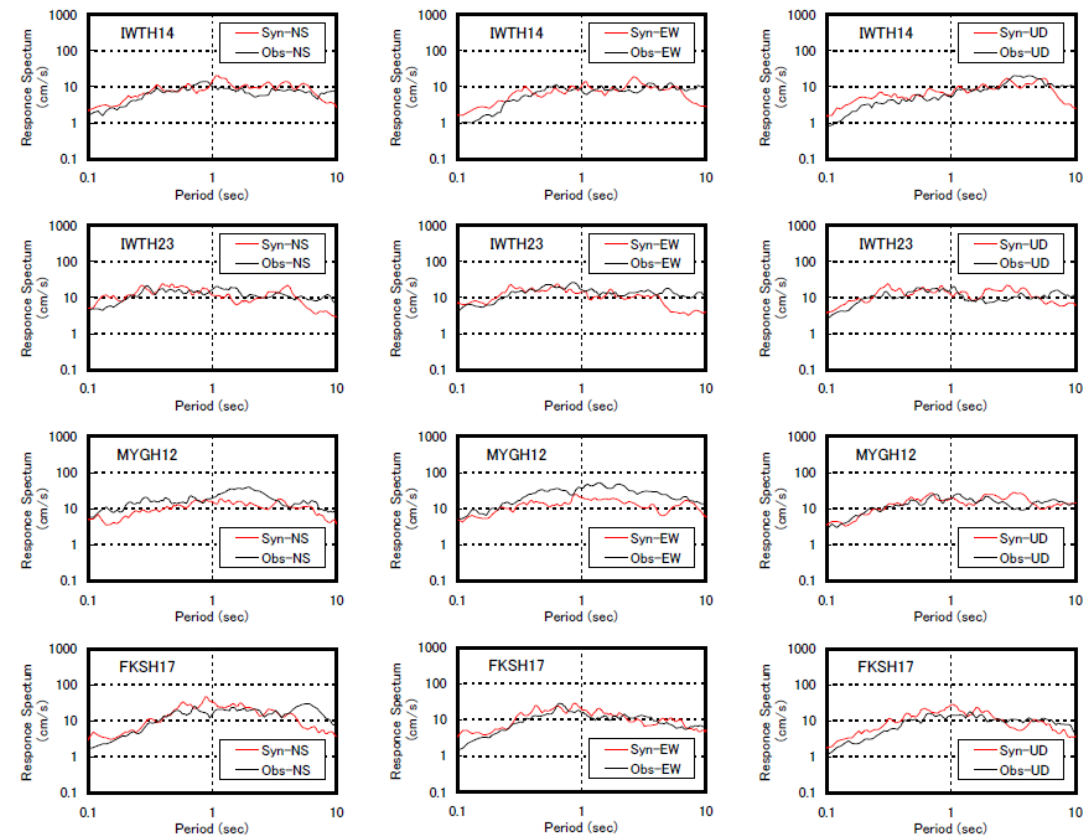
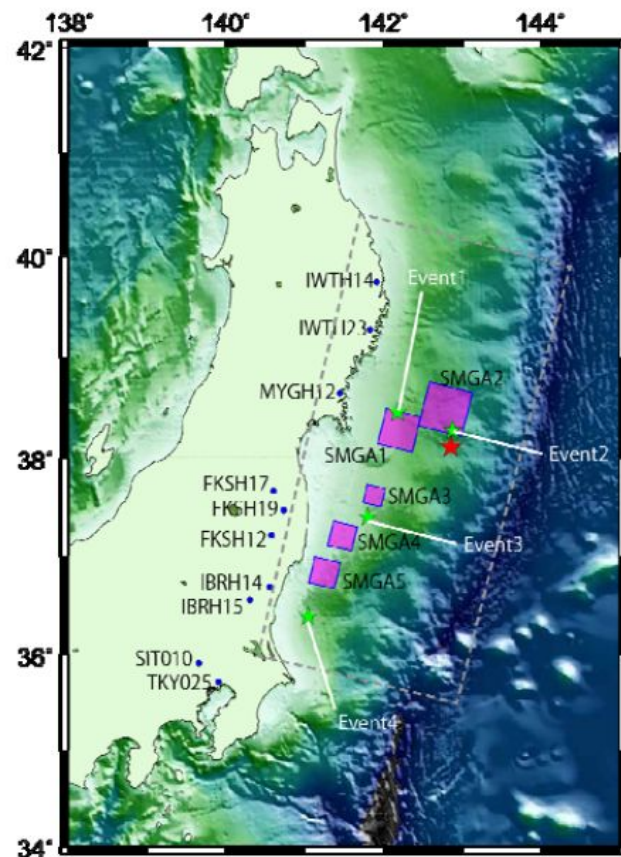
【補足説明資料】

1. 3.11地震の強震動による断層モデル

1. 3.11地震の強震動による断層モデル 川辺・釜江(2013)の断層モデル

■川辺・釜江(2013)の概要

- 太平洋沿岸部のKiK-net観測記録(0.1~10Hz)を用いて、経験的グリーン関数法によって強震動生成域(SMGA)によるモデル化を行った。
- 結果として、宮城県沖、福島県沖、茨城県沖に全体で5ヶ所のSMGAを配置した震源モデルを提案した。これらのSMGAの位置は、地震本部の東北沖のプレート境界地震の想定震源位置とそれぞれほぼ対応している。また、遠地実体波、津波等の震源インバージョンにより求めたすべり分布とは大きく異なっている。
- 周期0.1~10秒程度の強震動を単純化した5つのSMGAからなる震源モデルによって再現でき、本研究で用いた震源のモデル化手法が海溝型巨大地震時の強震動予測にも有効である。



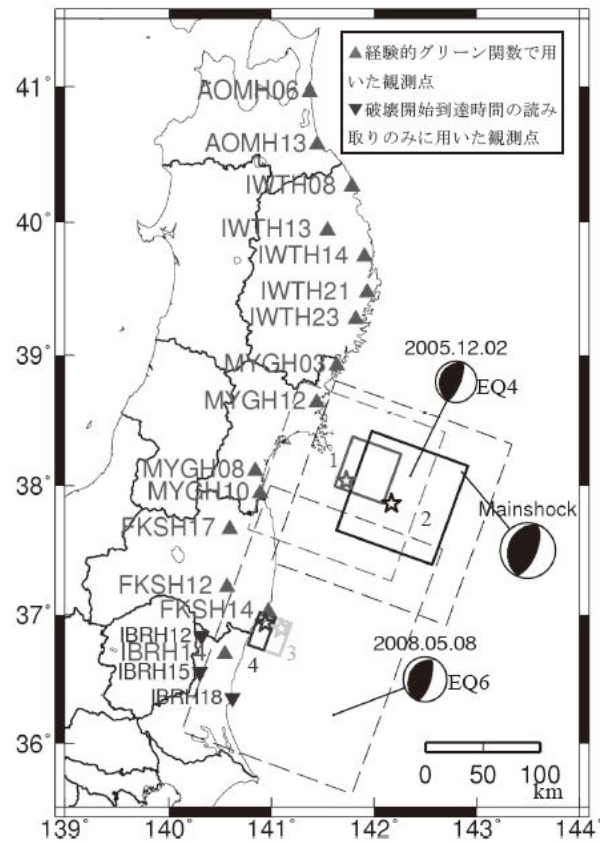
経験的グリーン関数法に基づくSMGAモデル

観測記録(Obs)と経験的グリーン関数法による合成波形(Syn)の
擬似速度応答スペクトル

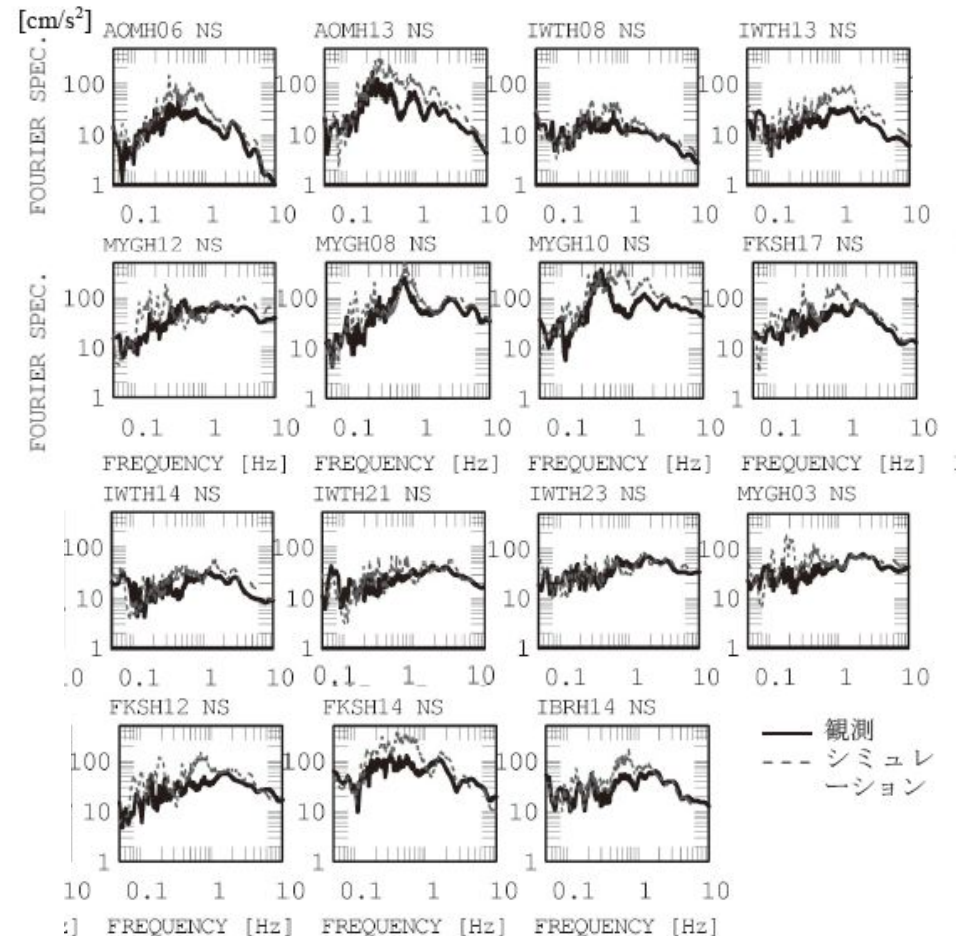
1. 3.11地震の強震動による断層モデル 佐藤(2012)の断層モデル

■ 佐藤(2012)の概要

- 太平洋沿岸部の15地点のKiK-net観測点の記録(0.05~10Hz)を用いて、経験的グリーン関数法に基づき3.11地震に対する強震動生成域(SMGA)からなる震源モデルを推定した。
- SMGAは、宮城県沖に2つ、福島県沖と茨城県の県境の海岸沿いに2つ推定された。宮城県沖の1つ目が陸より、2つ目は1つ目の東側に一部重なりをもちつつ震源位置付近まで広がっている。この重なっている領域は、1978年宮城県沖地震のSMGAともオーバーラップしている。本震のSMGAは、海溝付近のすべり量の大きい領域とは異なる。
- NS成分の観測波とシミュレーション波の加速度フーリエスペクトルを比較すると、0.2~0.5Hz付近でシミュレーション波がやや過大評価である観測点が多いが、スペクトル形状は、ほぼ再現されている。



経験的グリーン関数法に基づく強震動生成域

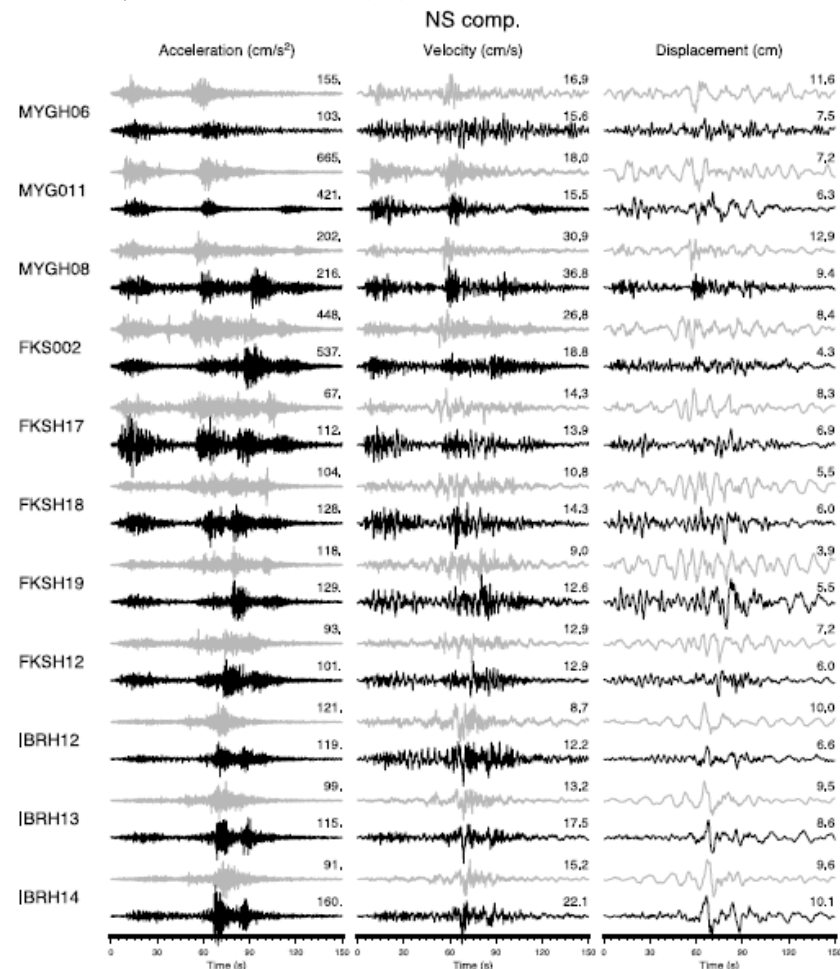
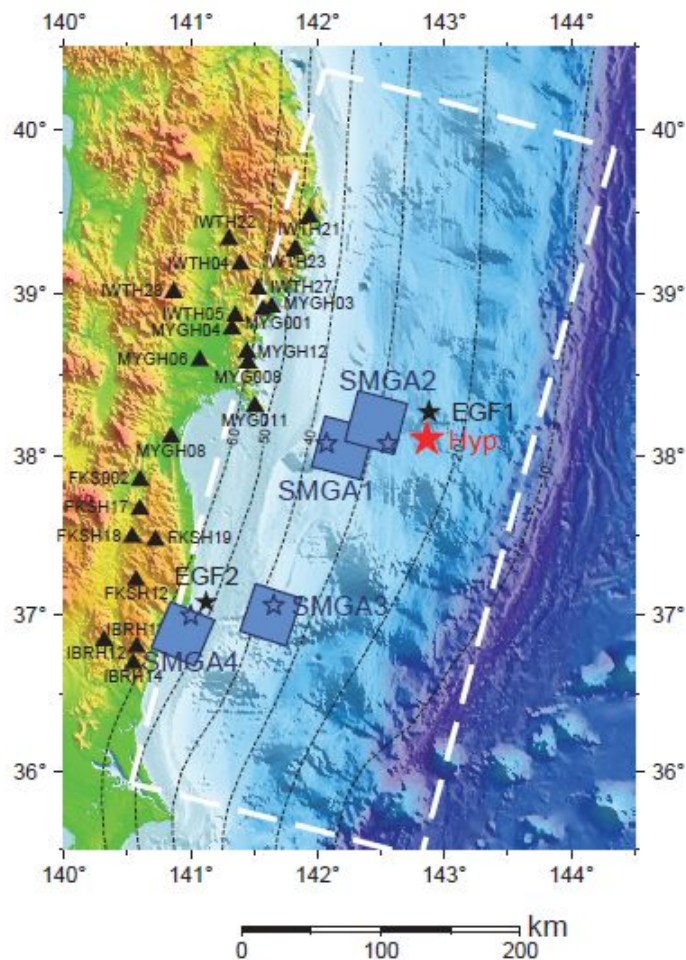


観測波形とシミュレーション波形の加速度フーリエスペクトル(NS成分)

1. 3.11地震の強震動による断層モデル Asano and Iwata (2012)の断層モデル

■ Asano and Iwata (2012)の概要

- ・経験的グリーン関数法を用いた0.1~10Hzの広帯域強震動シミュレーション解析に基づいて、4つの強震動生成域 (SMGA) で構成される3.11地震の震源モデルを評価した。
- ・2つのSMGAは震源位置の西の宮城県沖に位置し、残りの2つは福島県沖にあり、いずれも断層面の深い位置にある。強震動はこれらのSMGAからの影響が大きい。応力降下量は6.6~27.9MPaで過去にこの地域で発生したM7クラスの地震に近い。
- ・シミュレーションで合成した波形と観測記録は概ね対応している。
- ・3.11地震のSMGAは1930年以降に発生した宮城県沖や福島県沖の大地震と空間的に一致する。



経験的グリーン関数法に基づくSMGAモデル

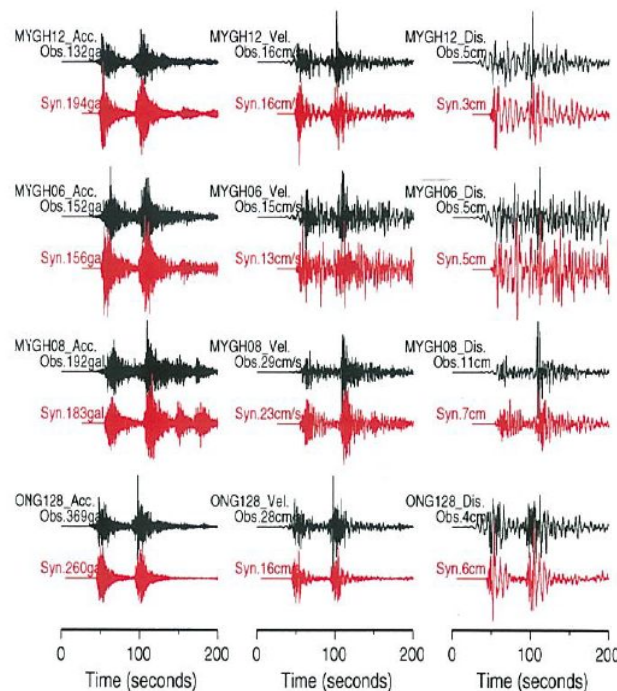
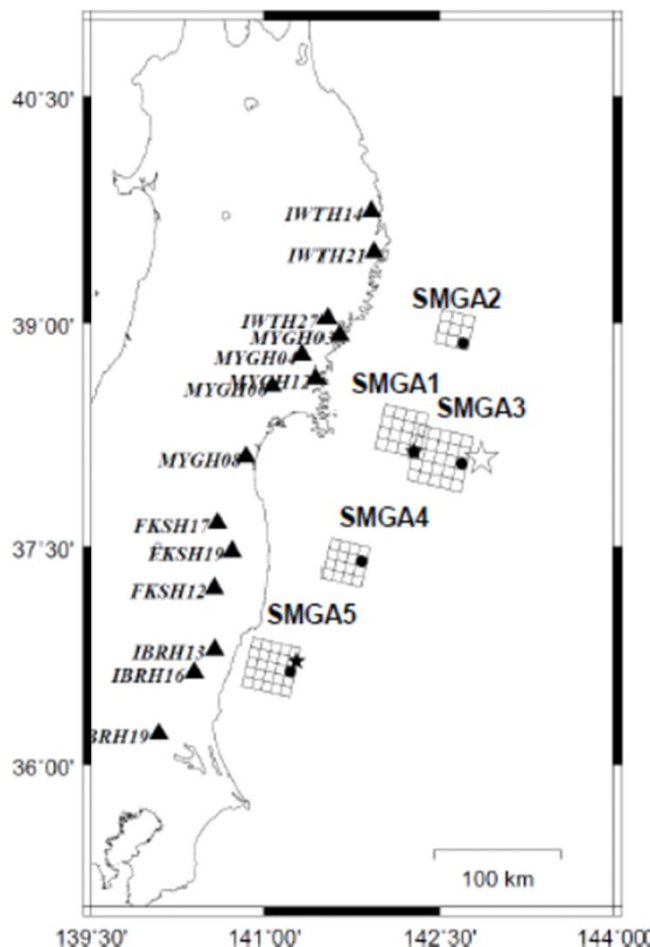
0.1~10Hzの観測波(上のグレー)とシミュレーションした波形(下の黒)

1. 3.11地震の強震動による断層モデル

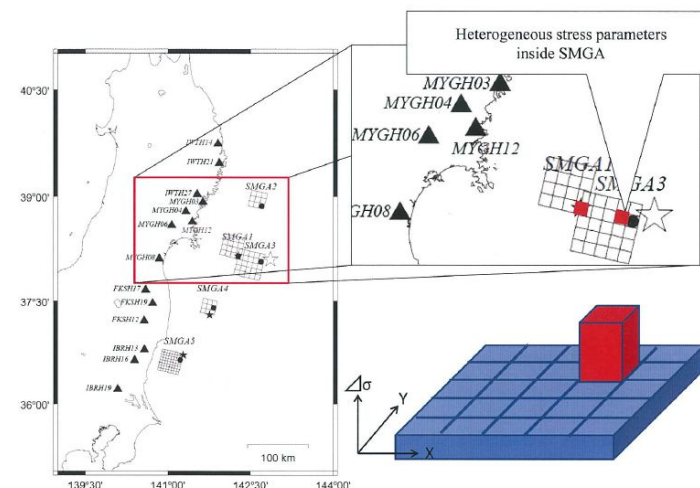
Kurahashi and Irikura (2013)の断層モデル

■ Kurahashi and Irikura (2013)の概要

- ・3.11地震の強震記録 (0.1~10Hz)に対するシミュレーションを通して、大加速度を有する記録の分析を行った。
- ・震源モデルの推定手法は、2つのサブイベントを用いた経験的グリーン関数法である。求められた震源モデルは、5つの強震動生成域 (SMGA)が震央の西側に位置し、down-dip端に沿って存在するものである。
- ・この震源モデルを用いた、SMGA内の応力降下量の不均質性について考察しており、大加速度を伴う衝撃的なパルス波は、SMGA内の応力降下量の不均質性を持たせることにより再現できる可能性を指摘している。



観測記録 (Obs, 黒) と経験的グリーン関数法による合成波形 (Syn, 赤)



SMGAモデルとSMGA内の不均質性

経験的グリーン関数法に基づくSMGAモデル

【補足説明資料】

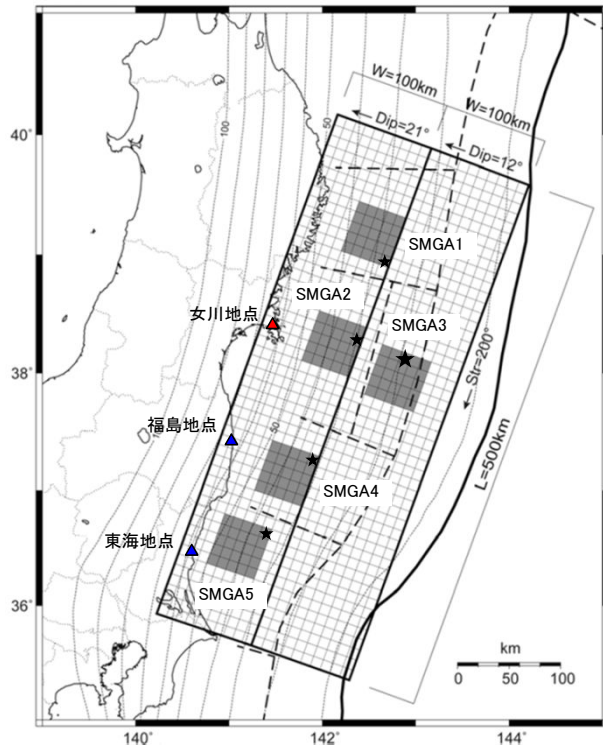
2. 検討用地震の断層モデル

2. 検討用地震の断層モデル

3.11地震のポストディクシオン(諸井ほか(2013))の概要

■ 諸井ほか(2013)による強震動シミュレーション

- 地震発生前の先験情報を基に、3.11地震の震源のモデル化を行い、各発電所地点の強震動をどの程度予測可能であったかを検討している。



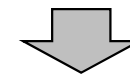
断層モデル(諸井ほか(2013))に一部加筆)

■ : 強震動生成域 (SMGA), ★ : 破壊開始点

断層パラメータ

	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	—

- 地震前の先験情報に基づく標準的な強震動レシピにより3.11地震と同規模の地震の震源をモデル化。
- 各領域に強震動生成域(SMGA)を配置し、複数の領域が連動する地震を考慮。
- 女川、福島第一、東海第二の各原子力発電所の強震動を統計的グリーン関数法により再現を実施。
- 福島第一、東海第二は観測記録と整合。女川については、地域性を考慮して短周期レベル(応力降下量)を標準より大きくすることにより観測記録と整合。



(結果)

- M9地震についてもレシピの有効性が確認された。
- 地域性の考慮の必要性が確認された。**

2. 検討用地震の断層モデル

3.11地震のポストディクション(諸井ほか(2013))の概要

■ 諸井ほか(2013)による強震動シミュレーション

・統計的グリーン関数法に用いた各地点の地盤モデル

【女川地点】

境界の深さ		層厚 (m)	密度 (t/m ³)	V _S (m/s)	V _P (m/s)	減衰 (%)
G.L.(m)	O.P.(m)					
-27.3	-8.6					
-34.5	-15.8	7.2	2.55	1500	2882	3.00
-61.5	-42.8	27.0	2.66	2000	4101	
-81.8	-63.1	20.3	2.68	2200	4503	
-147.1	-128.4	65.3		2600	5300	
—	—	∞	2.68	3000	—	※

▽岩盤上部
(解放基盤表面相当)

▽地震基盤相当

※ $Q(f) = 110 \cdot f^{0.69}$ (地震本部(2005))注: O.P.は女川原子力発電所工事用基準面(Onagawa peil)であり,
O.P.±0m = T.P.(東京湾平均海面)-0.74m。

【福島地点】東京電力(2014)

標高 (m)	層厚 (m)	密度 ρ (t/m ³)	S波速度 V _S (m/s)	P波速度 V _P (m/s)	Q値	備考
-196						解放基盤表面
-300	104	1.8	810	2260	100	最深部 地震計
-420	120	1.9	870	2100	100	
-620	200	2.0	1010	2200	100	
-1030	410	2.0	1160	2520	100	地震基盤面
-2780	1750	2.7	2800	5500	300	
		2.7	3550	6000	300	

【東海地点】日本原電(2015)

G.L. (m)	層厚 (m)	P波速度 (m/s)	S波速度 (m/s)	密度 (g/cm ³)	Q値	備考
-378						▼解放基盤表面(E.L.-370m)
-474	96	1855	700	1.898	100	
-674	200	2608	1200	2.112	100	▼地震基盤相当
—	∞	5492	2900	2.656	110f ^{0.69} ※	

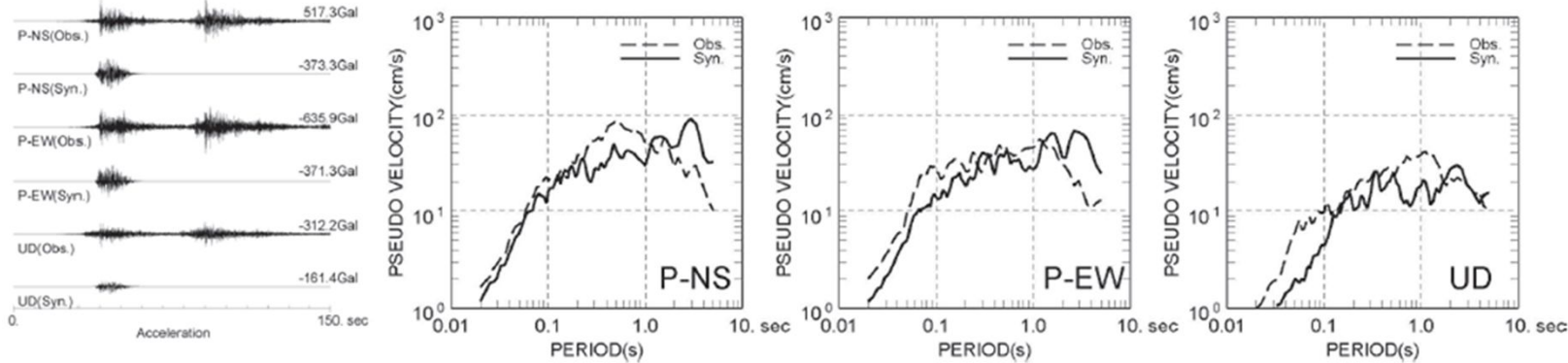
※ 地震調査研究推進本部(2005)

2. 検討用地震の断層モデル

3.11地震のポストディクシオン(諸井ほか(2013))の概要

■ 諸井ほか(2013)による強震動シミュレーション

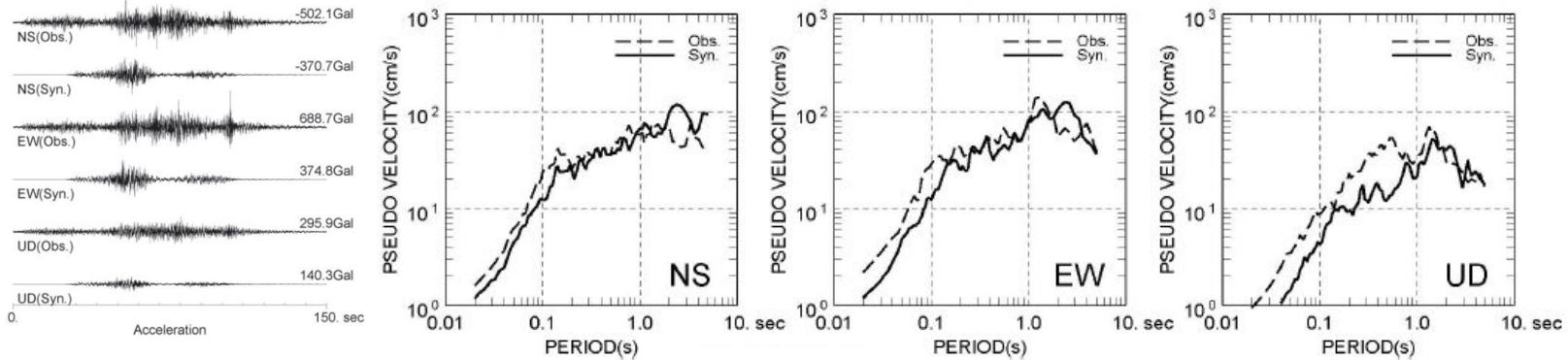
【女川地点】



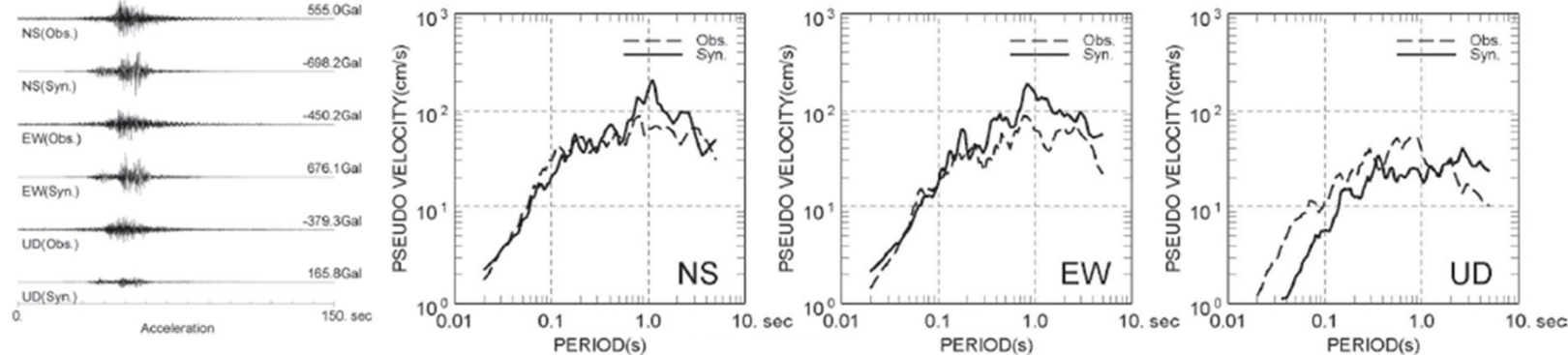
【地域性の反映】
女川については、1978年宮城県沖地震を参考に短周期レベル(応力降下量)の地域性の傾向を反映し、SMGA2の短周期レベル(応力降下量)を1.4倍している。

震源の地域性を考慮した女川地点の地震動評価(宮城県沖のSMGAのみで評価)

【福島地点】



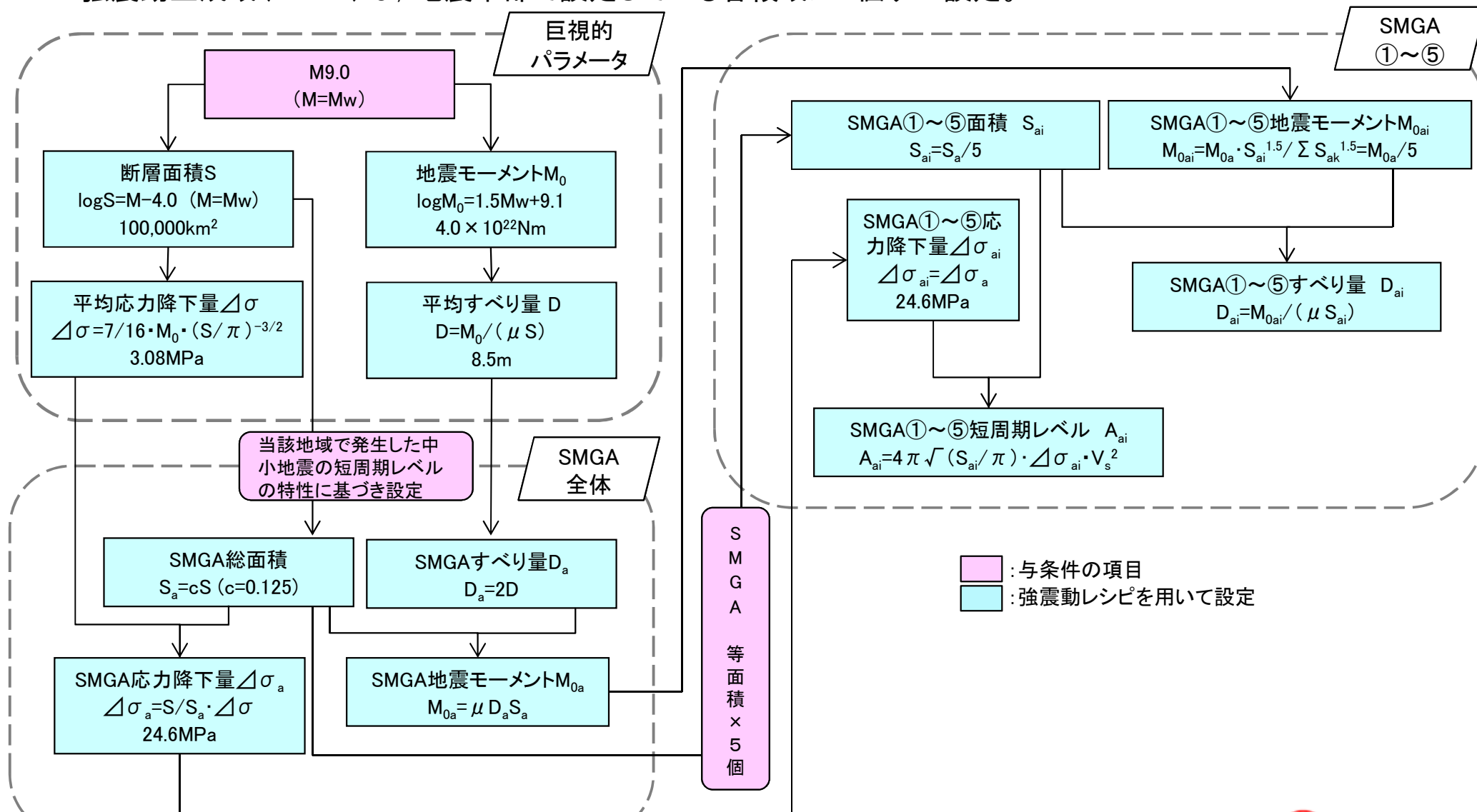
【東海地点】



2. 検討用地震の断層モデル 諸井ほか(2013)の断層モデル

■断層モデルの設定の基本的な考え方(断層パラメータの設定フロー)

- ・M9の地震規模を想定し、断層モデルは強震動レシピを用いて設定。
- ・強震動生成域(SMGA)は、地震本部で設定している各領域に1個ずつ設定。



2. 検討用地震の断層モデル 諸井ほか(2013)の断層モデル

■ 諸井ほか(2013) 断層パラメータ

断層パラメータ		設定方法	設定値	
走向	$\theta(^{\circ})$	3.11地震のF-netのCMT解	200	
傾斜角1(東側)	$\delta_1(^{\circ})$	壇ほか(2005)	12	
傾斜角2(西側)	$\delta_2(^{\circ})$	壇ほか(2005)	21	
すべり角	$\lambda(^{\circ})$	3.11地震のF-netのCMT解	88	
長さ	L(km)	断層面積に基づき設定	500	
幅	W(km)	断層面積に基づき設定	200	
破壊開始点	基準点北緯	$N(^{\circ})$	本震の震源位置(気象庁(2012))	38.1035
	基準点東経	$E(^{\circ})$	本震の震源位置(気象庁(2012))	142.8610
	基準点深さ	H(km)	本震の震源位置(気象庁(2012))	23.7
	基準点～上端	W_1 (km)	—	55
	基準点～北縁	l_1 (km)	—	195
上端深さ	h_u (km)	$h_u = H - W_1 \sin \delta_1$	12.3	
下端深さ	h_l (km)	$h_l = H + (100 - W_1) \sin \delta_1 + 100 \sin \delta_2$	68.9	
断層面積	S(km ²)	$\log S = M - 4.0$	100000	
平均応力降下量	$\Delta \sigma$ (MPa)	$\Delta \sigma = 7/16 \cdot M_0 \cdot (S/\pi)^{-3/2}$	3.08	
地震モーメント	M_0 (Nm)	$\log M_0 = 1.5M_w + 9.1$	4.0×10^{22}	
モーメントマグニチュード	Mw	与条件	9.0	
平均すべり量	D(m)	$D = M_0 / (\mu S)$	8.5	
剛性率	μ (N/m ²)	地震本部(2002),(2005)	4.68×10^{10}	
S波速度	V_s (km/s)	地震本部(2002),(2005)	3.9	
破壊伝播速度	V_r (km/s)	地震本部(2002),(2005)	3.0	

断層パラメータ		設定方法	設定値	
強震動生成域全体	面積	S_a (km ²)	$S_a = cS, c=0.125$	12500
	地震モーメント	M_{0a} (Nm)	$M_{0a} = \mu D_a S_a$	1.0×10^{22}
	すべり量	D_a (m)	$D_a = 2 \times D$	17.1
	応力降下量	$\Delta \sigma_a$ (MPa)	$\Delta \sigma_a = S/S_a \cdot \Delta \sigma$	24.6
	短周期レベル	A_a (Nm/S ²)	$A_a = (\sum A_{ai}^2)^{1/2}$	2.97×10^{20}
各強震動生成域(5個)	面積	S_{ai} (km ²)	$S_{ai} = S_a / 5$	2500
	地震モーメント	M_{0ai} (Nm)	$M_{0ai} = M_{0a} \cdot S_{ai}^{1.5} / \sum S_{ak}^{1.5} = M_{0a} / 5$	2.0×10^{21}
	すべり量	D_{ai} (m)	$D_{ai} = M_{0ai} / (\mu S_{ai})$	17.1
	応力降下量	$\Delta \sigma_{ai}$ (MPa)	$\Delta \sigma_{ai} = \Delta \sigma_a$	24.6
	短周期レベル	A_{ai} (Nm/s ²)	$A_{ai} = 4\pi \sqrt{(S_{ai}/\pi)} \cdot \Delta \sigma_{ai} \cdot V_s^2$	1.33×10^{20}
ライズタイム	τ_{ai} (s)	$\tau_{ai} = 0.5W_{ai}/V_r, W_{ai}$:アスペリティ幅	8.33	
背景領域	面積	S_b (km ²)	$S_b = S - S_a$	87500
	地震モーメント	M_{0b} (Nm)	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	3.0×10^{22}
	すべり量	D_b (m)	$D_b = M_{0b} / (\mu S_b)$	7.3
	応力降下量	$\Delta \sigma_b$ (MPa)	$\Delta \sigma_b = 0.2 \cdot \Delta \sigma_a$	4.9
	ライズタイム	τ_b (s)	$\tau_b = 0.5W/V_r$	33.33
Q値	Q	佐藤ほか(1994)	$110f^{0.69}$	
高域遮断周波数	fmax(Hz)	地震本部(2005)	13.5	

2. 検討用地震の断層モデル 諸井ほか(2013)の断層モデル

■断層パラメータの設定根拠

震源パラメータ	パラメータの設定根拠	備考
断層面積	地震規模M9(M=M _w)を基本条件とし、佐藤(1989)の式より、S=100,000km ² と設定。 3.11地震の震源域の長さ約500km×幅約200km=100,000km ² と整合。 また、内閣府(2012)での3.11地震の断層モデルの整理では72,000~107,100km ² となっており整合している。	
断層長さ	断層面積/断層幅=断層長さ500km。三陸沖中部から茨城県沖の領域に対応。	
断層幅	海溝軸から陸までのプレート境界地震の発生域の幅に対応する幅200kmに設定。	
断層傾斜角	太平洋プレートの形状を考慮して設定している壇ほか(2005)による。	壇ほか(2005)は、地震本部(2005)に基づき設定されている。
断層の走向, すべり角, 破壊開始点	断層の走向とすべり角は、防災科学技術研究所F-netの3.11地震のCMT解。 破壊開始点は、気象庁による3.11地震の震源情報を参照し設定。	
剛性率	地震本部(2002),(2005)による。 1978年宮城県沖地震の観測記録を踏まえて断層パラメータが設定されている。	地震本部(2002)は、地震本部(2005)に改訂されている。
S波速度	地震本部(2002),(2005)による。 1978年宮城県沖地震の観測記録を踏まえて断層パラメータが設定されている。	
破壊伝播速度	地震本部(2002),(2005)による。 1978年宮城県沖地震の観測記録を踏まえて断層パラメータが設定されている。	
高域遮断周波数	地震本部(2005)による。 佐藤ほか(1994)による主に東北地方太平洋岸の海溝型地震の推定値を用いている。	

2. 検討用地震の断層モデル 諸井ほか(2013)の断層モデル

■断層モデルの考え方 巨視的パラメータ(1)

○地震規模
基本条件としてM9.0とする。(M=Mw)



○断層面積
・佐藤(1989), 宇津(2001)から
 $\log S = M - 4.0$
 $S = \underline{100,000 \text{ km}^2}$
(M=Mwとする。)
・太平洋プレート形状を考慮し断層長さ500km,
断層幅200kmとする。



内閣府(2012)南海トラフの巨大地震モデル
検討会における3.11地震の断層面積(9例)
では72,000~107,100km²とされている。



○平均応力降下量
・円形クラック式より
 $\Delta\sigma = 7/16 \cdot M_0 \cdot (S/\pi)^{-3/2} = \underline{3.08 \text{ MPa}}$



内閣府(2012)南海トラフの巨大地震モデル
検討会におけるプレート間巨大地震(2004年
スマトラ地震, 2010年チリ地震, 3.11地震等の
8地震)の平均応力降下量の平均+標準偏
差は3.1MPaとされている。

2. 検討用地震の断層モデル 諸井ほか(2013)の断層モデル

■断層モデルの考え方 巨視的パラメータ(2)

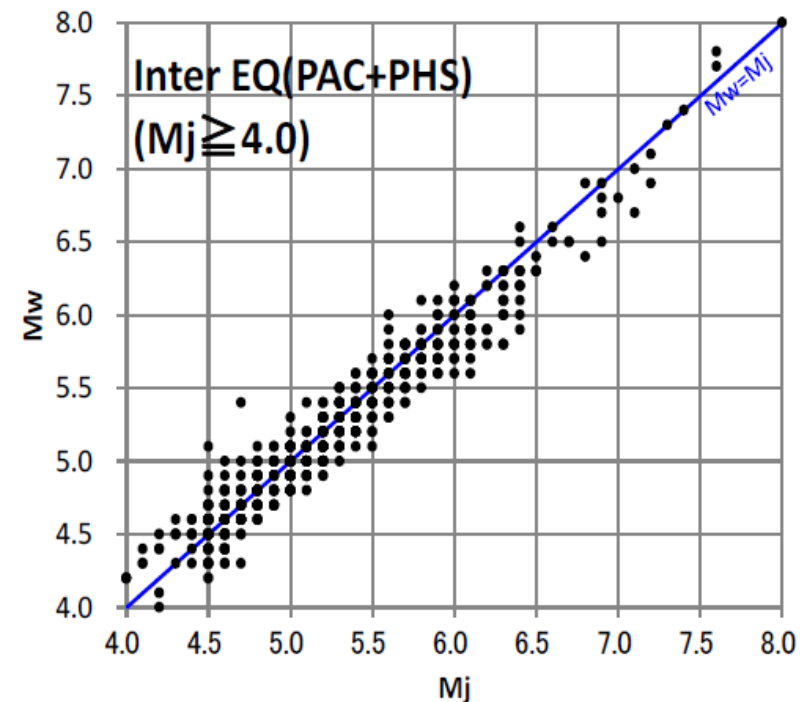
○地震規模

基本条件としてM9.0とする。(M=Mw)

- ・3.11地震はM9.0であることから、これと同規模の震源をモデル化した。
- ・断層面積はMj=Mwとして算定。

【参考】Mj=Mwについて

- ・M8クラス以下のプレート間地震の場合MjとMwは対応している。(内閣府(2013))
- ・M9クラスの巨大地震では、気象庁マグニチュード(Mj)に比べてモーメントマグニチュード(Mw)が有意に大きく算出され、Mjでは地震の規模を適切に表現できないと考えられる場合は、気象庁ではMwを用いている。
- ・3.11地震の気象庁マグニチュード(Mj)は8.4であるが、気象庁によるモーメントマグニチュードは9.0と算出されており、地震の規模をあらわす値としては、モーメントマグニチュードが用いられている。



プレート境界地震における気象庁マグニチュードとモーメントマグニチュードの関係
(最近の地震データより)(内閣府(2013))

2. 検討用地震の断層モデル 諸井ほか(2013)の断層モデル

■断層モデルの考え方 巨視的パラメータ(3)

○断層面積

・佐藤(1989), 宇津(2001)から

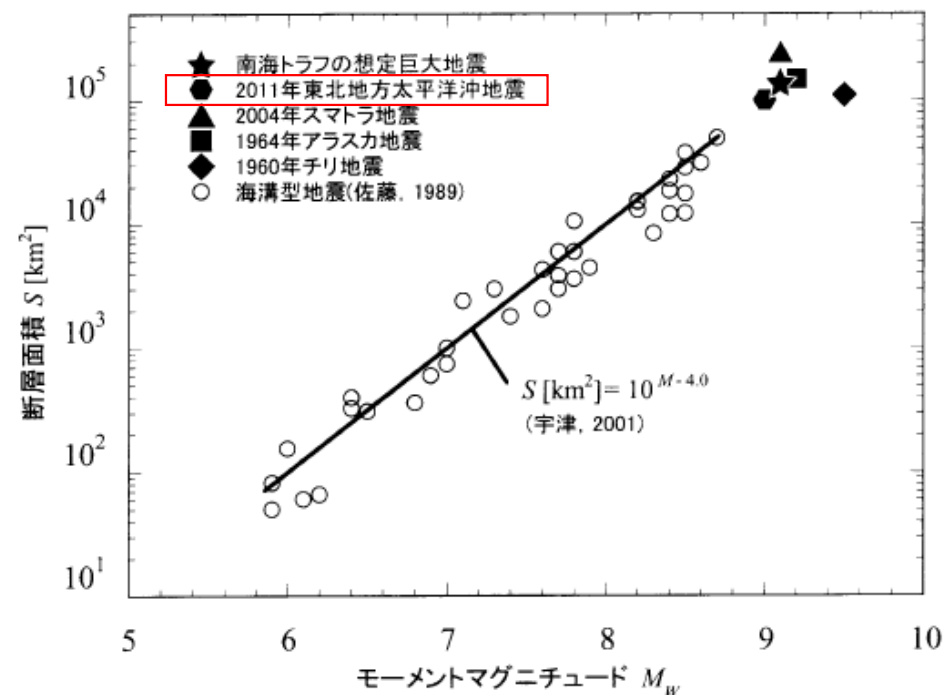
$$\log S = M - 4.0, \quad M = 9.0$$

$$S = \underline{100,000 \text{ km}^2}$$

・太平洋プレート形状を考慮し断層長さ500km, 断層幅200kmとする。

【壇ほか(2013)】

- ・3.11地震の震源断層の大きさを整理すると, 研究者により少しずつ異なるが, 南北方向の長さは約500km, 東西方向の幅Wは約200kmである。
- ・3.11地震の断層面積とモーメントマグニチュード M_w の関係は, 宇津(2001)の相似則の式の延長上にある。



断層面積 S とモーメントマグニチュード M_w との関係(壇ほか(2013))

2. 検討用地震の断層モデル 諸井ほか(2013)の断層モデル

■断層モデルの考え方 巨視的パラメータ(4)

【内閣府(2012) 南海トラフの巨大地震モデル検討会(第二次報告)】

- ・断層面積:2011年東北地方太平洋沖地震の断層面積(9例)では72,000~107,100km²となっている。
- ・平均応力降下量:2004年スマトラ地震, 2010年チリ地震, 3.11地震等の8地震の平均応力降下量の平均+標準偏差は3.1MPaとされている。3.11地震の平均値は, 3.98MPaとなっている。

表6.1 地震波を用いた解析による平均応力降下量の整理

Earthquake	Reference	data	M0 (N m)	Mw	S (km ²)	σ (MPa)	log10(Δσ)	地震別中央値	地震別平均値MPa	地震毎残差	地震毎分散	残差
2003 Tokachi-oki	Yamanaka and Kikuchi (2003)	T	1.00E+21	8	8800	3	0.48	0.40	2.51	0.01	0.035	0.017
	Honda et al. (2004)	S	2.90E+21	8.3	22400	2.1	0.32			0.01		
	Koketsu et al. (2004)	S, G	2.20E+21	8.2	12000	4.1	0.61			0.05		
	Yagi (2004)	S, T	1.70E+21	8.1	22100	1.3	0.11			0.08		
1968 Tokachi-oki	Nagai et al. (2001)	S, T	3.50E+21	8.3	31200	1.5	0.18	0.18	1.51	0.18		0.008
1946 Nankai	Murotan(2007)		5.50E+21	8.4	57600	1	0.00	0.00	1.00	0.00	0.000	0.073
1944 Tonankai	Ichinose et al. (2003)	S, T	2.40E+21	8.2	30800	1.1	0.04	0.04	1.10	0.00	0.017	0.052
	Kikuchi et al. (2003)	S	1.00E+21	7.9	11200	2.1	0.32			0.08		
	Yamanaka (2008)	S	2.00E+21	8.3	32000	0.9	-0.05			0.01		
1923 Kanto	Wald and Somerville (1995)	T, G	7.60E+20	7.9	9100	2.1	0.32	0.41	2.55	0.01		0.019
	Kobayashi and Koketsu (2005)	S, T, G	1.10E+21	8	9100	3.1	0.49			0.01		
東北地方太平洋沖地震	Koketsu et al.	Teleseis+Strong+InlandGPS	3.80E+22	9.0	72000	4.9	0.69	0.60	3.98	0.01	0.013	0.109
	Lay et al	Teleseis	4.00E+22	9.0	76000	4.8	0.68			0.01		
	Lee et al	Teleseis	3.67E+22	9.0	80000	4.1	0.61			0.00		
	Yagi and Fukahata	Teleseis	5.70E+22	9.1	79200	6.4	0.81			0.04		
	Y.Yoshida et al.	Teleseis	4.30E+22	9.0	90000	4.0	0.60			0.00		
	Y.Yoshida et al.	Strong	3.40E+22	9.0	90000	3.1	0.50			0.01		
	Ammon et al	Teleseis+Strong+InlandGPS	3.60E+22	9.0	100000	2.8	0.45			0.02		
	K.Yoshida et al.	Strong	4.30E+22	9.0	106704	3.1	0.49			0.01		
	Suzuki et al	Strong	4.42E+22	9.0	107100	3.2	0.50					
2010年チリ地震	Piñedo et al.(2011)	Teleseis	1.48E+22	8.7	56000	2.8	0.45	0.45	2.79	0.00	0.001	0.031
	Delouis et al.(2010)	Teleseis+GPS+InSAR	1.80E+22	8.8	60000	3.1	0.49			0.00		
	Lay et al.(2010)	Teleseis	2.60E+22	8.9	81500	2.8	0.45			0.00		
2004年スマトラ地震	Ammon et al.(2005)	Teleseis	6.50E+22	9.14	260000	1.2	0.09	0.09	1.23	0.00	0.000	0.033

中央値の平均値		分散
log(Δσ)	0.27	0.049
Δσ	1.9 MPa	標準偏差
		0.22
+標準偏差		3.1 MPa
-標準偏差		1.1

2. 検討用地震の断層モデル 諸井ほか(2013)の断層モデル

■断層モデルの考え方 巨視的パラメータ(5)

【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。

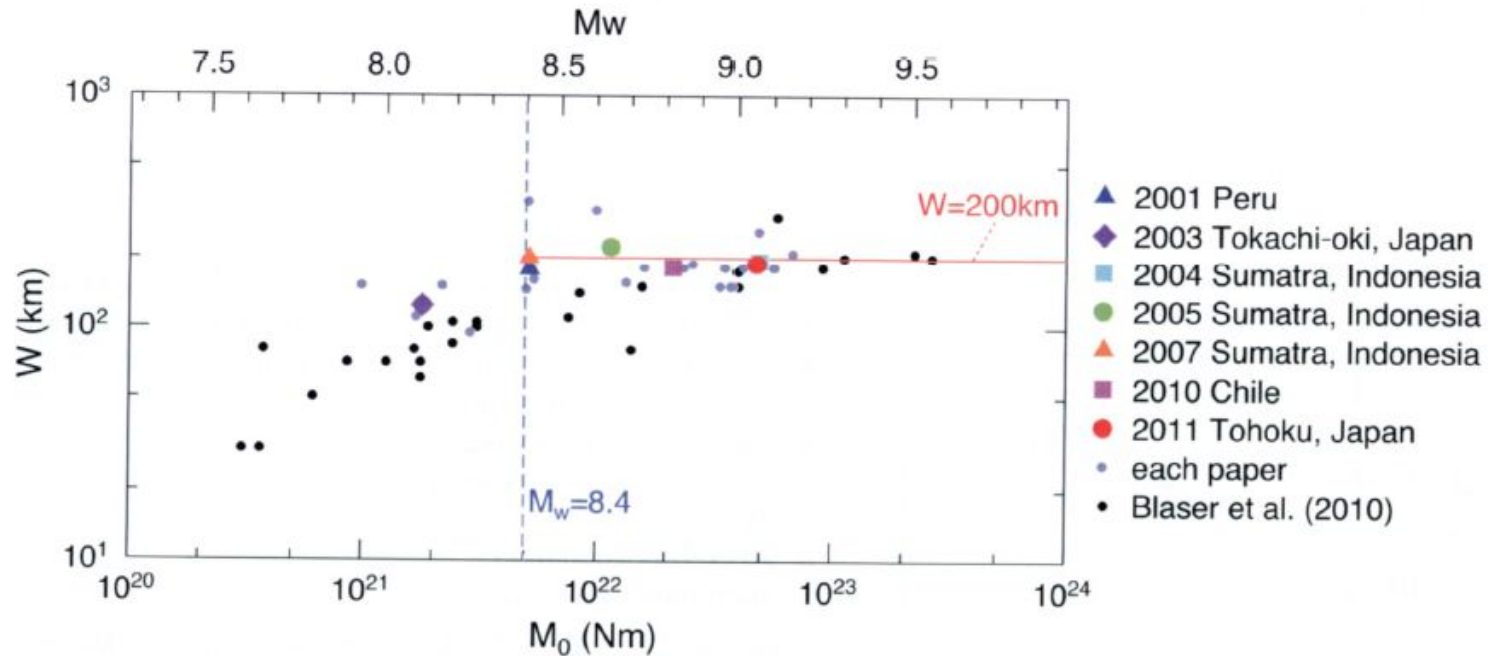
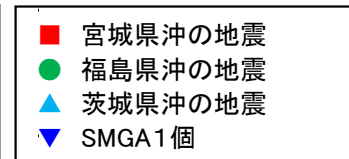
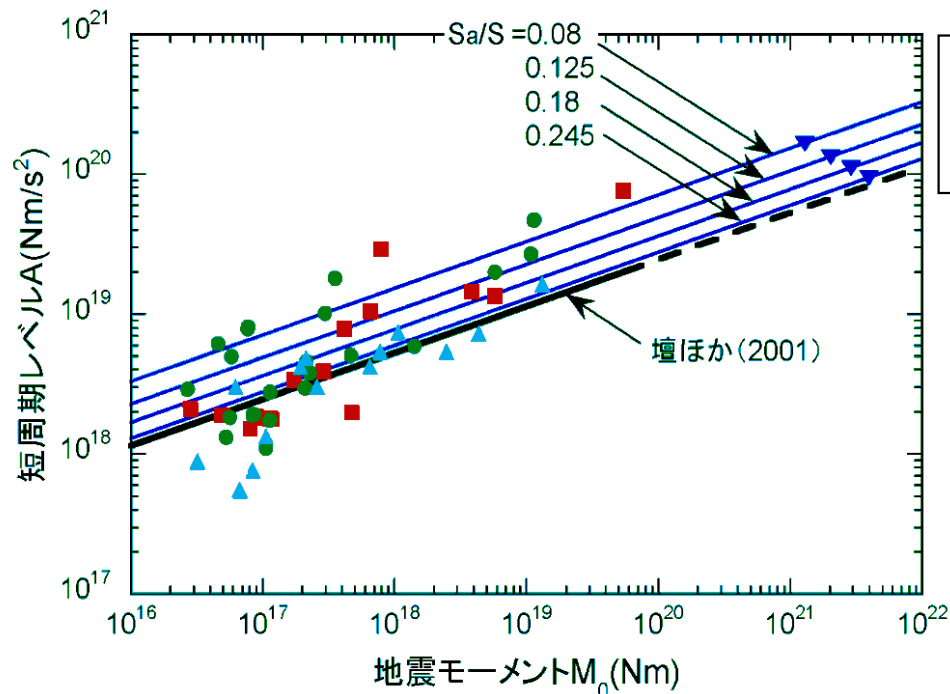


Fig. 4. Relationship between fault width W and M_0 for plate-boundary earthquakes shown in Table 1 and Blaser *et al.* (2010).

2. 検討用地震の断層モデル 諸井ほか(2013)の断層モデル

■強震動生成域(SMGA)の面積 S_a

- 宮城県沖, 福島県沖, 茨城県沖の過去の中小地震における短周期レベルAの励起特性を有するように, M9プレート間地震の震源モデルの断層面積とSMGAの面積の比(S_a/S)の検討を行い, 中小地震のほぼ中間的な傾向にある $S_a/S=0.125$ とした。



断層面積 S (km ²)	SMGA の 個数	S_a/S	SMGA 1個の面積 S_a (km ²)	SMGA 1個の 短周期レベルA (Nm/s ²)
100,000	5	0.08	1,600 (40km × 40km)	1.66×10^{22}
		0.125	2,500 (50km × 50km)	1.33×10^{22}
		0.18	3,600 (60km × 60km)	1.11×10^{22}
		0.245	4,900 (70km × 70km)	9.49×10^{19}

震源モデルにおけるSMGAの短周期レベルと中小地震の短周期レベル比較

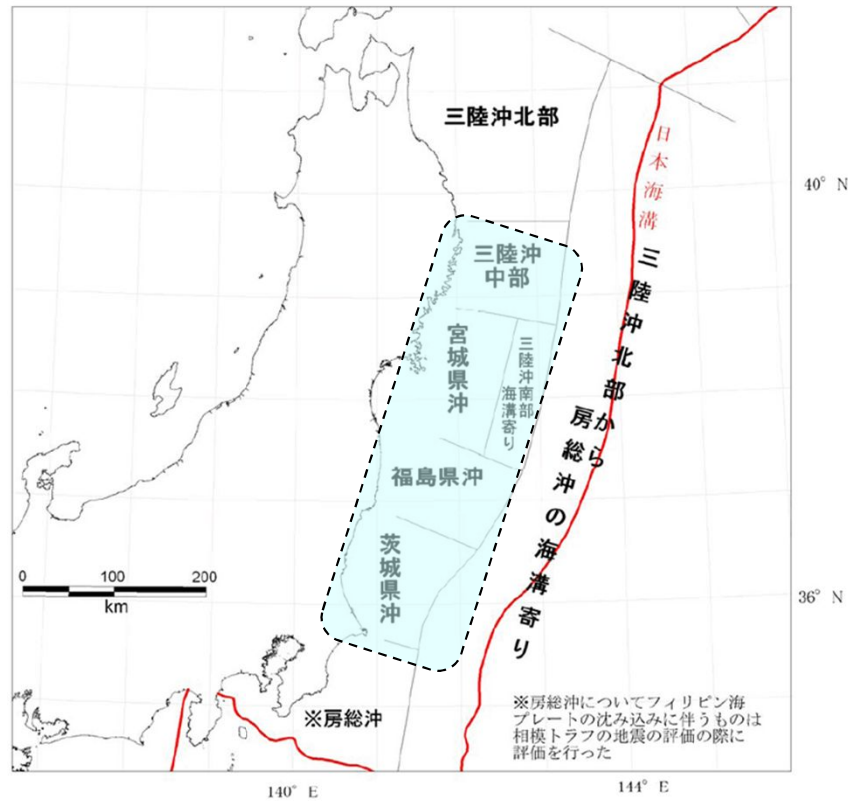
5個のアスペリティを考慮し, アスペリティ総面積比 S_a/S を0.08, 0.125, 0.18, 0.245とした時の M_0-A 関係を青線で比較。中小地震の M_0 とAは断層全体の値であるのに対し, M9プレート間地震の震源モデルではSMGAごとの値を示している。黒太線は壇ほか(2001)による平均値, 破線は外挿を表す。中小地震の M_0-A は, 佐藤(2003), 佐藤(2004), Satoh(2006)等による。

2. 検討用地震の断層モデル 諸井ほか(2013)の断層モデル

■ 強震動生成域(SMGA)の個数と位置

○ SMGAの個数

- ・地震本部(2012)の領域区分を基に, 三陸沖中部から茨城県沖の各領域に1個設定。



三陸沖から房総沖にかけての領域区分
(地震本部(2012)に一部加筆)

○ SMGAの位置

- ・入倉(2012)等にならない, 過去に発生したM7~8の地震の震源域相当の場所に配置。

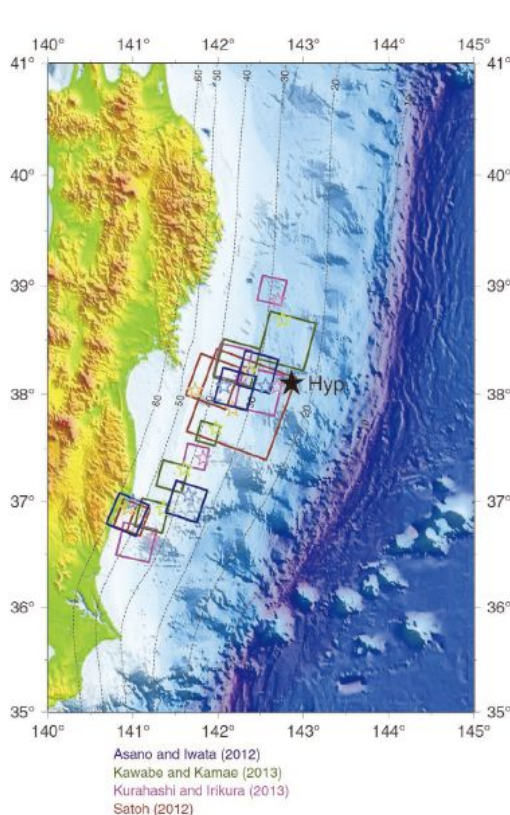


三陸沖から房総沖にかけての主な地震と主な震源域
(地震本部(2012))

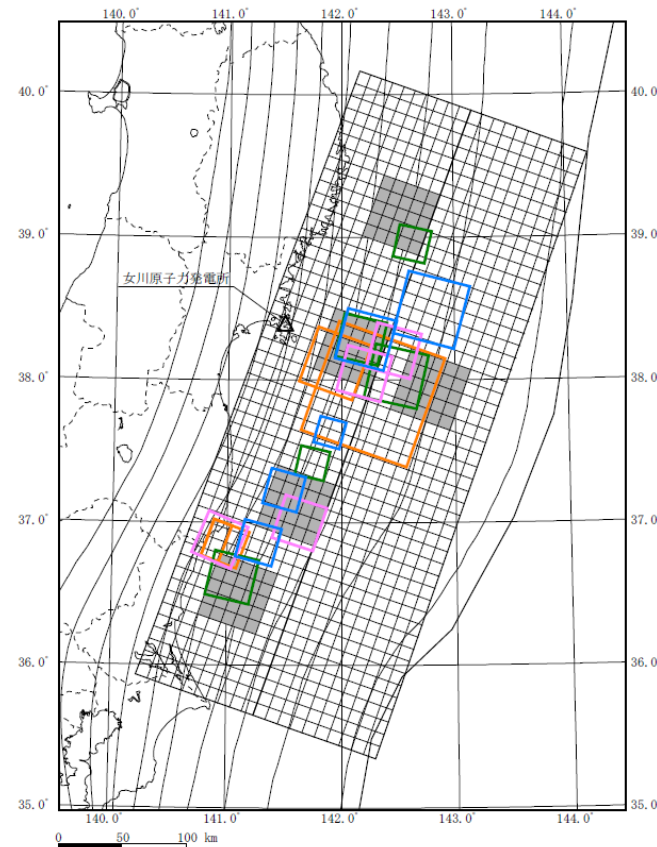
2. 検討用地震の断層モデル 諸井ほか(2013)の断層モデル

■ 強震動生成域(SMGA)の位置 他のSMGAモデルとの比較

- ・強震動による断層モデル(川辺・釜江(2013), Kurahashi and Irikura(2013)等)と諸井ほか(2013)のSMGAの位置の比較を行った。宮城県沖のSMGAの位置は、若干の違いがあるが概ね対応している。

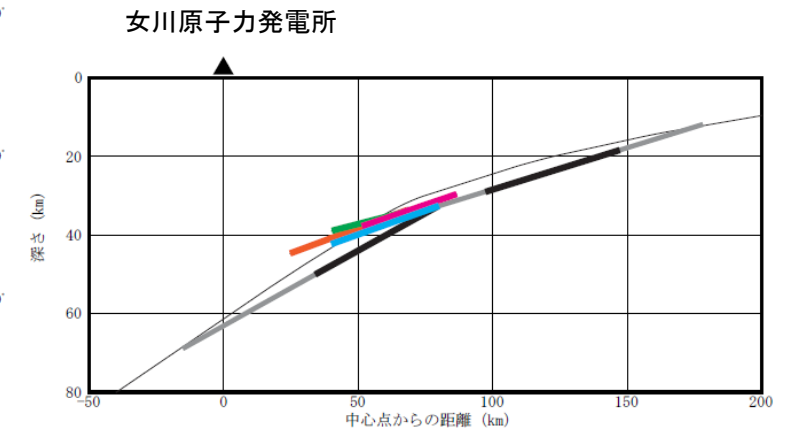


強震波形によるSMGAの分布
(東日本大震災合同調査報告書編集
委員会(2014))



強震動による断層モデルのSMGAの比較 平面図

青:川辺・釜江(2013), 緑:Kurahashi and Irikura(2013),
ピンク:Asano and Iwata(2012), オレンジ:佐藤(2012),
グレー:諸井ほか(2013)のSMGA



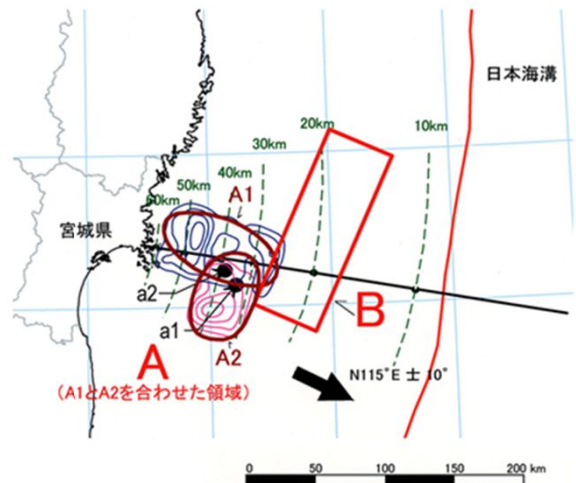
強震動による断層モデルの宮城県沖の
SMGAの比較(東西断面)

青:川辺・釜江(2013), 緑:Kurahashi and Irikura(2013),
ピンク:Asano and Iwata(2012), オレンジ:佐藤(2012),
黒:諸井ほか(2013)のSMGA, プレート形状はJ-SHISによる。

2. 検討用地震の断層モデル 諸井ほか(2013)の断層モデル

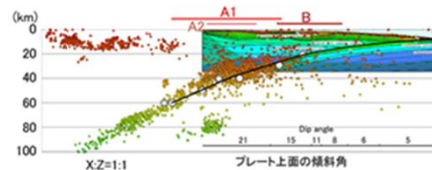
■断層の傾斜角

- ・諸井ほか(2013)の断層の傾斜角は、壇ほか(2005)が太平洋プレートの形状を考慮して設定した連動型想定宮城県沖地震の傾斜角を参照し、海溝側の断層面東半分を 12° ，陸側の西半分を 21° に設定した。壇ほか(2005)は、地震本部(2005)に基づき傾斜角を設定している。
- ・設定した断層面は、防災科学技術研究所J-SHISのプレート上面深度と対応したものとなっている。

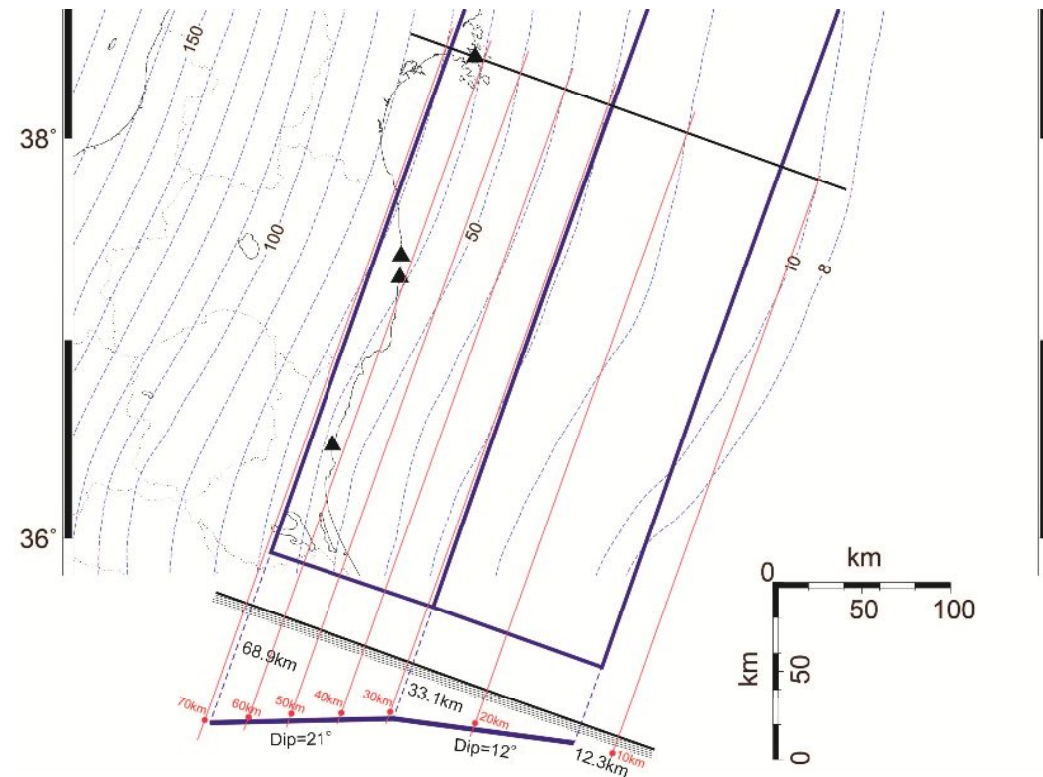


平面図(「形状評価」による震源域A1、A2およびBの位置・形状を示す)

※A1,A2断層:傾斜角 21° ,B断層:傾斜角 12°



断面図(実線は太平洋プレートの上面を示している。
本報告の断層モデルの深さは、これを基に設定した。)



断層面のサイト直交断面と防災科学技術研究所J-SHISの
太平洋プレート上面深度との関係

地震本部(2005)の宮城県沖地震の震源域
壇ほか(2005)は、地震本部(2005)に基づき断層傾斜角を設定している。

2. 検討用地震の断層モデル 諸井ほか(2013)の断層モデル

■ 断層モデル

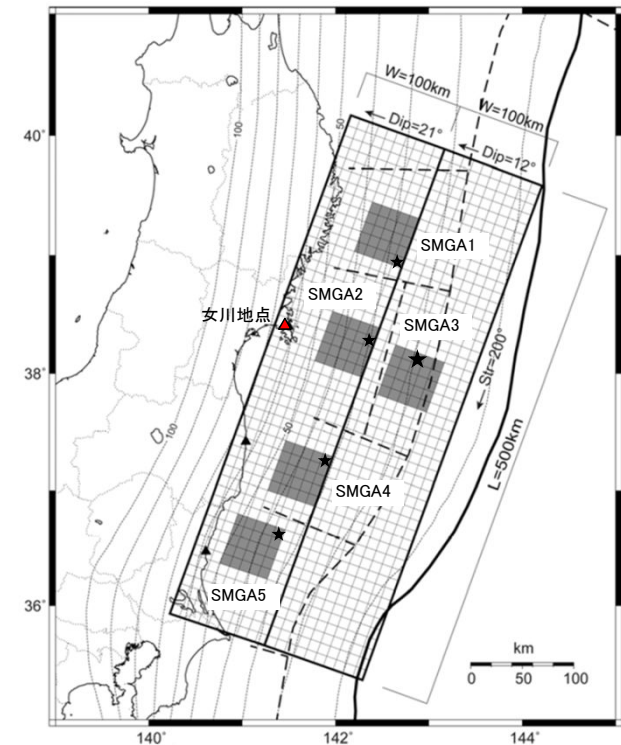
M=9.0
S=100,000km²
平均応力降下量 $\Delta\sigma=3.08\text{MPa}$
Sa/S=0.125

【強震動生成域(SMGA)の位置】

過去に発生したM7~8の震源域を考慮し
地震本部の発生領域区分に基づき、各領域
にM8相当のSMGAを1個ずつ配置(計5個)。

SMGAのすべり量, 地震
モーメント, 応力降下量等
は標準的な強震動レシピに
より設定。

	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 $\Delta\sigma$ (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
SMGA 1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	—



断層モデル(諸井ほか(2013)に一部加筆)

■ : 強震動生成域(SMGA), ★ : 破壊開始点

2. 検討用地震の断層モデル 諸井ほか(2013)の断層モデル

■ Sa/Sと強震動生成域(SMGA)の応力降下量

- ・Sa/S=0.125とした場合, SMGAの応力降下量は24.6MPaとなる。
- ・この値は, 内閣府(2013)による3.11地震のSMGAの平均値22.2MPaと整合している。また, 入倉(2012)の海溝型巨大地震の強震動予測レシピでの「強震動生成域での応力降下量は25~30MPa」とも整合している。

断層面積 S(km ²)	SMGA の個数	Sa/S	SMGAの全面積 Sa(km ²) (S × Sa/S)	SMGA 1個の面積 Sa(km ²)	SMGAの 応力降下量(MPa) ($\Delta \sigma_a = S/Sa \times \Delta \sigma$)
100,000	5	0.08	8,000	1,600(40km × 40km)	38.5
		0.125	12,500	2,500(50km × 50km)	24.6
		0.18	18,000	3,600(60km × 60km)	17.1
		0.245	24,500	4,900(70km × 70km)	12.6

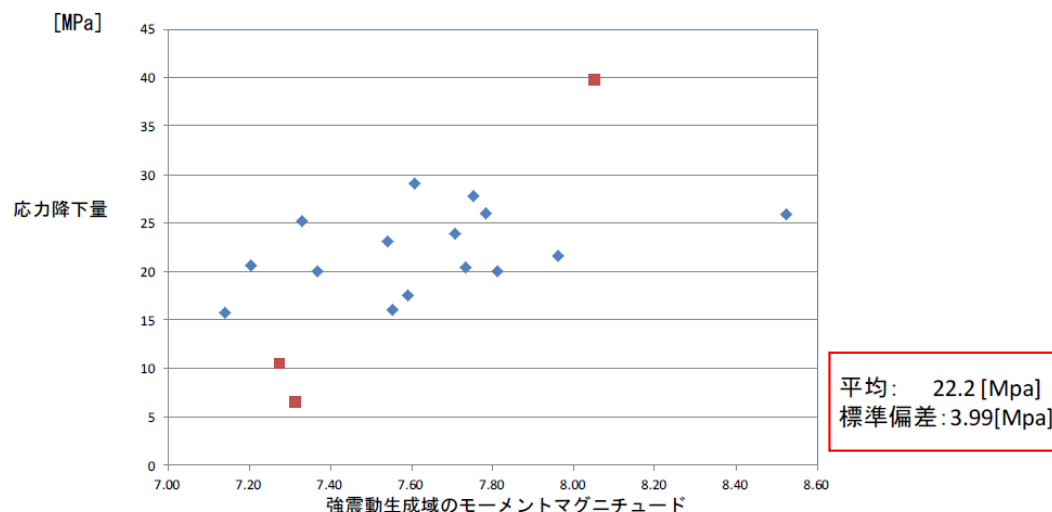
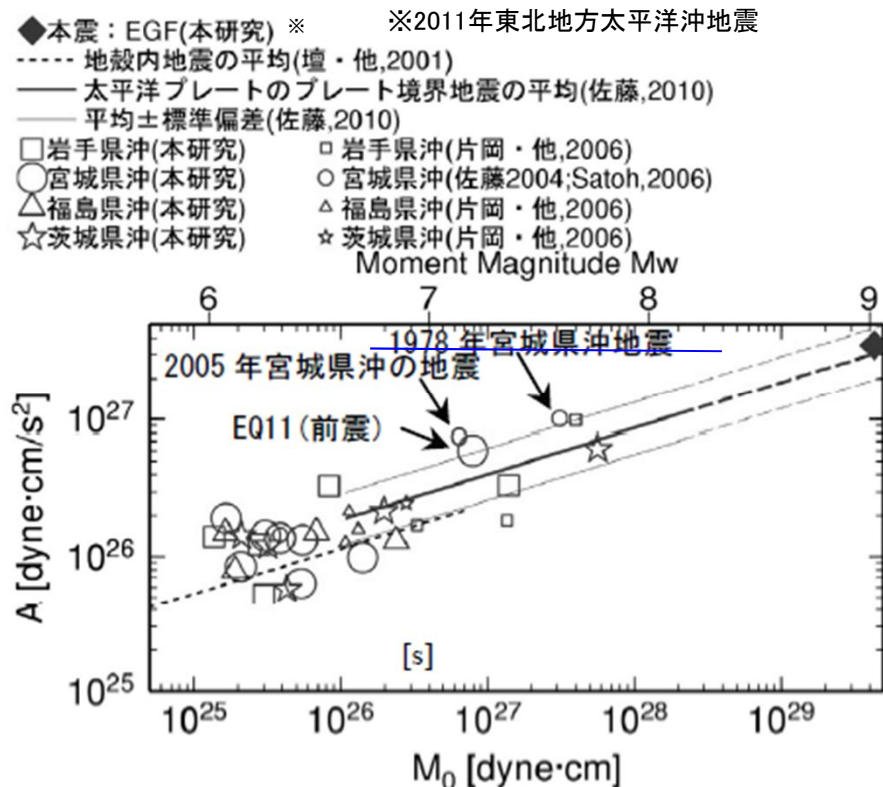


図 18 東北地方太平洋沖地震の強震動生成域の応力降下量と強震動生成域のモーメントマグニチュードとの関係 (Asano and Iwata (2012), Kurahashi and Irikura (2013), 川辺他(2012), 佐藤(2012)のデータを基に作成、■は計算から除外したデータを示す。)
3.11地震のSMGAの応力降下量とモーメントマグニチュード(内閣府(2013))

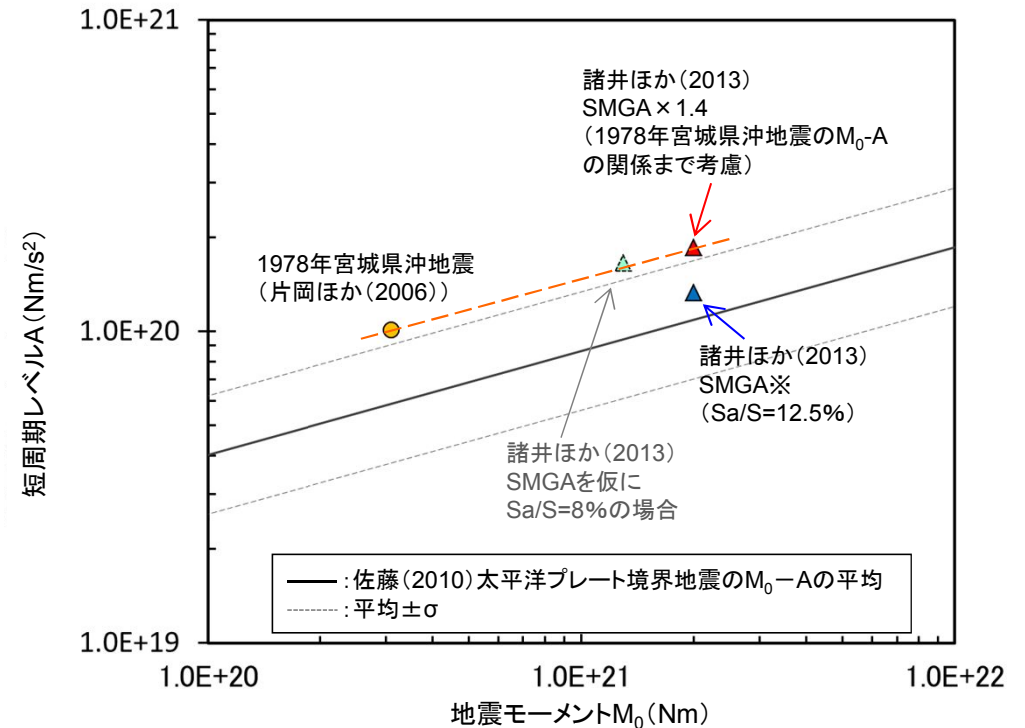
2. 検討用地震の断層モデル 諸井ほか(2013)の断層モデル

■宮城県沖の地域性の考慮 短周期レベル(応力降下量)の特徴

- ・宮城県沖のプレート間地震は、1978年宮城県沖地震等の地震観測記録の分析から、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)が、他領域のプレート間地震より大きい傾向がある。
- ・諸井ほか(2013)では、宮城県沖のSMGA2について、1978年宮城県沖地震の M_0 -Aの関係から、短周期レベル(応力降下量)を1.4倍とした場合の評価を実施している。
- ・なお、この1.4倍した場合のSMGAの短周期レベル($1.86 \times 10^{20} \text{Nm/s}^2$)は、仮に $S_a/S=8\%$ とした場合のSMGAの短周期レベル($1.66 \times 10^{20} \text{Nm/s}^2$)より大きい値となっている



太平洋プレート境界地震の M_0 -A関係
(佐藤(2012)に一部加筆)



※諸井ほか(2013)の1個のSMGAをここでは1つの地震として表示。

諸井ほか(2013)のSMGAの M_0 -A関係

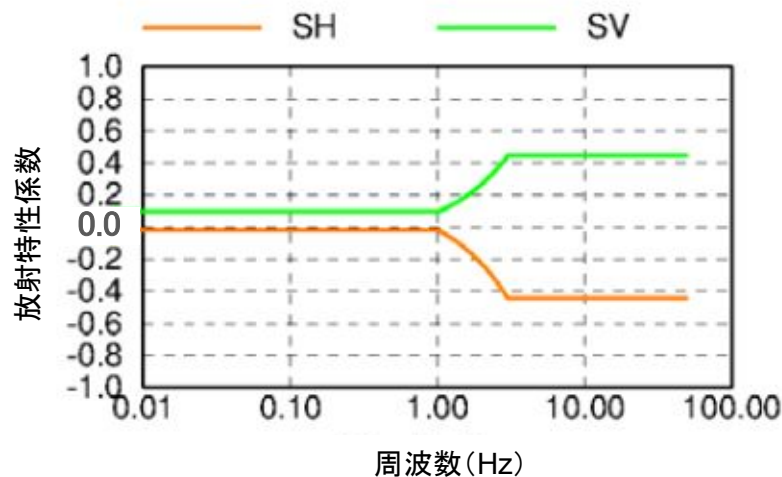
2. 検討用地震の断層モデル

女川地点ポストディクションの再検討(放射特性の変更)

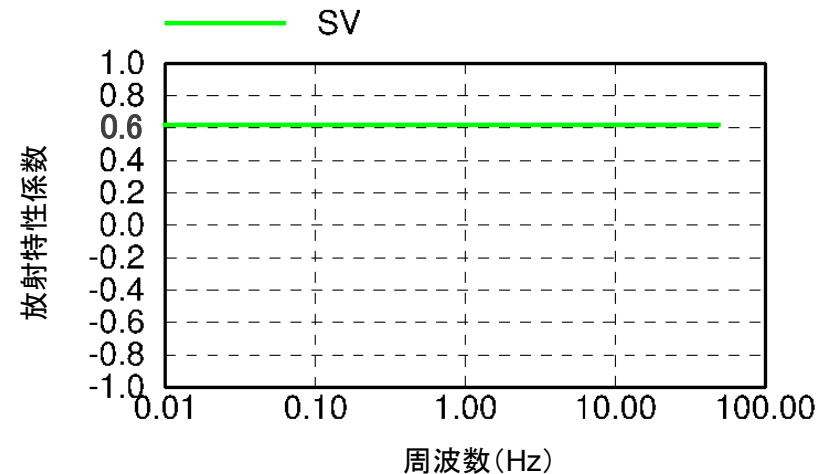
■統計的グリーン関数法に用いる放射特性

- ・ポストディクション(諸井ほか(2013))では統計的グリーン関数法(SGF)を採用しているが、女川、福島第一、東海第二で計算方法を統一するために、放射特性はPitarka et al.(2000)を採用している。
- ・一方、地震本部(2005)では1978年宮城県沖地震の強震動シミュレーション解析を実施しているが、その検討では、放射特性は一定値(放射特性係数 $F=0.62$)を採用し、水平1方向での評価としている。
- ・女川では、2005年8月16日宮城県沖の地震の強震記録が得られており、当時強震動シミュレーション解析を実施しているが、その際も地震本部に準じ、放射特性は一定値とし、観測記録との整合性を確認している。
- ・さらに、その後の耐震安全性評価(耐震バックチェック)[※]では、連動型想定宮城県沖地震の地震動評価を実施しているが、2005年宮城県沖の地震のシミュレーション結果を踏まえ、放射特性は一定値とし、算定結果を基準地震動 S_s としていた。

⇒ 以上の経緯を踏まえ、ポストディクションモデル(諸井ほか(2013))についても、放射特性は一定値($F=0.62$)を採用して、改めて観測記録との整合性について検討した。



諸井ほか(2013)での放射特性

放射特性を一定($F=0.62$)

2. 検討用地震の断層モデル 地震本部(2005)の地震動評価(シミュレーション)

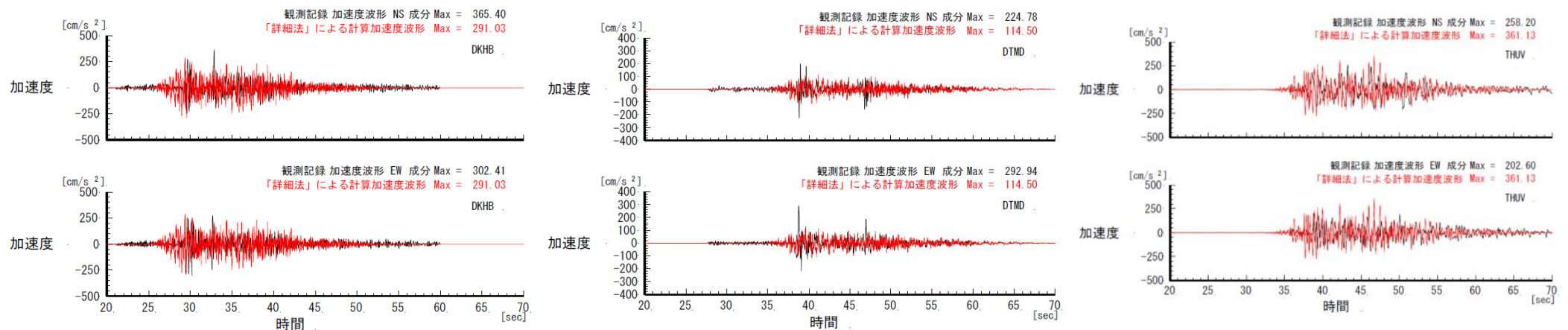
■地震本部(2005)での宮城県沖地震の地震動評価

- 地震本部(2005)では1978年宮城県沖地震の強震動シミュレーション解析を統計的グリーン関数法を用いて実施している。その検討では、放射特性は一定値(放射特性係数 $F=0.62$)を採用し、評価を行っている。



宮城県沖地震を想定した断層モデル(地震本部(2005))

凡例 — : 観測記録,
— : 地震本部による評価



開北橋(DKHB)

樽水ダム(DTMD)

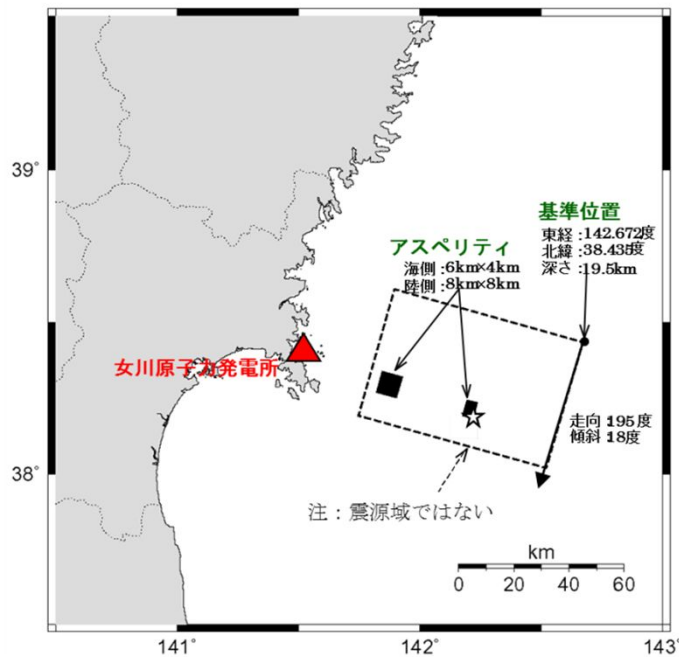
東北大学(THUV)

2. 検討用地震の断層モデル

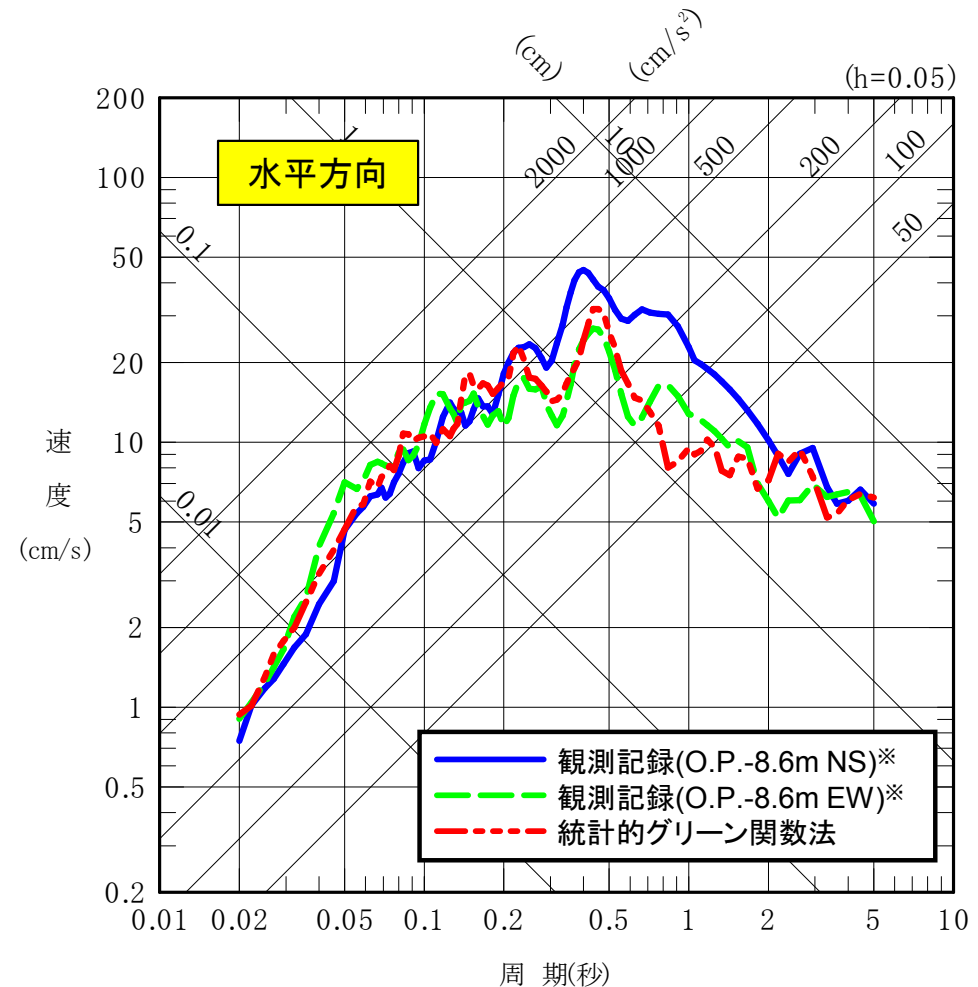
2005年宮城県沖の地震の強震動シミュレーション

■ 2005年宮城県沖の地震(M7.2)のシミュレーション解析

- ・2005年宮城県沖の地震(M7.2)のシミュレーション解析では、地震本部(2005)の想定宮城県沖地震の強震動評価と同様に統計的グリーン関数法において放射特性を一定値(放射特性係数 $F=0.62$)とし評価を行い、観測記録と整合していることを確認している。



2005年宮城県沖の地震の断層モデル



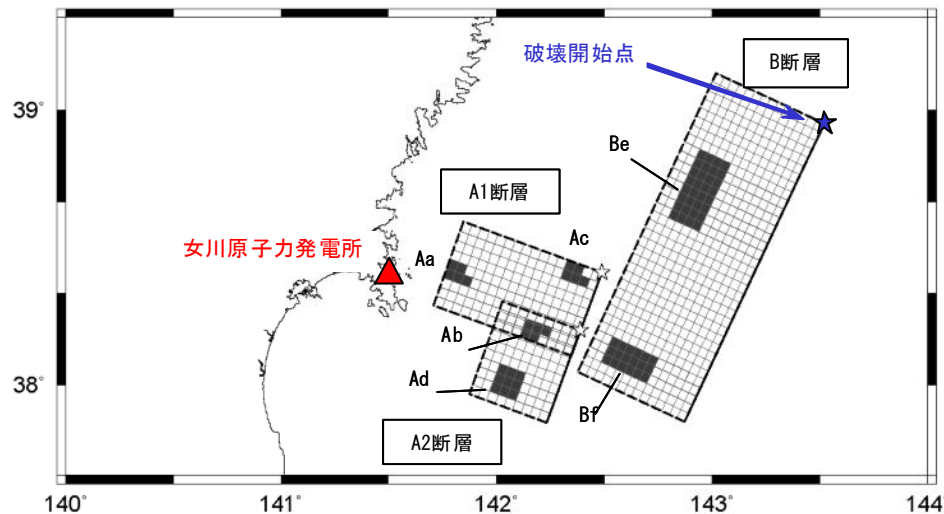
2005年宮城県沖の地震の観測記録(はざとり波)との比較

※: 敷地岩盤上部(O.P.-8.6m)の観測記録について、表層の影響を除去したはざとり波。

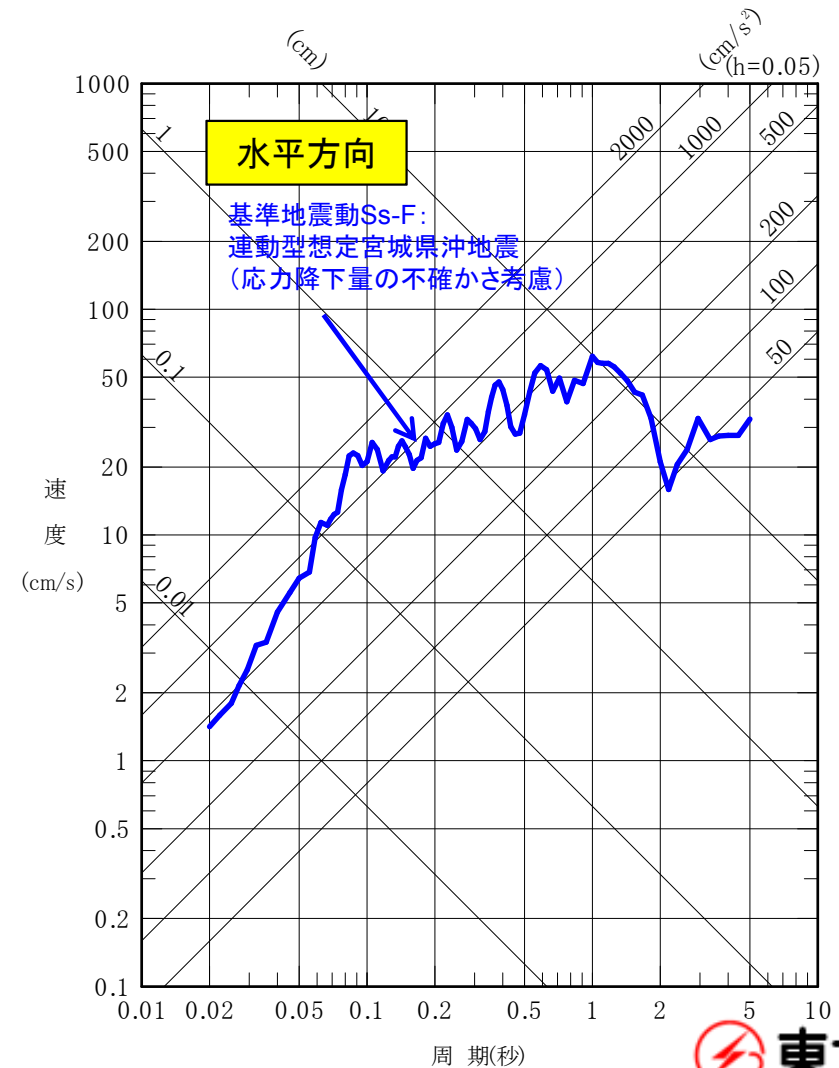
2. 検討用地震の断層モデル 連動型想定宮城県沖地震の地震動評価

■ 連動型想定宮城県沖地震 (M8.2) の地震動評価

- ・耐震安全性評価 (耐震バックチェック) における連動型想定宮城県沖地震の地震動評価では、2005年宮城県沖の地震のシミュレーション解析結果を踏まえ、統計的グリーン関数法において放射特性を一定値 (放射特性係数 $F=0.62$) とし評価を行い基準地震動 S_s として採用していた。



アスペリティの応力降下量の不確かさを考慮した連動型想定宮城県沖地震の断層モデル



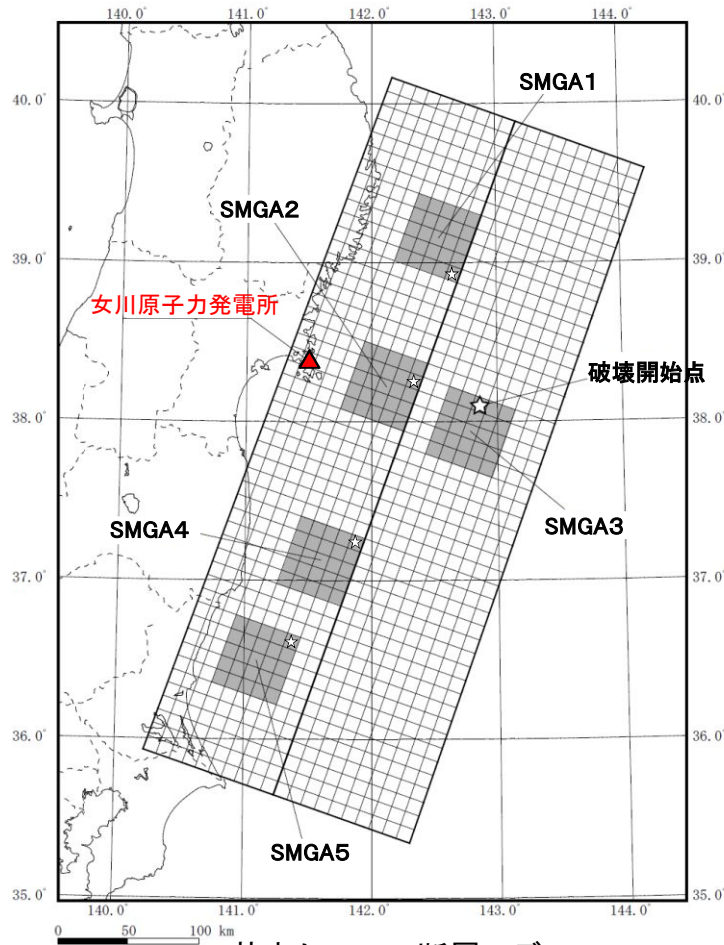
2. 検討用地震の断層モデル

諸井ほか(2013)モデルによるシミュレーション

■放射特性を見直した検討

- ・諸井ほか(2013)に宮城県沖の地域特性を考慮した断層モデル※を用い、放射特性を一定値に見直した統計的グリーン関数法により女川地点の地震動評価を行う。波形合成は入倉ほか(1997)を用いる。

※応力降下量を1.4倍(34.5MPa)とした断層モデル



基本ケースの断層モデル

■: 強震動生成域 (SMGA), ☆: 破壊開始点

SMGA3の大きい星印は破壊開始点の位置, 小さい星印は各SMGAの破壊開始点の位置。

統計的グリーン関数法に用いる地下構造モデル

上端深さ		層厚 (m)	密度 (t/m ³)	V _s (m/s)	V _p (m/s)	減衰 (%)
G.L.(m)	O.P.(m)					
-27.3	-8.6					3.00
-34.5	-15.8	7.2	2.55	1500	2882	
-61.5	-42.8	27.0	2.66	2000	4101	
-81.8	-63.1	20.3	2.68	2200	4503	
-147.1	-128.4	65.3		2600	5300	※
—	—	∞	2.68	3000	—	

▽岩盤上部
(解放基盤表面相当)

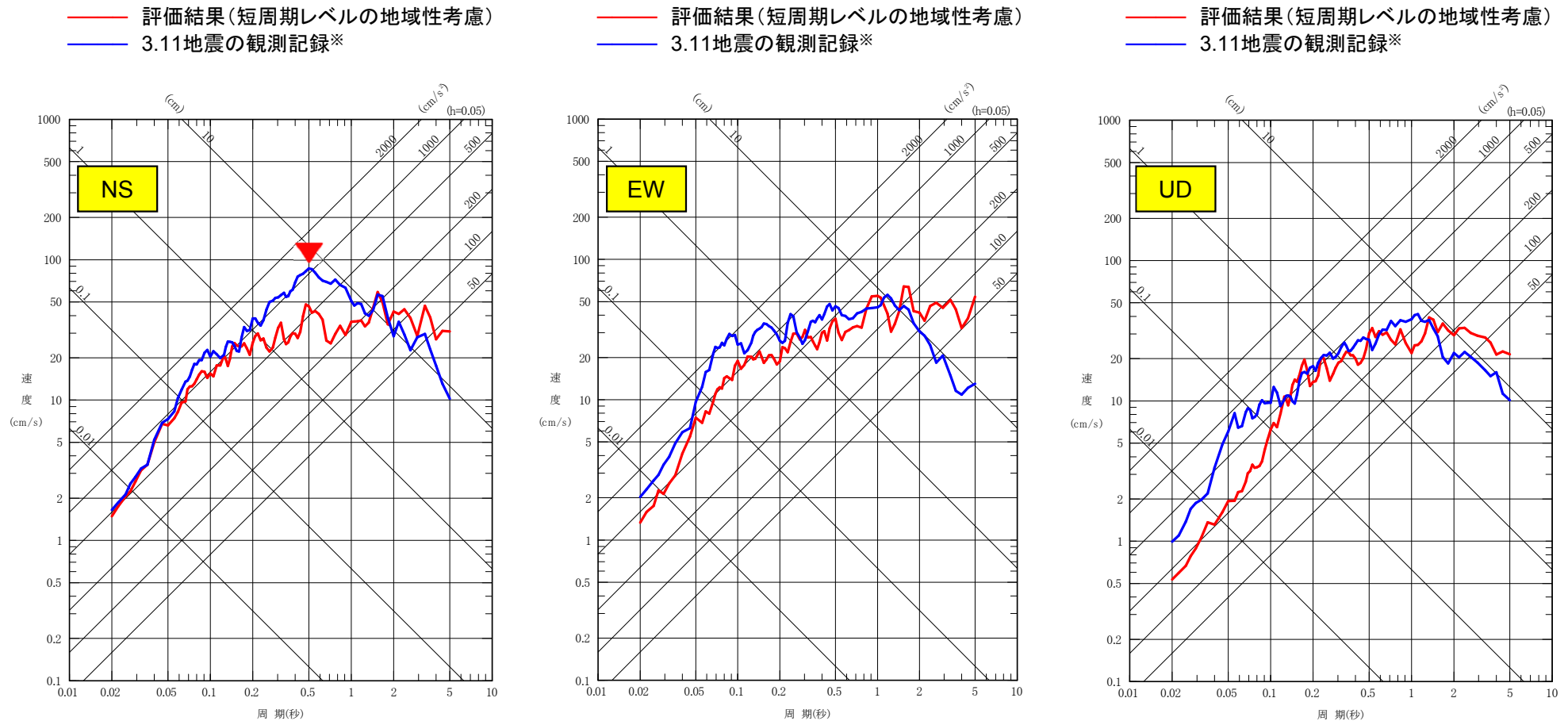
▽地震基盤相当

※ $Q(f) = 110 \cdot f^{0.69}$ ($f \geq 1\text{Hz}$), $110(f < 1\text{Hz})$ (地震本部(2005))

2. 検討用地震の断層モデル 諸井ほか(2013)モデルによるシミュレーション

■放射特性としてPitarka et al.(2000)を採用した場合

- ・地域特性として諸井ほか(2013)の短周期レベル(応力降下量)×1.4を考慮。



3.11地震の観測記録(はぎとり波)との比較

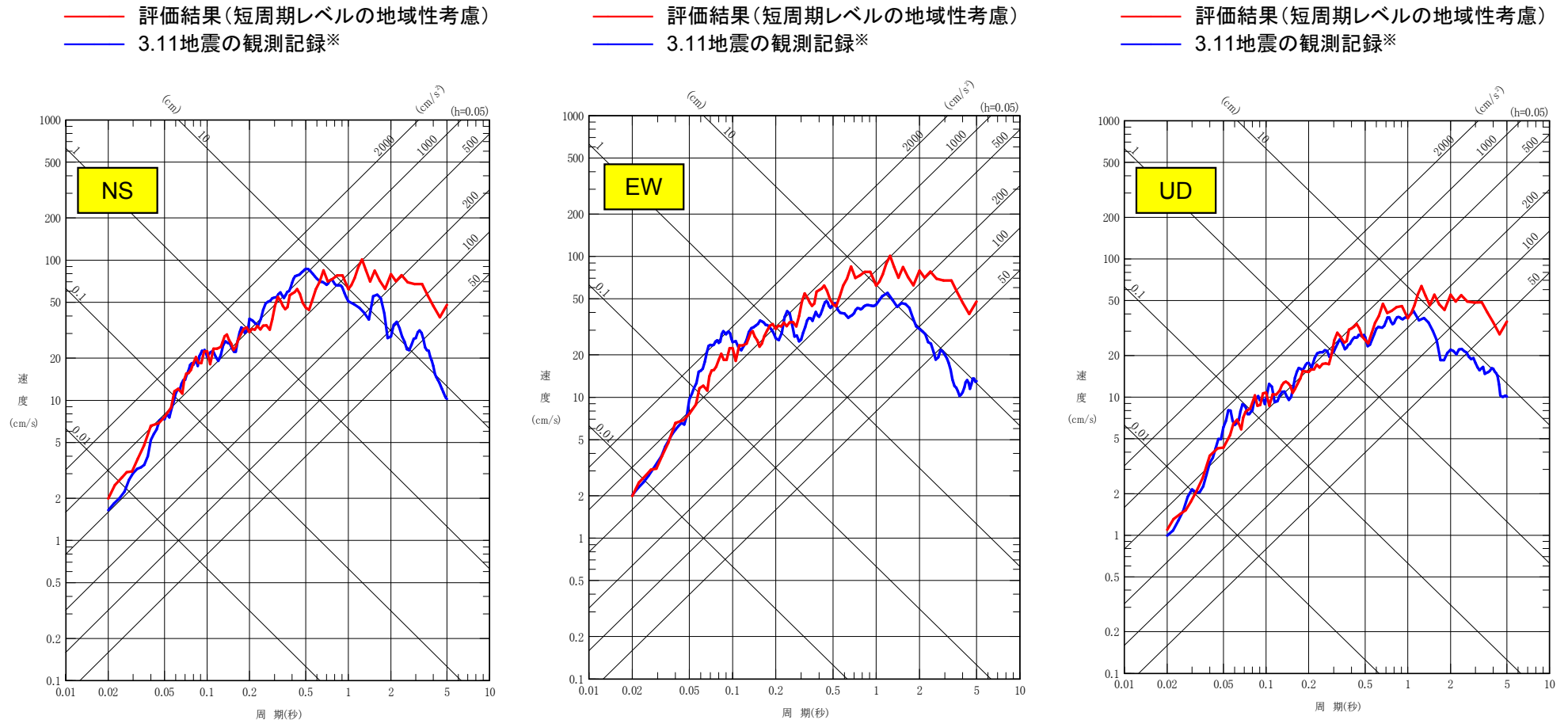
特に、NS方向の周期0.5秒付近で、観測記録(はぎとり波)との整合性に指摘を受けている。

※:敷地岩盤上部(O.P.-8.6m)の観測記録について、表層の影響を除去したはぎとり波。

2. 検討用地震の断層モデル 諸井ほか(2013)モデルによるシミュレーション

■ 諸井ほか(2013)モデルによる女川地点のシミュレーション結果 放射特性を一定値に見直し

- ・地域特性として諸井ほか(2013)の短周期レベル(応力降下量)×1.4を考慮。



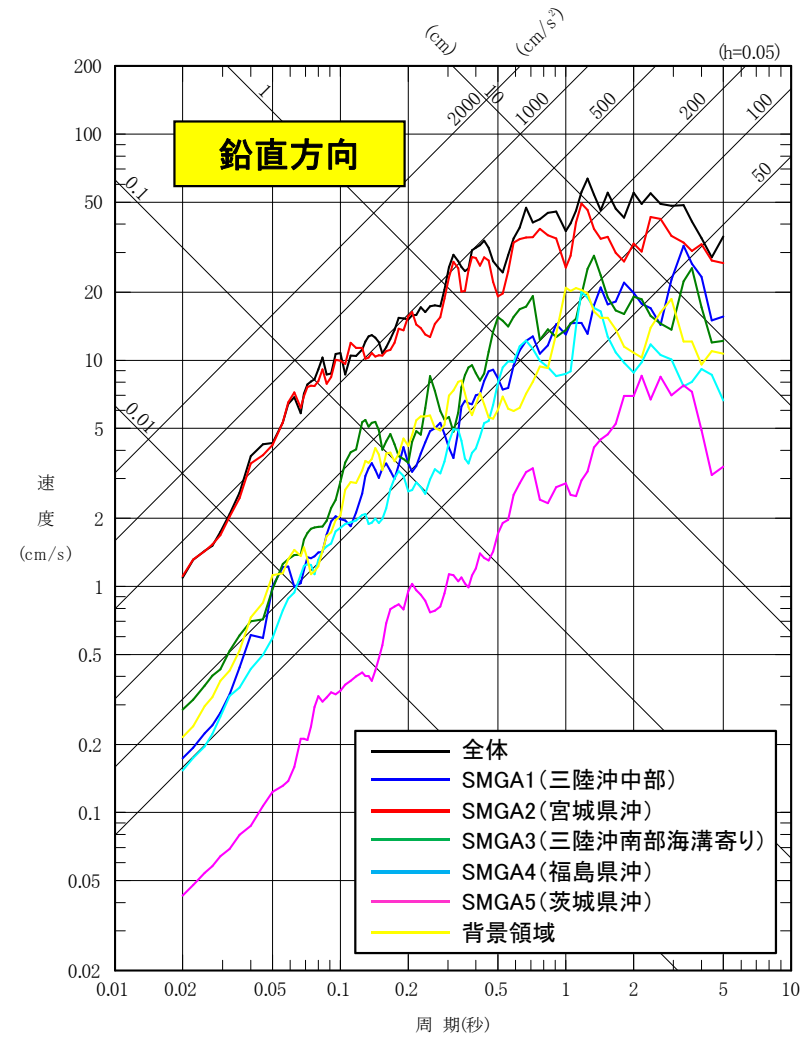
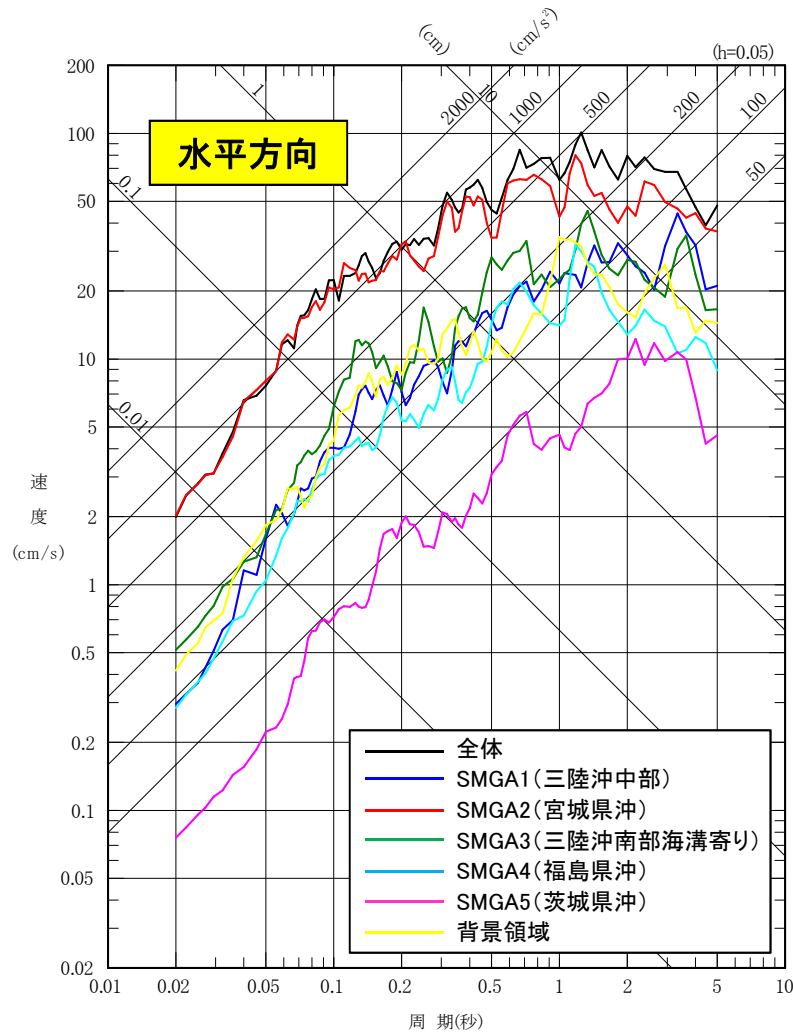
3.11地震の観測記録(はぎとり波)との比較

3.11地震の観測記録(はぎとり波)と評価結果は整合。

※: 敷地岩盤上部(O.P.-8.6m)の観測記録について、表層の影響を除去したはぎとり波。

2. 検討用地震の断層モデル 諸井ほか(2013)モデルによるシミュレーション

■各領域の寄与



敷地前面の宮城県沖の強震動生成域(SMGA2)の影響が最も大きく、全体の地震動レベルをほぼ決めている。

2. 検討用地震の断層モデル M9プレート間地震のまとめ

○女川地点のM9プレート間地震の基本ケースの断層モデル

- ・宮城県沖の地域性を踏まえ、応力降下量(短周期レベル)を1978年宮城県沖地震レベルに見直す。具体的には、諸井ほか(2013)の強震動生成域(SMGA)の応力降下量(24.6MPa)の1.4倍(34.5MPa)を考慮する。
- ・さらに、地震本部(2005)と同様に、放射特性として一定値(放射特性係数 $F=0.62$)を採用する。

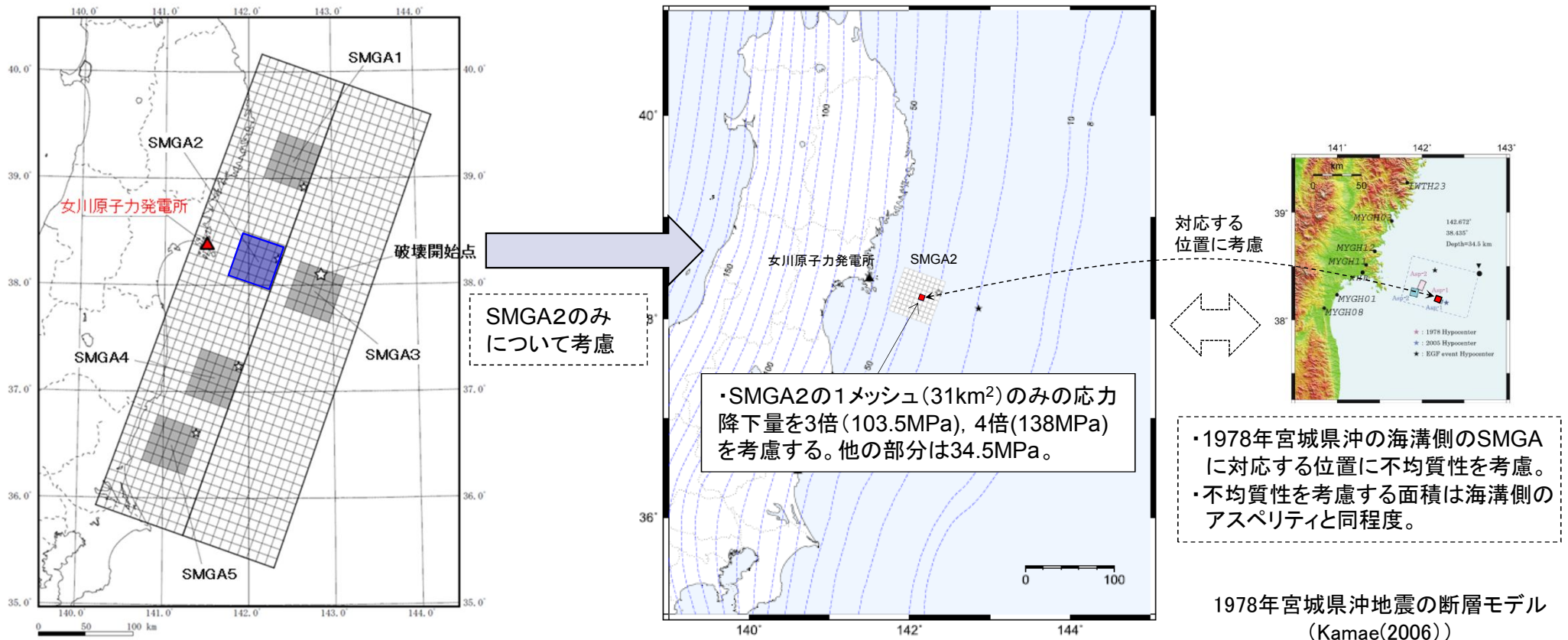
【補足説明資料】

3. SMGA内の不均質性を考慮した断層モデルによる検討

3. SMGA内の不均質性を考慮した断層モデルによる検討

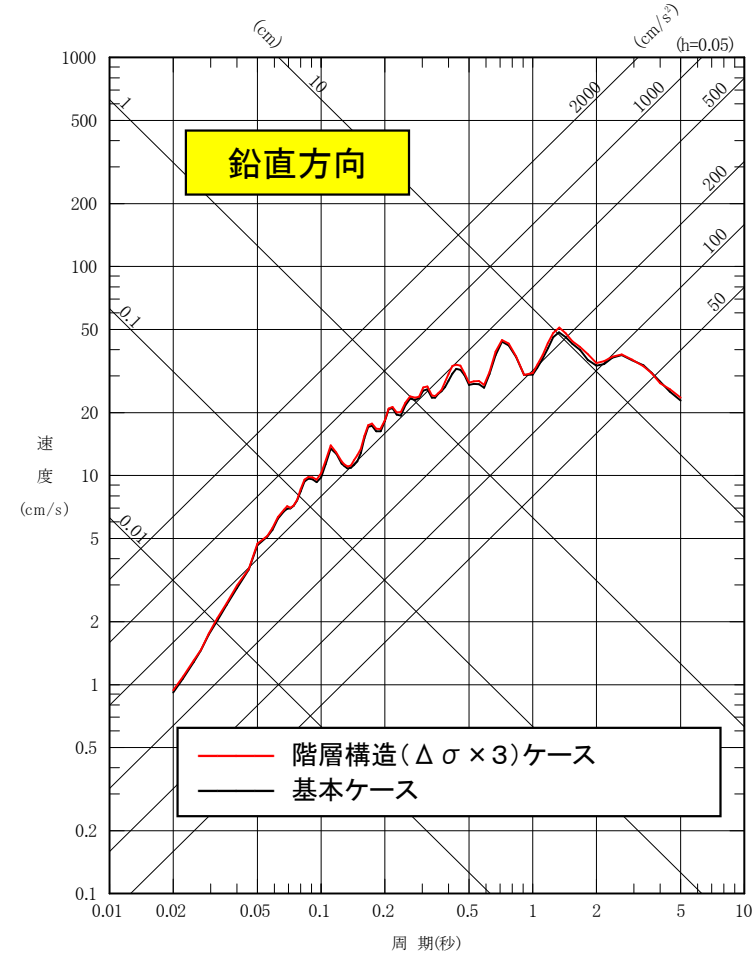
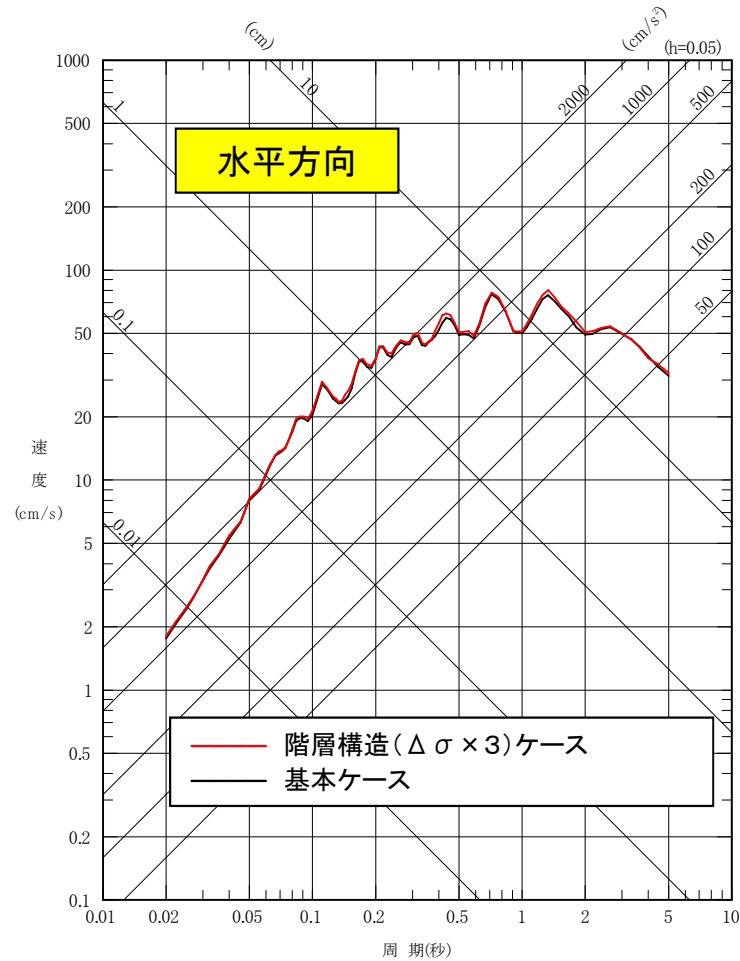
■SMGA内の階層構造(不均質性)の影響について

- ・敷地への影響が最も大きい宮城県沖のSMGA2についてSMGA内の階層構造(不均質性)を考慮した場合の影響について参考に評価を行う。
- ・基本ケースでは応力降下量を34.5MPaとしているが、1978年宮城県沖地震のシミュレーションモデル(Kamae(2006)等)のSMGAのうち応力降下量が高い海溝側のSMGAに対応する位置に、応力降下量を3倍($34.5\text{MPa} \times 3 = 103.5\text{MPa}$), 4倍($34.5\text{MPa} \times 4 = 138\text{MPa}$)を考慮する。
- ・評価方法は統計的グリーン関数法(放射特性係数 $F=0.62$)、波形合成は入倉ほか(1997)を用いる。



3. SMGA内の不均質性を考慮した断層モデルによる検討

■SMGA内の階層構造(不均質性)を考慮した評価結果(応力降下量 $34.5\text{MPa} \times 3 = 103.5\text{MPa}$)

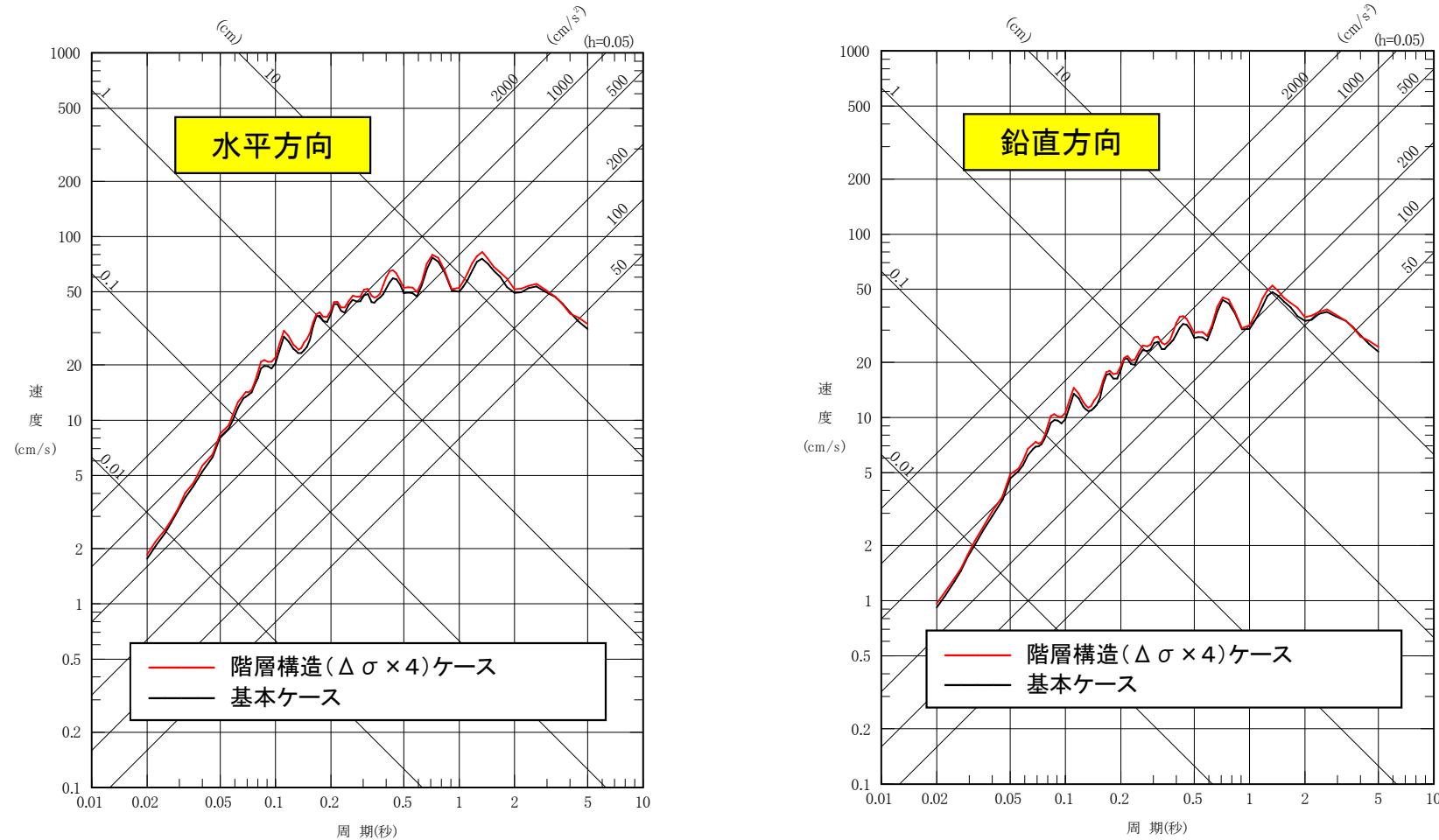


SMGA2内の階層構造(不均質性)を考慮した場合と基本ケースの比較※(平均応答スペクトル)

※SMGA2のみでの評価結果の比較

3. SMGA内の不均質性を考慮した断層モデルによる検討

■SMGA内の階層構造(不均質性)を考慮した評価結果(応力降下量 $34.5\text{MPa} \times 4 = 138\text{MPa}$)



SMGA2内の階層構造(不均質性)を考慮した場合と基本ケースの比較※(平均応答スペクトル)

※SMGA2のみでの評価結果の比較

応答スペクトルでみた場合、不均質性を考慮した結果は基本ケースとあまり違いが認められなかった。

⇒今回の検討は統計的グリーン関数法で実施しているが、小さいサイズのSMGAの影響は特定の位相として現れてくる可能性も考えられるため、今後、経験的グリーン関数法による高度化検討と合わせて検討を進めて行く。

【補足説明資料】

4. 検討用地震の経験的グリーン関数法による検討

4. 検討用地震の経験的グリーン関数法による検討

経験的グリーン関数法の検討の概要

【経験的グリーン関数法による検討の位置づけ】

- M9プレート間地震の地震動評価は、3.11地震による敷地での観測記録との整合性を統計的グリーン関数法(放射特性一定)により確認したシミュレーションモデル及び計算方法を用いる。したがって、本評価方法は、審査ガイドに記載されている「手法の妥当性」を示した手法の採用に該当すると考えている。
- 一方、審査ガイドでは、要素地震としての観測記録がある場合は、経験的グリーン関数法を用いた地震動評価についての確認を行う旨の記載があるため、経験的グリーン関数法を用いた3.11地震のシミュレーション解析について検討を実施した。

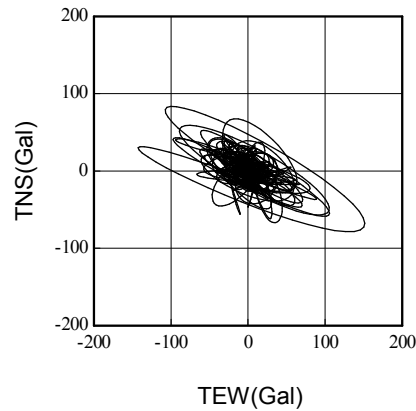
【検討の内容】

- ・3.11地震の敷地直近の強震動生成域(SMGA)付近で発生したプレート間地震について、大地震と中小地震の特性について観測記録の傾向を比較し、大地震と中小地震ではその特徴に違いが認められた。
- ・2005年8月16日宮城県沖の地震(M7.2)は、3.11地震と記録の特徴に類似性が認められる。この地震をM9プレート間地震の要素地震とするには、規模が大きい等の課題があるが、参考に要素地震とした場合の地震動を算定した。算定結果は観測記録の傾向を捉えているが、全体的に大きな結果となった。
- ・また、3.11地震と傾向が異なる中小地震(M6.8)を要素地震とした場合の地震動を、参考に算定した。算定結果は、大地震と中小地震の傾向が特に異なるNS方向の周期0.5秒付近で過小な結果となった。さらに、別の中小地震(M6.1)を要素地震とした場合について算定を行ったが、算定結果は、特に短周期側が過大な結果となった。

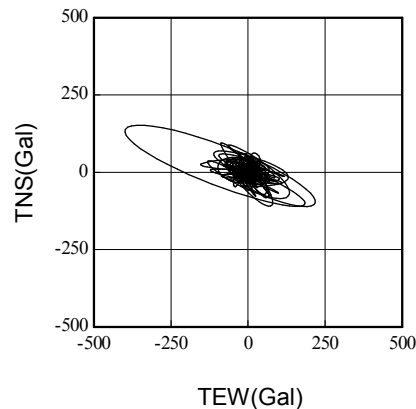
4. 検討用地震の経験的グリーン関数法による検討

3.11地震のNS方向 周期0.5秒付近の卓越について

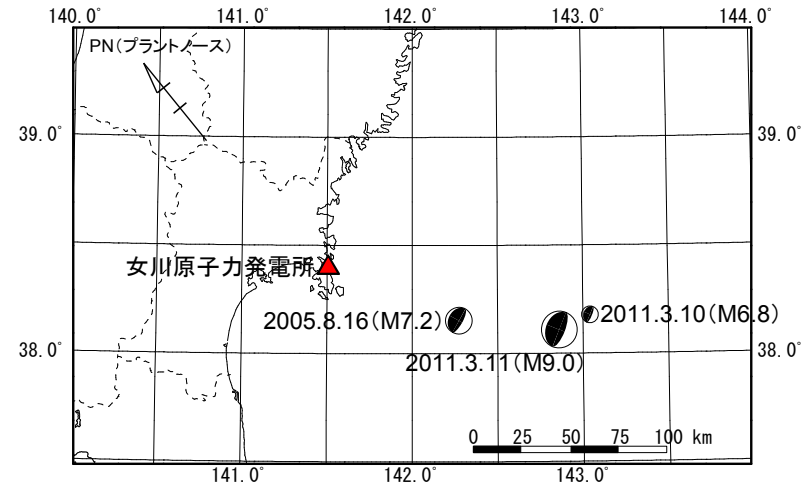
- ・3.11地震と2005年宮城県沖の地震 (M7.2) の敷地での観測記録には、NS方向の周期0.5秒付近に卓越が認められるが、これは震源方向(ラジアル方向)の揺れであり、2011年3月10日 (M6.8) の地震をはじめ、他の中小地震には認められない傾向である。
- ・なお、このような特徴は、牡鹿半島以外の観測点の観測記録には、顕著には認められない傾向である。



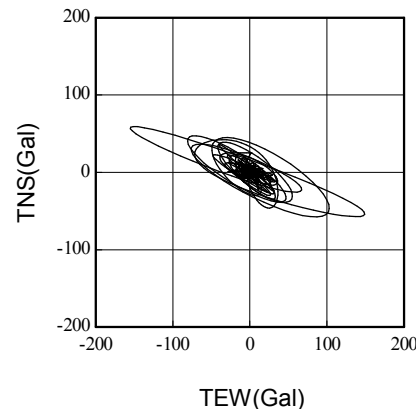
3.11地震(前半0~80秒)



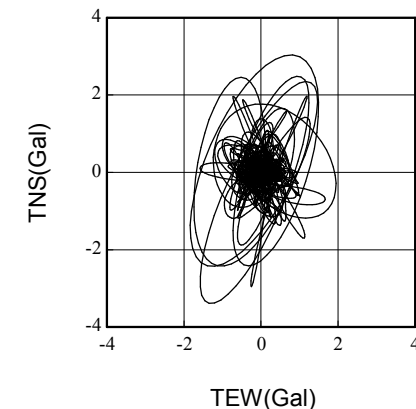
3.11地震(後半80~300秒)



要素地震の震央位置



2005年8月16日宮城県沖の地震



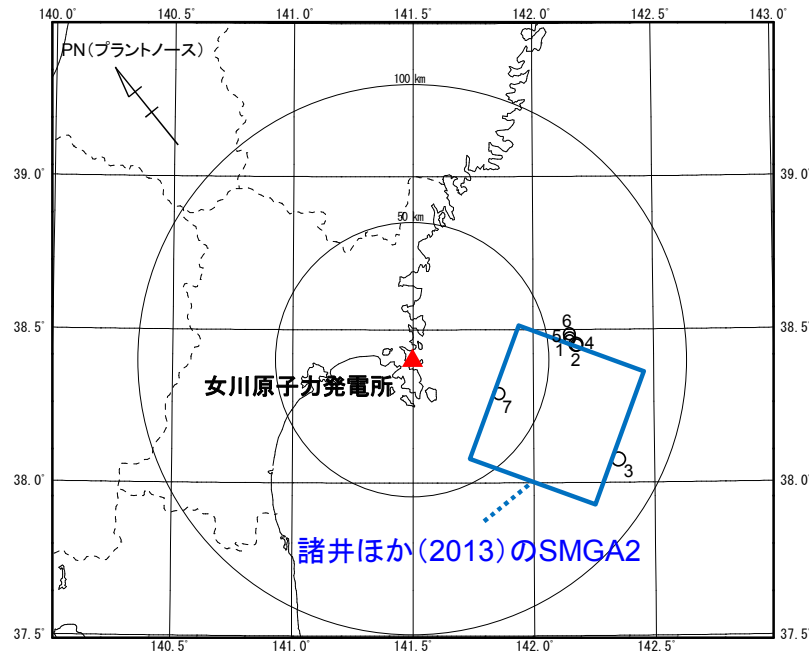
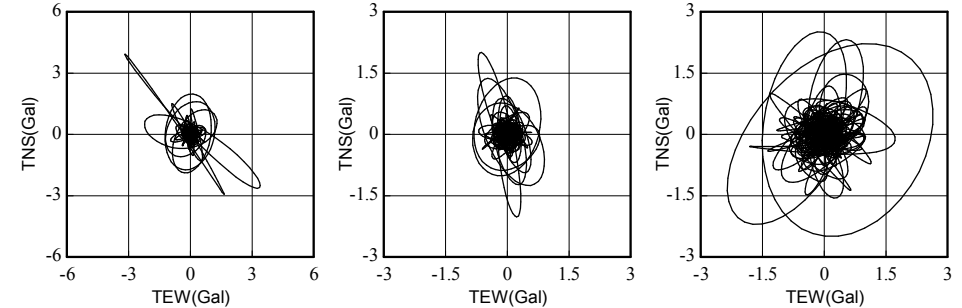
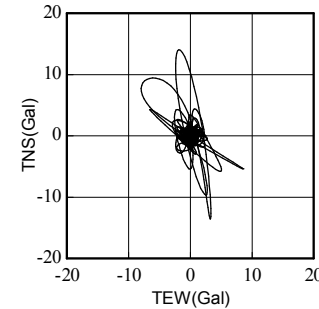
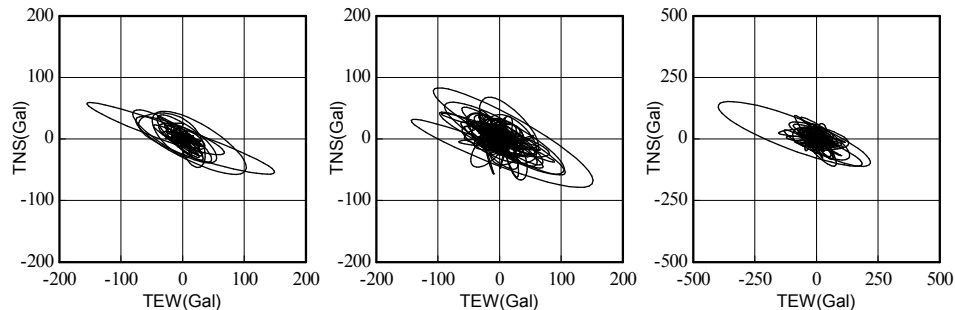
2011年3月10日 宮城県沖の地震(M6.8)

加速度記録の水平面のオービット(バンドパス0.5~3.0Hz)

4. 検討用地震の経験的グリーン関数法による検討

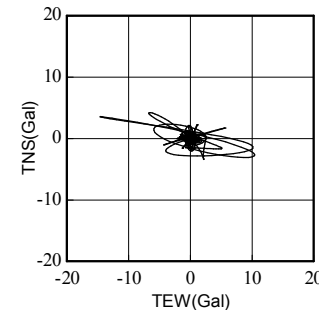
3.11地震のNS方向 周期0.5秒付近の卓越について

- ・SMGA2付近で発生した中小地震(M5以上の地震)のプレート間地震について、3.11地震と同様に周期約0.5秒付近において震源方向(ラジアル方向)が卓越する特徴があるか確認を行った。
- ・中小地震については、3.11地震のような震源方向(ラジアル方向)が卓越する地震はなかった。

震央分布図
(M5以上のプレート間地震)1. 2002年05月06日
宮城県沖の地震(M5.0)2. 2004年12月29日
宮城県沖の地震(M5.5)3. 2005年12月02日
宮城県沖の地震(M6.6)4. 2005年12月17日
宮城県沖の地震(M6.1)5. 2006年07月01日
宮城県沖の地震(M5.3)6. 2007年12月25日
宮城県沖の地震(M5.6)2005年08月16日
宮城県沖の地震(M7.2)

3.11地震(前半0~80秒)

3.11地震(後半80~300秒)

7. 2012年10月25日
宮城県沖の地震(M5.6)

加速度記録の水平面のオービット(バンドパス0.5~3.0Hz)

4. 検討用地震の経験的グリーン関数法による検討

第336回審査会合 (H28.3.4)
資料2 p.37 再掲

SMGA2付近で発生した中小地震のメカニズム解

2002/05/06,17:12



38.4N 142.2E 41km Mw4.9
strike: 21 dip: 73 slip: 93
mxx:-0.12 mxy: 0.44 mxz: 0.87
myy:-1.49 myz:-2.14 mzz: 1.61
unit:1e+16 moment:2.82e+16Nm

1. 2002年05月06日
宮城県沖の地震(M5.0)

2004/12/29,22:59



38.4N 142.3E 38km Mw5.6
strike: 21 dip: 76 slip: 93
mxx:-0.00 mxy: 0.38 mxz: 0.97
myy:-1.30 myz:-2.39 mzz: 1.30
unit:1e+17 moment:2.92e+17Nm

2. 2004年12月29日
宮城県沖の地震(M5.5)

2005/12/02,22:13



38.1N 142.3E 35km Mw6.5
strike: 21 dip: 71 slip: 89
mxx:-0.35 mxy: 1.32 mxz: 1.50
myy:-2.94 myz:-3.92 mzz: 3.29
unit:1e+18 moment:5.39e+18Nm

3. 2005年12月02日
宮城県沖の地震(M6.6)

2005/12/17,03:32



38.4N 142.2E 44km Mw6.0
strike: 20 dip: 72 slip: 91
mxx:-0.11 mxy: 0.17 mxz: 0.31
myy:-0.59 myz:-0.84 mzz: 0.70
unit:1e+18 moment:1.12e+18Nm

4. 2005年12月17日
宮城県沖の地震(M6.1)

2006/07/01,08:28



38.4N 142.2E 44km Mw5.2
strike: 22 dip: 72 slip: 94
mxx:-0.32 mxy: 0.97 mxz: 2.21
myy:-3.61 myz:-5.00 mzz: 3.93
unit:1e+16 moment:6.72e+16Nm

5. 2006年07月01日
宮城県沖の地震(M5.3)

2007/12/25,23:04



38.5N 142.2E 41km Mw6.0
strike: 19 dip: 71 slip: 94
mxx:-0.04 mxy: 0.17 mxz: 0.37
myy:-0.75 myz:-0.97 mzz: 0.79
unit:1e+18 moment:1.31e+18Nm

6. 2007年12月25日
宮城県沖の地震(M5.6)

2012/10/25,19:32



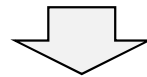
38.3N 141.9E 50km Mw5.6
strike: 31 dip: 69 slip: 96
mxx:-0.25 mxy: 0.71 mxz: 1.16
myy:-1.68 myz:-1.72 mzz: 1.93
unit:1e+17 moment:2.85e+17Nm

7. 2012年10月25日
宮城県沖の地震(M5.6)

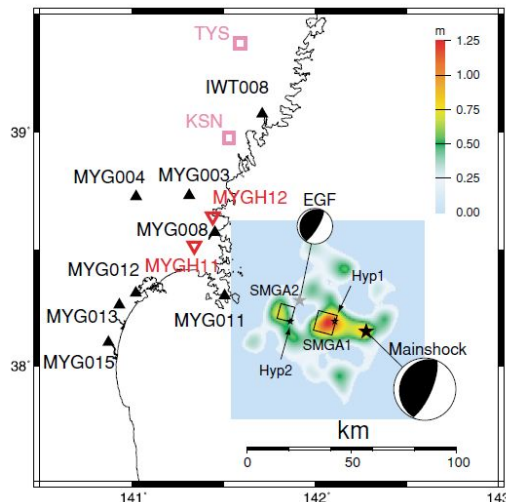
4. 検討用地震の経験的グリーン関数法による検討 経験的グリーン関数法の検討の概要

■ 経験的グリーン関数法の検討内容

- ・SMGA2付近で発生した中小地震(M5以上の地震)のプレート間地震では、周期約0.5秒付近において震源方向(ラジアル方向)が卓越する地震は得られていない。
- ・一方、3.11地震と周期0.5秒付近の傾向が類似する2005年宮城県沖の地震(M7.2)の場合、震源域が大きく、また震源が複雑な地震(Suzuki and Iwata(2007)等)であるため、経験的グリーン関数法への適用には課題がある。



- ・参考に、2005年宮城県沖の地震(M7.2)を要素地震した場合と、要素地震として適切な規模と考えられるM6クラスの中小地震を要素地震とした場合について、3.11地震のシミュレーション解析を実施し、その結果を確認した。



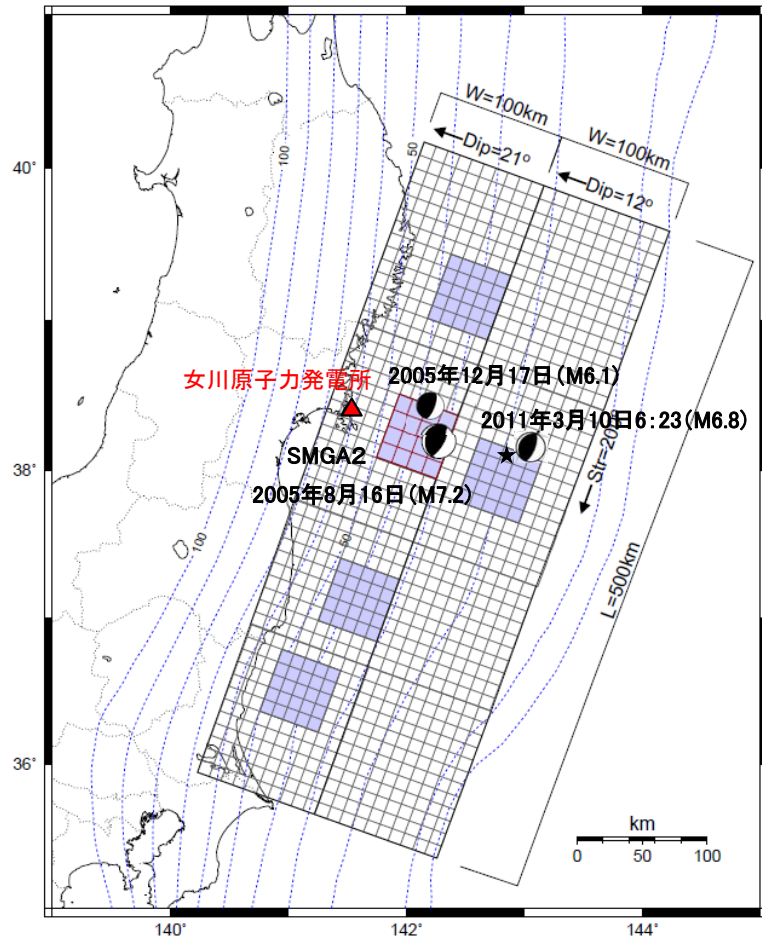
2005年8月16日宮城県沖の地震(M7.2)の断層モデル
(Suzuki and Iwata(2007))

- ・Suzuki and Iwata(2007)では、Wu and Koketsu(2006)のすべりの大きい領域に対応するように2つのSMGAを設定している。
- ・Wu and Koketsu(2006)のすべり分布の領域は約50km×50kmになっており、諸井ほか(2013)のSMGAの1つと同程度の面積となっている。

4. 検討用地震の経験的グリーン関数法による検討 諸井ほか(2013)を用いた経験的グリーン関数法

■ 諸井ほか(2013)の断層モデルを用いた経験的グリーン関数法

- ・要素地震は、震源域内にあり震源メカニズムが同様のプレート間地震で、長周期までSN比が明瞭な2005年宮城県沖の地震(M7.2)、2011年3月10日の地震(M6.8)、2005年12月17日の地震(M6.1)の3つの地震を選定し、波形合成にそれぞれ用いる。
- ・2005年宮城県沖の地震(M7.2)は、3.11地震の観測記録の特徴を有しているが、比較的規模が大きく、震源過程が複雑であり、経験的グリーン関数法の要素地震として用いるのは課題があるものの本検討に用いる。また、通常経験的グリーン関数法で用いられる適切な規模のM6クラスの地震として3.11地震の震源に近い2011年3月10日の地震(M6.8)、2005年12月17日の地震(M6.1)を用いる。
- ・諸井ほか(2013)の断層モデルのうち敷地に最も影響が大きいSMGA2(応力降下量:24.6MPa)のみを対象として経験的グリーン関数法により地震動評価を行う。なお、波形合成は、入倉ほか(1997)により評価を行う。



断層モデル

要素地震の諸元

発生日時※1	2005年8月16日 11:46	2011年3月10日 6:23	2005年12月17日 3:32
震源地※1	宮城県沖	三陸沖	宮城県沖
震源位置※1	東経142° 16.6' 北緯38° 8.9'	東経143° 02.6' 北緯38° 10.3'	東経142° 10.8' 北緯38° 26.9'
震源深さ(km)※1	42	9	40
地震の規模 M※1	7.2	6.8	6.1
地震モーメント M_0 ($N \cdot m$)※2	5.43×10^{19}	5.51×10^{18}	1.12×10^{18}
モーメントマグニチュード Mw	7.1	6.5	6.0
応力降下量(MPa)※3	25.2	11.8	2.91

※1: 気象庁による。

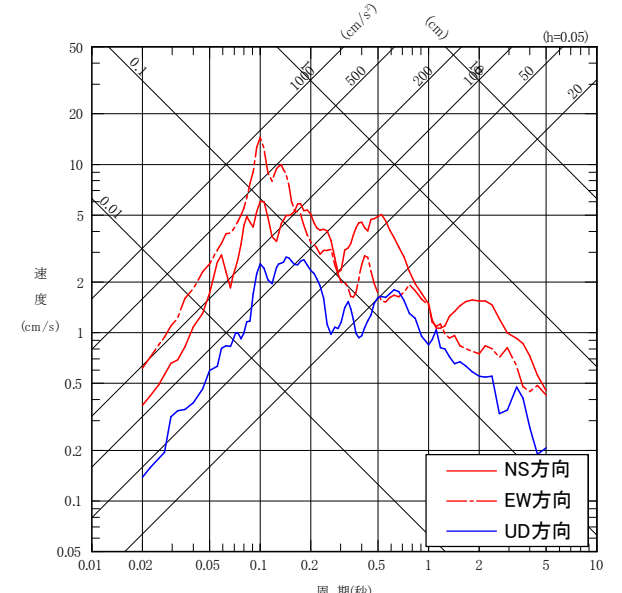
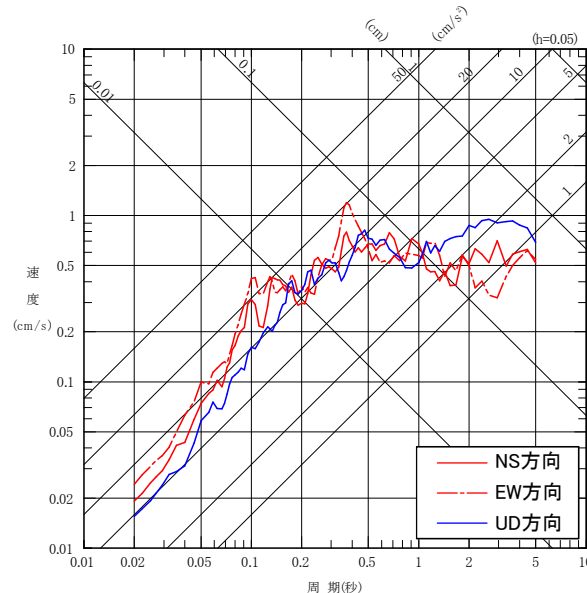
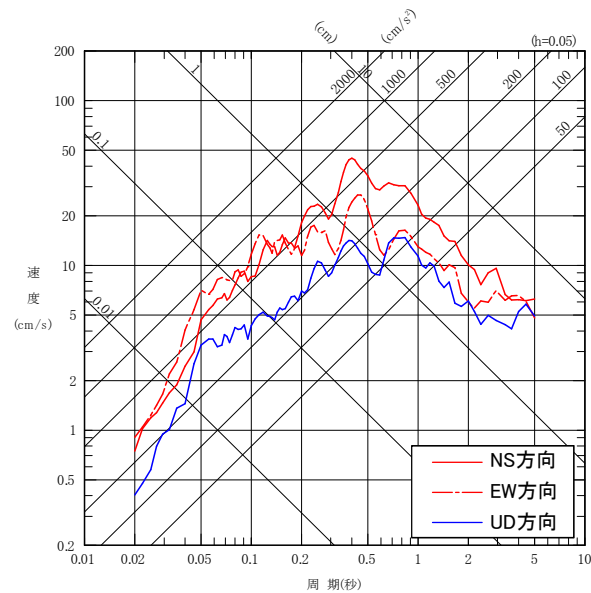
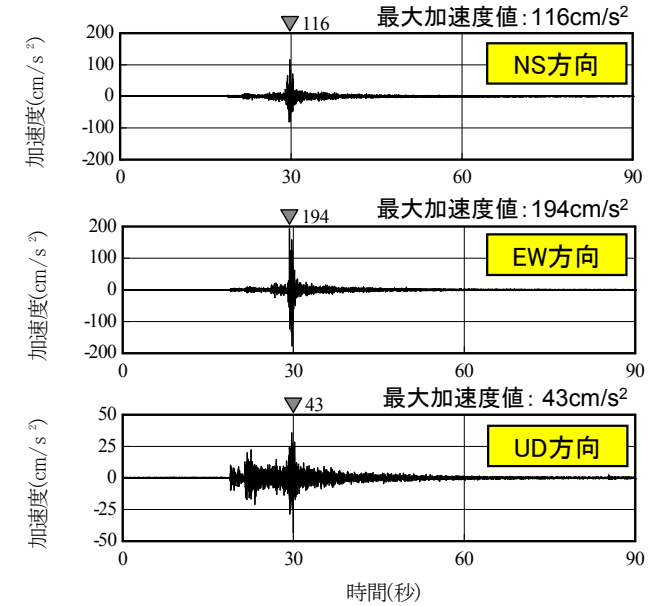
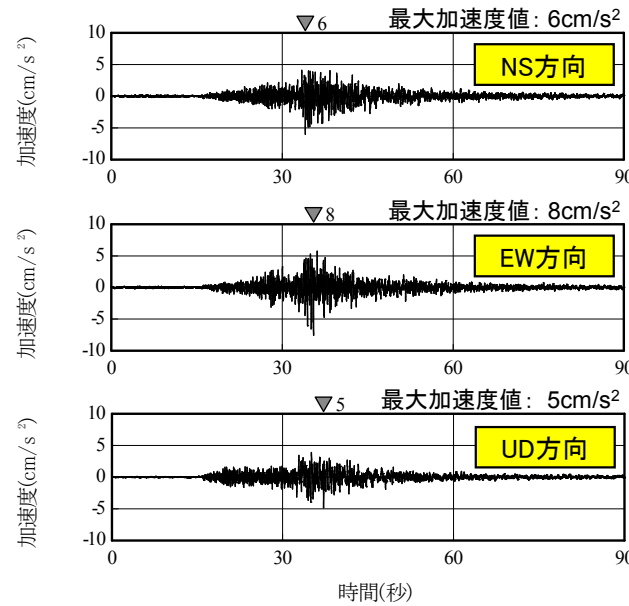
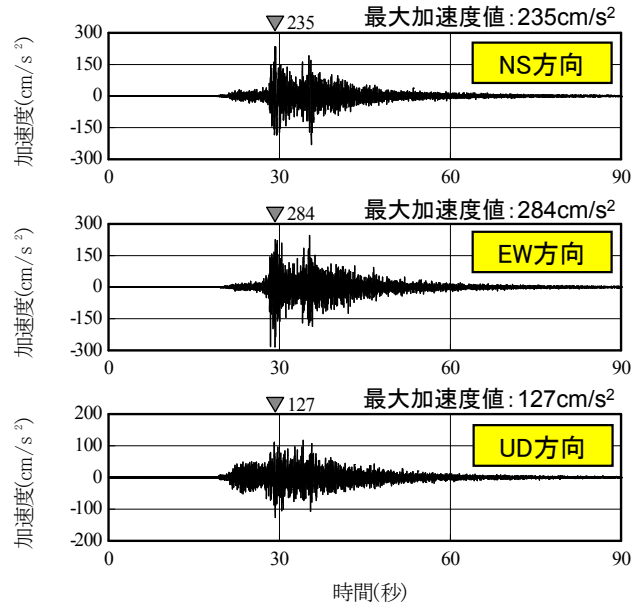
※2: F-netによる値。

※3: 2005.8.16の地震は、Kamae(2006)による。2011.3.10の地震はKurahashi and Irikura(2011)による。2005.12.17の地震は川辺・釜江(2013)による。

4. 検討用地震の経験的グリーン関数法による検討 経験的グリーン関数法に用いる要素地震

■ 要素地震の観測記録(はざとり波)※

※: 敷地岩盤上部(O.P.-8.6m)の観測記録について、表層の影響を除去したはざとり波。



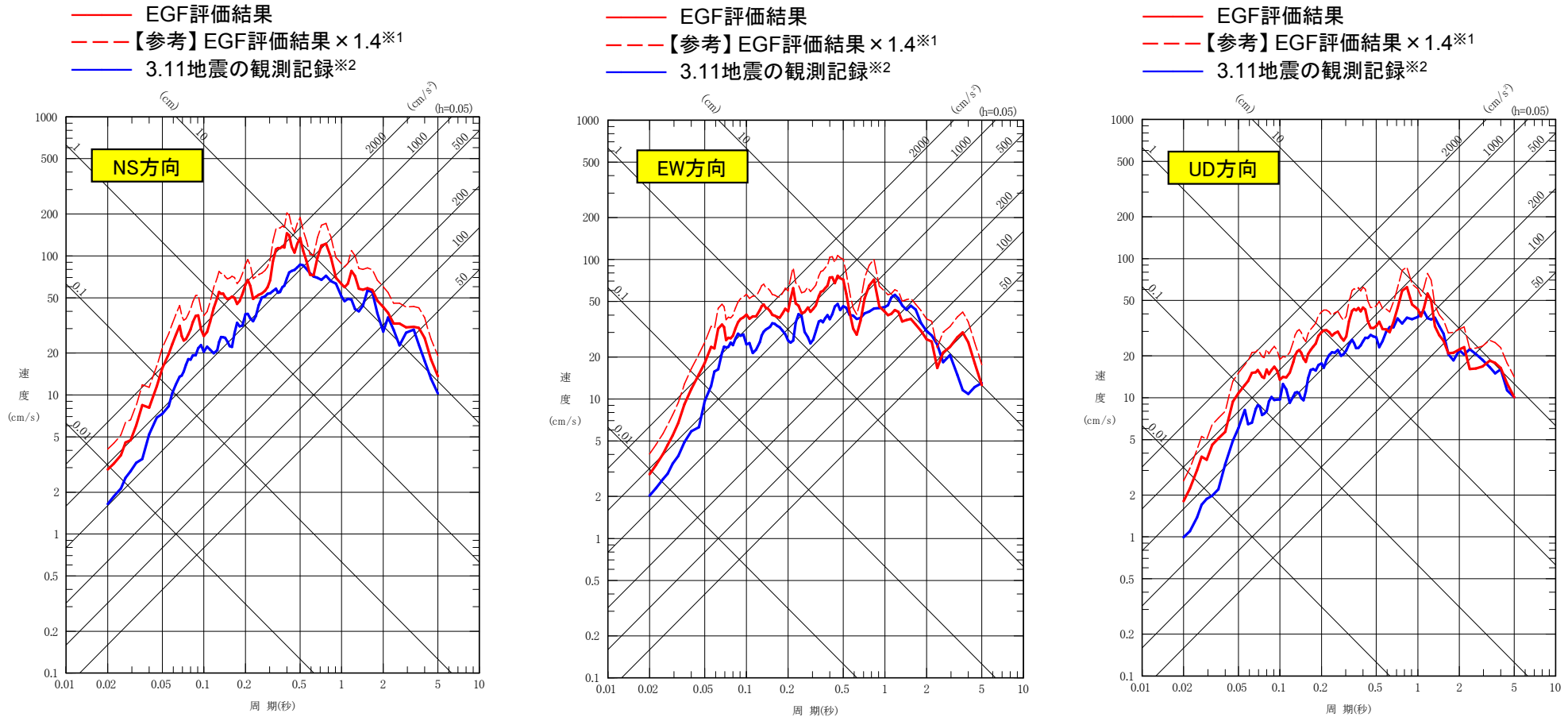
2005年8月16日(11:46)の地震(M7.2)

2011年3月10日(6:23)の地震(M6.8)

2005年12月17日(3:32)の地震(M6.1)

4. 検討用地震の経験的グリーン関数法による検討 諸井ほか(2013)を用いた経験的グリーン関数法

■地震動評価結果 要素地震2005年8月16日(M7.2) 応答スペクトル



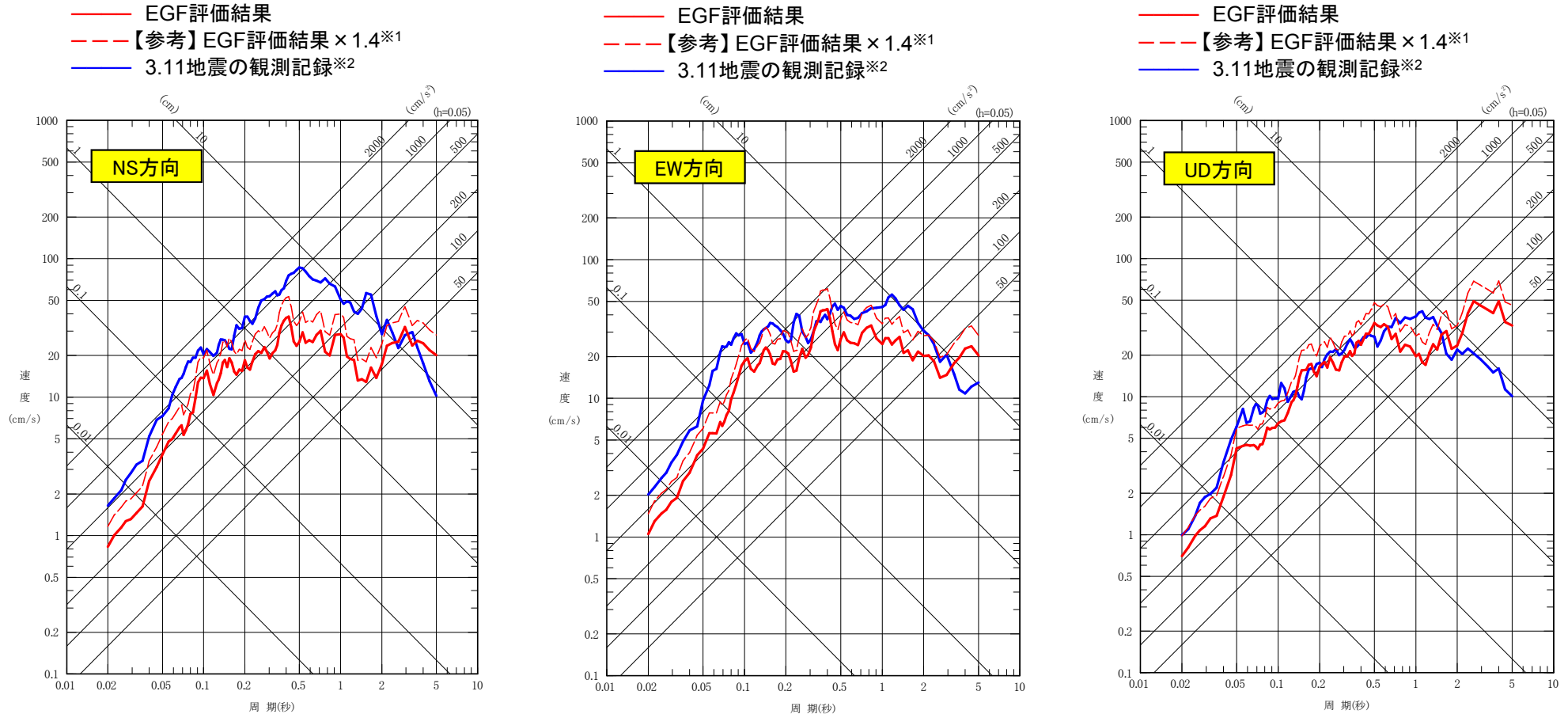
評価結果は、観測記録と同様にNS方向の周期0.5秒付近が卓越しており観測記録の特徴を再現できているが、一般的に過大な結果となった。

※1: 諸井(2013)の断層モデル(応力降下量24.6MPa)を用いていることから、基本ケースの断層モデル(地域性考慮, 応力降下量34.5MPa)相当との比較を行うため参考にEGFの結果を1.4倍した。

※2: 敷地岩盤上部(O.P.-8.6m)の観測記録について、表層の影響を除去したはざとり波。

4. 検討用地震の経験的グリーン関数法による検討 諸井ほか(2013)を用いた経験的グリーン関数法

■地震動評価結果 要素地震2011年3月10日(M6.8) 応答スペクトル



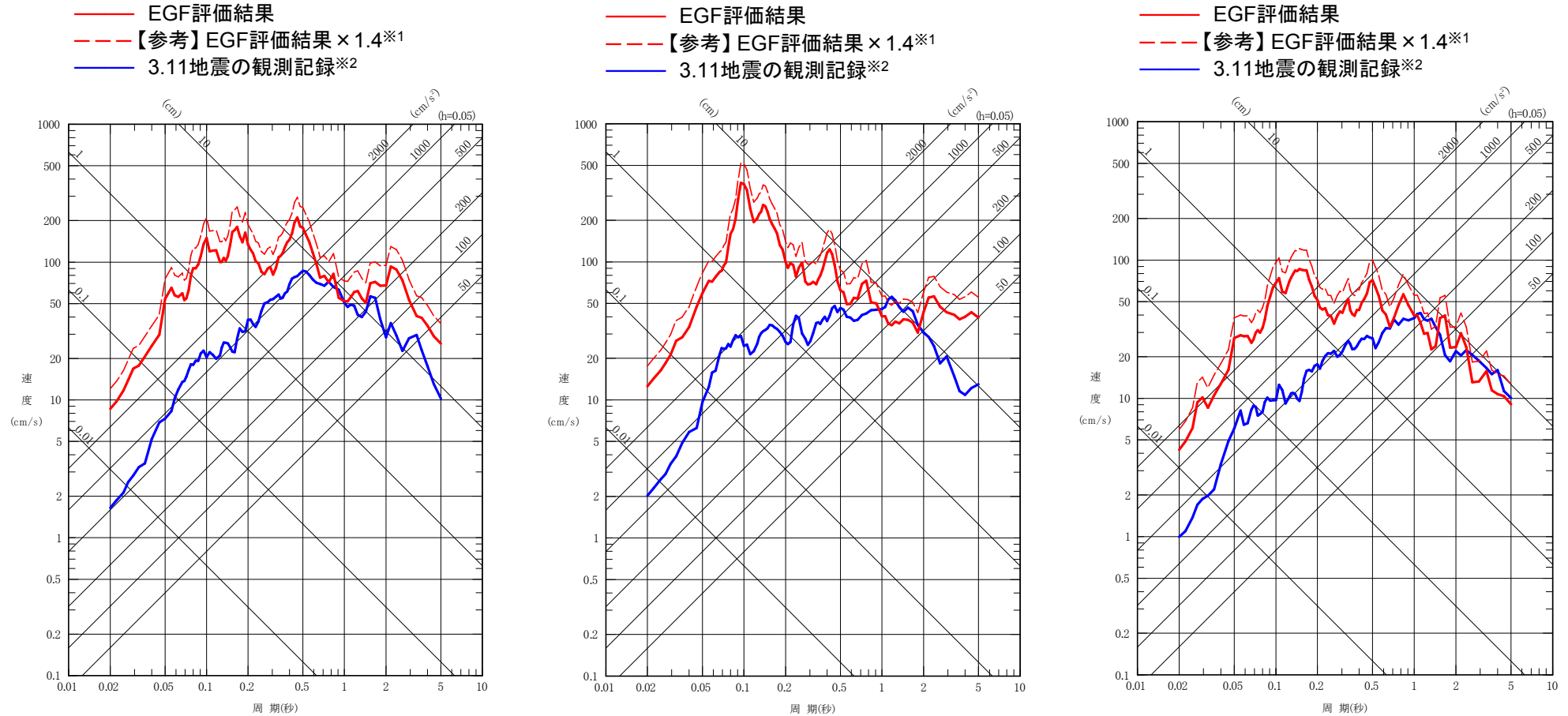
評価結果は、3.11地震(はぎとり波)と比較してEW方向やUD方向は記録と概ね整合するものの、NS方向の周期約0.5秒付近では過小な結果となった。

※1: 諸井(2013)の断層モデル(応力降下量24.6MPa)を用いていることから、基本ケースの断層モデル(地域性考慮, 応力降下量34.5MPa)相当との比較を行うため参考にEGFの結果を1.4倍した。

※2: 敷地岩盤上部(O.P.-8.6m)の観測記録について、表層の影響を除去したはぎとり波。

4. 検討用地震の経験的グリーン関数法による検討 諸井ほか(2013)を用いた経験的グリーン関数法

■地震動評価結果 要素地震2005年12月17日(M6.1) 応答スペクトル



評価結果は、長周期側と比べると、特に短周期側で観測記録より過大な結果となった。これは、要素地震の特徴（短周期成分が多い）がそのまま表れているものと考えられる。

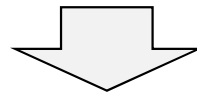
※1: 諸井(2013)の断層モデル(応力降下量24.6MPa)を用いていることから、基本ケースの断層モデル(地域性考慮, 応力降下量34.5MPa)相当との比較を行うため参考にEGFの結果を1.4倍した。

※2: 敷地岩盤上部(O.P.-8.6m)の観測記録について、表層の影響を除去したはざとり波。

4. 検討用地震の経験的グリーン関数法による検討 経験的グリーン関数法の検討結果

【検討結果】

- ・3.11地震の敷地直近の強震動生成域(SMGA)付近で発生したプレート間地震について、大地震と中小地震の特性について観測記録の傾向を比較し、大地震と中小地震ではその特徴に違いが認められた。
- ・諸井ほか(2013)モデルを用いて、M7クラスの地震と中小地震を要素地震とした経験的グリーン関数法による検討を行った。
- ・2005年8月16日宮城県沖地震(M7.2)は3.11地震と記録の特性に類似性が認められるが、M9プレート間地震の要素地震とするには2005年の地震の震源の拡がりなどを考慮すると適切ではない。参考に2005年の地震を要素地震とした場合の地震動を算定した結果は、観測記録の傾向を捉えているものの、全体的に大きな結果となった。
- ・また、3.11地震と傾向が異なる中小地震を要素地震とした場合の地震動を算定した。算定結果は、観測記録の傾向を捉えることが出来ず過小もしくは過大となった。



経験的グリーン関数法による強震動シミュレーション解析では、設定する断層モデルと要素地震の相対的關係によって結果が左右されることにも留意し、宮城県沖の特徴を踏まえた経験的グリーン関数法によるプレート間地震の地震動評価の高度化検討を進めて行く。

参考文献

- 1.川辺秀憲, 釜江克宏(2013):2011年東北地方太平洋沖地震の震源のモデル化, 日本地震工学会論文集 第13巻, 第2号(特集号)
- 2.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ープレート境界地震の短周期レベルに着目してー, 日本建築学会構造系論文集, 675, 695-704
- 3.Asano, K. and T. Iwata(2012): Source model for strong ground motion generation in the frequency range 0.1-10Hz during the 2011 Tohoku earthquake, Earth Planets Space, Vol. 64(No. 12), pp. 1111-1123, 2012
- 4.Kurahashi, S. and K. Irikura (2013): Short-Period Source Model of the 2011 Mw 9.0 Off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake, Bull. Seism. Soc. Am, Vol.103, May 2013
- 5.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):標準的な強震動予測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, 日本地震工学会第10回年次大会梗概集
- 6.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)
- 7.東京電力株式会社(2014):特定原子力施設監視・評価検討会(第27回)資料2, 東京電力福島第一原子力発電所の外部事象に対する防護の検討について, 平成26年10月
- 8.日本原子力発電株式会社(2015):第64回核燃料施設等の新規規制基準適合性に係る審査会合及び第243回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合 資料1-2, 東海第二発電所 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動のうちプレート間地震について, 平成27年6月
- 9.壇一男, 畑奈緒未, 武藤尊彦, 宮腰淳一, 神田順(2005):シナリオ地震の生起確率を考慮した基準地震動策定に関する研究(その3)宮城県沖で発生するプレート境界大地震の断層破壊シナリオとそれに基づく強震動の計算, 日本建築学会大会学術講演梗概集(近畿), B-1, 構造 I, 2005
- 10.気象庁(2012):気象庁技術報告 第133号 平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震調査報告
- 11.地震調査研究推進本部(2002):宮城県沖地震を想定した強震動評価手法について(中間報告)
- 12.佐藤智美, 川瀬博, 佐藤俊明(1994):ボアホール観測記録を用いた表層地盤同定手法による工学的基盤波の推定及びその統計的経時特性, 日本建築学会構造系論文集, 第461号
- 13.佐藤良輔(1989):日本の地震断層パラメター・ハンドブック, 鹿島出版会
- 14.内閣府(2012):南海トラフの巨大地震モデル検討会(第二次報告)強震断層モデル編-強震断層モデルと震度分布について-
- 15.宇津徳治(2001):地震学(第3版), 共立出版, 2001
- 16.内閣府(2013):首都直下のM7クラスの地震及び相模トラフ沿いのM8クラスの地震等の震源断層モデルと震度分布・津波高等に関する報告書
- 17.壇一男, 石井やよい, 宮腰淳一, 高橋広人, 護雅史, 福和伸夫(2013):マグニチュード9クラスのプレート境界地震による強震動予測のための断層モデルの設定方法, 日本建築学会構造系論文集, 692, 1685-1694

参考文献

- 18.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
- 19.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
- 20.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
- 21.佐藤智美(2004):宮城県沖のスラブ内地震とプレート境界地震の短周期レベルの推定, 日本地震工学会論文集, 第4巻, 第1号
- 22.Satoh,T.(2006):High-stress drop interplate and intraplate earthquakes occurred off shore of Miyagi prefecture,Japan,Third International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion,Grenoble,France,30 August-1 September,pp.689-698
- 23.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
- 24.入倉孝次郎(2012):海溝型巨大地震の強震動予測のための震源モデルの構築, 第40回地盤震動シンポジウム
- 25.東日本大震災合同調査報告書編集委員会(2014):東日本大震災合同調査報告 共通編1 地震・地震動, 公益社団法人日本地震工学会, 2014
- 26.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/>>
- 27.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, 2006.10
- 28.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, 651, 923-932
- 29.Pitarka,A.,P.Somerville,Y.Fukushima,T.Uetake,and K.Irikura (2000):Simulation of Near-Fault Strong-Ground Motion Using Hybrid Green's Functions,BSSA,90,3,pp.566-586,June 2000
- 30.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
- 31.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,Vol. 58, pp.1561-1566, 2006
- 32.Suzuki,W. and T. Iwata(2007): Source model of the 2005 Miyagi-Oki, Japan, earthquake estimated from broadband strong motions, Earth Planets Space, Vol.59, pp.1155-1171, 2007
- 33.Wu, C. and K. Koketsu(2006): Complicated repeating earthquakes on the convergent plate boundary: Rupture processes of the 1978 and 2005 Miyagiken oki earthquakes, Reconnaissance report of the Grant-in-Aid for Special Purposes on the 2005 Miyagi-ken Oki earthquake (MJ 7.2), 31-36, 2006.
- 34.Kurahashi,S. and K. Irikura(2011): Source model for generating strong ground motions during the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, Earth Planets Space,Vol. 63, pp.571-576, 2011